

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



СОДЕРЖАНИЕ

<i>Лисицын А. П.</i> Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение II. Накопление осадочного вещества в крупнейших дельтах мира. Первый глобальный уровень — закономерности количественного распределения и состава вещества	3
<i>Гордеев В. В.</i> Черты геохимии речного стока в океане	29
<i>Артемьев В. Е., Лазарева Е. В., Иджиян М. Г.</i> Органическое вещество в эстуарии р. Северной Двины	51
<i>Друиц В. А.</i> Влияние особенностей перемещения обломочного материала на процессы седиментации на континентальной окраине северной части Черного моря	58
<i>Блажчишин А. И.</i> Баланс осадочного материала в Гданьском бассейне Балтийского моря	67
<i>Фишер Э. И., Фишер В. Л.</i> Роль гумусовых кислот в процессах сорбции золота морскими осадками	77
<i>Лейпциг А. В.</i> Литологические особенности осадочных обломочно-бобовых бокситов	83
<i>Низамутдинов А. Г., Горбачев Б. Ф., Буров Б. В.</i> Алунит-глинистые породы Самарской Луки	94
<i>Сафронов В. Т.</i> О содержании германия в глиноземистых породах и минералах нижнего докембрия	105

Краткие сообщения

<i>Большун Г. А., Федоров Н. В., Веприков С. Е.</i> Тектоническое положение, палеорельеф и условия образования бокситов Южноуральского бассейна	111
<i>Голубева И. И.</i> Некоторые закономерности формирования верхнепалеозойской толщи Тунгусской синеклизы	115

Критика и дискуссии

<i>Горбачев Б. Ф.</i> Присутствуют ли диоктаэдрические калиевые гидрослюды в составе элювиальных глинистых пород? (По поводу статьи Андреевой О. В., Головина В. А., Омеляненко Б. И. «О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов»)	125
--	-----

CONTENTS

<i>Lisitsin A. P.</i> Avalanche sedimentation in seas and oceans. Communication II. Accumulation of sedimentary matter in the biggest deltas of the world. The first global level — regularities of quantitative distribution and composition of matter	3
<i>Gordeev V. V.</i> Geochemical properties of the river run-off in oceans	29
<i>Artemiev V. E., Lazareva E. V., Idjiyan M. G.</i> Organic matter in the estuary of the North Dvina river	51
<i>Drushchits V. A.</i> Influence of specific features of migration of clastic material upon sedimentation processes on the continental margin of the Black Sea northern part	58
<i>Bkazhchishin A. I.</i> Equilibrium of sedimentary material in the Gdansk basin of the Baltic Sea	67
<i>Fisher E. I., [Fisher V. L.]</i> The role of humic acids in processes of gold sorption by sea sediments	77
<i>Leiptsig A. V.</i> Lithological peculiarities of sedimentary clastic leguminous bauxites	83
<i>Nizamutdinov A. G., Gorbachev B. F., Burov B. V.</i> Alunite-clay rocks of the Samara Luka	94
<i>Safronov V. T.</i> On the germanium content in aluminiferous rocks and minerals of Lower Precambrian	105
<i>Brief communications</i>	
<i>Bolshun G. A., Fedorov N. V., Veprikov S. E.</i> Tectonic setting, paleorelief and conditions of bauxite formation of the South Uralian basin	111
<i>Golubeva I. I.</i> Some regularities of formation of the Upper Paleozoic strata of the Tunguska syncline	115
<i>Criticism and discussion</i>	
<i>Gorbachev B. F.</i> Are there dioctahedral potash hydromicas in the composition of eluvial clay rocks? (On the paper by Andreeva O. V., Golovina V. A., Ome-liyanenko B. I. «On mineralogical criteria of differences between the weathering crusts and hydrothermal argillizites»)	125

УДК 551.35 : 551.313.2

ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ
СООБЩЕНИЕ II. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В КРУПНЕЙШИХ
ДЕЛЬТАХ МИРА. ПЕРВЫЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ — ЗАКОНОМЕРНОСТИ
КОЛИЧЕСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СОСТАВА ВЕЩЕСТВА

ЛИСИЦЫН А. П.

В статье рассмотрены основные районы I глобального уровня подводной лавинной седиментации, связанные с реками Ганг, Брахмапутра, Инд, Амазонка, Конго, Нигер и Нил. В каждом районе описаны концентрации взвеси, скорости седиментации, вещественный состав и текстуры донных отложений, объем и мощность созданных осадочно-породных бассейнов, их геологическая история. Сформулированы основные закономерности современного этапа развития лавинной седиментации на I уровне.

В сообщении I отмечалось, что массовое накопление осадочного вещества в пределах океанов и морей идет только в узкой их части, которая составляет менее 1/10 площади Мирового океана. Эта полоса отвечает границе континентов и океанов, и в ее пределах по гипсометрическому положению выделяются два глобальных уровня: I — на границе «река — море», II — у основания материкового склона. Существует и III глобальный уровень — глубоководные желоба, осадки которых уходят в зону субдукции и в геологическом разрезе обычно не обнаруживаются.

В плане эти глобальные уровни выражаются в виде поясов лавинной седиментации: именно в этих поясах накапливаются, по данным бурения, геофизики и другим количественным показателям, около 90% водного осадочного вещества, что вызывает большой дефицит его в пелагиали океанов. Отмечено, что и в этих поясах накопление осадков идет крайне неравномерно. Выделяются участки с лавинной седиментацией, которые разделены участками с малыми скоростями осадконакопления. В первых массы осадочного вещества так велики, что они компенсируются непрерывным прогибанием земной коры, при этом возникают локализованные осадочно-породные бассейны, развивающиеся автономно, независимо от конечных водоемов стока.

Примечательно, что уже на первых стадиях транспортировки осадочного вещества по поверхности Земли реками наблюдается стремление к концентрации его в определенных узких областях. Естественно, что перенос осадочного материала реками тем больше, чем больше его поставляется с каждого квадратного километра водосбора. Максимальная поставка, как известно, имеет место в экваториальной зоне: здесь каждый квадратный метр водосбора дает более 1000 т осадочного вещества [5]. Если выражать смыв вещества с континентов в отрицательных значениях скоростей, то в экваториальной зоне он лавинный, т. е. превышает —100 Б (часто до —500 Б и более). К экваториальной зоне приурочены также наиболее многоводные реки, и понятно что по твердому стоку именно к этой зоне относятся все реки-гиганты.

Всего 12 крупнейших рек мира поставляют от 1/3 до 1/2 осадочного материала континентов, т. е. около половины всего осадочного вещества Земли сгруживается в 12 точках у берегов океана. Понятно, что такие места требуют первоочередного анализа, так как именно здесь лавинный процесс проявляется особенно ярко и, следовательно, могут быть обнаружены общие его закономерности. Поэтому главное внимание в настоящем сообщении уделяется лавинной седиментации в дельтах рек-

гигантов: Ганга и Брахмапутры, Инда, Амазонки, Конго, Нигера, Нила и др. Как и в сообщении I, количественные характеристики осадочного процесса (концентрация взвеси, скорости седиментации, мощности осадочной толщи) рассматриваются совместно с особенностями вещественного состава и текстур отложений.

Граничными значениями для выделения областей лавинной седиментации являются следующие количественные показатели осадочного процесса: концентрация взвеси более 10 мг/л (или г/м³), скорости седиментации более 100 Б и абсолютные массы более 5 С.

Надводные части дельты, которые долгое время географы считали главными их частями,— это лишь незначительная доля осадочных образований. Главная же их часть скрыта, как показали геофизические исследования и бурение, ниже уровня воды. В верхних частях дельт преобладают обычные аллювиальные образования (русловые осадки, отложения прирусловых валов, кос, стариц, пойм и др.), а в части, находящейся под воздействием океана, возникают специфические отложения.

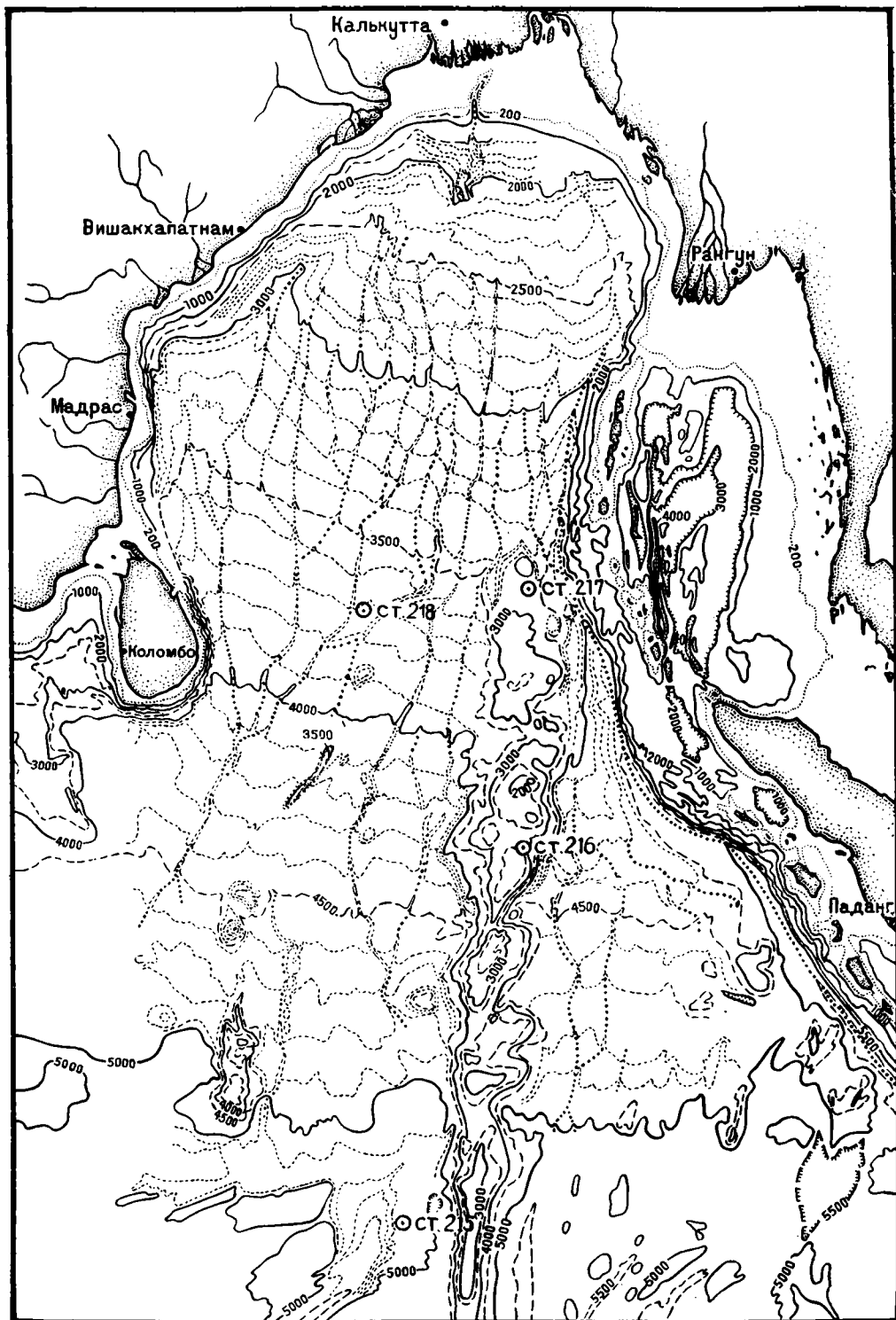
Контакт речных вод с морскими обычно не бывает стационарным: под влиянием приливов, а также нагонных и сгонных явлений возникает подпор речных вод с выпадением осадочного материала или, наоборот, их сгон с захватом и перемещением вещества в сторону моря. В особую группу выделяются обстановка авандельты, или приустьевого участка, где происходит главное смешение пресных и соленых вод, флокуляция. Авандельта может простираться далеко в пределы шельфа и даже выходить за его пределы — на материковый склон и прилежащие части океанского дна. Таковы дельты Амазонки, Ганга, Инда, Нигера и др.

Дельта и подводный конус рек Ганга и Брахмапутра. По твердому стоку реки Ганг и Брахмапутра, имеющие общую дельту при впадении в Бенгальский залив, являются крупнейшей речной системой мира. Твердый сток Ганга составляет 1451,5 млн. т/год, что приблизительно в 100 раз больше твердого стока таких крупных рек, как Обь, Енисей или Лена. Твердый сток Брахмапутры составляет 726 млн. т/год. В сумме эти две реки поставляют в Индийский океан 2177 млн. т взвешенного осадочного материала, в то время как реки бассейна Атлантического океана поставляют всего 1947 млн. т/год, что составляет 2/3 стока рек бассейна Индийского океана. По водному стоку Ганг и Брахмапутра далеко не самые крупные реки — их сток в сумме равен 1210 км³/год (р. Амазонка — 3187 км³, р. Конго — 1350 км³). Мутность вод этих рек значительна и составляет: для р. Ганг 1200 г/м³, а для р. Брахмапутры 600 г/м³, что соответственно в 4 и 2 раза выше средней мутности рек мира.

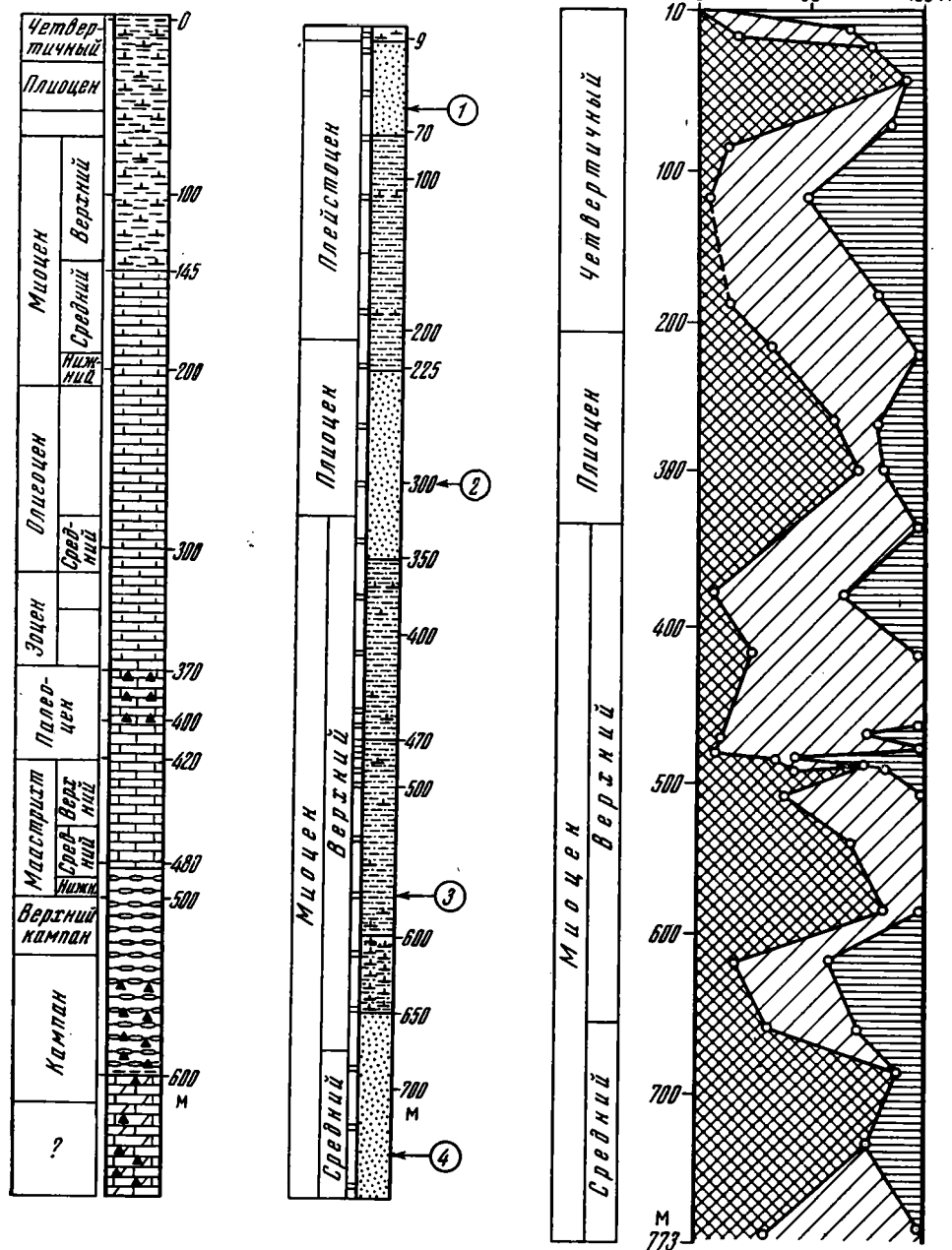
Многочисленные притоки Ганга берут начало в Гималаях и текут в узких ущельях, а ниже Сиваликских гор река выходит на широкую аллювиальную равнину.

Дельта Ганга начинается в своей наземной части в 500 км от океана. Здесь река разделяется на множество рукавов. Площадь дельты составляет около 44 тыс. км², в значительной части она покрыта заболоченными лесами. Питание реки смешанное ледниково-муссонное, поэтому паводки растянуты почти на все лето. Подъем воды начинается в мае, когда развивается таяние снегов в Гималаях, а достигает максимума во время мусонных дождей (июль—сентябрь). Во время разлива рукава реки часто меняют положение, что вызывает большие бедствия. Брахмапутра около 500 лет тому назад имела собственную отдельную дельту и впадала в Бенгальский залив.

В устье этих рек приливно-отливные колебания уровня достигают 7 м, но количество взвеси столь велико, что эстуария здесь тем не менее не образуются. Этому способствует и отсутствие сильных вдольбереговых течений в Бенгальском заливе, а также его положение в экваториальной штилевой зоне (хотя нередко сюда проникают тропические циклоны). Сильные приливно-отливные течения то выносят мутные воды в океан, то подпруживают их.



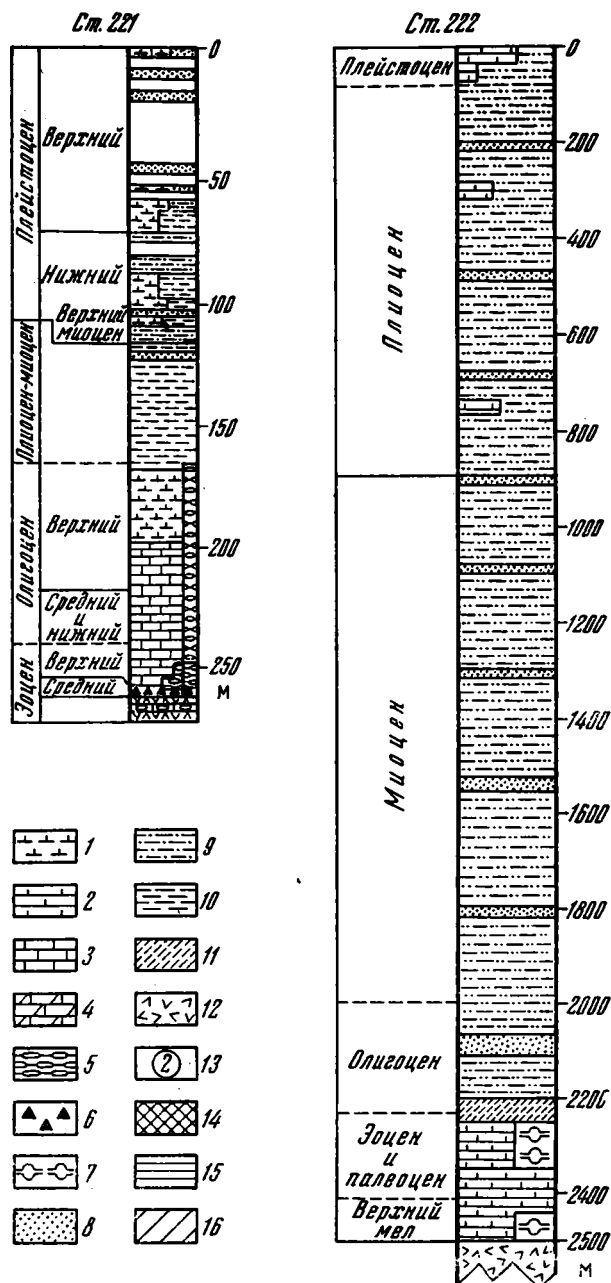
Фиг. 1. Батиметрическая характеристика Бенгальского и Никобарского подводных конусов выноса. Сплошные линии — основные изобаты, пунктир — вспомогательные, точки — главные подводные долины (потоки движения гравититов)



Фиг. 2 (начало)

Подводная часть дельты — конуса выноса Ганга — протягивается от 20° с. ш. до 7° ю. ш., т. е. приблизительно на 3000 км, и имеет ширину около 1000 км. Средний уклон равен 1:500. В ее верхней части (верхний конус) основная часть материала перемещается по главному подводному каньону («Бездонная борозда»), а на расстоянии около 500 км от берега перенос идет вне русел в виде плоскостных потоков, обеспечивающих непрерывность некоторых слоев, прослеживающуюся в разрезах внешних частей конусов.

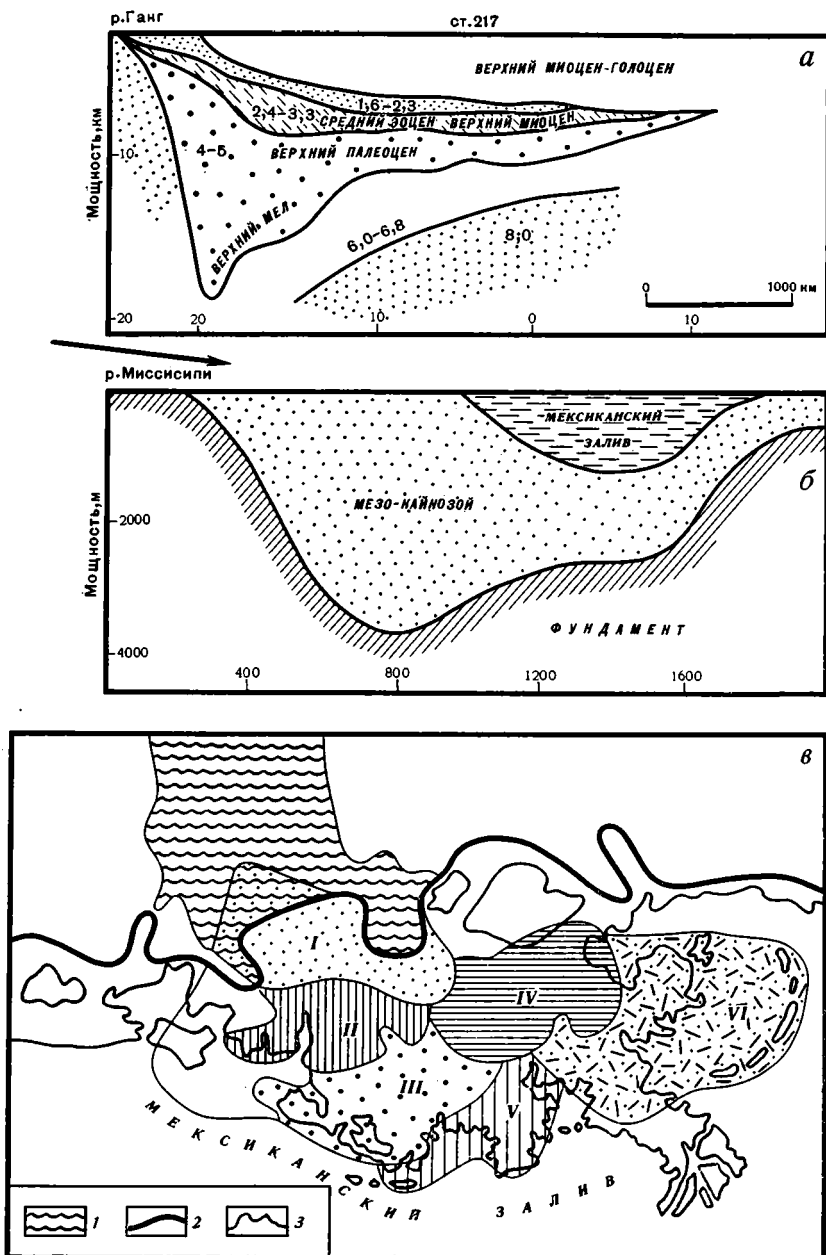
Общая площадь подводной части дельты превышает 2 млн. км² (что в 25 раз больше ее надводной части), т. е. в 5 раз больше площади дна Черного моря (фиг. 1, 2). Максимальная мощность отложений здесь



Фиг. 2. Литология кернов глубоководного бурения из подводных конусов выноса рек Ганг (ст. 217, 218) и Инд (ст. 221, 222) и циклы турбидитов (ст. 218) [26, 27]

1 — кокколитовые биогенные илы; 2 — кокколитовые уплотненные илы; 3 — известняки; 4 — доломитизированные известняки; 5 — уплотненная карбонатная порода с раковинами; 6 — кремни; 7 — кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) отложения; 8 — пески; 9 — алевритово-глинистые илы и алевриты; 10 — глинистые илы; 11 — коричневые глины; 12 — базальты ложа; 13 — циклы турбидитов (ст. 218); 14—16 — гранулометрический состав отложений (14 — пески и крупные алевриты, 15 — алевриты и глинистые алевриты, 16 — нанноилы)

достигает 16 км, а объем — 5 млн. км³ (почти в 10 раз больше, чем в Черном море). Для сравнения укажем, что объем наиболее крупного древнего осадочно-породного бассейна суши (Западно-Сибирского) равен 3,7 млн. км³. Возраст дельты Ганга — Брахмапутры определяется около 20 млн. лет. В восточной части Бенгальского залива Восточно-Индийский хребет отделяет Никобарский конус, где мощность осадков составляет лишь 1,6 км.

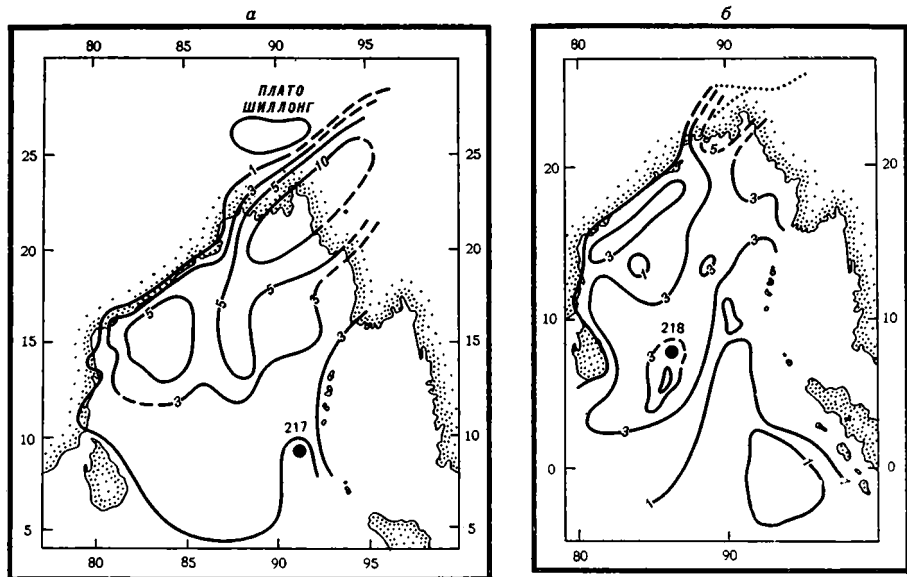


Фиг. 3. Распределение осадочного материала в дельте и подводном конусе выноса рек Ганг и Миссисипи

а — разрез осадочной толщи близ устьев рек Ганг и Брахмапутра с севера на юг [26] (цифры на фигуре — скорость звука, км/с); б — разрез через дельту Миссисипи и Мексиканский залив; в — наземные части дельты р. Миссисипи, сформировавшиеся за 5 тыс. лет. Участки дельты (I—VI) пронумерованы в порядке их возникновения

Максимальная мощность осадочной толщи (~16 км) отмечена близ устья р. Ганг под современным шельфом (фиг. 3). Предполагается, что в нижней части осадочного тела залегают осадки древнего континентального подножья мелового возраста, т. е. их максимальный возраст составляет 130 млн. лет [4]. Эти отложения в значительной мере были связаны также с дельтой Ганга (до столкновения Индии с Евразией и воздымания Гималаев), что ясно видно на схеме, составленной для этапа времени от 130 млн. до 55 млн. лет тому назад (фиг. 4).

Изопахиты показывают, что заполнение осадками привело к осушению части залива — здесь обычная изостатическая компенсация нару-



Фиг. 4. Изопахиты осадочной толщи конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра, км [4]
 а — отложившейся до столкновения Индийской плиты с Евразийской зоной субдукции (55 млн. лет тому назад); б — отложившейся выше палеоцен-эоценового несогласия.
 Кружки — станции глубоководного бурения

шается тектоническим сжатием, это осушение продолжается и на этапе 55—0 млн. лет. Депоцентр расположен сейчас близ устья реки, в пределах изопахиты 5 км. Ясно видно, что перенос материала рек на юг всегда шел, как и сейчас, в основном вдоль западной части залива, завершаясь южнее о. Шри-Ланка (по изопахите 3 км). Реки восточного побережья Индии по пути этого потока вносят дополнительные порции осадочного материала.

По площади Бенгальский залив значительно больше Охотского моря и, как отмечалось, в 5 раз больше Черного моря. Его максимальная глубина достигает 5258 м. Здесь проведены разнообразные исследования взвеси не только методами сепарации и фильтрации, но также и оптическими методами, что дает возможность судить о распределении осадочного материала в области подводной части дельты.

Взвесь в Бенгальском заливе распределяется как в толще вод, так и по дну в результате гравитационных потоков, о чем свидетельствует развитая дренажная сеть на дне залива. Внешние части дельты достигают глубин более 4 тыс. м, простираются далеко на юг, проходя через экватор. Весь Бенгальский залив и пространство океана вплоть до экватора, а местами и южнее занято этой гигантской подводной дельтой [10].

Распределение взвеси над подводной дельтой Ганга — Брахмапутры изучено экспедициями Института океанологии АН СССР для нескольких сезонов. Области наибольшей мутности тяготеют к устьям и протягиваются в толще вод далеко на юг, постепенно погружаясь и разделяясь на отдельные «облака» глубиной взвеси за южной периферией залива. Над Восточно-Индийским хребтом эти «облака» высоких концентраций разделяются, что отвечает формированию собственно Бенгальского конуса (к западу от хребта) и Никобарского (к востоку). В сложении последнего принимают участие также и реки п-ова Малакка и р. Иравати (твёрдый сток 300 млн. т/год). Распределение взвеси в этой части океана определяется тем, что сюда практически в одну точку (т. е. в устье) поступает суммарно в год около 2,5 млрд. т вещества взвеси, что в 5 раз больше твёрдого стока р. Амазонки (или 1/6—1/7 суммарного твёрдого стока рек мира). Основная часть взвеси осаждается на границе «река — море», поскольку в водах залива концентрация ее не превышает 10 мг/л; в реках этого района мутность обычно не бывает менее 600 мг/л, а в

ряде случаев составляет более 2000 мг/л. Несмотря на такие «ураганные» концентрации взвеси в реках этого региона, уже в нескольких десятках миль от берега в океанских водах концентрация ее составляет 7—10 мг/л, т. е. снижается в сотни раз. Главным источником взвеси являются реки северной части залива, при этом язык высоких концентраций отмечается не на поверхности, а главным образом в глубинных слоях воды, где он постепенно погружается на юг вплоть до экватора, а затем разделяется на отдельные части — «облака». Сплошной относительно мутный (нефелоидный) придонный слой прослеживается здесь более чем на 2000 км от устья реки. В океанологических экспедициях были получены данные о распределении здесь взвеси в разные сезоны. Все они свидетельствуют о том, что это «облако» взвеси, окутывающее весь залив и прилегающие к нему с юга части океана, существует круглогодично и длительно [5].

Концентрация взвеси в глубинных водах колеблется в пределах 0,5—1, а местами достигает 4 мг/л, т. е. очень высока (средняя концентрация взвеси в океане составляет приблизительно 0,1 мг/л). Тем не менее «лавиных» концентраций (>10 мг/л) взвеси в пределах залива не отмечается: они сосредоточены в очень узкой зоне близ границы «река — море», и именно здесь следует искать участки с «лавиным» ее осаждением.

В поверхностных водах залива концентрация взвеси в ряде мест менее 0,25 мг/л с повышением к берегам до 1 мг/л. Таким образом, несмотря на огромное поступление речной взвеси, ее проникновение в залив и северную часть океана во взвешенной форме невелико. Гигантские концентрации, которые можно было бы ожидать, судя по «ураганным» содержаниям в речных водах, на современном этапе уже во внешней части дельты не отмечены.

Другой вывод касается того, что основная часть вещества во взвешенной форме распространяется не в поверхностном слое воды, как это априорно считают многие исследователи [9], а в глубинных, придонных ее слоях. Таким образом, поверхностные течения, которые по «гидродинамической концепции» осуществляют перенос взвеси, не могут быть определяющими, поскольку осаждающаяся по путям переноса взвесь быстро уходит из зоны их действия. Эта закономерность общая, ее можно проследить и на разрезах других регионов.

Данные о скоростях седиментации, полученные для верхнего слоя осадков, значительно меньше ожидаемых. Лишь в северной части залива выделяется область со скоростями более 100 Б, т. е. со скоростями действительно лавинными, а к югу они быстро снижаются до 10 Б. Все это противоречит данным, полученным при изучении колонок донных отложений, где среди глинистых илов, заполняющих залив, часты прослой песчано-алевритового материала с характерным парагенезисом обломочных минералов, градационными текстурами турбидитов, растительным детритом и другими признаками поступления речного материала Ганга. Это отложения лавинного типа, они прослежены здесь на удалении более 2000 км от устья. Максимальное удаление турбидитного материала Ганга прослежено, по данным анализа длинных колонок, в 3600 км от устья реки и в 1800 км на юг от о. Шри-Ланка (ст. 2098 25-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев»).

Ярким доказательством распространения турбидитов является также морфология дна залива со сложно разветвленной сетью долин, имеющих прирусловые валы из более грубого материала, нередко присыпанные тонкими современными илами. Как уже отмечалось, в заливе господствует пелитовый современный материал; обычно его содержание составляет 70—90%, и только на небольших участках дна, прилегающих к устью развиты песчано-алевритовые осадки, по минеральному составу отвечающие песчаным прослоям колонок и кернов бурения из центральных и южных частей залива.

В том, что в сложении самого верхнего слоя осадков на дне Бенгальского залива турбидиты сейчас играют небольшую роль, убеждают дан-

ные не только гранулометрии, но и вещественного состава осадков (био-генного и минерального). Содержание аморфного кремнезема составляет 1—5%, CaCO_3 (в основном фораминиферы и кокколитофориды) в северной части залива менее 5%, а в южной и центральной — более 50%, т. е. здесь в данное время преобладает пелагическая седиментация. Таким образом, близ устья рек в северной и западной частях залива осадки верхнего слоя гемипелагические терригенные (тонкие глинистые илы), а в южной и юго-восточной — пелагические биогенные (карбонатные).

Представление о снижении темпов седиментации на современном этапе по сравнению с прошлым периодом, которое складывается из рассмотренных материалов по колонкам и кернам бурения, может быть дополнено данными о подводном каньоне Бенгальского залива — грандиозном образовании, протягивающемся почти на 3000 км на юг от устья реки и заканчивающемся около о. Шри-Ланка. В настоящее время русло этого каньона не действует, оно отрезано в верхней части от источников осадочного материала [4]. Этот каньон вдается в шельф на 80 км, глубина его у бровки шельфа равна 1300 м. В настоящее время отмирают также вершины других русел, «оперяющих» верхнюю часть каньона.

Для отложений русел и ограждающих их намывных валов в подводной части дельты р. Ганг типичен песчано-алевритовый состав. Руслу в ходе развития конуса непрерывно мигрируют, с чем связано появление в разрезе причудливо сочетающихся между собой их песчаных отложений (песчаных русел). Они создают объемную систему пронизываемых труб, т. е. дренажную систему конуса, и могут рассматриваться как потенциальные коллекторы нефти.

Существующая картина распределения взвеси и донных осадков, как показывают колонки и особенно керны бурения (см. 215—218) «Гломар Челленджера» [26], отвечает лишь кратковременному современному этапу. В прошлом имели место грандиозные перемещения материала по каньону на дне залива на расстояние в 1—2 тыс. км.

Ст. 217 глубоководного бурения находится вне зоны действия турбидитов: она расположена на глубине 3010 м на крайнем северном окончании Восточно-Индийского хребта, т. е. приподнята над областью развития турбидитов. Она почти целиком сложена биогенными осадками (в основном нанноилами и нанномелом с включениями кремней), а глубже 600 м — доломитовыми и кремнистыми породами.

В сходных условиях на гребне того же хребта на глубине 2237 м находится ст. 216, которая также не содержит турбидитов и сложена карбонатными отложениями с кремнями.

Наиболее показательна ст. 218, расположенная в центральной части конуса р. Ганг (глубина 3749 м, пройдено 773 м отложений). Здесь на 8° с. ш. четко видны многочисленные песчаные и алевритовые прослои турбидитов мощностью до 70 м. Особенно выделяются песчаные прослои плиоцена и позднего плейстоцена. Современные осадки представлены нанноилами, залегающими на песчаных отложениях турбидитов.

Керн длиной 773 м не вышел за пределы средней части миоцена, что свидетельствует о сохранении лавинных скоростей здесь в течение длительного периода времени (около 20 млн. лет).

Для этого периода удастся выделить четыре основных этапа активности турбидитов, с которыми связаны грубозернистые осадки. Самый ранний из них имел место в среднем миоцене и представлен мощным алевритовым прослоем, после чего наступил этап нормальной пелагической седиментации с накоплением биогенных карбонатных илов. В середине позднего миоцена наступил второй этап с накоплением тех же алевритов (мощность около 100 м). Этот этап завершился отложением более тонких терригенных осадков (алеврито-глинистых). В конце раннего плиоцена произошло внедрение в открытые части залива самых грубых песчаных осадков, образующих прослой мощностью приблизительно 70 м. После этого турбидитная деятельность несколько снижается, о чем можно судить по появлению алеврито-глинистых илов, а в нижней части плейстоцена — даже биогенных карбонатных пелагических от-

ложений. Наконец, последний (четвертый) этап начинается приблизительно с середины плейстоцена, когда вновь началось накопление алевроитовых осадков (мощность 50 м). Примечательно, что этот этап не достигает нашего времени: в верхней части керна вновь залегают биогенные пелагические осадки.

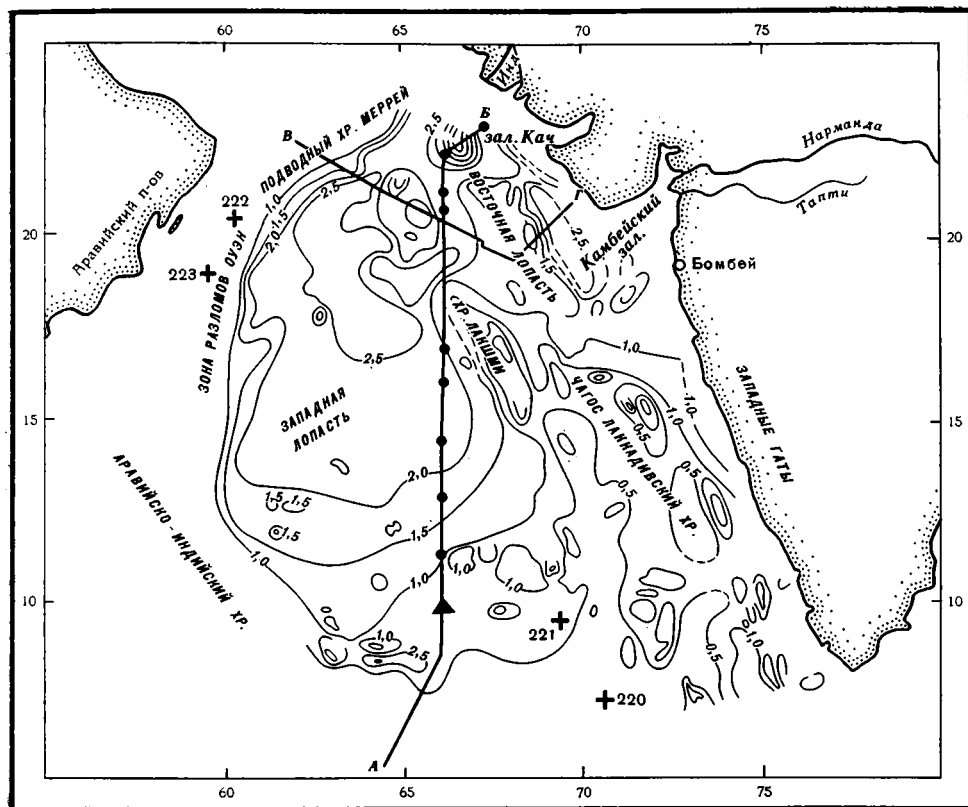
Ст. 215 расположена на 8° ю. ш., т. е. удалена от устья р. Ганг на 3400 км. Подводные русла здесь уже не прослеживаются и отложения относятся к внешней части конуса и к пелагическим. Пелагические осадки здесь типичные для экваториальной зоны: радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы, чередующиеся с цеолитовыми глинами и нанноилами. В отложениях позднего миоцена прослеживается полуметровый прослой, обогащенный алевроитом (гор. 48—47,5 м). По данным количественного рентгеновского анализа, главными минералами этого прослоя являются кварц (20—30%), плагиоклаз (4—8%), типично большое количество (30—60%) слюды.

Таким образом, наибольшего развития турбидиты достигали в районе станций 218 (на глубине 3759 м) и 215 (на огромном удалении от устья Ганга) в позднем миоцене — раннем плиоцене, когда гигантская по настоящим масштабам поставка материала к устьям реализовалась в перемещении накопившихся близ них рыхлых масс автокинетическими потоками в центральные и южные части залива. Дренажная система подводной части дельты («Бездонная борозда» и многочисленные ее ответвления) играла при этом большую роль; сейчас она бездействует, затягивается осадками. Таким образом, в настоящее время идет период подготовки осадочных масс к очередной пульсации — его сбросу в центральные и южные части конуса. Эти массы накапливаются близ устья, а также в наземной части дельты. Крупные турбидитные потоки, вызывающие перемещения масс на расстояние более 1—3 тыс. км от места поступления (устья), наблюдались довольно редко. Чаше имели место более мелкие региональные и локальные перераспределения вещества, не вызывающие столь значительных перемещений материала.

Дельта и конус выноса р. Инд. Инд по твердому стоку также относится к числу рек-гигантов. Площадь ее водосбора составляет 969 тыс. км², твердый сток — 435 млн. т/год, а водный — 175 км³ [5]. Она, как и Ганг и Брахмапутра, берет начало с Гималаев, а история развития конуса выноса этой реки отражает историю развития Индийской плиты с момента ее столкновения с Евразийской в эоцене (или в конце палеоцена). Поскольку твердый сток р. Инд близок к твердому стоку р. Амазонки, мы вправе ожидать развития здесь огромного конуса выноса, близкого по параметрам к конусу выноса р. Амазонки.

За последние годы в области конуса выноса Инда проведены обширные сейсмические исследования методами отраженных и преломленных волн. В 1974—1977 г. и позднее здесь одновременно с геофизическими исследованиями проводили глубоководное бурение, а в области шельфа — бурение на нефть. Полученные данные позволили составить карту мощностей конуса выноса Инда (фиг. 5) [33]. Размеры конуса (до изопакиты 1 км) колоссальны: приблизительно 1900 км в длину и 1700 км в ширину. Максимальная мощность его толщи, установленная сейсмическими исследованиями, достигает 10 км, однако в ряде мест отражения исчезают и эта мощность должна, по мнению геофизиков, рассматриваться как минимальная. На больших площадях установлена мощность более 5 км, в южной части она падает до 1 км.

Подводный конус Инда подразделяется подводным хребтом Лакшми и кулисообразно продолжающим его на юг хребтом Чагос-Лаккадивским на две части: западную более крупную лопасть (шириной до 1000 км) и восточную — между хребтами и основанием континентального склона Индостана. Мощность осадочной толщи наибольшая в западной лопасти, хотя и в восточной отмечаются отдельные бассейны мощностью более 5 км. Они могут быть связаны не только с Индом, но и с более мелкими реками, впадающими в залив Камбей (реки Нармада, Тапти и др.).



Фиг. 5. Карта мощностей конуса выноса р. Инд [33]

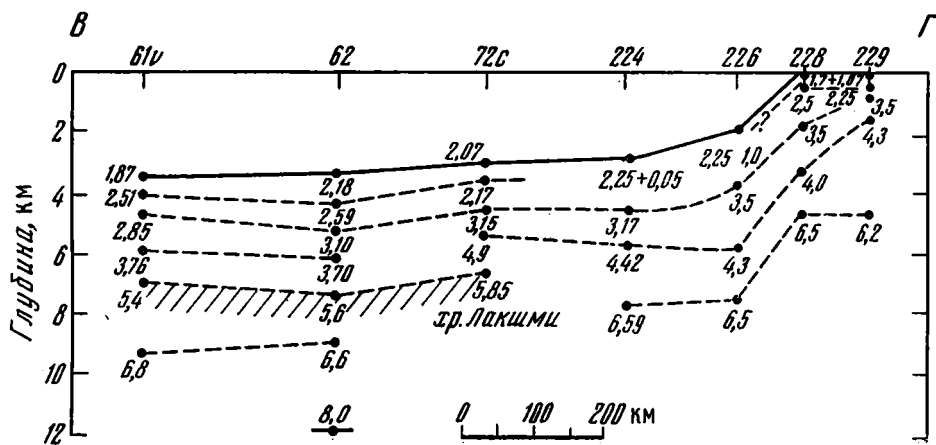
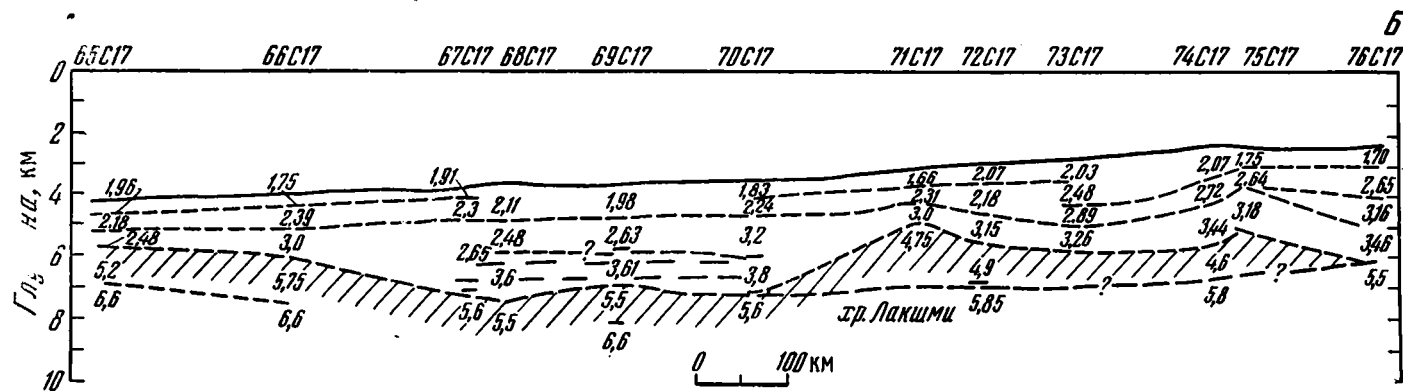
Изолинии в секундах двойного времени пробега волн. Крестики — станции глубоководного бурения. А—Б и В—Г — линии сейсмоакустических разрезов (см. фиг. 6)

Непрерывное сейсмическое профилирование показало, что строение осадочной толщи в пределах подводного конуса выноса различно в разных его частях. Общая закономерность — увеличение мощности толщи и ее расслоенности по мере приближения к верхней (ближней к устью реки) части конуса выноса, а в периферических частях конус становится более акустически прозрачным. Появление многочисленных, часто сложно перекрывающихся отражений в осадочной толще связывают с прослоями песков, заполняющих каналы (русла) подводной дренажной системы. Акустически прозрачные толщи сложены обычно мелкозернистыми отложениями конусов. По мере продвижения на юг, в дистальную часть конуса, его отложения становятся не только более маломощными, но и прозрачными.

Как видно из разреза I (фиг. 6), проведенного по меридиану на юг от г. Карачи, верхняя пачка осадков со скоростями звука от 1,7 до 3,2 км/с подстилается горизонтально залегающей акустически прозрачной пачкой со скоростями 3,6—3,8 км/с. Это предположительно пелагические осадки, которые откладывались до столкновения Индийской плиты с Евразийской, т. е. до возникновения современной речной системы Инда и турбидитных потоков, составляющих главную по мощности часть верхней толщи отложений.

На разрезе II, проведенном по нормали к материковому склону п-ова Индостан (см. фиг. 6) от залива Кач, видно, что мощность рыхлых осадков здесь достигает 3,5 км. Она заметно снижается к югу, но и у основания склона встречаются отдельные бассейны мощностью более 4 км.

Образование конуса выноса Инда, сложенного турбидитами, относят к олигоцен-миоценовому времени. Слой глубоководных осадков (см. разрез I) со скоростями 3,6—3,8 км/с по данным глубоководного бурения



Фиг. 6. Сейсмоакустические разрезы через подводный конус выноса р. Инд [33] по линиям А—В и В—Г (см. фиг. 5)

имеет палеогеновый возраст. Таким образом, возникновение подводного конуса выноса р. Инд началось с олигоцена и в особенно крупных масштабах происходило в миоцене в соответствии с главной фазой развития Гималаев [19, 27, 40].

Геологическая история р. Инд и ее конуса может быть восстановлена по кернам глубоководного бурения (ст. 221 и 222) [27]. Керна ст. 221 получен близ южного окончания конуса Инда на абиссальной равнине Аравийского моря, а керн ст. 222 — близ западной границы конуса, которая проходит по подводному хребту Оуэн. Подводный конус выноса Инда, продолжающий дельту, занимает, таким образом, большую часть Аравийской котловины (если оконтуривать его по крайним границам проникновения турбидитов в геологическом прошлом).

Ближе всего к устью (около 900 км к западу от него) расположена ст. 222 (глубина 3546 м). Здесь удалось проникнуть в толщу конуса на 1300 м. В строении керна имеется много общего с описанным ранее керном ст. 218 из Бенгальского залива. Это естественно, поскольку обе реки берут начало в Гималаях и поэтому история их дельт-конусов тесно связана с историей развития этой горной системы. Здесь выделяется также три или четыре цикла наибольшего развития турбидитов, которые маркируются прослоями песчаников и алевроитов. Первый из них относят к середине миоцена (как и в Бенгальском заливе). Этот цикл отложения песчаников сменился накоплением более тонких терригенных осадков и даже карбонатных илов. Второй цикл относится к концу миоцена, третий — к плиоцену, но здесь он выражен не мощным песчаным прослоем (как в Бенгальском заливе), а лишь маломощным прослоем алевроитов.

Заключительный, плейстоценовый этап в этом керне не выражен, в это время скорости седиментации здесь резко падают. О нем можно судить по керну другой скважины (ст. 221), которая находится на еще большем (>1200 км) расстоянии от устья р. Инд, причем к югу от него. Здесь прослеживается плейстоценовый прослой алевроитов мощностью около 50 м (ст. 221 на глубине 4650 м), этот прослой выявляется также на ст. 223. В самой верхней части керна вновь отмечаются тонкие глинистые илы, т. е., как и в Бенгальском заливе, современный этап отвечает здесь (ст. 222, 223) затуханию турбидитной деятельности, идет накопление главной части осадочного вещества в устье реки.

Средняя для керна ст. 222 скорость седиментации равна 225 Б (от 130 до 350 Б), т. е. отвечает лавинной седиментации, в то время как по определениям для самого верхнего слоя осадков (по ^{14}C) скорость седиментации за последние 40 тыс. лет здесь не превышает 100 Б [1], а для голоцена еще меньше.

Для керна ст. 221, который заканчивается в эоцене, средняя скорость седиментации составляет 60 Б. Таким образом, оба эти керна (в особенности ст. 222) свидетельствуют о циклах лавинных скоростей седиментации в этом конусе на протяжении длительного времени (по крайней мере с миоцена), а не о непрерывном лавинном процессе.

Гималаи стали сушей в конце эоцена, когда началось столкновение Индийской плиты с Евразийской. Однако горообразование началось здесь в сиваликское время (середина миоцена) [19], что четко выявляется по первому максимуму турбидитов в конусах выноса рек Ганга и Инда.

За последние 30 млн. лет Индийская плита сократилась на 1500 км. Приблизительно 70% твердого стока с Гималаев в ходе их денудации попадало в водосбор Ганга, 20% сносилось в р. Инд, 10% осталось на флювиальной равнине Ганга. Скорость эрозии Гималаев за последние 20 млн. лет составляла около $0,3 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. около 600—1000 Б.

Обычная (вертикальная, т. е. отложение из толщи вод «частица за частицей») седиментация (терригенная и биогенная) из взвеси в Бенгальском заливе и в Аравийском море происходила непрерывно, но на ее фоне периодически развивалась и горизонтальная седиментация (гравитационная), связанная с переброской в удаленные части залива и моря порций осадочного материала, обычно накапливающегося в устьях рек.

Эти порции поставляются автокинетическими потоками, и чем дальше от устья, тем реже проникают эти потоки, тем меньше их мощность. Поэтому переходы на периферии конусов выноса постепенные, здесь в разрезе выявлены отдельные прослои турбидитов. Следует отметить, что в Аравийском море их развитие могло быть связано не только с устьем р. Инд, но и с подводными хребтами [24], т. е. на турбидиты региональные накладываются турбидиты локальные.

Сочетание нормальной (вертикальной) седиментации с гравитационной (горизонтальной) разных масштабов определяет значительную мощность осадочной толщи и лавинные скорости седиментации в некоторых частях разреза, т. е. для определенных этапов прошлых геологических эпох.

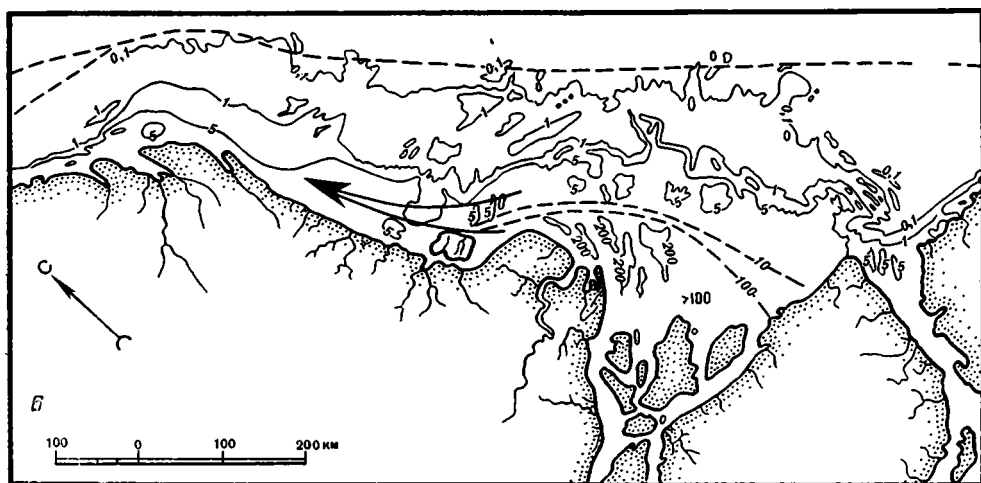
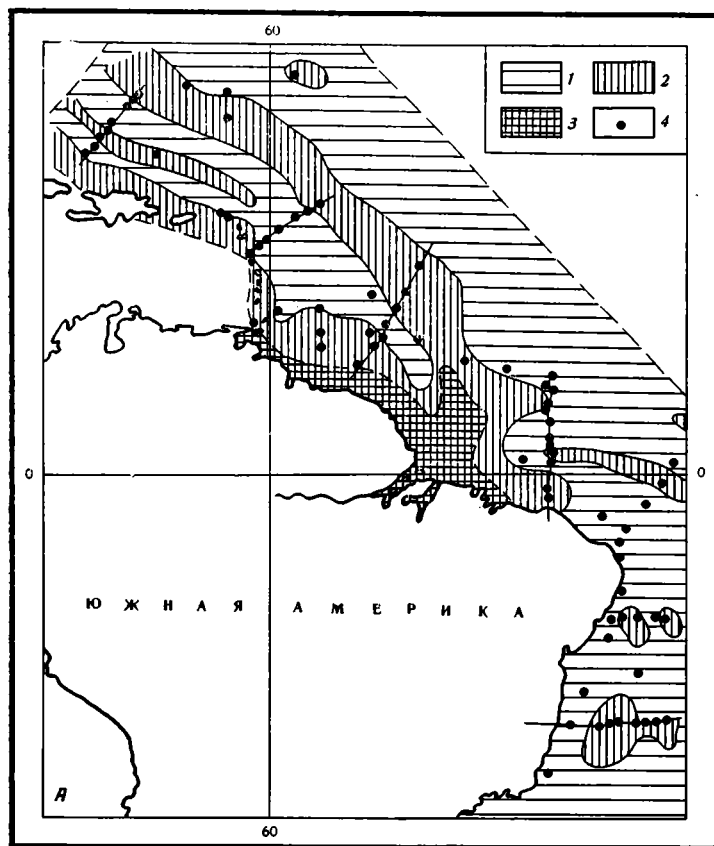
Дельта и подводный конус выноса р. Амазонки. По водному стоку Амазонка — крупнейшая река мира. Ежегодно она поставляет в океан 3187 км^3 воды и 498 млн. т взвеси.

Средняя мутность сравнительно небольшая ($156,2 \text{ мг/л}$), обычно для рек тропического пояса характерны значения выше 700 мг/л [5]. Значения твердого стока р. Амазонки, полученные за последние 20 лет, колебались в пределах от 400 млн. до 1000 млн. т/год. В работах 1967—1968 г. была установлена величина твердого стока — 400—500 млн. т. В 1970 и 1977 гг. группа исследователей на судне «Альфа Хеликс» проводила новые определения твердого стока и получила значения 800—900 млн. т [31]. Эти сведения также неполны, и следует ожидать новых уточнений, в частности в результате работ советской экспедиции на судне «Профессор Штокман», которую в 1983 г. проводил Институт океанологии АН СССР.

Если принять последнюю цифру, то р. Амазонка по твердому стоку — третья река мира (уступает Гангу — Брахмапутре и Хуанхэ). Примечательно, что около 82% взвеси, выносимой рекой, захватывается на склонах Анд, т. е. на удалении от устья более 3 тыс. км. Все другие притоки, в том числе и Риу-Негру, дают немного осадочного вещества. Значительные количества взвеси теряются по пути к океану, откладываются в аллювиальных толщах реки: об этом свидетельствует средняя концентрация взвеси в верхнем течении реки, составляющая 300—400 мг/л, а в нижнем — 100—150 мг/л (во влажный сезон она возрастает почти в 2 раза, в сухой — настолько же падает). Среднее содержание взвеси у г. Обидос (800 км от устья) составляет 235 мг/л [31].

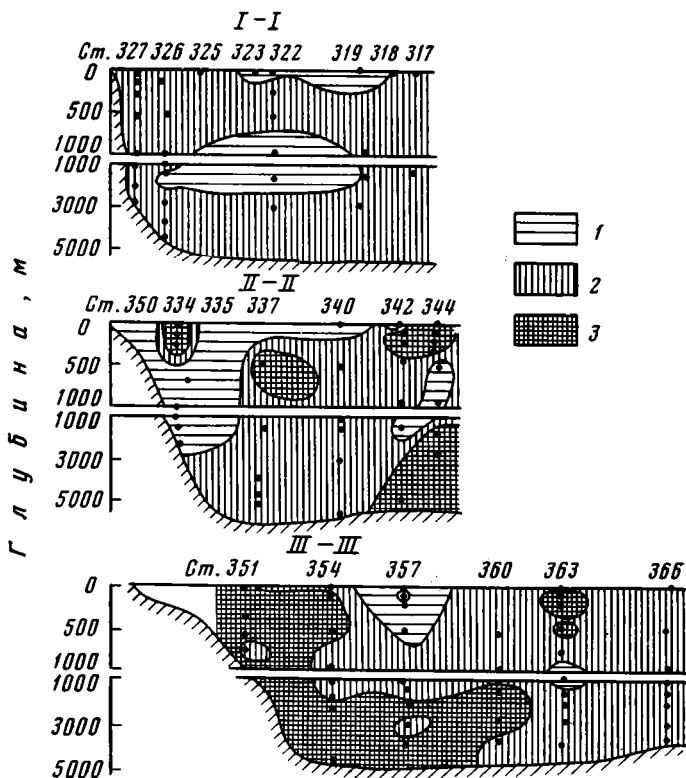
По данным почвенных исследований, столь низкие содержания взвеси в Амазонке связаны с закреплением почв гилеей (вечнозелеными тропическими лесами), занимающей около 92% водосбора [38]. Наибольшая эрозия почв наблюдается на безлесных, в особенности крутых, склонах Анд. Почвы здесь очень кислые (рН 4) с токсичными количествами алюминия, недостатком извести, магния, биогенных и малых элементов. Огромная поставка пресной воды рекой в океан приводит не только к распреснению вод прилегающей его части, но и к образованию в поверхностных слоях океана своеобразных линз пресной воды, которые отрываются от основной массы и существуют длительное время на поверхности, создавая свои автономные системы. Режим стока реки необычен: южные ее притоки имеют максимум в октябре — апреле, а северные — в марте — сентябре. Высота паводков достигает 15 м, чаще всего в мае — июне, что вызвано одновременным поступлением воды в результате деятельности северных и южных притоков. Влияние приливов сказывается здесь на расстоянии 900 км от устья.

Имеются данные о распределении взвеси в устье р. Амазонки (фиг. 7, 8) весной, полученные в 5-м рейсе НИС «Академик Курчатов», и осенью, определенные с американского спутника «Лэндсат». Из этих данных видно, что лавинные концентрации взвеси (более 10 мг/л) встречаются в поверхностных водах в оба сезона лишь в непосредственной близости от устья. Уход речных взвесей из поверхностных слоев (зоны действия поверхностных течений) происходит в непосредственной близости от устья.



Фиг. 7. Содержание взвеси в поверхностных водах устья р. Амазонки А — по данным фильтрации, полученным в рейсе НИС «Академик Курчатов» [6]. Концентрация взвеси, мг/л: 1 — <1; 2 — от 1 до 2; 3 — >2; точками показаны места отбора проб Б — по результатам анализа данных, полученных со спутника «Лэндсат» [21]. Стрелка — направление движения вод; цифры при сплошных изолиниях — концентрация взвеси, мг/л, при пунктирных — усредненные ее значения

Представление о распространении взвеси в глубинных водах дает серия разрезов, выполненных весной в том же рейсе НИС «Академик Курчатов» (см. фиг. 8). Из приведенных разрезов видно, что основная концентрация взвеси имеет место не на поверхности, а в подповерхностных слоях, где в ряде мест зафиксированы значения более 2 мг/л. Подавляющая часть взвеси, безусловно, в океан не проникает, а осажда-



Фиг. 8. Распределение взвеси в устье р. Амазонки по данным ультрафильтрационного анализа (расположение разрезов см. на фиг. 7)
Концентрация взвеси, мг/л: 1 — <1; 2 — от 1 до 2; 3 — >2; точки — места отбора проб взвеси [6]

ся на границе «река — море», поскольку нигде на разрезах в океане близ устья реки не отмечены значения, типичные для речных вод (156 мг/л) или хотя бы в 50 раз меньше. Даже в языке повышенной мутности вод (в пределах 1—2 мг/л) концентрация взвеси в 100—150 раз ниже обычной речной, а за пределами пояса этих относительно мутных прибрежных вод обычные значения менее 0,1 мг/л с максимумами всего около 0,5 мг/л. Таким образом, резкое снижение концентрации взвеси свидетельствует о выпадении основной ее части на барьере «река — море» и о том, что реальное проникновение взвеси из реки в океан сейчас невелико (первые проценты от твердого стока реки). Таким образом, картина горизонтального и вертикального распределения взвеси в устьях рек Амазонки, Ганга, Брахмапутры и Инда имеет сходные черты.

Из приведенных данных видно, что взвесь в океане перемещается от устья реки в общем на запад под влиянием Антильского и Гвианского течений. Примечательно, что под действием этих течений, имеющих противоположные направления, зона концентрации взвеси на поверхности (от 1 до 2 мг/л) разделяется на две полосы.

Громадные количества взвесей, осевших на границе «река — море», создают в придонном слое особое образование — вязкий, очень обводненный слизистый ил кофейного цвета. Этот ил, похожий по свойствам на студень, разжижается при механических воздействиях (волны и течения) и вновь застывает в спокойные периоды (явление тиксотропии). Поэтому вдоль берегов Южной Америки от р. Амазонки и почти до Карибского моря периодически возникает прибрежный поток илистых наносов. При сильных волнениях материал разжижается, взмучивается и переносится у дна течениями, при ослаблении вновь загустевает, остуживается («замерзает») и закрепляется. Так постепенно, прерывисто перемещают-

ся на запад целые илистые отмели и банки. Поток этот настолько значителен, что создает помехи при возведении гидротехнических сооружений. Этим путем часть материала, который должен был бы накапливаться близ барьера, перераспределяется гравитационными потоками, не попадая в конус, а уносится на большое расстояние по шельфу.

Изучены закономерности осаждения взвешенного материала в дельте Амазонки в зависимости от солёности, т. е. от смешения речных и океанских вод; особенно резко понижение концентрации взвеси происходит при повышении солёности от 0 до 20‰. В этом интервале солёности в устье возникает иловая пробка: именно здесь концентрация взвеси падает со 150 до 0,1 и даже до 0,01 мг/л, т. е. в сотни и тысячи раз. Близко от нее располагается биологическая пробка, приуроченная к солёности 7—8‰. Именно здесь отмечается максимум развития диатомовых водорослей; в сторону реки и океана значение их концентраций быстро падает. Такое же распределение характерно для взвешенного кремнезема и органического вещества взвеси (сжигаемой органики), но содержание последней падает в сторону океана медленнее.

Здесь очень четко выражена и геохимическая пробка — область коагуляции и флоккуляции растворенных органики и железа, с захватом растворенных в воде металлов при соосаждении, обычно с образованием оболочек на зернах выпадающей взвеси. В Амазонке она совпадает с иловой пробкой. По данным Р. Гиббса [20], в выносах Амазонки на долю металлов в кристаллических решетках и в форме гидроокисных оболочек на зернах приходится основная их часть — от 65 до 92%. На долю сорбированной формы металлов, которая нередко априорно считается в этой зоне главной, приходится всего 0,02—8%. Таким образом, решающее значение в выносе подвижных (реакционноспособных) форм металлов играют гидроокисные оболочки на зернах. Это установлено не только на выносах Амазонки, но и Юкона — крупной реки в холодной части умеренной зоны, ряда других рек. Во взвеси из дельтовых областей этих рек на поверхности зерен сосредоточено железа 87—78%, марганца 69—73% и никеля 69—71% (от выноса металлов в целом). Возникновение этих гидроокисных оболочек связано с соосаждением.

На примере ряда месторождений подтверждается, что богатство дельтовых отложений металлами, в частности железом, связано с массовым возникновением в области иловой пробки реакционноспособных форм переходных металлов, обеспечивающих широкое их участие в последующих процессах диагенеза и образования аутигенных минералов. Эта область, таким образом, является не только областью мобилизации растворенных форм металлов и перевода их во взвешенную форму, но и массового осаждения этой формы. Важно подчеркнуть, что осаждающаяся в области депоцентра взвесь по химическому составу это уже не речная взвесь: она в результате соосаждения обогащена значительным количеством переходных металлов, органического вещества (планктонного) и биогенного материала. Это весьма примечательная геохимическая особенность процесса на барьере.

Сужая область лавинной седиментации в устье реки, можно выделить главную ее часть, где выпадает почти вся речная взвесь и к ней добавляется значительное количество биогенного материала: это зона смешения «река — море» в интервале солёности от 2 до 10‰.

С этой зоной связаны и максимальные (1700 Б) скорости формирования дельты [21], именно здесь располагается современный депоцентр устья р. Амазонки. Намного ниже (в 30—100 раз) скорости седиментации во внешних частях подводной дельты Амазонки.

В настоящее время, несмотря на гигантский твердый сток, осадки не поступают в конус выноса через каньон Амазонки, как это было отмечено и для рек Ганга и Инда. При понижении уровня океана во время кайнозойских оледенений, а также эвстатических колебаниях уровня океана основная часть осадочного вещества из реки и из ставшей реликтовой (приподнятой над уровнем океана) дельты по дренажной системе подводных каньонов перемещалась в конус выноса.

Дельта и подводный конус р. Конго. Конго — третья по твердому стоку река Африки, выносит к устью около 64,7 млн. т/год взвеси. Для этой реки, как и для Амазонки, характерно в общем низкое содержание взвеси — около 48 мг/л (против 1842 мг/л для р. Нил). Для обоих случаев это обстоятельство связано с покровом тропических лесов, сдерживающих эрозию. Водный сток Конго в 20 раз превышает сток Нила, а площадь водосбора, расположенного близ экватора, равна 3690 тыс. км². Скорость седиментации в дельте лавинная (400 Б) [21]. Река Конго — одна из древнейших дренажных систем мира. Она возникла еще в палеозое, но в раннем мезозое, когда Африка соединялась с Южной Америкой, в бассейне Конго развилось огромное озеро. Оно было спущено в открывшийся Атлантический океан в меловое время.

Значительная часть взвеси реки осаждается в среднем ее течении. Ниже она прорезает кристаллические породы и течет в узких ущельях, изобилует водопадами.

Вынос осадочного вещества р. Конго необычен, поскольку основная часть его осаждается во внутренней дельте (близ г. Киншаса) на равнине, после чего сброс отстоявшихся вод идет через систему водопадов по склонам Южно-Гвинейского плоскогорья.

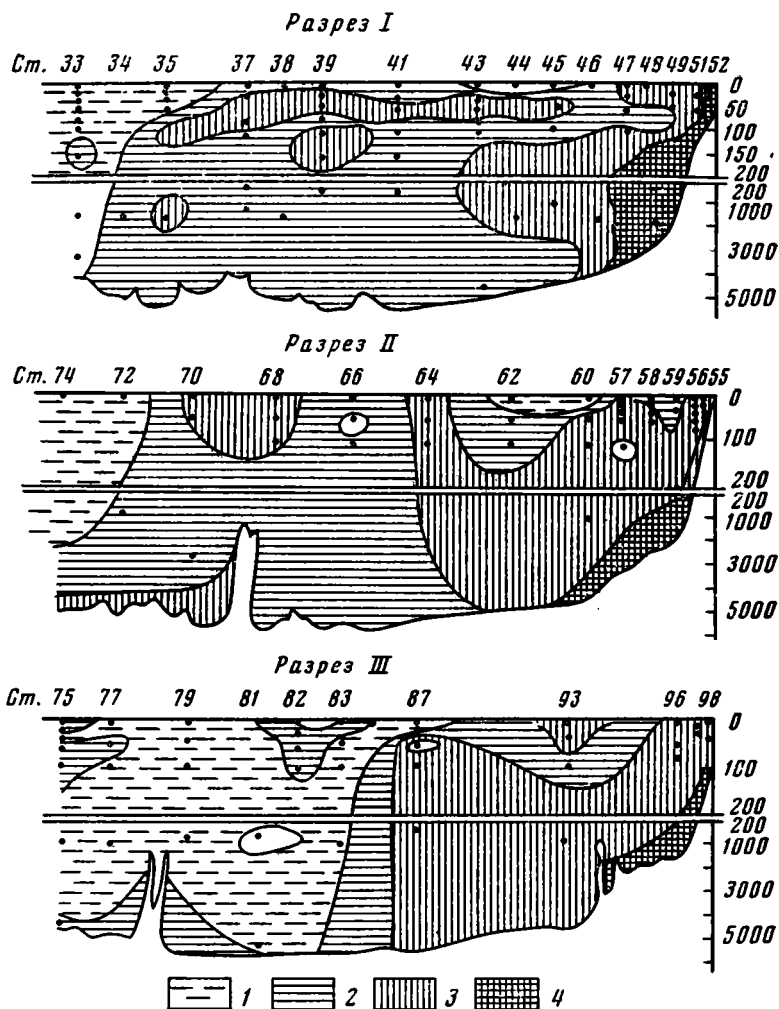
Эстуарий Конго достигает ширины 17 км, морские воды проникают в него на 75 км выше устья. Поскольку водосбор реки расположен симметрично по отношению к экватору, то паводки, как и у Амазонки, бывают дважды в год. От эстуария в океан протягивается огромный подводный каньон Конго [39]. Он начинается от порта Банана и прослеживается до глубин 2500—4000 м, где завершается феном.

Мощность осадков под дном каньона составляет около 6 км [39]. На сейсмограммах отчетливо видны многочисленные оползни. Для этого каньона отмечались оползни разрушительной силы, которые приводили к обрыву кабелей [23]. Возникновение эстуария-каньона, а не дельты у этой реки связано с дефицитом твердого осадочного вещества, которое осаждается в верхней дельте на равнине.

О концентрации взвешенного вещества близ устья можно судить по профилям вертикального распределения взвеси, полученным в апреле — июне 1968 г. НИС «Академик Курчатов» (фиг. 10). Первый разрез выполнен непосредственно от устья реки в океан, два других — параллельно ему к югу от устья. Отчетливо видно, что и в этом случае не отмечаются лавинных концентраций взвеси даже на небольших расстояниях от устья (максимальные значения немногим более 2 мг/л при среднем содержании в речной воде 48 мг/л). Видно также, что по мере удаления от устья относительно замутненные воды опускаются на глубины, слитные языки разделяются на отдельные пятна-облака, т. е. картина распределения взвеси на разрезах от устья в океан имеет практически те же типичные черты, что и для Ганга и Амазонки. Подавляющая часть взвеси этой реки, как и рассмотренных ранее, океана не достигает. О ничтожном ее сбросе на современном этапе и распространении в основном во взвеси, а не в гравитационных потоках свидетельствуют не только анализ ее концентраций близ устья, но и то, что верхняя и средняя части каньона не заполнены осадками. Данных о скоростях седиментации близ устья, к сожалению, нет.

Дельта и подводный конус выноса р. Нигер. Твердый сток р. Нигер немного превышает сток р. Конго (67 млн. т/год), хотя водный сток ее в 5 раз меньше. Средняя мутность вод р. Нигер 229 мг/л, т. е. также в 5 раз выше мутности вод Конго. Несмотря на повышенные значения, он все-таки не достигает уровня мутности рек Юго-Восточной Азии. Современная скорость седиментации в дельте около 200 Б [20], т. е. лавинная. Площадь дельты составляет 105 тыс. км², максимальная мощность отложений в депоцентре — 9—12 км [15] (фиг. 11).

В дельте пробурено более 1000 скважин на нефть до глубины 4 км, проведены геофизические исследования. Вещественный состав дельтовых отложений детально изучен. Определение теплового потока показало, что в области максимальной мощности дельтовых отложений гео-

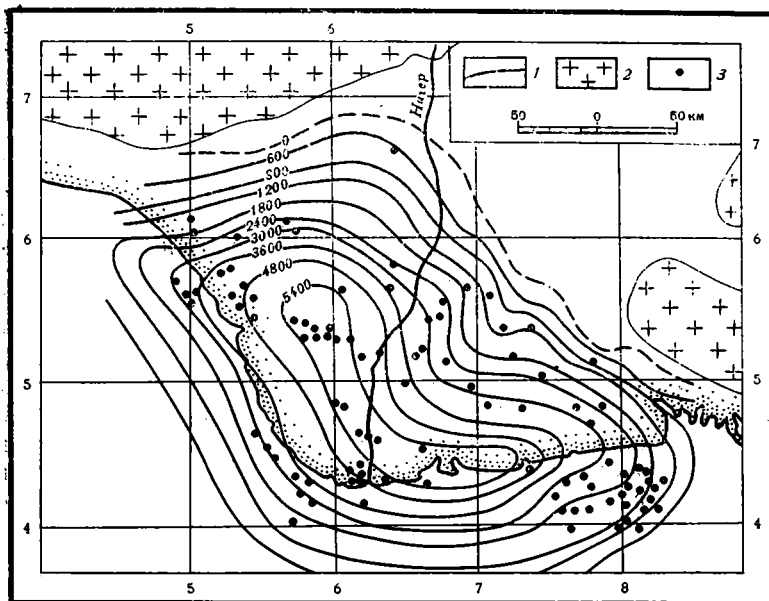


Фиг. 10. Распределение взвеси на вертикальных разрезах по нормали к берегу близ устья р. Конго
Концентрация взвеси, мг/л:
1 — <0,5; 2 — 0,5—1,0; 3 — 1,0—2,0; 4 — >2,0

термический градиент падает в 3—7 раз по сравнению с периферией конуса, т. е. этот показатель может использоваться для поиска скрытого депоцентра [31]. В дельте расположены многочисленные месторождения нефти, т. е. это типичный пример превращения осадочно-породного бассейна в нефтегазоносный. Дельта кайнозойская, но ее формирование, как и для Конго, началось в раннем мелу, после раскрытия Атлантики. Четко выявляются смещения депоцентра дельты во времени.

Дельта и подводный конус выноса р. Нил. Нил — одна из крупнейших рек мира по протяженности (6,6 тыс. км), его бассейн дренирует около 1/10 площади Африки. Через аридную зону Нил проходит транзитом, и его сток отвечает главным образом экваториальной гумидной зоне Африки, откуда берут начало истоки этой реки. До сооружения Асуанской плотины в 1964 г. жидкий сток Нила составлял 11 894 м³/с, а твердый — 140 млн. т/год. После постройки плотины значительная часть твердого стока стала задерживаться в водохранилище.

Надводная дельта Нила занимает площадь 22 тыс. км² и до постройки плотины ежегодно продвигалась в море на 15 м [13]. Подводный конус выноса Нила состоит из двух частей: западной, называемой собственным конусом Нила, и восточной — Левантской платформы. Их общая площадь около 70 тыс. км², т. е. в 3 раза больше, чем у надводной



Фиг. 11. Мощность отложений в дельте р. Нигер [14]
1 — изопакиты, м; 2 — кристаллические породы щита; 3 — буровые скважины

дельты. По составу осажженного вещества и строению осадочной толщи обе части связаны с надводной дельтой реки [36]. Поступление материала в подводную дельту идет по каньону Александрия — единственному крупному каньону в этой части континентального склона. Часть осадочного материала Нила уносится в пределах шельфа на запад. Отложения дельты Нила очень молодые, поскольку, как известно, в мессинское время (6—5,5 млн. лет тому назад) Средиземное море неоднократно отчленилось от океана и высыхало, о чем свидетельствует толща эвапоритов на его дне мощностью около 2 км. Падение уровня моря составляло более 1,5 км, что подтверждается данными по переуглублению русел и других рек бассейна Средиземного моря (р. Рона и др.). По исследованиям И. С. Чумакова [11], во время понтской регрессии море почти осушилось, но сток рек при этом не сократился. Это полностью относится и к р. Нил, водосбор которой отстоит далеко от берегов Средиземного моря. Воды этой громадной реки низвергались по крутому континентальному склону на 1—1,5 км, образуя гигантские водопады, русло реки близ устья при этом переуглублялось, дельтовые отложения размывались, переоткладывались. Признаки переуглубления обнаружены не только в дельте Нила [11], но и в дельтах рек, впадающих в Тирренское море [18] и в западную часть Средиземного моря [22]. Здесь обнаружены долины, находящиеся на глубине нескольких сотен метров ниже современного уровня моря, прорезанные в доплиоценовых породах и заполненные отложениями. Этапы отчленения моря от океана повторялись многократно (по некоторым данным, не менее 11 раз) и были достаточно длительными. Значительная часть отложений надводной и подводной частей дельты Нила при таких катастрофических снижениях уровня была размита и снесена на нижние уровни — в конус выноса и в терригенные прослои в толщах эвапоритов. Таким образом, все отложения дельты, о которых идет речь, постмессинские, они отложились за 6—5,5 млн. лет.

По подсчетам Д. Росса и Е. Учупи [36], средняя скорость распространения звука в осадках дельты равна приблизительно 2 км/с, т. е. отложения рыхлые обводненные. Общий объем отложений Нила составляет 387 тыс. км³, а средняя мощность — 1,98 км. На протяжении пос-

ледных 5 млн. лет средняя скорость седиментации составляла около 400 Б, причем во время понижений уровня океана в ледниковые периоды скорость седиментации в конусе выноса повышалась по сравнению с современной в несколько раз. Эти определения скорости находятся в соответствии с данными, приведенными в работах [12, 28, 29].

В настоящее время в надводной и подводной частях дельты Нила пройдено много нефтяных скважин, часть из которых прошла через отложения мессинского времени и была закончена в нижне-верхнемиоценовых отложениях [35]. Бурением и геофизическими исследованиями было установлено, что в олигоцене дельта Нила уже существовала, но была расположена западнее, в пределах современной Западной пустыни. Удалось проследить три этапа эволюции дельты Нила за последние 10 млн. лет — домессинский, мессинский и послемессинский. Наиболее драматические события имели место в мессинское время, когда отложения дельты оказались приподнятыми над уровнем дна Средиземного моря на 1 км и более. Обводненные осадки в то время стекали по склонам, быстро размывались, кроме того, были широко распространены все виды гравитационных перемещений, а также контуриты. На протяжении мессинского времени (длительность около 1 млн. лет) на дне моря отложился слой осадков мощностью более 1 км (т. е. скорость седиментации была около 1000 Б), что свидетельствует о размыве и привносе сюда больших масс переотложенных осадков. Надводная дельта Нила в настоящее время не только не растет, но сокращается. На основании всестороннего изучения нильского осадочного материала, используя разнообразные индикаторы [2], удалось установить, что выносы распространяются далеко на северо-восток, север и северо-запад от устья. Все это свидетельствует о том, что тонкие выносы Нила распространяются преимущественно с глубинными и придонными течениями на огромных площадях моря Леванта, нередко направляясь против основных поверхностных течений [3]. К этому нужно еще добавить, что, как и у других рек, рассмотренных выше, подводный конус Нила в настоящее время не получает питания осадочным материалом [28]. Главная часть речной взвеси осаждается на барьере «река — море» и распространяется далее течениями не в нижний конус, а на прилежащие участки шельфа. Таким образом, главная часть подводного конуса — это реликт низких уровней моря во время оледенения, а также при регрессиях понта. В дальнейшем распространении характерного осадочного материала Нила убеждает также анализ кернов бурения [25] из центральных частей моря.

Особенности современного этапа развития дельт и конусов выноса; концентрация материала в дельтах и эстуариях; отмирание каньонов русел и фенов; возникновение дефицита вещества в пелагиали.

Приведенные выше примеры убеждают в том, что на современном этапе ни в одной из рассмотренных рек осадочный материал не уходит в конус выноса, т. е. на II глобальный уровень, в большинстве случаев он даже не достигает его, а почти целиком откладывается на границе «река — море» в дельте или в прилежащих частях шельфа, т. е. на I глобальном уровне. Это количественно обосновывается независимыми методами: анализом распространения взвеси, современных скоростей седиментации в дельтах, мощностей верхнего (голоценового) слоя осадков. На современном этапе осадочный материал почти не поступает и в подводный конус р. Миссисипи: его поставка прекратилась около 11 тыс. лет тому назад [15]. Подводный конус выноса р. Нил не получает питания современным осадочным материалом и сформировался во время низкого стояния океана [28]. Почти полностью отсутствует поступление осадочного материала также и в подводный конус р. Амазонки [16]. Реки восточного побережья США не только осаждают всю взвесь в эстуариях, но и в ряде случаев их приустьевые части получают дополнительное питание осадочным веществом из океана [30], т. е. современный осадочный материал в океан не выносится. Можно было бы значительно увеличить число примеров рек с отмершими, реликтовыми подводными конусами выноса и с накоплением почти всего выносимого ими материала

в устье, т. е. в пределах континентального блока, когда речной осадочный материал концентрируется в устье реки и не проникает в океан. Это прослеживается практически для всех рек мира и является общей закономерностью современного развития системы «дельта — конус выноса».

Итак, для современного этапа развития осадочного процесса (последних 11 тыс. лет) типичны особые условия поставки и распределения осадочного вещества в Мировом океане: концентрация его на I глобальном уровне, что вызывает его дефицит на II уровне (у основания склонов) и в пелагиали океана. Эта закономерность исключительно важна для понимания места лавинной седиментации в глобальном распределении осадочного вещества. Чем больше осаждается терригенного вещества в областях лавинной седиментации (близ устьев рек), тем меньше его остается для пелагиали. Лавинная седиментация I глобального уровня то отнимает главную часть рациона пелагиали (при высоком современном стоянии уровня океана), то, наоборот, добавляет его при понижении уровня океана, которое неоднократно имело место в геологическом прошлом.

Конечно, не все 100% осадочного вещества захватываются современными дельтами и эстуариями: по прямым подсчетам автора методом абсолютных масс, на современном этапе здесь осаждается до 90% осадочного вещества, а 7—8% все же «проскакивает» барьер и распределяется в пелагиали. Этот «проскок» идет не в поверхностном слое вод, а, как видно из приведенных разрезов (см. фиг. 8), главным образом в придонных слоях. Поэтому нельзя согласиться с точкой зрения Р. Гиббса о том, что по распределению взвеси в поверхностных водах можно судить и об областях ее осаджения на дно [21]. При таких определениях можно судить только об областях ухода взвеси из поверхностного слоя, т. е. из области действия поверхностных течений. Эти области ухода речной взвеси с поверхности океана располагаются, как было показано, близ устьев рек. Это обстоятельство заставляет пересмотреть «гидродинамическую концепцию» океанской седиментации [9], по которой поверхностные течения якобы играют главенствующую роль в распределении осадочного вещества в океане.

Переброска масс осадочного вещества с I глобального уровня на II происходит не только во время снижения уровня океана. Она нередко возникает и при заполнении верхнего уровня дельты осадками, после чего начинается их стекание по каньону. Зная скорость седиментации в дельтах, а также ежегодный твердый сток в дельту и средний объемный вес осадочного материала, можно определить, за какое время лавинная седиментация в дельте разовьет ее настолько, что она достигнет внешних границ каньона, после чего начнется «отсос» материала из дельты в конус выноса, материал начнет с верхнего (I) переходить на нижний (II) глобальный уровень. Это время, по наблюдениям, находится в пределах от 2600—3400 лет для системы Ганг — Брахмапутра до 1—1,2 млн. лет для дельт Енисея и Оби, куда поставляется мало осадочного вещества и где ширина шельфа очень значительна. Если за это время не произойдет снижения уровня океана, то дельта достигнет бровки шельфа и начнет сбрасывать вещество на склон. При всей условности таких подсчетов [21] можно оценить приблизительно время заполнения определенных дельт (I уровень лавинной седиментации) при конкретных изменениях уровня океана. Очевидно, что после подъема уровня океана (за последние 18 тыс. лет на 150 м) различные реки достигают уровня заполнения своих дельт и сброса осадочного вещества на II глобальный уровень (т. е. в область развития флиша) за разное время, зависящее от скорости седиментации в дельте, твердого стока реки, скорости изменения уровня и длительности его нахождения на данной отметке. Сопоставление длительности этапа заполнения и колебаний уровня показывает, что для осадочных тел I глобального уровня в устьях большинства рек главное значение имеет изменение уровня океана (поэтому основные события в развитии большинства дельт мира оказываются синхронными).

Из сказанного о лавинной седиментации в крупнейших и наиболее

изученных в настоящее время системах «река — море» (Ганг, Инд, Амазонка, Нил) следует несколько общих выводов.

1. Количественные исследования осадочного процесса независимыми методами (анализ концентрации взвеси, скоростей седиментации, абсолютных масс и мощностей) приводят к заключению, что основная часть (>90%) осадочного материала на современном этапе осаждается в устьях этих рек и лишь частично перераспределяется на шельфе, но на материковый склон, в область подводных конусов и в пелагиаль почти не поступает. Таким образом, для современного этапа высокого стояния уровня океана (типичного для межледниковий) характерен захват подавляющей части терригенного осадочного вещества на границе «река — море». Эта закономерность седиментации на современном этапе может быть отмечена и на других дельтах, не описанных в настоящей статье. Таким образом, ее можно считать генеральной закономерностью, которая обычно опускается при сравнительно-литологических построениях.

2. Количественные данные показывают, что гипертрофированные представления, основанные на прямых сопоставлениях концентраций взвеси в реках и в поверхностных водах океанов, неверны. Главный путь проникновения осадочного вещества в пелагиаль на современном этапе (во взвеси) проходит не на поверхности океана, а в подповерхностных и в особенности придонных слоях. Распределение вещества в пелагиали, таким образом, не может определяться гидродинамикой поверхностного слоя вод. Для современного этапа характерно перемещение материала в пелагиаль главным образом в форме взвеси, а не гравитационных потоков. На основании анализа фактического материала следует отказаться от представления о том, что более половины речного стока проникает в пелагиаль океана, как считал Н. М. Страхов [9]. Неверны и представления о том, что геохимия океана определяется механическим фракционированием речных взвесей, поскольку содержание их в океане ничтожно (они теряются в огромных количествах биогенных взвесей).

3. В недавнем геологическом прошлом (при понижении уровня океана во время оледенений, а также и при еще более крупных эвстатических колебаниях уровня океана) картина была иной, наступали этапы преобладания гравитационных (автокинетических) потоков, основная часть осадочного вещества перетекала с I глобального уровня лавинной седиментации на II, что показано на конкретных примерах.

4. Современный этап высокого стояния базиса эрозии и концентрации осадочного вещества в устьях рек есть в геологическом понимании этап подготовки очередной порции осадочного материала для его последующего сбрасывания вниз по склону в форме гравититов при следующем понижении уровня океана. Выявляется, таким образом, двухтактный механизм движения вещества с I на II глобальный уровень лавинной седиментации.

5. Взвесь, осаждающаяся на барьере «река — море», по своим геохимическим особенностям отличается от речной взвеси резким повышением содержания подвижных форм элементов, органического вещества в разнообразных формах, биогенных компонентов. Этим определяются и важные геохимические и минералогические особенности отложений древних дельт, парагенезы аутигенных минералов. Этот специфический по свойствам материал при снижении уровня океана перемещается с I на II глобальный уровень.

6. Устанавливается тесная связь элементов системы: лавинная седиментация I уровня → лавинная седиментация II уровня → пелагическая седиментация. Накопление осадочного материала в каждой из ячеек этой системы регулируется уровнем Мирового океана: чем ниже уровень, тем больше терригенного вещества сбрасывается в нижнюю ячейку. Поэтому история уровня океана определяет историю распределения осадочного вещества, его концентрацию в разных ячейках, на разных глобальных уровнях.

В настоящее время впервые получены достоверные представления об изменениях уровней океана в фанерозое и еще более детально в мезо-

зое — кайнозой. Эти данные, а также зависимость изменений базиса эрозии от седиментации на II и III глобальных уровнях будут рассмотрены в следующих сообщениях.

Литература

1. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975.
2. Емельянов Е. М., Мусса А. А., Митропольский А. Ю. Минеральный и химический состав аллювия реки Нил. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1, с. 78—89.
3. Емельянов Е. М., Митропольский А. Ю., Шимкус К. М., Мусса А. А. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наук. думка, 1979. 131 с.
4. Керри Дж., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 327—339.
5. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 435 с.
6. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М. и др. Взвешенные вещества в водах Атлантического океана. — В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград: Калининградская правда, 1975, с. 5—200.
7. Лисицын Н. А., Бутузова Г. Ю. Влияние выноса рек на пелагическое осадконакопление в Индийском океане (на примере Аравийской котловины). — Литол. и полезн. ископ., 1982, № 3, с. 23—30.
8. Лисицын Н. А., Бутузова Г. Ю. Литолого-фациальная характеристика плиоцен-голоценовых осадков Индийского океана. — В кн.: Геохимия диагенеза осадков Индийского океана. М.: ИОАН, 1983.
9. Страхов Н. М. К познанию терригенной седиментации в океанах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 16—38.
10. Хворова И. В., Серова В. В., Горбунова З. Н. Влияние речных выносов на глубоководное осадконакопление (на примере Центральной котловины Индийского океана). — Литол. и полезн. ископ., 1983, № 3, с. 3—15.
11. Чумаков И. С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и в Верхнем Египте. М.: Наука, 1967. 113 с.
12. Шимкус К. М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981. 239 с.
13. Aleem A. A. Effect of river outflow management on marine life. — Marine Biol., 1972, v. 15, № 3, p. 200—208.
14. Abboto A. A. Tertiary lithostratigraphy of Niger delta. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1978, v. 62, № 2, p. 295—306.
15. Broecker W. S., Ewing M., Heezen B. C. Evidence for a abrupt change in climate close to 11000 years ago. — Amer. J. Sci., 1960, v. 258, № 5, p. 429—448.
16. Damuth J. E., Kumar N. Amazon cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. — Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, № 6, p. 863—878.
17. Evans D. B., Haremboure J., Kamerling P. e. a. Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1978, v. 62, № 1, p. 1—39.
18. Fierro G., Gennesslaux M., Rehaalt J. Caracteres structuraux et sedimentaires du Plateau continental de Nice a Genes (Mediterranee nord-occidentale). — Bull. BRGM, Sect. 4, 1973, № 4, p. 193—208.
19. Gansser A. Geology of Himalayas. Zürich: Interscience, 1964. 289 p.
20. Gibbs R. J. Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon river. — Bull. Geol. Soc. America, 1977, v. 88, № 6, p. 829—843.
21. Gibbs R. J. Sites of river-derived sedimentation in the ocean. — Geology, 1981, v. 9, № 1, p. 77—80.
22. Glangeaud L., Rehaalt J. P. Geodynamique sous-marine-Evolution panto-plio-quaternaire du golfe de Genes. — Compt. rend. Acad. sci., 1968, v. 266, № 1, p. 60—63.
23. Heezen B. C., Menzies R. J., Schneider E. D. e. a. Congo submarine Canyon. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1964, v. 48, № 7, p. 1126—1149.
24. Jipa D., Kidd R. B. Sedimentation of coarser grained interbeds in the Arabian sea and sedimentation processes in Indus cone. — Init. Rep. DSDP, Wash., 1974, v. 23, p. 471—497.
25. Initial Reports of Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1972, v. 13, p. 1447.
26. Initial Reports of Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1974, v. 22, p. 820.
27. Initial Reports of Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1974, v. 23, p. 1180.
28. Maldonado A., Stanley D. J. Nile cone depositional processes and patterns in the late Quaternary. — In: Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Stroudsburg: Hatchison and Ross, 1978, p. 239—257.
29. Maldonado A., Stanley D. J. Depositional patterns and late quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: comparison. — Marine Geol., 1979, v. 31, № 3/4, p. 215—250.
30. Meade R. H. Landward transport of bottom sediments estuaries of the Atlantic Coastal Plain. — J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, № 1, p. 222—234.
31. Meade R. H., Nordin C. F., Curtis W. e. a. Sediment loads in the Amazon River. — Nature, 1979, v. 278, № 5700, p. 161—163.
32. Milliman J. D. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. — AAPG Bull., 1979, v. 63, № 5, p. 934—950.
33. Naini B. R., Kolla V. Acoustic character and thickness of sediments of the Indus fan and the continental margin of Western India. — Marine Geol., 1982, v. 47, № 3/4, p. 181—195.

34. *Nawachukwu S. O.* Approximate geothermal gradients in Niger delta sedimentary basin. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1976, v. 60, № 7, p. 1073—1077.
35. *Rezzini A., Vezzani F., Cococcetta V., Milad G.* Stratigraphy and sedimentation of a Neogene—Quaternary section in the Nile delta. — Marine Geol., 1978, v. 27, № 3/4, p. 327—348.
36. *Ross D. A., Uchupi E.* The structure and sedimentary history of the south-eastern Mediterranean Sea—Nile Cone area. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1977, v. 61, № 6, p. 872—902.
37. *Ross D. A., Uchupi E., Summerhayes C. P. e. a.* Sedimentation and structure of Nile Cone and Levant Platform Area. — In: Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Stroudsburg: Hatchison and Ross, 1978, p. 261—275.
38. *Sanches P. A., Bandy D. E., Villachia J. H., Nicholaides J. J.* Amazon Basin Soils: Management for continous crop production. — Science, 1982, v. 216, № 4548, p. 821—827.
39. *Shepard F. F., Emery K. O.* Congo submarine canyon and fan valley. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1973, v. 57, № 9, p. 1679—1681.
40. *Weser O. E.* Sedimentologycal aspects of strata encountered on Leg 23, in northern Arabian Sea. — Init. Rep. DSDP, Wash, 1974, v. 23, p. 503—520.

ИОАН
Москва

Поступила в редакцию
14.III.1983

УДК 550.4:551.311.24

ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ РЕЧНОГО СТОКА В ОКЕАНЕ

ГОРДЕЕВ В. В.

Рассматривается современное состояние проблемы речного стока в океан (главным образом ее геохимический аспект). Показано, что ионный состав речных вод изучен достаточно хорошо, тогда как растворенные органический углерод, биогенные элементы и особенно микроэлементы в речных водах остаются малоизученными. Определенные успехи достигнуты в изучении геохимии речных взвесей. Важные качественные и количественные изменения происходят с речным материалом в переходных зонах от рек к океану. Богатый фактический материал свидетельствует о том, что именно эстуарии представляют собой важнейший геохимический барьер переходной зоны между континентом и океаном; именно здесь происходит перестройка геохимии континентальной, пресноводной на геохимию морскую, а затем океанскую.

Срок речных вод в океан за год оценивается величиной 40 300 км³ [5] и составляет лишь около 0,003% от объема вод Мирового океана (1,37·10⁹ км³). Однако именно речной сток несет в океан основную массу растворенных и взвешенных веществ с суши.

Речные воды транспортируют 18,5 млрд. т твердого материала [20] и около 4,8 млрд. т (с учетом антропогенного привноса растворенных веществ) [9], что составляет более 85% от общего стока в океан терригенного материала.

Каков состав твердого и растворенного материала рек, что с ним происходит на контакте речных и морских вод, какая часть материала речного стока достигает океанского дна, наконец, как на все это влияет человеческая деятельность — вот важные с практической и научной стороны вопросы, на которые пока нет полных ответов. Впервые пути и способы питания водоемов осадочным материалом, зависимость форм поступления вещества от климата и тектонического строения водосборов были рассмотрены Н. М. Страховым и его сотрудниками в [29], а позднее обобщены в выдающейся трехтомной монографии «Основы теории литогенеза» (1960—1963) и в других публикациях [30, 31]. В 60-х годах работы по исследованию речного стока в океан были начаты в Институте океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР под руководством чл.-кор. АН СССР А. П. Лисицына. Обобщение собственных и литературных данных по геохимии речного стока и попытка оценить с новых позиций роль речного стока в геохимии океана и океанском седиментогенезе были сделаны автором в книге «Речной сток в океан и черты его геохимии» (1983).

В настоящем сообщении кратко рассматривается современное состояние проблемы речного стока в океан (главным образом ее геохимический аспект) на основе собственных и новейших литературных данных.

ГЕОХИМИЯ РЕЧНОГО СТОКА

Химия речных вод (растворенные формы). Растворенные вещества в речных водах условно подразделяются на ионы основных солей (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), биогенные элементы (соединения N и P), кремнезем, органические вещества, микроэлементы.

Ионный состав речных вод изучен достаточно хорошо. Современная оценка ионного состава М. Мейбека [61] мало отличается от более ранних оценок (табл. 1). Обращает на себя внимание повышение концентраций Ca^{2+} , Mg^{2+} и особенно Na^+ , Cl^- и SO_4^{2-} в результате

Средний ионный состав речных вод, мг/л

Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Сумма ионов	SiO ₂	Литературный источник
14,6	4,1	6,3	2,3	7,8	11,2	58,4	105,1	13,1	[55]
13,9	3,3	6,1		6,4	11,9	47,6	89,2	—	[1]
13,4*	3,35	5,15	1,3	5,75	8,25	52,0	89,2	10,4	[61]
14,7	3,65	7,2	1,4	8,25	11,5	53,0	99,7	10,4	

* В числителе приведены природные концентрации, в знаменателе — концентрации с учетом антропогенного загрязнения.

Таблица 2

Средние концентрации растворенных форм азота, фосфора и углерода в речных водах и сток их в океан (по [62] с незначительными измерениями)*

Элемент, форма	Средняя концентрация, мг/л		Сток в океан, млн. т/год	
	природная	с учетом загрязнения	природный	с учетом загрязнения
Углерод:				
органический	5,75	—	230	—
неорганический	10,2	10,4	410	420
общий	15,9	—	640	—
Азот:				
органический	0,26	—	10,5	—
неорганический	0,115	—	4,6	—
(N—NH ₄ +N—NO ₃ +N—NO ₂)				
общий	0,375	0,56	15,2	22,2
Фосфор:				
органический	—	—	—	—
неорганический	0,01	0,02	0,40	0,8
(P—PO ₄) общий	0,025	0,05	1,0	2,0

* Сток растворенных форм азота, фосфора и углерода рассчитывался исходя из величины речного водного стока 40 300 км³ вместо использовавшейся величины 37 400 км³ в работе [62].

антропогенного воздействия на речной сток. Общая минерализация повысилась при этом на 12%. Величина ионного стока по ранним оценкам колебалась от 2700 [44] до 3820 млн. т [55]. По М. Мейбеку [61], она составляет 3330 млн. т (он использовал данные [39] по водному стоку, равные 37 400 км³). Если взять ионный состав по М. Мейбеку, а водный сток по данным советских гидрологов (40 300 км³) [5], то величина природного ионного стока будет равна 3800 млн. т, а с учетом антропогенного влияния — 4300 млн. т.

Сток растворенной SiO₂ равен 440 млн. т. По Мейбеку, он почти не подвержен загрязнению. В СССР в связи с зарегулированием стока многих рек и возросшим антропогенным влиянием сток кремнезема в среднем за период 1966—1975 гг. даже несколько понизился по сравнению с периодом 1936—1965 гг. [32].

Средние концентрации и сток в океан биогенов трудно оценить из-за легкости их изменений под влиянием водных организмов, промышленных и сельскохозяйственных загрязнений, а также недостатка сведений о них. В табл. 2 приведены данные из работы [62] (с незначительными изменениями), являющейся хорошим обзором, посвященным транспорту растворенных форм азота, фосфора и углерода реками мира.

По М. Мейбеку, загрязнения речных вод увеличивают сток азота примерно в 1,5 раз, а фосфора в 2 раза по сравнению с природным, что значительно ниже оценок, приведенных в работе [40], в которой отмечалось 3—4-кратное увеличение стока азота и 5-кратное — фосфора.

В СССР за последние годы (1966—1975 гг.) по сравнению с более ранними (1936—1965 гг.) сток нитратов возрос незначительно, а сток

фосфатов даже понизился [32], что, по-видимому, связано с общим снижением водного стока рек.

Большую проблему представляет определение стока растворенного органического углерода. По современным представлениям, средняя концентрация $C_{орг}$ составляет около 5 мг/л (по [25] 5 мг/л, по [62] 5,75 мг/л).

Сток органического углерода равен 230 млн. т/год, неорганического — 410 млн. т/год. Из-за отсутствия данных трудно оценить влияние загрязнений на сток $C_{орг}$. По предварительной оценке, приведенной в работе [72], сток антропогенного $C_{орг}$ на порядок ниже природного.

В настоящее время концентрации микроэлементов в речных водах изучены значительно хуже, чем основной солевой состав. Связано это главным образом с методическими трудностями при определении растворенных металлов в водах. Средние концентрации растворенных в речных водах микроэлементов приведены в табл. 3. Из 49 микроэлементов лишь 9 (Al, Ba, I, Br, F, Fe, Mn, Sr, Zn) имеют концентрации 10 мкг/л и выше. Они и составляют основную массу микроэлементов в речных водах. Сток 49 микроэлементов (14,7 млн. т/год) не превышает 1% стока всех растворенных веществ. Связь между содержанием металлов и общей минерализацией речных вод не обнаруживается. Прямая коррелятивная связь с общей минерализацией рек Советского Союза выявлена лишь для урана [4, 57].

Хотя в некоторых реках промышленно развитых стран влияние загрязнений на содержание в реках металлов очевидно, пока не удастся оценить его на глобальной основе. В СССР многолетние наблюдения показали, что в последние годы увеличился речной сток В, F, I, растет вынос V, Mo, Ni, стоки Cu, Zn, Mn подвержены значительным годовым колебаниям [16].

Химические формы металлов в речном стоке изучены очень слабо. Хотя в последние годы достигнут некоторый прогресс в развитии равновесных моделей неорганических комплексов элементов в природных водах [45, 73], эти модели не позволяют, за некоторым исключением, описать органические комплексы металлов, важные с геохимической точки зрения. Г. М. Варшал и др. [6] с помощью экспериментов и расчетов на ЭВМ показали, что для ряда металлов комплексные соединения с фульвокислотами преобладают над неорганическими формами, а для Fe^{3+} и Ru^{4+} они составляют почти 100%.

При анализе металлов в воде 20 южных рек СССР с помощью хлорформных вытяжек показано [15], что в среднем по 80 пробам около 70% Fe, 50% Cu и Zn, 40% Mn связано с растворенной органикой. Однако, как отмечал Дж. Д. Бартон [43], трудно дать четкое определение фракций, которые определяются при жидкостной экстракции.

Применение инверсионной вольтамперметрии позволяет изучать формы растворенных металлов без внесения в раствор химических реактивов.

Ценную информацию дает ультрафильтрация воды через сефадексы, позволяющая разделять истинно растворенные и коллоидные формы металлов. Так, Дж. Мур и др. [65] установили, что Fe в воде рек Бьюли и Тест находится преимущественно в коллоидной форме, вероятнее всего, в виде гидроокиси, стабилизированной органическим веществом.

Геохимия речных взвесей. Ко взвесям принято относить все твердые частицы, которые переносятся речным потоком во взвешенном состоянии и задерживаются на фильтре с размером пор около 0,5 мкм при фильтрации речной воды. Концентрация взвеси в речных водах колеблется в пределах пяти порядков и составляет в среднем около 460 мг/л.

Одной из важных характеристик взвеси является ее гранулометрический состав. На треугольной диаграмме (фиг. 1) отчетливо проявляется разделение по размерности частиц взвесей равнинных и горных рек. Отсюда следует, что расчлененность рельефа (фактор тектониче-

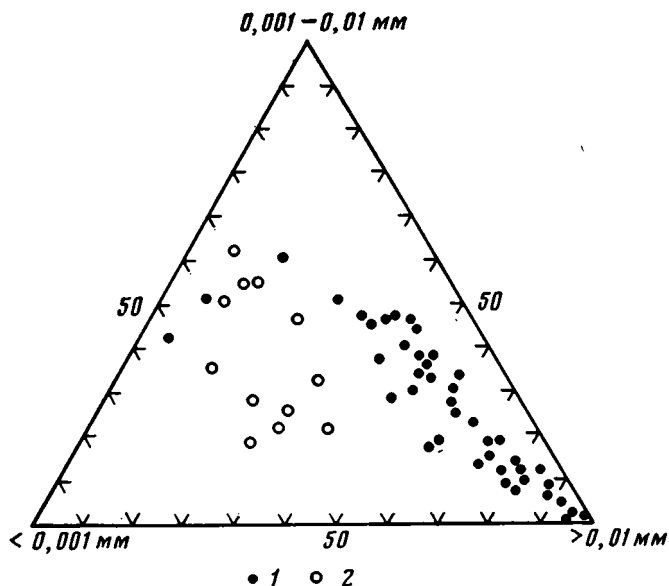
Среднее содержание микроэлементов в речной и океанской воде, взвеси и осадочных породах континентов и почвах

Элемент	Реки [11,57]			Океан [57] (растворенная форма, мкг/л)	Осадочные поро- ды континен- тов, мкг/г [7.57]	Почвы, мкг/г [7, 57]
	раст- вор, мкг/л	взвесь				
		мкг/г	мкг/л			
Ag	0,2	1,3	0,6	0,003	0,1	0,1
As	1,7	5,0	2,3	1,5	6,6	5,0
Au	0,002	0,05	0,02	0,004	0,001	0,001
B	18	70	32	4440	100	10
Ba	60	600	280	5—13	800	500
Br	20	5	2,3	67000	6	5,0
Cd	0,02	0,7	0,32	0,0003—0,10*	0,03	0,5
Ce	0,008	80	37	0,003	50	50
Co	0,2	18	8,3	0,002	20	10
Cr	1,0	130	60	0,25	100	200
Cs	0,03	5,2	2,4	0,3	12	5,0
Cu	1,5	80	37	0,03—0,13	57	20
Er	0,004	2,6	1,2	0,0007	1,9	2,0
Eu	0,001	1,4	0,64	0,0001	1,1	1,0
Ga	0,1	18	8,3	0,02	30	20
Gd	0,008	5,7	2,6	0,0007	4,3	4,0
Hg	0,07	—	—	0,001	0,9	0,01
Hf	0,01	6,0	2,8	<0,007	6,0	—
Ho	0,001	0,9	0,4	0,002	0,6	0,6
La	0,05	39	18	0,003	40	40
Li	2,5	30	14	178	60	30
Lu	0,001	0,5	0,23	0,0002	0,33	0,4
Mn	8,2	1100	500	0,02	670	850
Mo	0,5	3,0	1,4	10,5	2,0	2,0
Nb	0,01	30	14	0,005	20	—
Nd	0,04	42	19	0,003	23	35
Ni	0,5	84	38	0,15—0,5	95	40
Pb	0,1	100	46	0,015—0,001	20	10
Pr	0,007	8,3	3,8	0,0006	6,0	—
Rb	1,5	120	55,0	120	200	60
Sb	1,0	2,0	0,9	0,3	1,5	1,0
Sc	0,004	20	9,2	0,0007	10	7,0
Se	0,2	—	—	0,13	0,6	0,01
Sm	0,008	7,7	3,5	0,0004	5,6	4,5
Sn	0,04	—	—	0,0005	10	10
Sr	60	150	69	7700	450	300
Ta	<0,002	1,2	0,55	<0,0025	3,0	2,0
Tb	0,001	1,0	0,46	0,0001	0,58	0,7
Th	0,1	10	4,6	0,0001	11	6,0
Ti	3,0	4000	1840	<1,0	4300	4600
Tl	—	1,0	0,55	0,013	1,0	—
Tm	0,0001	0,4	0,18	0,0002	0,28	0,6
U	0,24	3,0	1,4	3,2	3,2	1,0
V	1,0	130	59	1,5	130	100
Y	—	27	14	0,013	30	40
Yb	0,004	3,0	1,2	0,0008	1,8	—
Zn	30	250	—	0,007—0,4	80	50
Zr	2,6	200	92	0,03	200	300
v	0,03	—	—	0,09	2,0	—

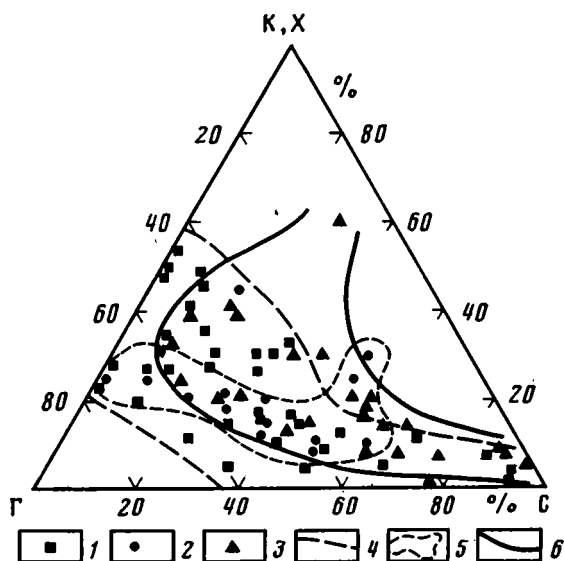
* Два значения даны для элементов, концентрации которых в поверхностных и глубинных водах океана резко различны: первое значение — для поверхностного слоя вод, второе для глубинных вод.

ский) имеет первостепенное значение в формировании механического состава взвесей: с одной стороны, определяет повышенную способность потока к транспортировке грубых частиц, с другой — различие в составе пород, преимущественно кристаллических в складчатых областях и легко-размываемых осадочных в пределах платформ, — вывод, впервые сделанный Н. М. Страховым.

Согласно подсчетам А. П. Лисицына [21], около 70% терригенного материала имеет пелитовую размерность ($<0,01$ мм). Почти 90% речного пелитового материала разгружается в океане в экваториальной



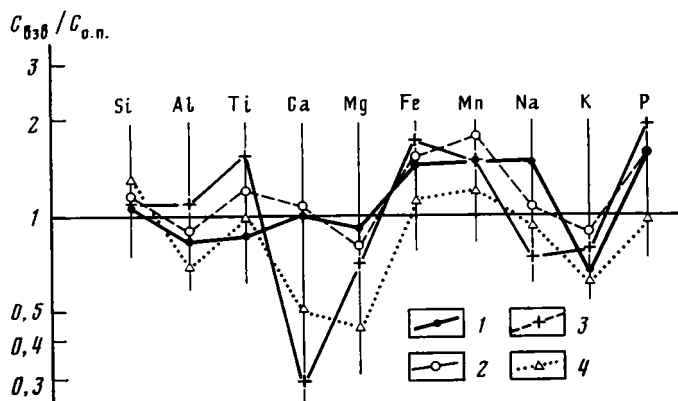
Фиг. 1. Диаграмма гранулометрического состава речных взвесей
1 — для горных и среднегорных рек по [17, 23, 37]; 2 — для равнинных рек по [23, 24] и данным автора



Фиг. 2. Минеральный состав глинистого материала твердого стока рек [14]
1 — реки boreальных областей и некоторые малые реки горных территорий; 2 — реки аридных и семиаридных областей boreального, субтропического и тропического поясов; 3 — реки гумидных и семигумидных областей субтропического — тропического поясов; 4 — 6 — поля содержаний минералов рек областей (4 — boreальных, 5 — аридных и семиаридных, 6 — гумидных и семигумидных). Г — гидрослюда; С — смектитовый компонент; К — каолинит; Х — хлорит

гумидной зоне. Если учесть осаждение подавляющей массы грубообломочного материала в устьях и прибрежных частях океана, то становится очевидной исключительная роль экваториальной гумидной зоны в питании океанов материалом речного стока.

Минеральный состав взвесей тесно связан с их гранулометрическим составом. В целом в речных взвесах преобладают кварц, полевые шпаты и глинистые минералы.



Фиг. 3. Соотношение основного химического состава речных взвесей $C_{\text{взв}}$ осадочных пород $C_{\text{ос.п}}$ и почв $C_{\text{п}}$
 1 — кривая отношения содержаний элементов в речной взвеси к содержаниям в осадочных породах континентов [11]; 2 — то же по данным [58]; 3 — то же для взвеси тропических рек [58]; 4 — кривая отношения содержаний элементов в почвах к содержаниям в осадочных породах континентов [7]

Средневзвешенный по твердому стоку состав глинистого материала 81 реки из разных климатических зон следующий, %: гидрослюды (иллит) 50, смектитовый компонент (монтмориллонит и вермикулит) 25, каолинит 15, хлорит 10 [14]. Можно выделить три основных фактора, оказывающих влияние на состав глинистых минералов взвеси: состав пород водосбора, рельеф и климат. Первый фактор определяет набор глинистых минералов, второй приводит к их дифференциации — во взвеси равнинных рек увеличивается доля разбухающих минералов группы монтмориллонита и триоктаэдрических слоистых силикатов по сравнению с диоктаэдрическими [28]. Связи между типом климатической обстановки (типом выветривания), минералами и их ассоциациями в речном стоке несколько затушевываются неоднородностью климатических условий водосборных площадей (размещение части площади в горных областях или в условиях с другим типом литогенеза). На треугольной диаграмме (фиг. 2) по преобладающим глинистым минералам выделены области, характерные для разных климатических зон. Взаимное частичное наложение этих областей вполне закономерно из-за отмечавшихся выше сложных связей между составом и содержанием глинистых минералов речного стока и составом пород, рельефом и климатом.

Средний химический состав взвесей рек мира приведен в табл. 4.

Таблица 4
 Средний химический состав взвесей рек мира и пород земной коры, вес. %

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Литературный источник
Речные взвеси	54,80	0,67	15,65	7,28	0,14	2,07	3,52	1,35	1,81	0,29	[11]
	60,30*	0,97	16,98	7,36	0,16	1,82	4,08	0,96	2,53	0,29	[59]
	56,65	1,22	21,50	8,81	0,14	1,60	1,06	0,69	2,20	0,36	[59]
Почвы	70,80	0,76	13,45	5,43	0,11	1,04	1,93	0,85	1,64	0,18	[7]
Осадочные породы континентов (глины и сланцы)	51,07	0,75	19,72	4,76	0,086	2,22	3,56	0,89	2,75	0,18	[7]
Земная кора в целом	57,64	0,88	15,45	7,20	0,15	3,87	7,01	2,87	2,32	0,23	[26]

* В числителе приведен средний состав речных взвесей, в знаменателе — средний состав взвесей рек тропической зоны.

На диаграмме (фиг. 3) показаны отношения породообразующих элементов в речной взвеси и почвах к тем же элементам в континентальных осадочных породах. Можно отметить следующие обстоятельства: во-первых, хорошее совпадение оценок среднего состава взвесей, полученных нами, а также Ж. М. Мартином и М. Мейбеком; во-вторых, близкое соответствие в целом между химическим составом взвесей и осадочных пород и почв (лишь Fe, Mn и P немного выше во взвесах); в-третьих, промежуточное положение речных взвесей между осадочными породами и почвами, что определенно указывает на источник их происхождения.

Наряду со средним составом взвесей на диаграмме показан химический состав взвесей тропических рек (по Ж. М. Мартину и М. Мейбеку). Отчетливо проявляется отличие взвесей тропических рек от взвесей рек умеренной зоны; первые заметно обогащены Al, Fe, Ti и явно обеднены Ca, Na и в меньшей мере Mg. Причина состоит в том, что реки тропической зоны дренируют породы, подвергшиеся интенсивному химическому выветриванию. По Н. М. Страхову, при химическом выветривании из пород выносятся легкорастворимые соли Na, K, Ca, Mg, а образующаяся кора выветривания обогащается Fe, Al, Ti. Таким образом, климат и литология существенно влияют на химический состав речных взвесей, что естественно, поскольку химизм тесно связан с минералогией взвесей, подчиняющейся климатической зональности. На составе взвесей также отражается рельеф. Как было показано на фиг. 1, твердый материал в горных реках крупнее, чем в равнинных, и состоит преимущественно из обломков пород и слабыветрелых частиц почвы. Поэтому расчлененный рельеф в тропической зоне как бы ослабляет влияние химического выветривания на состав взвесей. Таким образом, влияние рельефа сказывается на химии взвеси в основном через процесс механической эрозии.

Содержание взвешенного органического углерода в мировом речном стоке составляет, по оценке М. Мейбека [62], 4,8 мг/л, или 1%; по данным Е. А. Романкевича [25], соответственно 12,75 мг/л, или 2,5% (М. Мейбеком даны средневзвешенные по твердому стоку значения, на которые сильно влияют реки с высокой мутностью вод).

Средневзвешенные по стоку содержания неорганического углерода близки к значениям для $C_{орг}$ — 4,2 мг/л, или 1,0% [62].

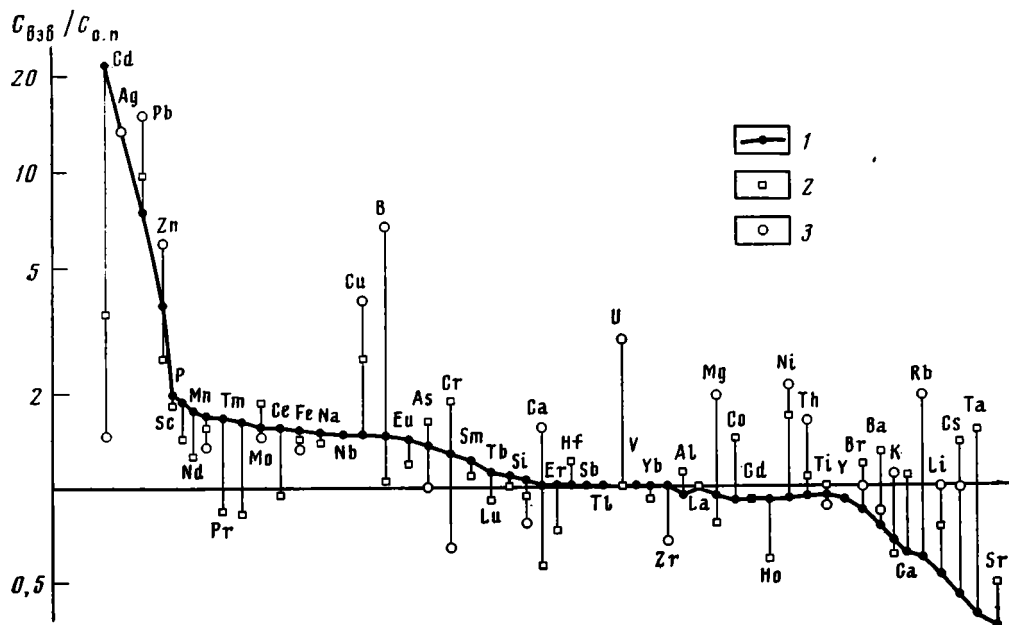
Речной сток $C_{орг}$ во взвеси, по М. Мейбеку, составляет 180 млн. т/год, $C_{неорг}$ — 170 млн. т/год. Значительный интерес представляют данные В. М. Купцова с соавторами [18, 19], определивших абсолютный возраст органического вещества в твердом стоке некоторых рек Черного и Балтийского морей. Концентрация радиоуглерода в органическом веществе взвеси определяется возрастом пород, подвергаемых размыву.

Оказалось, что концентрации растворенного радиоуглерода близки к ожидаемым для поверхностных вод, тогда как концентрации радиоуглерода во взвешенных веществах отличаются от современных (ВОВ имеет возраст от 1,5 до 6,0 тыс. лет). Это означает, что основная часть ВОВ привносится в речные воды при размыве древних морских террас, а не образуется в самой реке.

Средние содержания взвешенного органического азота и фосфора равны соответственно 0,56 и 0,21 мг/л, или 0,12 и 0,045% [62]; о неорганических формах биогенов данных нет. Антропогенное влияние на твердый речной сток азота и фосфора пока не поддается оценке.

Недостаточно данных о содержании серы в речных взвесах. Обычно оно мало отличается от содержаний ее в почвах и осадочных породах. Изучая взвесь некоторых рек советского Дальнего Востока, В. А. Чудаева [37] установила, что основной формой серы во взвеси является органическая; лишь в отдельных случаях была обнаружена сульфидная сера.

Средние содержания микроэлементов в речных взвесах приведены в табл. 3 и на фиг. 4. Сравнение с континентальными осадочными поро-



Фиг. 4. Соотношение микроэлементов в речных взвесах, осадочных породах и почвах 1 — кривая отношения содержания элементов в речной взвеси к содержаниям в осадочных породах континентов [11]; 2 — соотношение содержаний микроэлементов в речных взвесах к содержаниям в поверхностных породах континентов [58]; 3 — соотношение содержаний микроэлементов в речных взвесах к содержаниям их в почвах

дами и почвами показывает, что речные взвеси обогащены Cd, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Fe, Mn, Sc, P и определенно обеднены Sr. Для большинства элементов сколько-нибудь существенных отличий от континентальных пород не отмечается. Группа элементов, концентрирующихся во взвеси, довольно специфична. Это элементы, тесно связанные с органическим веществом, хорошо сорбирующиеся на тонких глинистых и органических частицах взвеси, ассоциирующиеся с гидроокислами Fe и Mn. Отметим, что именно та же группа металлов резко обогащает и океанические взвеси [12]. Дефицит Sr в речной взвеси объясняется, как в случае Ca, Na, Mg, преимущественным выносом его в растворе, что особенно характерно для кор в глубоко зашедшей стадии химического выветривания, т. е. для тропической зоны. Важен не только средний состав общей пробы речной взвеси, но и распределение элементов по ее размерным фракциям. Выполненный нами анализ 24 элементов в разных фракциях взвесей пяти рек бассейна Каспийского моря (Волга, Терек, Самур, Сулак, Кура) показал, что по характеру распределения в гранулометрическом спектре взвесей химические элементы разбиваются на три группы (по гранулометрическому составу эти взвеси относятся к глинам — тип пород по размерностям частиц, как показано в работе [33], необходимо учитывать при рассмотрении взаимосвязей между крупностью частиц и их химическим составом). К первой группе относятся Si, Ca, Na содержания которых максимальны в песчаной фракции и монотонно снижаются по мере утоньшения взвеси. Такое распределение объясняется преобладанием в песчаной фракции кварца (Si) и карбонатных раковин и их обломков (Ca, Na).

Вторую группу составляют Mn, Eu, Hf, содержания которых мало изменяются в разных фракциях, несколько увеличиваясь к пелитам. Третья, наиболее многочисленная группа включает Al, Fe, Mg, K, Ti, Co_{org} , Cu, Zn, Co, Ni, Cr, Pb, Cd, Ce, Th, Se, La, Li. Для этой группы характерно возрастание содержаний от грубых фракций к тонким. Такая закономерность вполне естественна и объясняется как изменением минерального состава взвесей от преимущественно кварцевого и полевошпатового в песчаной и алевритовой фракциях до глинистых минера-

лов в пелитовых фракциях, так и повышенной сорбционной емкостью последних. Следует, однако, подчеркнуть, что степень концентрирования элементов в тонких фракциях (в 1,5—3 раза по сравнению с тотальной пробой взвеси) далеко не пропорциональна увеличению поверхностной площади тонких частичек (на 3—4 порядка). Два других важнейших фактора, определяющих распределение микроэлементов в частицах разной крупности,—это их ассоциация с гидроокислами Fe и Mn, а также органическим веществом, концентрирующимися (кроме Mn) в пелите.

Весьма разнообразны формы элементов в речной взвеси. В общем виде можно выделить подвижные формы (сорбированный комплекс, гидроокислы и окислы Fe и Mn и адсорбированные и соосаждаемые с ними малые элементы, легкорастворимые карбонаты, органическое вещество) и неподвижные (элементы в решетке неразложившихся обломочных и глинистых минералов). Если часть элемента, входящая в подвижные формы, может трансформироваться при изменении условий среды (например, перейти в раствор при увеличении кислотности среды), то другая часть, связанная с неподвижными формами (в особенности элементы в кристаллических решетках), за сравнительно небольшое время пребывания в речной воде остается практически неизменной.

Нами [15, 38] были определены с применением последовательной химической экстракции формы нахождения группы металлов во взвеси рек бассейнов Черного, Азовского, Каспийского, Балтийского, Японского морей, а также во взвеси Ганга — Брахмапутры. Формы миграции элементов в реках СССР изучались также И. Ю. Лубченко, И. В. Беловой [23] и др. За рубежом подобные работы проводились Р. Гиббсом [47, 48] на реках Амазонке и Юконе, Ю. Шроером и Д. Эгерсглуссом [69] на реках Западной Европы (Везер, Эльба и Эмс и др.).

Несмотря на различия в методах исследования, применявшихся разными авторами, можно отметить вполне определенное сходство в фазовой дифференциации элементов во взвеси рек, расположенных в разных физико-географических условиях (фиг. 5). Так, для железа минимальна роль органической формы и примерно поровну распределяется гидроокисная и кристаллическая формы. Для марганца преобладают окисная и поверхностно-сорбированная формы, роль органической формы также невелика. Для Zn, Cu и Pb основными формами являются сорбированная плюс соосажденная с гидроокислами Fe и Mn, заметная доля этих металлов связана с органическим веществом взвеси. Для Ni и Cr распределение форм сходно с Fe, хотя для Cr более существенна кристаллическая форма.

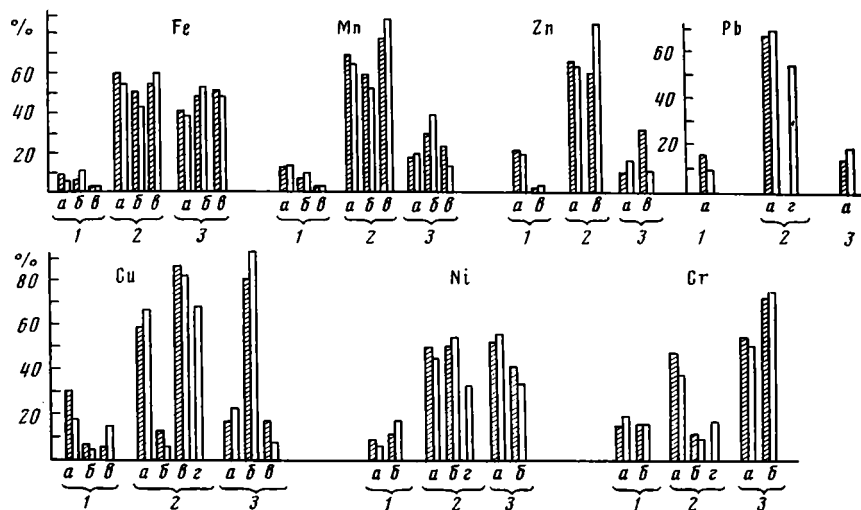
Анализ форм металлов в разных размерных фракциях взвеси Ганга — Брахмапутры показал, что в тонких фракциях возрастают подвижные формы и снижается роль кристаллической формы.

Однако возрастание роли подвижных форм в пелите связано не с сорбированным комплексом, как можно было ожидать, а с раскристаллизованными окислами и гидроокислами Fe и Mn. По-видимому, тонкие частицы взвеси покрыты пленкой гидроокислов Fe и Mn, которые и концентрируют малые элементы.

Повышенные количества металлов в этих фракциях, связанные именно с раскристаллизованными («старыми») гидроокислами Fe и Mn, указывают на возможность формирования наблюдаемых соотношений форм еще в коре выветривания (до попадания частиц в речную воду).

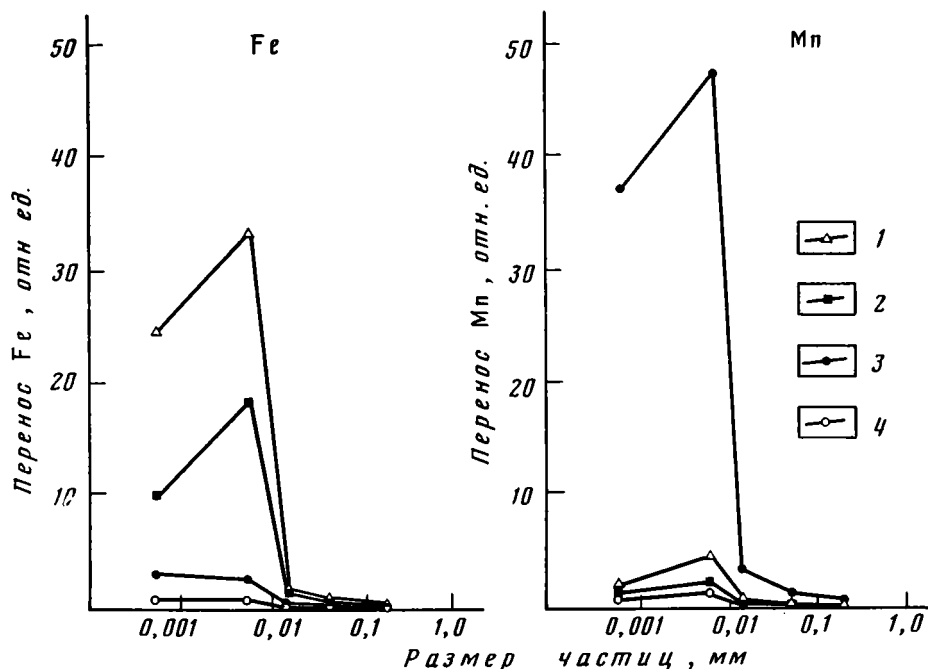
Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что основные закономерности фазовой дифференциации металлов в речной взвеси обусловлены преимущественно их физико-химическими свойствами, физико-географические факторы среды имеют подчиненное значение.

Зная распределение гранулометрических фракций взвеси, содержание в них элементов и форм их нахождения, можно определить размерные фракции и формы, в которых данный элемент преимущественно



Фиг. 5. Соотношение форм миграции элементов в речных водах по данным разных авторов

Формы миграции (в % от общего содержания): 1 — органическая; 2 — сорбированная плюс ассоциированная с гидроокислами Fe и Mn; 3 — кристаллическая; а — данные [38] (заштрихованная часть — реки Восточного Сихотэ-Алиня, незаштрихованная — водосбора Амурского и Уссурийского заливов); б — данные [47, 48] (заштрихованная часть — р. Амазонка, незаштрихованная — р. Юкон); в — данные [15] (реки Черноморского, Азовского и Каспийского бассейнов; заштрихованная часть — горные, незаштрихованная — равнинные); з — данные [23] (реки Черноморского бассейна)



Фиг. 6. Перенос Fe и Mn разными формами взвеси р. Риони

Формы: 1 — раскристаллизованных гидроокислов; 2 — обломочная; 3 — аморфная гидроокислов и сорбированная; 4 — органическая

транспортируется речным потоком. Такая работа была выполнена нами для р. Риони. Оказалось, что основная масса Si, Ca, Fe, Mn, Cu, Ni, Pb и других элементов переносится рекой в диапазоне частиц примерно от 0,5 до 15 мкм независимо от того, в каких фракциях элемент концентрируется (так как различия в содержании фракций значительно

Сток основных элементов и микроэлементов в растворенном и взвешенном состоянии (по [11] с изменениями)

Элемент	Среднее содержание			Речной сток, млн. т		Общий сток, млн. т	Отношение взвешенного и растворенного стоков
	взвесь		раствор	взвешенный	растворенный		
	%	мг/л					
Si	25,5	117	4,85	4720	195	4916	24,1
Al	8,3	38,2	0,05	1540	2,0	1545	770,0
Ti	0,4	1,84	0,003	74,1	0,12	74,2	617,5
Fe	5,1	23,5	0,04	945	1,60	947	590
Mn	0,11	0,51	0,008	20,4	0,33	20,73	61,8
Ca	2,5	11,5	14,7	463	592	1055	0,78
			(13,4)*		(540)	(1003)	(0,86)
Mg	1,25	5,75	3,65	232	147	379	1,58
			(3,35)		(135)	(367)	(1,72)
Na	1,0	4,6	7,20	185	290	475	0,64
			(5,15)		(207)	(392)	(0,89)
K	1,5	6,9	1,40	278	56	334	5,00
			(1,30)		(52)	(330)	(5,30)
C _{орг}	1,0**	4,8	5,75**	193	230	423	0,84
P	0,115**	0,53	0,05**	21,3	2,0	23,3	10,6
			(0,025)		(1,0)	(22,3)	(21,3)
N***	0,12**	0,56	0,56**	22,5	22,2	44,7	1,00
		(0,375)		(15,2)		(37,7)	(1,50)
Cl	0,016****	0,074	8,25	2,96	233	236	0,013
			(5,57)		(162)	(165)	(0,018)
S	0,05—0,3	0,23—1,4	3,83	9,3—55,6	111	120—167	0,08—0,5
			(2,75)		(80)	(89—136)	(0,12—0,69)
F	0,05****	0,23	0,10	9,3	4,05	13,35	2,3
I	0,0001****	0,00046	0,07	0,018	0,28	0,30	0,064
Сумма 40 микроэлементов	—	—	—	43,84	6,48	50,32	6,76

* Все значения в скобках относятся к природному уровню содержаний.

** Данные М. Мейбека [62].

*** Во взвеси только органический азот.

**** Содержание в осадочных породах.

Примечание. При расчете стоков элементов в растворенном и взвешенном состоянии принимались следующие значения: водного стока 40 300 км³/год, твердого стока 18,5 млрд. т/год.

больше, чем различия в содержании металлов в них). Во всех фракциях взвеси большая часть Fe и Mn переносится водами Риони в гидроокисной и окисной формах (фиг. 6). По данным Р. Гиббса [48], во взвеси р. Амазонки в частицах размерностью 1—2 мкм преобладают также гидроокисные формы, однако в частицах крупнее 10 мкм на первый план выходит кристаллическая форма.

Сток растворенных и взвешенных веществ и их соотношение. Величины стока макроэлементов, органического углерода, биогенов и суммы микроэлементов в растворенном и взвешенном состоянии приведены в табл. 5. Сток отдельных элементов подсчитывался умножением средних концентраций в растворе и взвеси на объемы водного и твердого стока. Мы по традиции называем стоком в океан ту массу растворенных и взвешенных веществ, которую речной поток несет в нижнем течении реки.

Важный геохимический смысл имеет соотношение между взвешенным и растворенным стоком данного элемента. По Н. М. Страхову, это соотношение выражает относительную подвижность элементов в современных физико-географических условиях. Для подавляющего большинства элементов перенос во взвешенной форме в среднем преобладает над растворенным стоком на 99% и более. Лишь для Cl, S, I, F, Br, Ca, Na и Sb сток в растворенной форме выше, чем во взвешенной. Следует подчеркнуть, что в конкретных условиях соотношения между растворенной и взвешенной формами могут сильно отличаться от сред-

них значений. В работе [8] рассчитаны содержания взвешенной формы элементов в зависимости от мутности речных вод. Из графического представления расчетов следует, что при любой фиксированной мутности ряд подвижности элементов, т. е. порядок расположения элементов по возрастанию доли растворенной формы, остается неизменным. Это означает, что на геохимическую подвижность элементов влияют как физико-химические их свойства, так и физико-географические условия среды. В работах [57, 73] было показано, что отношение концентраций элементов в растворенной и взвешенной фазах речных вод, названное авторами коэффициентом распределения, зависит от электроотрицательности (или способности притягивать электрон) отдельных элементов. Степень сродства с твердой фазой снижается с увеличением электроотрицательности в ряду от лантанидов к галогенам. В то же время мутность речных вод, зависящая от физико-географических условий (рельеф, геология, климат), меняется настолько сильно (в пределах 4—5 порядков), что может оказаться даже более важным фактором влияния на подвижность элементов, чем их физико-химические свойства. Очень интересен вопрос о том, находится ли в настоящее время эрозионный процесс в установившемся состоянии или нет, т. е. равны ли растворенный и взвешенный стоки рек количеству выветриваемого материала в единицу времени. Этот вопрос рассматривался Дж. Мартином и М. Мейбеком [59], которые сравнили фактический сток с рассчитанным (в качестве элемента сравнения использовался алюминий). Расчеты показали, что большинство элементов достигло установившегося состояния на континентальной поверхности (их фактический и теоретический стоки равны). Но для Pb, Br, Mo, Cu, Sb, Zn (а также, по нашим подсчетам, для Cd и Ag) фактический сток в 1,5 раз и более превышает теоретический, т. е. для этих элементов должны существовать один или несколько дополнительных источников поступления в реки. Вероятные причины такого несоответствия обсуждаются в работе французских исследователей.

ЭСТУАРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Эстуарии представляют собой переходную зону от континента к океану. Общая площадь эстуариев оценивается в $1,7 \cdot 10^6$ км², или 0,25% площади Земли (границей между эстуарной и прибрежной зонами служила изохалина 33,5‰) [77]. С точки зрения седиментологии эстуарии относятся к I глобальному поясу лавинной седиментации, где осаждаются огромные массы осадочного материала, сносимого с континентов (II глобальный пояс — основание континентального склона и краевые моря, III — дно глубоководных океанических впадин) [22]. С геохимической точки зрения здесь проходит важнейший геохимический барьер, по разные стороны которого существуют различные условия среды осадкообразования (гидродинамические, физико-химические, биогеохимические и т. д.), приводящие к резкому изменению интенсивности миграции определенной группы (ассоциации) химических элементов, их концентраций и форм миграции. Эстуарии — это особые области и с точки зрения биологии. Экстремальные граничные условия для солености от менее 0,1 до более 35‰ приводит к резкому разделению лимнических и морских видов организмов и к существованию особых эстуарных форм. Эстуарии — это своеобразные биофильтры, задерживающие биогенные вещества.

Рассмотрим кратко протекающие в эстуариях физические, химические и биологические процессы, которые влияют на концентрации и формы существования химических элементов в воде. Оговоримся, что такое деление весьма условно, так как все эти процессы протекают одновременно и взаимосвязано.

Физические процессы. В эстуариях осаждаются и выбывают из дальнейшего транспорта в открытый океан большие массы взвешенных веществ в результате резкого снижения скорости речного потока, потери им энергии и способности к переносу достаточно крупных частиц.

Так, в р. Дон на расстоянии 6 км от устья скорость потока снижается со 110 до 5 см/с, концентрация взвеси — со 161 до 21 мг/л, при этом процент фракции >100 мкм уменьшается от 7,8 до 0, тогда как доля пелитовой фракции (<5 мкм) возрастает от 20,8 до 67,9% [35].

Процесс механической дифференциации, приводящий к утонению взвеси по мере увеличения солености вод, оказывает прямое влияние на химический состав взвеси, поскольку для большинства элементов существует тесная связь с размерностью частиц. Время жизни воды в эстуарии невелико — от часов до недель, его может не хватить на то, чтобы тонкие частицы взвеси успели осесть на дно. Важно отметить, что для накопления взвешенных частиц в эстуариях существенна большая величина времени жизни взвешенных частиц по сравнению с водой и растворенными веществами.

Существует механизм, приводящий к укрупнению тонких частиц и их ускоренному выведению из толщи воды, — процесс коагуляции. Коагуляция частиц размером менее 2—5 мкм вызывается перезарядкой глинистых частиц или их нейтрализацией при смешении речных вод с морской водой, являющейся сильным электролитом. Как установлено в работе [67], смена знака заряда частиц при увеличении солености не является результатом прямого ионного взаимодействия, а обусловлена предпочтительной адсорбцией неидентифицированных органических веществ взвешенными частицами.

Наряду с укрупнением частиц имеет место и противоположный процесс — уменьшение размеров частиц в результате как микробиологического распада органического детрита, так и при растворении частиц, реакциях сорбции и осаждения, зависящих от pH и редокс-потенциала (эти реакции обычно происходят на границах раздела «вода — осадок» или «морская вода — пресная вода» и зависят от присутствия или отсутствия O_2 или H_2S).

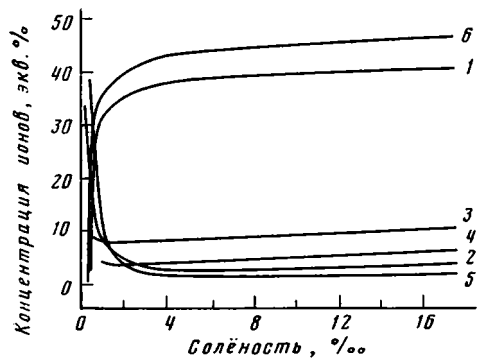
Наряду с дифференциацией механического состава взвеси в эстуариях идет и тесно связанный с ним процесс минералогической дифференциации материала речного стока. Экспериментальные исследования показали, что при достаточно высокой концентрации взвеси каолинит и иллит почти полностью осаждаются в виде хлопьев при малой (до 4‰) солености, а монтмориллонит коагулирует в значительно более широком диапазоне солености [60].

Эксперименты подтверждаются натурными наблюдениями. Так, на континентальном склоне вблизи эстуария р. Амазонки отношение иллита к каолиниту возрастает более чем в 3 раза [64].

Ю. П. Хрустальевым [34, 35] при изучении седиментогенеза в Азовском, Каспийском и Аральском морях было показано, что коагуляция глинистых минералов осуществляется совместно с органическим веществом в виде аморфных сгустков неправильной формы. По способности образовывать агрегатные органо-минеральные образования в эстуарных водах глинистые минералы располагаются в следующий ряд: каолинит — хлорит — гидрослюда — смешанослойные образования — монтмориллонит.

В эстуариях крупных рек скапливаются огромные массы осадочного материала; это ловушки, которые захватывают 60—90% и более твердого стока рек [15, 22, 41, 46, 64]. Однако в некоторых случаях значительные массы взвеси и влекомых наносов преодолевают ловушки эстуарии через каньоны (например, Ганг — Брахмапутра) или при расположении устья вблизи края шельфа (р. Миссисипи).

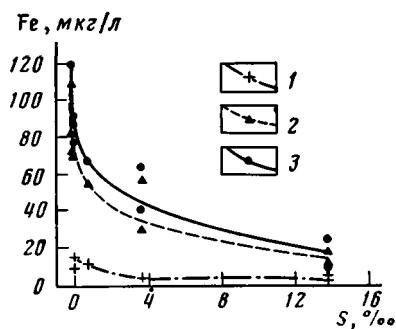
Химические процессы в эстуарных зонах очень сложны, так как протекают в неустойчивых условиях среды. Имеют место большие градиенты ионной силы (солености), pH, мутности и т. д. В реакциях участвуют неорганические и органические вещества, находящиеся в растворенном, коллоидном и взвешенном состоянии. Они подвергаются флокуляции, осаждению, хелатированию и комплексации, адсорбции и десорбции. Вся эта физико-химическая система обычно находится под воздействием активно развивающейся биосистемы, поэтому химических



Фиг. 7

Фиг. 7. Зависимость концентрации основных ионов от солености в воде Днепровского лимана [2]

1 — $\text{Na}^+ + \text{K}^+$; 2 — Ca^{2+} ; 3 — Mg^{2+} ; 4 — SO_4^{2-} ; 5 — HCO_3^- ; 6 — Cl^-



Фиг. 8

Фиг. 8. Зависимость концентраций растворенных форм железа от солености в устьевой зоне р. Кубань [15]
1 — железо растворенное неорганическое; 2 — то же органическое; 3 — общая растворенная форма

процессов в чистом виде практически нет — это биохимические или биогеохимические процессы.

Формирование гидрохимического режима эстуариев определяется в первую очередь процессами смешения речных (обычно гидрокарбонатно-кальциевых) и морских (хлоридно-натриевых) вод. На фиг. 7 показаны изменения относительного содержания основных ионов в зависимости от солености вод в Днепровском лимане [2].

Отчетливо видно, что наиболее резкие изменения в относительном содержании доминирующих ионов наблюдается в области малых соленостей — до 2‰. Изохалину 2‰, как показано в работах [27, 35, 63], можно считать гидрохимической границей между речной и морской водой. Преобразование ионного состава вод зоны смешения продолжается до $S \sim 5-6‰$, а после 10‰ относительное содержание ионов почти не меняется.

К наиболее важным химическим процессам в эстуариях относится флоккуляция, т. е. преобразование растворенных органических и неорганических веществ во взвешенные аморфные частицы при увеличении ионной силы и рН воды. Этот процесс экспериментально изучался Э. Шолковицем [70, 71]. Основной вывод из работ этого автора заключается в том, что флоккуляция является основным механизмом удаления многих растворенных элементов при эстуарном смешении вод. Наибольшую важность имеет совместное формирование флоккул железа и высокомолекулярных фракций растворенных гуминовых кислот, которые сорбируют и соосаждают растворенные микроэлементы.

Экспериментальные результаты неоднократно подтверждались полевыми наблюдениями [15, 41, 42].

Важную роль в эстуариях играют также процессы сорбции — десорбции. Сорбция на частицах взвеси может быть разделена на адсорбцию (осуществляется через ионный обмен, осаждение или аккумуляцию бактериями или одновременно их комбинацией) и абсорбцию (или внедрение) химических соединений во взвешенные частицы. Адсорбция кратковременна — от минут до нескольких дней, абсорбция может продолжаться месяцы и годы.

Сорбционные процессы носят обратимый характер, и при смене условий среды возможна десорбция. В настоящее время адсорбционно-десорбционные процессы изучены недостаточно. Некоторые авторы именно десорбцией объясняют поведение отдельных элементов при эстуарном смешении [49, 58]. Однако Э. Шолковиц [71] подвергает сомнению та-

кие заключения, ссылаясь на неполноту или неубедительность фактических данных.

Очевидно, что десорбироваться могут лишь те элементы, которые присутствуют в составе взвеси в легкоподвижной форме (например, Zn , Mn). В большинстве случаев наличие адсорбционно-десорбционных процессов основывается на экспериментах с радиоизотопами [53], однако пока не доказана допустимость экстраполяции полученных при этом данных на природные системы. Мы разделяем мнение, что в большинстве случаев гидрологические и седиментологические процессы в большей степени, чем химические, объясняют вариации химического состава взвеси в эстуариях [71].

Упомянем еще об одном химическом процессе в зоне смешения речных и морских вод в водоемах аридной зоны — это образование хемогенного карбонатного кальция в результате сдвига карбонатного равновесия и за счет процессов фотосинтеза. Например, в Таганрогском заливе (приустьевой зоне Дона) встречаются две разновидности кальцита — пелитоморфная хемогенная (зерна размером около 1 мкм и игольчатые образования с длиной продольной оси 10—20 мкм) и кристаллическая терригенная (лепешковидные образования размером 5—10 мкм и выше). В дельте Дона преобладает терригенный карбонат кальция. По мере увеличения солености до 50‰, лепешковидные разновидности замещаются игольчатыми кристаллами хемогенного кальцита. Содержание $CaCO_3$ во взвеси достигает 40%. При повышении солености до 10‰ и выше содержание кальцита во взвеси резко уменьшается, а затем и полностью исчезает [34]. Одним из факторов, определяющих ассоциацию хемогенного кальцита с глинистыми частицами, является образование карбонатно-глинистых сгустков, происхождение которых связано с процессами коагуляции коллоидных минералов и адсорбции ионов кальция каолинитом и гидрослюдой при эстуарном смешении вод.

Биологические процессы. Для любой экосистемы продукция и деструкция органического вещества имеет первостепенное значение. Процессы первичной продукции, дыхания и минерализации, способные вызвать значительные изменения концентрации O_2 и CO_2 , могут изменить рН и Eh системы и в результате привести к трансформации форм химических элементов. В эстуариях биологические процессы особенно важны, так как речной сток органических и неорганических веществ велик и это приводит к высоким скоростям круговорота веществ [51].

Для глобальной зоны эстуариев чистая первичная продукция составляет $6,6 \cdot 10^{14}$ гС/год по [72] и $14 \cdot 10^{14}$ гС/год по [77]. Сравнение с первичной продукцией континентов ($220 \cdot 10^{14}$ гС/год по [74]) показывает, что продукция эстуариев составляет лишь малую их часть. Речной сток $S_{орг}$ ($4,2 \cdot 10^{14}$ гС/год) оказывается одного порядка с продукцией.

Общая закономерность распределения первичной продукции фитопланктона на профиле «река — море» состоит в том, что максимальные ее величины часто наблюдаются на некотором расстоянии от устья реки в сторону моря и не обязательно совпадают с максимумом биогенных элементов. Причина этого — в прогрессивном снижении концентрации взвеси, увеличении доступной световой энергии и фактора времени (экспоненциальный рост популяции фитопланктона).

Вся водная масса многих эстуариев может быть профильтрована зоопланктонными организмами в течение короткого периода времени (дни, месяцы), что приводит к интенсивному осаждению агрегированных частиц на дно. Процесс биофильтрации приводит, таким образом, к задержанию тонкой взвеси в эстуариях. Наряду с биофильтрацией в переводе растворенных форм элементов во взвесь важную роль играют также процессы биосорбции и биоассимиляции [21].

Если скорости течения невелики, то потребление кислорода при распаде органического вещества приводит к снижению его с глубиной и к созданию в некоторых случаях в донных осадках или в водной толще восстановительных условий, при которых поливалентные металлы меняют формы своего существования.

Большой интерес представляют данные о химическом составе приустьевой биоты, масштабах извлечения из воды элементов, влияния биоты на баланс элементов в эстуарии. Чтобы оценить пути переноса химических компонентов по биологическим цепям, необходимо определить трофическую структуру эстуария, химический состав биоты на всех ее этапах и потоки энергии в системе. Полностью решить такую задачу очень сложно.

Показано [64], что около 25% выносимой Амазонкой растворенной кремнекислоты изымается продукцией диатомовых водорослей во внутреннем эстуарии. Располагая данными по содержанию металлов в фитопланктоне и сезонным изменениям биомассы в Таганрогском заливе, Ю. П. Хрусталеv [35] оценил потребление металлов фитопланктоном за год. Оказалось, что использование фитопланктоном металлов в несколько раз превосходит их поступление в растворенном состоянии с водами Дона.

Оценивая роль зоопланктона в седиментогенезе Азовского моря, Ю. П. Хрусталеv и др. [36] показали, что в 1977 г. весь объем Азовского моря был пропущен через фильтрационный аппарат зоопланктона только за три весенних месяца, и около 2 раз за весь год; 80—85% потребленного взвешенного вещества не усваивается и вновь возвращается в виде фекальных образований в водную толщу. Но это уже качественно новое вещество, отличающееся от исходной взвеси химическим составом, консистенцией, удельным и объемным весом.

Цикл Fe, Mn, Zn был рассмотрен в эстуарной системе р. Ньюпорт (штат Северная Каролина) [76]. Оценены биологические и физические запасы металлов и ежегодные потоки с учетом речного стока, приливов, биопотребления, вылова рыбы. Эстуарий оказывается эффективным консерватором цинка; количество металла, циркулирующего по трофической структуре экосистемы, в 16 раз превышает его речной сток.

Важную роль в миграции металлов в эстуариях играют макрофиты. Г. Виндом [75] оценил потоки металлов через маршевые эстуарии девяти рек Атлантического побережья США. По его данным, трава *Spartina alterniflora* захватывает за год Fe, Cu, Cd 3%, Mn 8%, Hg 17% от речного стока.

Из приведенных примеров ясно, насколько важны биологические процессы для геохимии эстуариев и в то же время как мало они изучены.

Консервативное и неконсервативное поведение элементов в эстуариях. Важно знать, вовлекается ли данный элемент или компонент в химические или биохимические реакции в эстуариях и к каким последствиям это приводит. Можно указать три возможных подхода к решению проблемы определения судьбы элементов в эстуариях. Обычно на практике строится зависимость концентрации рассматриваемого компонента от консервативного индекса смешения (хлорность или соленость) [54]. Когда компонент не участвует в химических реакциях и не извлекается планктоном, такая зависимость будет прямолинейной (консервативное поведение компонента). При неконсервативном поведении наблюдается отклонение от прямой, по которому можно судить как о величине потери или избытка компонента по сравнению с теоретическим предсказанным при простом механическом смешении вод, так и о месте эстуария, где наибольшие отклонения имеют место.

Другим примером оценки степени удаления или привноса компонента в эстуарии могут быть балансные расчеты. На практике этот прием применяется реже, так как требует больших затрат труда и не дает информации о зонах эстуария, где происходит удаление компонента.

Значительный интерес представляет предложенная Дж. М. Мартином [58] концепция относительного времени жизни R , т. е. отношения между временем жизни данного элемента t_x и временем жизни воды t_{H_2O} . Для консервативного элемента $R=1$; $R<1$ означает, что химический элемент удаляется из воды, $R>1$ предполагает цикличность элемента в эстуарии.

Каждый из указанных приемов имеет свои ограничения и должен применяться с предосторожностями из-за неустановившейся природы

эстуарных систем. Однако использование их на практике дает полезную информацию о поведении элементов в зоне смешения вод.

Приведем некоторые примеры практического применения первого из трех подходов к определению судьбы элемента в эстуарии.

Зависимость концентраций Ca^{2+} , Mg^{2+} и K^{+} от солености в водах Днепро-Бугского лимана и зонах смешения вод Кубани и Сулака с морскими прямолинейна [10]. Все три катиона ведут себя консервативно (в пределах точности анализа). Консервативны и другие основные ионы — Na^{+} , SO_4^{2-} , HCO_3^{-} . Иными словами, все основные катионы и анионы речных вод могут быть отнесены к индикаторам физического смешения пресных и соленых вод. Более сложно поведение в эстуариях биогенных элементов, поскольку оно зависит от степени утилизации планктоном, времени жизни эстуарных вод, концентрации взвеси, сбросов загрязненных вод.

Сравнительное изучение трех сильно отличающихся эстуариев — р. Заира (низкие содержания биогенов, низкая концентрация взвеси), р. Суринама (низкие содержания биогенов, высокая концентрация взвеси) и р. Рейна (очень высокие концентрации биогенов) — привело авторов работы [40] к выводу о том, что при отсутствии интенсивного роста фитопланктона все растворенные биогены (соединения азота, фосфора, кремния) выносятся реками в океан без существенных потерь.

Потери растворенного органического вещества (РОВ) обычно невелики и составляют 3—11% [71], однако явно неконсервативно ведут себя гуминовые кислоты (потери 60—80%), составляющие лишь небольшую часть РОВ. Важно подчеркнуть, что именно с гуминовыми кислотами многие металлы образуют комплексные соединения.

Выполненные нами в 1976 г. определения общего растворенного и органически-связанного железа в водах р. Кубани в зоне смешения их с водами Азовского моря показали, что неконсервативность общего железа объясняется неконсервативностью именно органически-связанной его формы, тогда как неорганическое растворенное железо во всем диапазоне солености остается низким и меняется незначительно (фиг. 8).

Для получения более надежных выводов о поведении того или иного элемента в эстуарии полезно одновременно иметь данные как по растворенным, так и по взвешенным формам.

Потери элементов на геохимическом барьере «река — море». Обзор всей имеющейся информации о поведении элементов в эстуариях показывает, что одни элементы (например, основные ионы) практически всегда консервативны, другие (Fe, Ba) неконсервативны, третьи (Mn, Zn и др.) в одних случаях консервативны, в других неконсервативны в зависимости от конкретных условий в эстуарии. Сделана попытка оценить усредненные величины потерь некоторых элементов в эстуариях и, учитывая эти потери, оценить реальный сток этих элементов в океан. Подобная попытка ранее предпринималась Дж. Беверсом и П. Йетсом [41] на основании данных по эстуарию р. Св. Лаврентия. Указанные оценки приведены в табл. 6. Они основаны на критическом обзоре всех имеющихся результатов экспериментальных и натурных наблюдений в эстуариях и представляются, по мнению автора, наиболее вероятными в настоящее время. Естественно, что их следует рассматривать лишь как самое первое приближение к реальности.

Проценты потерь есть цифровое выражение результирующей всех взаимосвязанных между собой физических, химических и биологических процессов, протекающих в эстуариях. В самом общем виде можно говорить, что для взвешенных форм элементов наиболее важен физический процесс механической дифференциации самого взвешенного вещества; для растворенных форм определяющим является образование Fe-органических флоккул, адсорбция и соосаждение с ними малых элементов. Если последнее утверждение справедливо, то мы вправе ожидать, что потери растворенных форм элементов будут различны, поскольку различны константы стабильности (сродство) комплексов металлов с гуми-

Потери элементов на границе «река—море» и сток в океан с учетом этих потерь

Элемент	Потери на границе «река—море», %			Речной сток без учета потерь, т [9,11]			Речной сток с учетом потерь, т			Отношение стока во звезде к общему стоку	
	в растворе	во взвеси	в сумме	в растворе	во взвеси	в сумме	в растворе	во взвеси	в сумме	без учета потерь, %	с учетом потерь, %
Na	0	90	35,1	$2,9 \cdot 10^8$	$1,85 \cdot 10^8$	$4,75 \cdot 10^8$	$2,9 \cdot 10^8$	$1,85 \cdot 10^7$	$3,08 \cdot 10^8$	47,0	6,0
K	0	90	74,9	$5,60 \cdot 10^7$	$2,78 \cdot 10^8$	$3,34 \cdot 10^8$	$5,6 \cdot 10^7$	$2,78 \cdot 10^7$	$8,38 \cdot 10^7$	84,2	22,2
Ca	0	90	39,2	$5,92 \cdot 10^8$	$4,63 \cdot 10^8$	$1,05 \cdot 10^9$	$5,92 \cdot 10^8$	$4,63 \cdot 10^7$	$6,38 \cdot 10^8$	46,0	7,2
Mg	0	90	55,1	$1,47 \cdot 10^8$	$2,32 \cdot 10^8$	$3,79 \cdot 10^8$	$1,47 \cdot 10^8$	$2,32 \cdot 10^7$	$1,70 \cdot 10^8$	63,0	15,8
Сс-рг	5	90	64,2	$2,30 \cdot 10^8$	$1,93 \cdot 10^8$	$4,23 \cdot 10^8$	$2,18 \cdot 10^8$	$1,93 \cdot 10^7$	$2,37 \cdot 10^8$	45,6	8,1
Si	20	90	87,2	$1,96 \cdot 10^8$	$4,72 \cdot 10^8$	$4,92 \cdot 10^8$	$1,57 \cdot 10^8$	$4,72 \cdot 10^8$	$6,29 \cdot 10^8$	96,0	75,0
Al	30	90	89,9	$2,00 \cdot 10^8$	$1,54 \cdot 10^8$	$1,54 \cdot 10^8$	$1,40 \cdot 10^8$	$1,54 \cdot 10^8$	$1,55 \cdot 10^8$	99,6	99,1
Fe	80	90	90,0	$1,60 \cdot 10^8$	$9,45 \cdot 10^8$	$9,47 \cdot 10^8$	$3,20 \cdot 10^8$	$9,45 \cdot 10^7$	$9,48 \cdot 10^7$	99,8	99,5
Mn	20	40	38,5	$3,30 \cdot 10^5$	$2,04 \cdot 10^7$	$2,07 \cdot 10^7$	$2,64 \cdot 10^5$	$1,22 \cdot 10^7$	$1,25 \cdot 10^7$	98,5	97,6
Zn	10	50	45,0	$1,21 \cdot 10^8$	$4,62 \cdot 10^8$	$5,83 \cdot 10^8$	$1,09 \cdot 10^8$	$2,31 \cdot 10^8$	$3,40 \cdot 10^8$	79,2	67,9
Cu	40	60	56,8	$2,80 \cdot 10^5$	$1,50 \cdot 10^6$	$1,78 \cdot 10^6$	$1,68 \cdot 10^5$	$6,00 \cdot 10^5$	$7,68 \cdot 10^5$	84,3	78,1
Ni	20	—	—	$5,00 \cdot 10^4$	$1,56 \cdot 10^6$	$1,61 \cdot 10^6$	$4,00 \cdot 10^4$	—	—	93,9	—
Co	10	—	—	$8,00 \cdot 10^3$	$3,33 \cdot 10^5$	$3,41 \cdot 10^5$	$7,20 \cdot 10^3$	—	—	97,6	—
Cd	5	—	—	$8,10 \cdot 10^2$	$1,30 \cdot 10^4$	$1,38 \cdot 10^4$	$7,70 \cdot 10^2$	—	—	94,2	—

новыми и фульвокислотами и способности к сорбции на частицах гидроокиси железа.

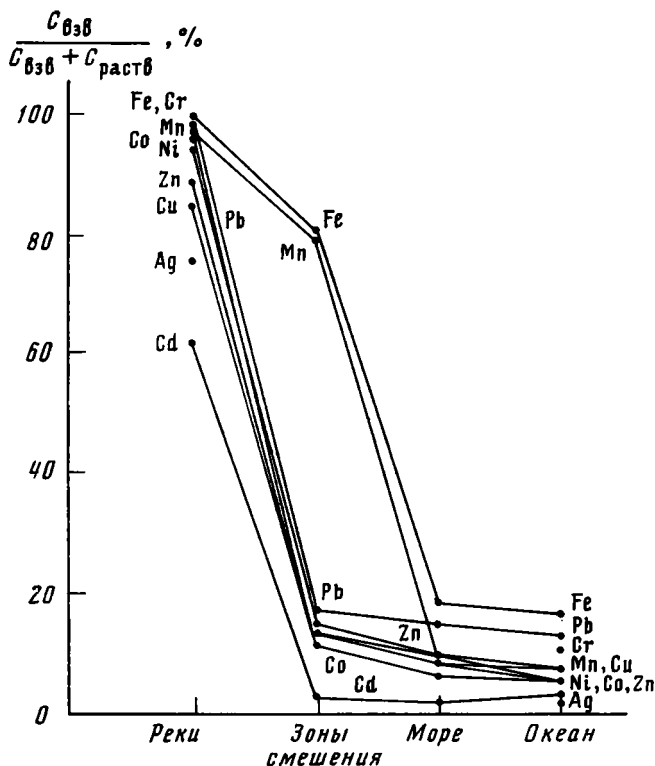
Сравним между собой следующие ряды:

- 1) ряд стабильности комплексов фульвокислот с металлами: Fe^{3+} , Al^{3+} , Cu^{2+} , Ni^{2+} , Mn^{2+} , Co^{2+} , Ca^{2+} , Zn^{2+} , Mg^{2+} [68];
- 2) ряд стабильности комплексов гуминовых кислот с металлами: Fe^{3+} , Al^{3+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , Mn^{2+} [52];
- 3) адсорбция на свежесозданной гидроокиси железа — гётите: Cu^{2+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} , Cd^{2+} , Co^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} [66];
- 4) потери растворенных форм металлов в эстуариях: Fe, Cu, Al, Ni, Mn, Si, Co, Cd, Ca, Mg, K (см. табл. 6).

Во всех случаях на левом краю рядов располагаются Fe, Cu, Al, тогда как у правого края группируются Co, Mn, Cd, Ca, Mg.

Принимая во внимание возможности перестановок элементов (константы стабильности зависят от параметров среды) и условность приведенных в табл. 6 величин потерь, можно говорить о близком сходстве этих рядов. Поэтому в данной работе поддерживается сделанный Э. Шолковицем [71] вывод о том, что относительное сродство элементов к гуминовым веществам и гидроокиси железа есть параметр, контролирующий степень удаления растворенных элементов при смешении пресных и соленых вод.

Вернемся к концепции Ж. М. Мартина об относительном времени жизни воды и растворенного химического элемента. Среднее время, в течение которого данный элемент остается в океане, называется его средним океаническим временем жизни. В соответствии с величиной относительного времени жизни элементов в океане R_0 , определяемой как отношение концентрации элемента в океанской воде к средней концентрации его в речной воде, все элементы, растворенные в океанской воде, могут быть разделены на три категории: накапливающиеся ($R_0 > 10$), неизменяющиеся ($10 < R_0 < 0,1$) и рассеивающиеся ($R_0 < 0,1$). Элементы последней категории имеют среднее время жизни в океане меньшее, чем время перемешивания вод океана (~ 1500 лет). Именно эти элементы и должны быстро осаждаться в эстуариях. Если отнести к первой категории элементы, потери которых в эстуариях отсутствуют, ко второй — с потерями 0—20% и к третьей — с потерями $> 20\%$, то окажется, что распределение элементов в соответствии с величинами потерь их растворенных форм, по нашим оценкам (см. табл. 6), почти полностью совпа-



Фиг. 9. График, иллюстрирующий снижение доли взвешенной формы элементов при переходе от рек к океану

дает с распределением элементов по категориям Мартина (исключение составляет Zn, который у Дж. М. Мартина может относиться к любой из трех категорий).

Изменения концентраций и форм элементов в эстуариях. При сравнении химического состава речных и океанских вод и взвесей выявляется большое различие между ними. На несколько порядков отличаются концентрации как основных элементов, так и микроэлементов в речных и океанских водах. Концентрации всех элементов в океанской взвеси на 3—5 порядков ниже, чем в речной взвеси. Различия в концентрации самого взвешенного вещества в речных и океанских водах настолько велики, что даже для элементов, сильно обогащающих вещество океанских взвесей, абсолютные их содержания на 2—3 порядка ниже, чем в речных взвесах. Изменения концентраций химических элементов наиболее резко происходят именно в эстуариях и заливах (фиг. 9).

Изменяются не только валовые концентрации элементов, но и соотношения между растворенной и взвешенной формами существования элементов. Если в речных водах доминирует взвешенная форма для большинства элементов, то в океане — растворенная [12]. Четкой границей смены форм также являются эстуарии и заливы, т. е. зоны смешения пресных континентальных вод с морскими.

Если сравнить формы элементов во взвешенном веществе рек и океанов, то и между ними существуют важные различия. В океанских взвесах резко падает доля силикатной и обломочной форм металлов и возрастает значение подвижных форм. Как уже говорилось, эстуарии являются областями смены типа вод с обычного гидрокарбонатного на хлоридный. Соответственно изменяются химические формы растворенных элементов [56]. Менее изменчивы формы растворенных элементов, выделяемые при жидкостной экстракции, однако таких данных пока очень мало [15, 50].

Таким образом, именно эстуарии представляют собой важнейший геохимический барьер переходной зоны между континентом и океаном. Здесь происходит перестройка геохимии континентальной, пресноводной на геохимию морскую, а затем океаническую. Процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега с речным стоком, сменяется более сложным процессом биогеохимического удаления главной (растворенной) части и перевода ее в донные осадки. Детально вопросы океанской геохимии рассмотрены в работе [21].

Очевидно, что многие проблемы геохимии речного стока пока далеки от решения. Недостаточно данных по химии речных вод и взвесей, особенно по микроэлементам, мало известно о формах существования металлов в речных водах, слабо изучена роль биоса в эстуариях. Существует насущная потребность в генерализованных моделях физических, химических и биологических процессов, с помощью которых было бы возможно предсказывать складывающиеся в конкретных эстуариях ситуации. Особое внимание в настоящее время следует уделять проблеме влияния человека, которое стало важным геохимическим фактором среды.

Всестороннее изучение проблемы речного стока в океан должно существенно улучшить наше понимание влияния континентов на океан.

Литература

1. *Алексин О. А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 444 с.
2. *Алмазов А. М.* Гидрохимические исследования устьевых областей рек СССР. — Гидрохим. материалы, 1967, т. 65, с. 35—52.
3. *Артемиев В. Е.* Органический углерод и углеводы в устьях рек южных морей СССР. — Литол. и полезн. ископ., 1981, № 3, с. 142—148.
4. *Батурич Г. Н., Коченов А. В.* Миграция урана в реках и время его пребывания в водах Мирового океана, морей и озер. — Геохимия, 1969, № 6, с. 715—723.
5. *Будыко М. И., Соколов А. Л.* Водный баланс земного шара. — В кн.: Мировой баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974, с. 545—553.
6. *Варшал Г. М., Кошечева И. Я., Сироткина И. С. и др.* Изучение органических веществ поверхностных вод и их взаимодействия с ионами металлов. — Геохимия, 1979, № 4, с. 598—607.
7. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород Земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
8. *Волков И. И.* Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море (на примере рек Черноморского бассейна). — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 85—113.
9. *Гордеев В. В.* Новая оценка поверхностного стока растворенных и взвешенных веществ в океан. — ДАН СССР, 1981, т. 262, № 5, с. 1227—1230.
10. *Гордеев В. В., Артемиев В. Е., Гурвич Л. М., Митропольский А. Ю.* Комплексные исследования в устьях рек бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей. — Геологический журн., 1978, № 3, с. 130—132.
11. *Гордеев В. В., Лисицын А. П.* Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом. — ДАН СССР, 1978, т. 238, № 1, с. 225—228.
12. *Гордеев В. В., Лисицын А. П.* Микроэлементы. — В кн.: Океанология. Химия океана. Т. 1. М.: Наука, 1979, с. 337—375.
13. *Гордеев В. В., Чудаева В. А., Шуйкин В. М.* Поведение металлов в устьевых зонах двух малых рек Восточного Сихотэ-Алиня. — Литол. и полезн. ископ., 1983, № 2, с. 99—109.
14. *Градусов Б. П., Чижикова Н. П.* Факторы и география глинистых минералов речного стока. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 425—428.
15. *Демина Л. Л., Гордеев В. В., Фомина Л. С.* Формы Fe, Mn, Zn, Cu в речной воде и взвеси и их изменения в зоне смешения речных вод с морскими (на примере рек бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей). — Геохимия, 1978, № 8, с. 1211—1229.
16. *Коновалов Г. С., Коренева В. И.* Новые данные о выносе микроэлементов речным стоком. — В кн.: Антропогенное эвтрофирование природных вод. Черноголовка, 1977, с. 187—188.
17. *Кузнецов Н. Т.* Состав взвешенных наносов рек, тяготеющих к бассейну Арала. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 3, с. 91—93.
18. *Куликов В. М., Лисицын А. П., Зельдина Б. Б.* Скорости седиментации донных осадков Рижского залива по данным радиоуглеродного метода датирования. — Океанология, 1982, № 4, с. 616—619.

19. *Купцов В. М., Нечаев В. И.* Распределение радиоуглерода в системе растворенный углерод воды — карбонат твердого стока — органическое вещество для рек Черноморского побережья Кавказа. — *Геохимия*, 1977, № 9, с. 1412—1416.
20. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 440 с.
21. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации (литология и геохимия). М.: Наука, 1978. 392 с.
22. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982, с. 3—59.
23. *Лубченко И. Ю., Белова И. В.* Миграция элементов в речных водах. — *Литол. и полезн. ископ.*, 1973, № 2, с. 23—29.
24. *Морозов Н. П., Батурич Г. Н., Гордеев В. В., Гурвич Е. Г.* О составе взвесей и осадков устьевых районов Сев. Двины, Мезени, Печоры, Оби. — *Гидрохим. материалы*, 1974, т. 60, с. 60—73.
25. *Романкевич Е. А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
26. *Ронов А. Б., Ярошевский А. Л.* Химическое строение земной коры. — *Геохимия*, 1967, № 11, с. 1285—1309.
27. *Симонов А. И.* Гидрология и гидрохимия устьевого взморья в морях без приливов. — *Тр. ГОИН*, вып. 92, 1979. 230 с.
28. *Соколова Т. А., Кузнецов Н. Т., Ключанова И. А.* Географические факторы формирования глинистого материала взвешенных наносов рек и оросительных систем Средней Азии. — *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1978, № 2, с. 99—107.
29. *Страхов Н. М.* Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом. — В кн.: *Образование осадков в современных водоемах*. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 35—80.
30. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М.: Изд-во АН СССР, 1961—1963.
31. *Страхов Н. М.* Геохимия современного седиментогенеза. — В кн.: *Океанология. Химия океана*. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 9—239.
32. *Тарасов М. Н., Смирнов М. П., Мальцева А. В., Зайцева Л. А.* Сток органических и биогенных веществ с речными водами СССР и тенденция его изменения. — *Третье Всесоюз. совещ. «Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водах»* (тез. докл.). Таллин, 1978, с. 106—109.
33. *Холодов В. Н., Недумов Р. И., Лубченко И. Ю.* Распределение железа, титана, марганца и малых элементов в размерных фракциях среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья. — *Литол. и полезн. ископ.*, 1979, № 6, с. 50—60.
34. *Хрусталева Ю. П.* Закономерности современного осадконакопления в северном Каспии. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1978. 208 с.
35. *Хрусталева Ю. П.* Седиментогенез в устьях рек. — В кн.: *Лавинная седиментация в океане*. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982, с. 59—73.
36. *Хрусталева Ю. П., Студеникина Е. И., Мирзоян И. А., Севастьянова Н. В.* Фильтрационная и геохимическая роль зоопланктона в седиментогенезе Азовского моря. — В кн.: *Географические аспекты изучения гидрологии и гидрохимии Азовского бассейна*. Л., 1981, с. 88—102.
37. *Чудаева В. А.* Особенности питания дальневосточных морей речным осадочным материалом. Автореф. канд. дис. М.: ИОАН, 1981. 27 с.
38. *Чудаева В. А., Гордеев В. В., Фомина Л. С.* Фазовое состояние элементов во взвесах некоторых рек бассейна Японского моря. — *Геохимия*, 1982, № 4, с. 585—596.
39. *Baumgartner A., Reichel E.* The World water balance. Amsterdam: Elsevier, 1975, 179 p.
40. *Bennekou A. J. van, Salomons W.* Pathways of organic nutrients and organic matter from land to ocean through rivers. — In: *River input to the ocean systems UNESCO-UNEP, SCOR Workshop*, 1979. Rome, 1981, p. 33—51.
41. *Bewers I. M., Yeats P. A.* Oceanic residence times of trace elements. — *Nature*, 1977, v. 268, № 5621, p. 595—598.
42. *Boyle E. A., Edmond J. M., Sholkovitz E. R.* On the mechanism of iron removal in estuaries. — *Geochim et cosmochim. acta*, 1977, v. 41, № 9, p. 1313—1324.
43. *Burton J. D.* Physico-chemical limitations in experimental investigations. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London B*, 1978, v. 286, p. 443—456.
44. *Clarke F. W.* Data of geochemistry. 5th ed. — *Bull. U. S. Geol. Surv.*, 1924, № 770. 841 p.
45. *Dyrssen D., Wedborg M.* Major and minor elements; chemical speciations in estuarine waters. — In: *Chemistry and biogeochemistry of estuaries*. N. Y.: J. Wiley, 1981, p. 71—119.
46. *Eisma D., Van Der Gaast S. J., Martin J. M., Thomas A. J.* Suspended matter and bottom deposits of the Orinoco delta: turbidity, mineralogy and elemental composition. — *Netherl. J. Sea Res.*, 1978, v. 12, № 2, p. 224—251.
47. *Gibbs R.* Mechanism of trace metal transport in rivers. — *Science*, 1973, v. 180, № 4081, p. 70—73.
48. *Gibbs R.* Transport phases of transition metals in Amazon and Yukon rivers. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1977, v. 88, № 6, p. 829—843.
49. *Graham W. F., Bender M. L., Klinkhammer G. P.* Mangagese in Narragansett Bay. — *Limnol. Oceanogr.*, 1976, v. 21, № 5, p. 665—673.
50. *Hart B. T., Davies S. H. R.* Trace metal speciations in the fresh water and estuarine regions of the Yarra river, Victoria. — *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 1981, v. 12, № 4, p. 353—374.

51. *Head P. C.* Organic processes in estuaries. — In: Estuarine chemistry. Acad. Press, 1976, p. 54—91.
52. *Khan S. U.* Interaction between humic acid fraction of soils and certain metallic cations — Proc. Sci. Soc. America, 1969, v. 33, № 8, p. 851—862.
53. *Kharkar D. P., Turekian K. K., Bertine K. K.* Stream supply of dissolved Ag, Mo, Sn, Se, Co, Rb and Cs to the oceans. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, v. 32, № 2, p. 285—298.
54. *Liss P. C.* Conservative and non-conservative behaviour of dissolved constituents during estuarine mixing. — In: Estuarine chemistry. Acad. Press, 1976, p. 93—130.
55. *Livingstone D. A.* Chemical composition of rivers and lakes. Data of Geochemistry. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1963, v. 440 g, p. G1—G64.
56. *Long D. T., Angino E. E.* Chemical speciations of Cu, Cd, Pb and Zn in mixed fresh water, seawater and brine solutions. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, v. 41, № 9, p. 1183—1191.
57. *Martin J. M., Gordeev V. V.* River input to ocean system: a reassessment. — In: Estuarine processes: an application to the Tagus estuary (UNESCO-CNA, SCOR Workshop, Lisbon, 1982). Lisbon, 1984, p. 75—99.
58. *Martin J. M., Meybeck M., Salvadori F., Thomas A. J.* Pollution chimique des estuaires: etat actuel des connaissances, juin 1974. — Rapp sci. techn. C. N. E. X. O., 1976, v. 22, p. 283.
59. *Martin J. M., Meybeck M.* Elemental mass-balance of material carried by world major rivers. — Marine Chem., 1979, v. 7, № 2, p. 173—206.
60. *Meade R. H.* In: Shelf sediments transport. Stroussburg: Dowden, Hutchinson and Ross, 1972, p. 249—263.
61. *Meybeck M.* Concentrations des laux fluviales en elements majeurs et apports en solution aux océans. — Rev. geol. dynam. et geogr. phys., 1979, v. 21, № 3, p. 215—246.
62. *Meybeck M.* Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. — Amer. J. Sci., 1982, v. 282, p. 401—450.
63. *Millero F.* Chemical speciation of ionic components in estuarine systems. — In: River input to the ocean systems (UNESCO-UNEP, SCOR Workshop, 1979). Rome, 1981, p. 116—131.
64. *Milliman J. D., Boyle E. M.* Biological uptake of dissolved silica in the Amazon river estuary. — Science, 1975, v. 189, № 4207, p. 995—997.
65. *Moore R. M., Burton J. D., Williams P. J. le B., Young M. L.* The behaviour of dissolved organic material, iron and manganese in estuarine mixing. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, v. 43, № 6, p. 919—926.
66. *Murray J. W., Brewer P. G.* The mechanism of removal of Mn, Fe and other trace elements from sea water. — In: Marine Manganese deposits. Amsterdam: Elsevier, 1977, p. 291—320.
67. *Pravdič V., Jednacák-Biščan J., Juracič M.* Physico-chemical parameters describing the role of particulate material in estuarine waters. — In: River input to the ocean systems (UNESCO-UNEP, SCOR Workshop, 1979). Rome, 1981, p. 181—196.
68. *Schnitzer M.* Reactions between fulvic acid, a soil humic compound and inorganic soil constituents. — Proc. Soil Sci. Soc. America, 1969, v. 33, № 1, p. 75—85.
69. *Schoer J., Eggersgluess D.* Chemical forms of heavy metals in sediments and suspended matter of Weser, Elbe and Ems rivers. — SCOPE-UNEP Sonderband, 1982, Hft 52, S. 667—685.
70. *Sholkovitz E. R.* Flocculation of dissolved organic and inorganic matters during the mixing of river water and sea water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, № 7, p. 831—845.
71. *Sholkovitz E. R.* The flocculation of dissolved Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co and Cd during estuarine mixing. — Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 41, № 1, p. 77—86.
72. *Williams P. J. le B.* Primary productivity and heterotrophic activity in estuaries. — In: River input to the ocean systems (UNESCO-UNEP, SCOR Workshop, 1979). Rome, 1981, p. 243—258.
73. *Whitfield M., Turner D. R., Dickson A. G.* Speciation of dissolved constituents in estuaries. — In: River input to the ocean systems (UNESCO-UNEP, SCOR Workshop, 1979). Rome, 1981, p. 132—148.
74. *Whittaker R. H., Likens G. E.* — In: Primary productivity of biosphere. Berlin: Springer Verlag, 1975, p. 305—328.
75. *Windom H. L.* Heavy metal fluxes through salt-marsh estuaries. — In: Estuarine research. V. 1. Acad. Press, 1975, p. 131—153.
76. *Wolf D. A.* The estuarine ecosystems at Beaufort, North Caroline. — In: Estuarine research. V. 1. Acad. Press, 1975, p. 645—671.
77. *Woodwell G. M., Rich P. H., Hall C. A. S.* — In: Carbon and the biosphere. U. S. Atom Energy Comm., Oak Ridge, 1973, p. 221—239.

ИОАН
Москва

Поступила в редакцию
18.11.1983

УДК 556.545 : 550.4

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ЭСТУАРИИ р. СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

АРТЕМЬЕВ В. Е., ЛАЗАРЕВА Е. В., ИДЖИЯН М. Г.

Изучены растворенный и взвешенный органический углерод ($C_{орг}$) и углеводы в зоне смешения речных и морских вод в южной части Двинского залива. Установлены различия в распределении $C_{орг}$ в поверхностных и придонных водах. Показано, что при хлорности вод около 2‰ происходит увеличение концентрации взвешенного $C_{орг}$ в поверхностных водах при одновременном уменьшении растворенного $C_{орг}$ как результат флокуляции коллоидов при смешении пресных и морских вод.

Исследование органического вещества (ОВ) в зоне смешения речных и морских вод необходимо для решения ряда проблем биогеохимии эстуариев: оценки количества и состава растворенного и взвешенного ОВ, выносимого речным стоком, изучения механизма миграции (транспортировки) ОВ в зоне смешения, взаимосвязи ОВ с неорганическими компонентами, в первую очередь микроэлементами, оценки дальности распространения от устьев рек в море ОВ континентального генезиса и ряда других.

Сведения о суммарном содержании $C_{орг}$ (растворенный + взвешенный) в низовьях и устьевых участках рек, а также данные о среднегодовом годовых значениях выноса ОВ крупнейшими реками СССР приведены в работах [7—9]. Однако для изучения биогеохимических процессов в зонах смешения речных и морских вод необходимо исследовать как растворенное (РОВ), так и взвешенное ОВ (ВОВ). Нами получены такие данные для устьев рек южных морей СССР [1], из которых, в частности, следует, что ВОВ может составлять от 20 до 60% общей суммы ОВ. В работе [11] приведены величины отношения РОВ/ВОВ для устьев крупных рек мира. Установлено, что они меняются в широких пределах (от 0,3 до 35,2). Изучение поведения ОВ при смешении речных и морских вод путем лабораторных экспериментов [12] и в полевых условиях [3, 4, 13] показало, что при определенном режиме солености имеет место флокуляция коллоидного ОВ с образованием хлопьевидной взвеси (флоккул). В составе флоккул обнаружены как органические вещества, так и микроэлементы¹. На сегодняшний день, однако, отсутствовали данные натурных измерений в зонах смешения речных и морских вод одновременно как растворенного, так и взвешенного $C_{орг}$. Поэтому основной задачей настоящей работы было получение сведений о поведении растворенного и взвешенного ОВ в зоне река — море в реальных условиях при перемешивании речной и морской вод.

Материалом для исследования послужили пробы воды, отобранные в районе устья р. Сев. Двины и юго-восточной части Двинского залива (от пос. Экономия до о. Мудьюгский) летом 1980 г. и осенью 1981 г. По многолетним наблюдениям для этого времени года характерны минимальные уровни воды. Пробы воды на разрезе отбирали винипластовым 7-литровым батометром в течение сравнительно небольшого отрезка времени, преимущественно при малой воде, поэтому влиянием приливно-отливных колебаний уровня воды на полученные результаты мож-

¹ Как показано в модельных экспериментах, может иметь место и другой механизм осаждения ОВ — соосаждение в форме гидроксофлуидатов с гидроксидами железа и других легко гидролизующихся элементов (см. статью Г. М. Варшал и др. Изучение органических веществ поверхностных вод и их взаимодействия с ионами металлов. — Геохимия, 1979, № 4).

Растворенное и взвешенное органическое вещество в зоне смешения

Номер станции	Место отбора проб	Дата	Время, ч, мин	Горизонт	Т воды, °С	Cl, ‰	Концентрация, взвеси, мг/л	в орг-мг/л
1	Экономия	1/VIII 1980 г.	17.05*	0	18,3	0,00	10,92	0,71
		4/IX 1981 г.	15.20**	8	19,3	0,00	6,07	0,58
		4/IX 1981 г.	—	0	15,6	0,54	3,00	0,70
2	Чижевка	1/VIII 1980 г.	20.20	9	—	2,31	3,60	1,90
		4/IX 1981 г.	15.50	0	18,7	0,61	3,81	0,65
		4/IX 1981 г.	—	3,5	17,8	0,63	1,85	0,96
	Лапоминка	1/VIII 1980 г.	19.50	0	15,6	0,65	—	0,70
		4/IX 1981 г.	—	8	—	2,30	3,28	0,90
		1/VIII 1980 г.	19.50	0	18,6	0,01	2,61	0,46
4	Муравьи повороты	4/IX 1981 г.	16.00	0	18,2	0,27	2,08	0,64
		1/VIII 1980 г.	19.20	0	15,5	0,53	3,33	0,30
		4/IX 1981 г.	16.10	12	—	3,42	—	0,50
5	о. Лебедин	1/VIII 1980 г.	18.55	0	18,2	0,36	3,57	0,82
		4/IX 1981 г.	16.25	8,5	15,8	0,75	7,53	0,45
		4/IX 1981 г.	—	0	14,8	1,62	—	1,20
6	о. Мудьюгский (м. Южный)	1/VIII 1980 г.	18.30	12	—	3,91	2,70	0,20
		4/IX 1981 г.	16.45	0	17,4	1,06	6,22	0,48
		1/VIII 1980 г.	—	7,5	16,4	2,81	1,97	—
	Пределы	1/VIII 1980 г.	—	0	14,9	—	—	0,20
		—	—	12	—	7,88	2,76	0,40
		—	—	0	17,3	1,73	7,0	0,76
	Среднее	—	—	8	15,5	3,84	9,42	0,70
		—	—	0	14,6	2,82	2,93	0,20
		—	—	8	—	7,86	—	0,80
	Пределы	—	—	—	17,3—	0,00—	2,61—	0,46—
		—	—	—	18,7	1,73	10,92	0,82
		—	—	—	15,5—	0,00—	1,85—	0,45—
	Среднее	—	—	—	19,3	3,84	9,42	0,96
		—	—	—	18,1	0,63	5,69	0,65
		—	—	—	17,2	1,58	4,82	0,67
	Пределы	—	—	—	14,6—	0,53—	2,93—	0,20—
		—	—	—	15,6	2,82	3,33	1,20
		—	—	—	—	2,30—	2,70—	0,20—
	Среднее	—	—	—	—	7,88	3,60	1,90
		—	—	—	15,2	1,24	3,09	0,55
		—	—	—	—	4,6	3,08	0,78

* Отлив 16.18; прилив 22.35. ** Отлив 16.02.

но пренебречь. Взвесь получали путем фильтрации воды через стекловолоконные фильтры GF/C фирмы «Ватман» и ядерные фильтры ОИЯИ² и хранили до анализа при —5°С. Концентрацию взвеси определяли весовым методом, органический углерод — методом мокрого сжигания [6], углеводы — фенольным методом [5], хлорность воды — методом аргентометрического титрования.

Северная Двина — крупнейшая река Севера европейской части СССР. На ее долю приходится более половины общего годового стока (до 171 км³) рек в Белое море и 1/3 речного стока в Баренцево и Белое моря. Район исследования включает дельту и устьевое взморье реки.

По данным измерения температуры и хлорности в поверхностных и природных водах на изученном разрезе река — море в исследованной водной толще можно выделить пресные воды Сев. Двины (Cl от 0 до 1‰) и распресненные воды Двинского залива (Cl от 1 до 8‰) (см. фиг. 1). Как видно, пресные воды, распространяясь от устья реки, либо существенно преобладают над распресненными в водной толще (фиг. 1, а), либо занимают лишь самый верхний слой в приустьевой части разреза, постепенно выклиниваясь к поверхности в направлении моря (см. фиг. 1, б). Эти различия в структуре вод обусловлены главным образом действием сгонно-нагонных ветров, поскольку влияние приливо-отливных колебаний уровня, как отмечалось, следует исключить.

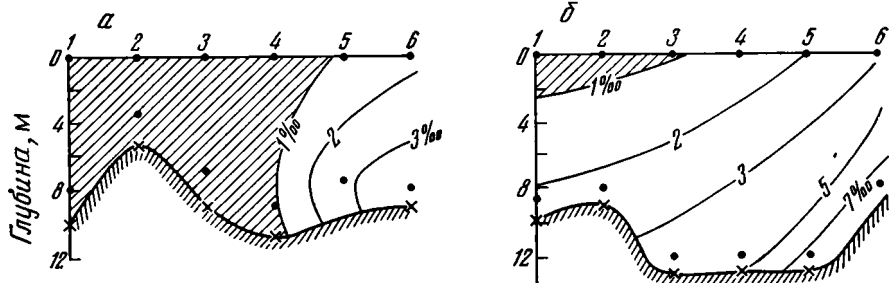
² ОИЯИ — Объединенный институт ядерных исследований, Дубна.

речных и морских вод на разрезе устье Северной Двины—Двинский залив

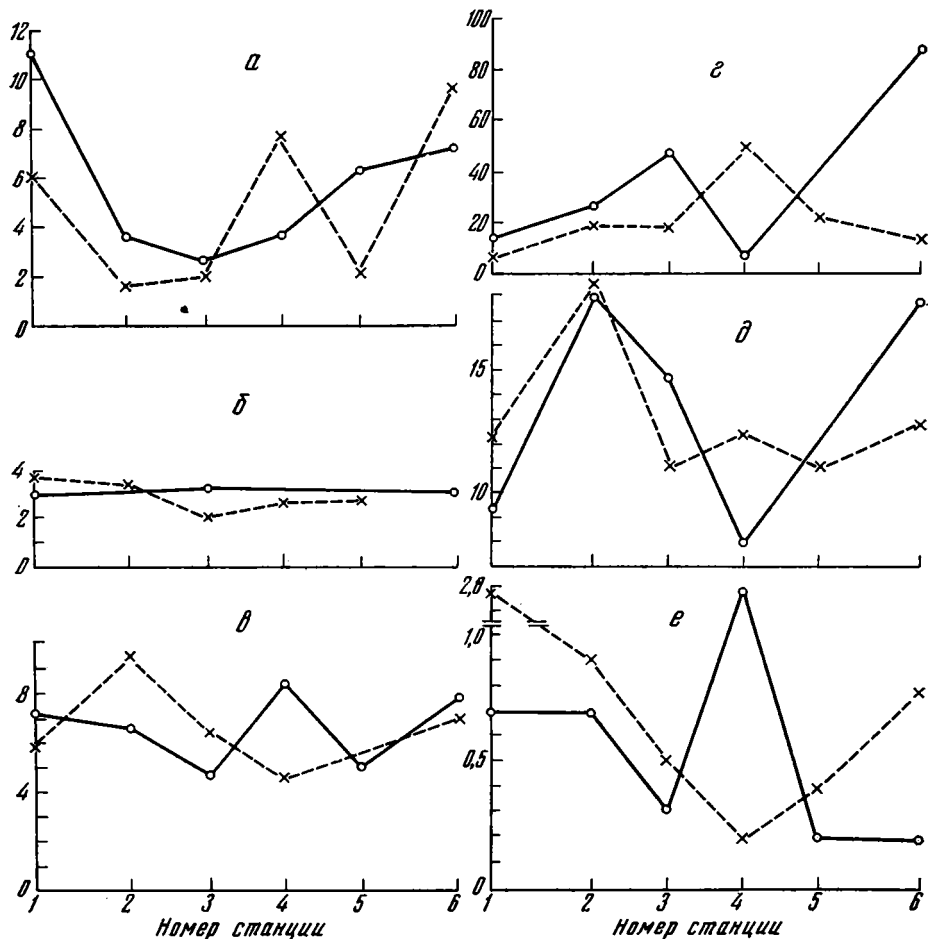
$C_{\text{орг}}^{\text{в}}, \% \text{ от взвеси}$	$C_{\text{орг}}^{\text{р}}, \text{мг/л}$	$C_{\text{орг}}^{\text{м}}, \text{мг/л}$	$C_{\text{орг}}^{\text{в}}, \% \text{ от } C_{\text{орг}}^{\text{м}}$	K_C	$C_{\text{у}}^{\text{в}}, \text{мг/л}$	$C_{\text{у}}^{\text{р}}, \text{мг/л}$	$\Sigma C_{\text{у}}$	$C_{\text{у}}^{\text{в}}, \% \text{ от } C_{\text{у}}^{\text{р}}$	$C_{\text{у}}^{\text{р}}, \% \text{ от } C_{\text{орг}}^{\text{р}}$
6,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23,3	9,2	9,9	7,0	13,1	0,09	1,13	1,22	12,6	12,3
52,8	10,2	12,1	18,6	5,4	0,28	0,39	0,67	14,7	3,8
17,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
51,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	18,2	18,9	3,8	26,0	0,14	2,01	2,15	20,0	11,0
27,4	17,2	18,1	5,0	19,1	0,13	1,07	1,20	14,6	6,2
17,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
30,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,0	14,8	15,1	2,0	49,3	0,04	0,52	0,56	11,7	3,5
—	9,0	9,5	5,3	18,0	0,08	1,21	1,29	15,8	13,4
30,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	8,0	10,0	42,0	6,7	0,03	0,51	0,54	2,3	5,8
7,4	10,5	10,7	1,9	52,5	0,01	0,32	0,33	3,0	3,1
7,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14,5	9,1	9,5	4,2	22,7	0,04	0,67	0,71	10,0	7,4
10,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,8	18,0	18,2	1,1	90,0	0,03	0,43	0,46	15,5	2,4
—	11,0	11,8	6,8	13,7	0,09	0,30	0,39	11,8	2,7
6,5—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
30,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,0—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
51,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,8—	8,0—	9,9—	1,1—	6,7—	0,03—	0,43—	0,46—	2,3—	2,4—
23,3	18,2	18,2	12,0	90,0	0,14	2,01	2,15	20,0	12,3
7,4—	9,0—	9,5—	1,9—	5,4—	0,01—	0,30—	0,33	3,0—	2,7—
52,8	17,2	18,1	18,6	52,5	0,28	1,21	1,29	15,8	13,4
13,0	13,6	14,4	5,2	37,0	0,06	0,92	0,99	12,4	7,0
25,5	11,2	11,9	7,0	21,9	0,10	0,66	0,76	11,6	6,1

Различия в структуре вод на разрезе отражаются на диапазоне изменения хлорности и ее распределении в поверхностных и придонных водах (см. таблицу). Так, в случае преобладания пресных вод в водной толще хлорность поверхностных вод изменяется от 0 до 1,73‰ (в среднем 0,63‰), а придонных — от 0 до 3,84‰ (в среднем 1,38‰). Перемешанные воды, характеризующиеся наибольшими градиентами хлорности, при этом лишь незначительно вклиниваются в речные воды со стороны залива (см. фиг. 1, а). В водной толще с преобладанием перемешанных вод (см. фиг. 1, б) хлорность поверхностных вод изменяется от 0,53 до 2,82‰ (в среднем 1,24‰), а придонных — от 2,30 до 7,88‰ (в среднем 4,6‰). Как будет показано ниже (см. фиг. 2), в условиях различной гидродинамической структуры вод на одном и том же разрезе в зоне река — море механизм транспортировки взвеси, растворенного $C_{\text{орг}}^{\text{р}}$ и взвешенного $C_{\text{орг}}^{\text{в}}$ в поверхностных и придонных водах также имеет свои особенности, характерные для каждой из них.

Содержание взвеси в поверхностных водах изученного разреза незначительно отличается от ее содержания в придонных водах. В среднем в августе 1980 г. оно несколько выше и составляет соответственно для поверхностных и придонных вод 5,69 и 4,82 мг/л, а в сентябре 1981 г. — 3,09 и 3,08 мг/л. Равномерность распределения взвеси по вертикали вызвана ветровым перемешиванием вод, охватывающим в условиях малых глубин всю водную толщу. При этом чем сильнее ветер (сентябрь 1981 г.), тем равномернее распределяется взвесь по вертикали. Как вид-



Фиг. 1. Графики распределения хлорности на разрезе устье р. Сев. Двины — Двинский залив в августе 1980 г. (а) и в сентябре 1981 г. (б); 1—6 — номера станций



Фиг. 2. Графики распределения взвеси, растворенного и взвешенного $C^{\text{орг}}$ и $C^{\text{орг}}/C^{\text{орг}}$ на разрезе устье р. Сев. Двины — Двинский залив
а — концентрация взвеси, мг/л (август 1980 г.); б — то же (сентябрь 1981 г.); в — содержание $C^{\text{орг}}$, мг/л (август 1980 г.); г — $C^{\text{орг}}/C^{\text{орг}}$ (сентябрь 1981 г.); д — содержание $C^{\text{орг}}$, мг/л (сентябрь 1981 г.); е — содержание $C^{\text{орг}}$, мг/л (сентябрь 1981 г.). Поверхностные воды (0—0,5 м) — сплошная линия; придонные (в 1 м от дна) — пунктирная линия

но (фиг. 2), характер распределения взвеси в придонном слое вод на разрезе река — море может значительно отличаться от такового на поверхности и не быть «унаследованным». Это связано с различной природой взвеси в поверхностных, преимущественно речных водах, и в придонных водах, главным образом морского генезиса, а также с взмучиванием поверхностного слоя донных отложений под влиянием турбулентных

процессов. В целом следует отметить, что в пределах изученного разреза в эстуарии р. Сев. Двины в направлении от устья реки к морю нет четкой тенденции к увеличению или уменьшению содержания взвеси.

На долю $C_{орг}$ в исследованной взвеси приходится в среднем в поверхностных водах 15% (1980 г.) и 13% (1981 г.), в придонных соответственно 21,1 и 25,5% (см. таблицу), а в отдельных пробах — до 52%, т. е. практически вся взвесь представлена органическим веществом. Как видно, ВОВ составляет существенную часть взвеси на изученном разрезе и способно играть здесь важную роль в процессах седиментогенеза. Более высокие концентрации ОВ во взвеси придонных вод по сравнению с поверхностными связаны с избирательным сохранением во взвеси более устойчивых к распаду ВОВ морского (планктонного) генезиса, содержащихся в придонных водах.

Концентрация $C_{орг}^*$ (как и самой взвеси) в поверхностных и придонных водах близки друг к другу и составляют в среднем соответственно 0,65 и 0,55 мг/л и 0,67 и 0,78 мг/л (см. таблицу). Их пространственное распределение подчиняется тем же закономерностям, что были отмечены для взвеси. Однако для поверхностных вод разреза река — море с высокими градиентами хлорности (см. фиг. 1, б) характерно, в отличие от более пресных вод (см. фиг. 1, а), наличие максимума при хлорности 1,62‰ (см. фиг. 2, е). Содержание $C_{орг}^*$ здесь в 3—6 раз выше, чем в окружающих водах, по обе стороны от указанного максимума. В придонных водах этот максимум не проявляется. Это вызвано тем, что ВОВ, как и взвесь, придонных, преимущественно морских вод, генетически не связано с поверхностными водами. Исследованное ВОВ (т. е. частицы размером более 1 мкм) поверхностных вод, по крайней мере в районе отмеченного максимума, не оседает пассивно на дно, а под влиянием течений переносится мористее.

Растворенный $C_{орг}$, а также углеводы в воде и взвеси определяли в пробах, отобранных на разрезе в сентябре 1981 г.

Концентрация $C_{орг}^p$ на разрезе река — море составляет в среднем в поверхностных водах 13,6 мг/л, в придонных — 11,2 мг/л (см. таблицу). Как видно, ОВ в исследованных водах представлено преимущественно растворенной формой, на долю которой приходится >90% $C_{орг}$. Этот же вывод следует из анализа отношения $C_{орг}^p/C_{орг}^*$, или K_c (коэффициент углерода.— В. А.), который меняется от 6 до 90 и в среднем составляет для поверхностных вод 37,0, для придонных 21,9. Существенные различия значений K_c на разрезе река — море как в поверхностных, так и (в меньшей степени) в придонных водах свидетельствует об изменчивости состава ОВ на всем протяжении исследованной зоны река — море, вызванной взаимодействием вод различного генезиса. Наиболее изменчив K_c в поверхностных водах (от 6,7 до 90), где на сравнительно небольшом по протяженности разрезе встречаются и взаимодействуют речное и морское ОВ (см. фиг. 2, е). В придонных водах K_c по мере удаления от устья реки к морю также изменяется, но не в столь широких пределах, как на поверхности, поскольку влияние вод речного генезиса здесь менее значительно. Как для поверхностных, так и для придонных вод характерно увеличение K_c по мере удаления от устья реки в сторону Двинского залива. Поскольку для морских (или океанских) вод K_c более высокий, чем для прибрежных вод, устьев рек и эстуариев, его можно рассматривать как показатель соотношения в водах зон смешения и эстуариев (т. е. там, где K_c изменяется в довольно широких пределах на сравнительно небольших расстояниях) ОВ континентального и морского генезиса — чем выше K_c , тем ОВ более «морского» генезиса и наоборот.

По мере удаления от устья реки в сторону моря концентрация $C_{орг}^p$ меняется в довольно широких пределах (от 8,0 до 18,2 мг/л в поверхностных водах и от 9,0 до 17,2 мг/л — в придонных). Обращает на себя внимание, во-первых, характер его распределения на разрезе в поверхностных водах, в целом противоположный распределению $C_{орг}^*$, и, во-вторых, наличие минимума его концентраций в средней части изученного разреза, при хлорности 1,62‰, т. е. в тех же водах, для которых был

отмечен максимум $C^*_{орг}$ (см. фиг. 2, д). Концентрация $C^p_{орг}$ в этом минимуме снижается до 8 мг/л, что примерно в 2 раза меньше, чем в окружающих водах, а концентрация $C^*_{орг}$, как было отмечено, возрастает, на 0,8—0,9 мг/л.

Как установлено [3, 13], повышенные содержания ВОВ в зоне смешения речных и морских вод могут быть вызваны флокуляцией коллоидного ОВ. Как было показано ранее [2, 3], увеличение концентрации ВОВ наблюдается при хлорности вод 2—3‰. Таким образом, в зоне смешения вод Сев. Двины и Двинского залива закономерности миграции ВОВ те же, что были установлены для зон смешения в Балтийском и Азовском морях.

Полученные данные о характере распределения $C^*_{орг}$ и $C^p_{орг}$ на разрезе устье р. Сев. Двины — Двинский залив не только подтверждают полученные ранее данные о закономерном увеличении $C^*_{орг}$ на разрезах река — море при смешении речных и морских вод, но и показывают, что возрастание $C^*_{орг}$ сопровождается уменьшением $C^p_{орг}$, что является свидетельством флокуляции растворенного ОВ при смешении речных и морских вод. Как было экспериментально показано [13], в результате флокуляции во взвесь в виде флоккул переходит до 10% РОВ. Из полученных нами в полевых условиях данных следует, что 9—13% РОВ флокулирует в зоне смешения вод р. Сев. Двины и Двинского залива при хлорности около 2‰. Как видно, результаты лабораторных опытов и натурных исследований почти совпадают.

Анализ взвешенных (ВУ) и растворенных (РУ) углеводов показал, что они составляют незначительную часть исследованного ОВ как в поверхностных, так и в придонных водах. В среднем содержание ВУ соответственно в поверхностных и придонных водах составляет 0,06 и 0,10 мгС/л (или 12,4 и 11,6% от $C^*_{орг}$), а РУ — 0,92 и 0,66 мгС/л (или 7,0 и 6,1% от $C^p_{орг}$). В распределении ВУ и РУ на разрезе река — море не отмечены закономерности, характерные для $C^*_{орг}$ и $C^p_{орг}$. По мере удаления от устья Сев. Двины к Двинскому заливу концентрация ВУ и РУ закономерно убывает, достигая более или менее стабильных величин в самом начале зоны смешения (пос. Лалсминка). Таким образом, на изученном разрезе в Двинском заливе основное участие в физико-химических процессах при смешении речных и морских вод принимают неуглеводные компоненты ОВ.

Основные выводы из проделанной работы следующие.

1. Установлены сезонные различия в соотношении пресных и соленых вод в водной толще на исследованном разрезе река — море, вызванные действием сгонно-нагонных ветров, которые оказывают влияние на механизм транспортировки взвеси и органического вещества.

2. Взвешенное органическое вещество составляет существенную часть взвеси на изученном разрезе (в среднем в поверхностных водах 15%, в придонных — 25%) и способно, таким образом, играть важную роль в процессах седиментогенеза в эстуарии Сев. Двины.

3. В зоне смешения вод Сев. Двины и Двинского залива при хлорности ~2‰ резко возрастает концентрация $C^*_{орг}$ при одновременном снижении концентрации $C^p_{орг}$, что обусловлено флокуляцией коллоидного ОВ. По полученным данным, 9—13% РОВ, выносимого речным стоком, флокулирует в результате смешения речных и морских вод.

4. Величина $C^p_{орг}/C^*_{орг}$ (коэффициент углерода — K_C) в исследованных водах меняется в широких пределах (от 6 до 90), что свидетельствует об изменчивости состава ОВ на всем протяжении разреза река — море, вызванной взаимодействием вод различного генезиса. В зонах смешения речных и морских вод и эстуариях K_C можно рассматривать как показатель соотношения ОВ континентального и морского генезиса.

Литература

1. Артемьев В. Е. Органический углерод и углеводы в устьях рек южных морей СССР. — Литол. и полезн. ископ., 1981, № 3, с. 142—148.

2. *Артемьев В. Е., Горшков А. Г.* Некоторые особенности поведения взвешенных микроэлементов и органического углерода при смешении речных и морских вод в Балтийском море.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1982, с. 118—129.
3. *Артемьев В. Е., Дёмина Л. Л., Вайнштейн М. Б.* Органическое вещество и микроэлементы в водах эстуария р. Кубань и юго-восточной части Азовского моря.— Океанология, 1982, т. 22, вып. 5, с. 764—769.
4. *Артемьев В. Е., Бобылева Н. В., Люцарев С. В.* Растворенное и взвешенное органическое вещество в зоне смешения речных и морских вод Рижского залива.— Океанология, 1981, т. 21, вып. 2, с. 286—292.
5. *Артемьев В. Е., Романкевич Е. А., Краюшкина Л. Н.* Определение общей суммы углеводов в донных океанских осадках.— Океанология, 1971, т. 11, вып. 6, с. 1125—1128.
6. *Люцарев С. В.* Низкофоновый метод определения органического углерода в морской воде.— В кн.: Современные методы рыбохозяйственных морских гидрохимических исследований. М.: ВНИРО, 1973, с. 114—125.
7. *Мальцева А. В.* Средний многолетний сток органических веществ с территории СССР и его изменение во времени.— Гидрохимические материалы, 1980, т. LXVIII, с. 14—21.
8. *Семёнов А. Д., Власова Т. А.* О содержании некоторых групп органических веществ в реках Печоре, Вычегде и озере Донты.— Гидрохимические материалы, 1967, т. XLIII, с. 176—181.
9. *Скопинцев Б. А., Крылова А. П.* Вынос органического вещества крупнейшими реками Советского Союза.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 4, с. 770—773.
10. *Скопинцев Б. А., Гончарова И. А.* Успехи советской гидрохимии в области изучения органического вещества природных вод.— Гидрохимические материалы, 1967, т. XLV, с. 133—154.
11. *Schlesinger W. H., Melack J.* Transport of organic carbon in the world's rivers.— Tellus, 1981, v. 33, № 2, p. 172—187.
12. *Sholkovitz E. R.* Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and sea-water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, № 7, p. 831—845.
13. *Sholkovitz E. R., Boyle E. A., Price N. B.* The removal of dissolved humic acids and iron during estuarine mixing.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, p. 130—136.

ИОАН
Москва

Поступила в редакцию
6.XII.1982

УДК 551.351 (262.5)

**ВЛИЯНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ
ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ПРОЦЕССЫ СЕДИМЕНТАЦИИ
НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ЧЕРНОГО МОРЯ**

ДРУЩИЦ В. А.

Рассмотрена динамическая интерпретация состава современных осадков (содержание отдельных фракций, медианный диаметр, нормированная энтропия, текстура осадков). Режим осаднения обломочного материала определяли с помощью метода Пассега. Полученные данные сопоставлялись с гидрологическими характеристиками бассейна. Доминирующим процессом перемещения обломочного материала является транспорт взвеси с незначительными скоростями. Показано, что усиление интенсивности этого процесса или изменение способа переноса фиксируется лишь в изменении отдельных параметров осадка на всей площади континентальной окраины независимо от геологических и физико-географических условий.

В настоящее время хорошая изученность геологической и географической обстановок в море позволяет с некоторой приближенностью охарактеризовать миграцию обломочного материала на морском дне.

Цель работы состоит в том, чтобы с помощью данных по структуре и текстуре отложений и сведений по гидродинамике бассейна дать анализ перемещения кластического вещества на континентальной окраине и установить степень его влияния на осадконакопление в различных седиментационных зонах.

Исследования проводились на материале гранулометрического и минералогического анализов и описания современных слоев (около 200 колонок) донных осадков континентальной окраины северной части Черного моря, взятых между глубинами 20—30 м и 2000 м, в лаборатории морской геологии МГУ [14]. Кроме того, привлекались данные о волнении, циркуляции и гидрологии водных масс и скоростях течений. Для интерпретации характеристик осадка использовались следующие показатели: содержание отдельных фракций, медианный диаметр Md , нормированная энтропия H , (как мера сортированности осадка), коэффициенты линейной корреляционной зависимости между медианным диаметром и глубиной R_m , между нормированной энтропией и глубиной R_n и между медианным диаметром и H , (R_{mH}). Выделение обстановок седиментации проводилось по методу Р. Пассега [16] на основании определения соотношения среднего размера 1%-ной доли максимального размера частиц в осадке и его медианного диаметра.

В пределах континентальной окраины северной части Черного моря по геологическому строению и физико-географическим условиям выделяются следующие районы: Северо-Западный, Крымский и Керченско-Таманский [14]. Рассмотрим характер распределения некоторых параметров осадка в этих районах.

В поверхностных осадках континентальной окраины наблюдается механическая дифференциация обломочного материала, которая выражается в постепенном увеличении содержания мелких фракций в осадке с глубиной [14]. Однако существуют определенные градации размеров частиц в зависимости от способов их перемещения: $>0,25$ мм — волочением; $0,25—0,11$ мм — сальтацией, $<0,11$ мм — во взвеси¹ [11]. Харак-

¹ В дальнейшем будем пользоваться величинами $0,25—0,1$ мм и $<0,1$ мм, так как эти значения входят и в принятые градации и в десятичную шкалу гранулометрического анализа.

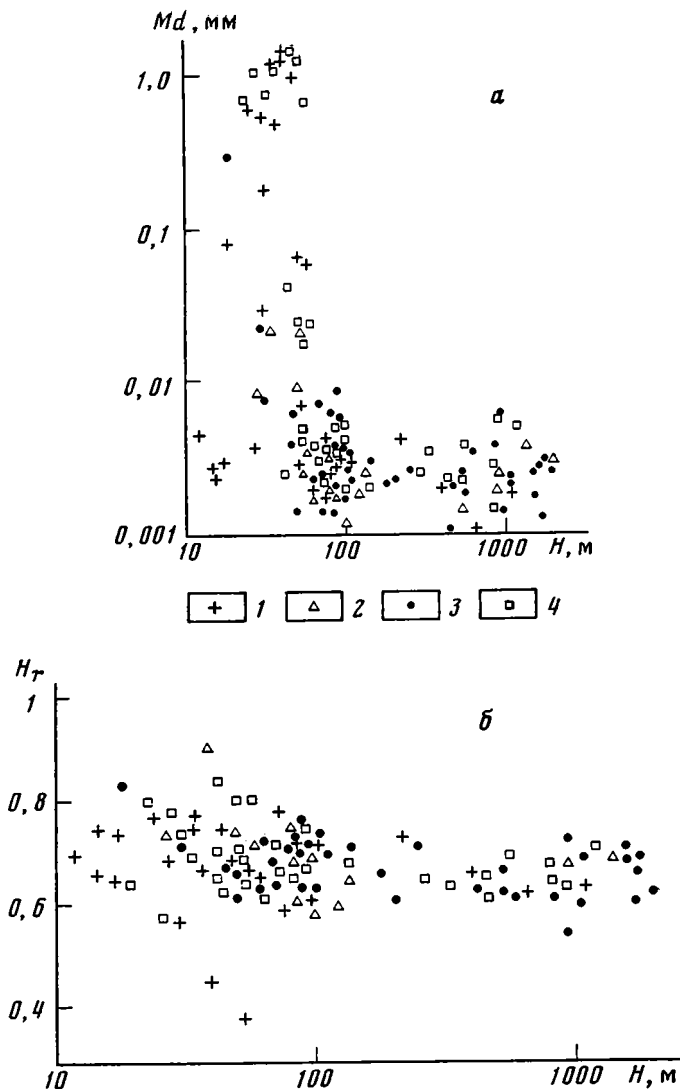
тер размещения частиц этих размеров дает представление о процессах перемещения материала на континентальной окраине. Накопление частиц $>0,25$ мм приурочено к прибрежным областям и ракушечным банкам. Содержание фракции $0,25-0,1$ мм в осадках не превышает 10%, как правило, значения концентраций колеблются около единицы. На шельфе Северо-Западного района участки с содержанием $>5\%$ располагаются около устья Дуная, кос Тендра и Джарылгач и вокруг п-ва Тарханкут; на шельфе Крыма — в районе Гераклеяского п-ва; на шельфе Керченско-Таманского района концентрации фракции $0,25-0,1$ мм изменяются от 0,5 до 3,5%. В отложениях континентального склона и материкового подножия эта фракция встречается редко, но на больших глубинах иногда обнаруживаются концентрации 2—3%. Частицы $<0,1$ мм преобладают в осадках северной части Черного моря; отложения на 70—100% состоят из этих частиц, за исключением центральных частей ракушечных банок (в последних содержание этих частиц составляет 10—30%) [3]. Таким образом, на большей части континентальной окраины аккумулируются частицы, перемещаемые во взвешенном состоянии.

Медианный диаметр поверхностных осадков изменяется от 1 до 1,3 мм в зоне ракушечных полей; отложения большей части широких шельфов Северо-Западного и Керченско-Таманского районов имеют $Md=0,005$ мм, он уменьшается до 0,002 мм (в редких случаях $<0,002$ мм в глубоководных областях) на континентальном склоне и материковом подножии (фиг. 1). Крымский район характеризуется гораздо меньшей дифференцированностью (от 0,0037 до 0,0019 мм [3]). R_m для Северо-Западного района равен $-0,28$ ($n=32$), для Крымского $-0,13$ ($n=52$), для Керченско-Таманского $-0,37$ ($n=28$), где n — число образцов, т. е. связь между этими параметрами практически отсутствует. Изменение гранулометрического состава отложений не зависит от глубины.

Значения медианного диаметра попадают в пределы пелитовых и глинистой фракций на глубинах больше 60 м на континентальной окраине Северо-Западного и Керченско-Таманского районов, на глубинах больше 50 м на шельфе Западного Крыма и на глубинах больше 30 м на шельфе Южного и Восточного Крыма (см. фиг. 1, а).

Расчет нормированной энтропии (H_r) показал, что H_r изменяется от 0,45 до 0,92, т. е. распределение частиц по фракциям можно назвать умеренно (1 обр.) и плохо (108 обр.) сортированным, несортированным (11 обр.) и абсолютно (1 обр.) несортированным. Большая часть несортированных осадков (H_r 0,75—0,9) [10] располагается на шельфе Западного Крыма и Керченско-Таманского района (см. фиг. 1, б). Вычисление R_H дало следующие результаты: для Северо-Западного района $-0,15$ ($n=33$), для Крымского $-0,2$ ($n=52$), для Керченско-Таманского $-0,35$ ($n=28$). Эти расчеты и фиг. 1, б наглядно демонстрируют, что распределение частиц по фракциям в поверхностных осадках не зависит от глубины. На любой глубине H_r в основном изменяется от 0,6 до 0,75 (плохая сортировка). Наибольший разброс данных характерен для шельфовых областей Северо-Западного и Керченско-Таманского районов. Определение R_{mn} также выявило некоторые различия между районами: для Северо-Западного $-0,03$ ($n=33$), для Крымского $-0,4$ ($n=52$), для Керченско-Таманского $-0,05$ ($n=28$). R_{mn} для Крымского района попадает в разряд значимых, в этом проявляется практическое отсутствие механической дифференциации поверхностных осадков по глубине.

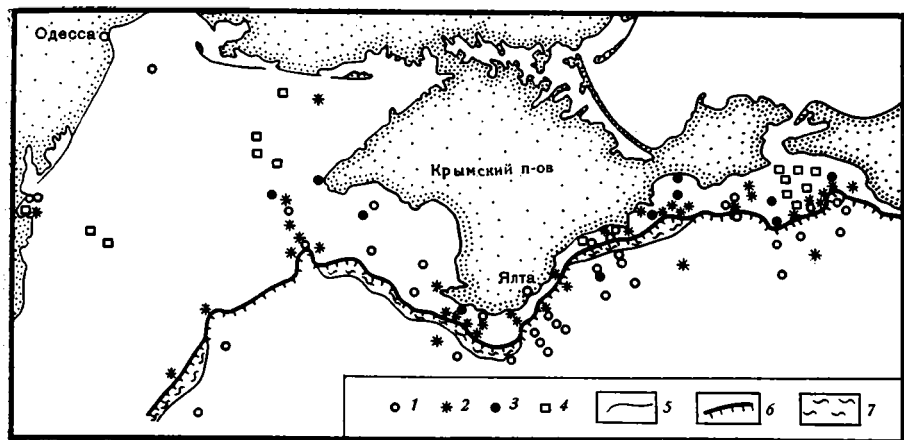
По распределению в северной части Черного моря рассмотренных выше параметров можно заметить, что большая часть континентальной окраины покрыта частицами $<0,1$ мм, которые перемещаются во взвешенном состоянии, причем преобладают пелитовая и глинистая фракции. Эти частицы близки по гидравлической крупности и, следовательно, способны пребывать в одинаковом транспортном режиме. Это и приводит к плохой сортировке осаждающегося материала, что особенно ярко проявляется на шельфах малой площади (Крымский район), где



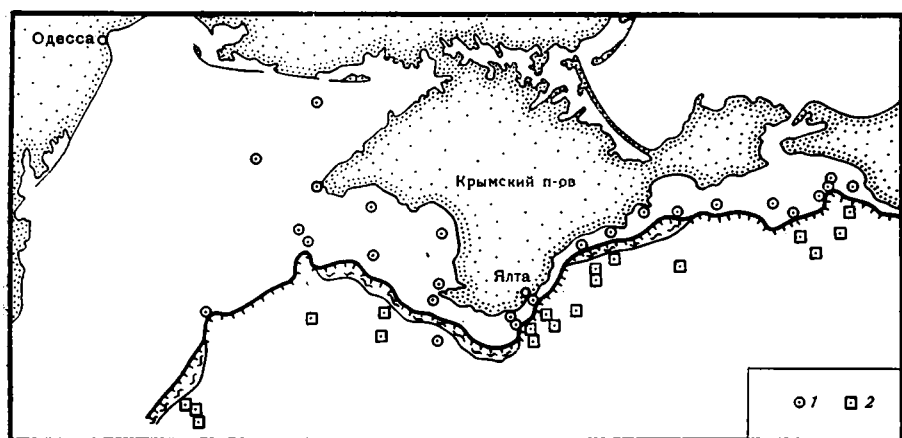
Фиг. 1. Зависимость распределения Md (а) и H_r (б) поверхностных осадков в северной части Черного моря от глубины H
 Районы: 1 — Северо-Западный; 2 — Западный Крым; 3 — Южный и Восточный Крым; 4 — Керченско-Таманский

действие закона Стокса не успевает четко выразиться в гранулометрическом спектре отложений.

Однако на фоне слабой механической дифференциации, установленной по распределению отдельных фракций, медианного диаметра и нормированной энтропии, можно выявить некоторые различия в отложениях с помощью метода Пассега (фиг. 2), который позволяет разделить осадки относительно режимов их седиментации. Очень хорошо выделяются континентальный склон и материковое подножие, покрытые осадками пелагической взвеси, и внешняя часть шельфа, осадки которой отлагались из однородной суспензии. На остальной части шельфа нет четкой приуроченности к определенным глубинам. Отложения из пелагической суспензии встречаются в устьевых областях, заливах, понижениях рельефа. Отложения материала суспензии и донного перемещения приурочены главным образом к центральной части шельфа. Распространение участков седиментации материала донного перемещения объясняется присутствием в осадках большого количества раковинного материала. Такие места на шельфе скорее представляют собой область транзита или от-



Фиг. 2. Распространение режимов седиментации, выделенных по методу Р. Пассега, на континентальной окраине северной части Черного моря
1—4 — отложения: (1 — из пелагической суспензии, 2 — из однородной суспензии, 3 — материала донного перемещения и суспензии, 4 — материала сугубо донного перемещения); 5 — границы участков, занимаемых определенной группой отложений; 6 — край шельфа; 7 — участки, лишенные современных осадков



Фиг. 3. Распространение слоистых отложений в современных осадках континентальной окраины северной части Черного моря
1 — отложения с горизонтальной слоистостью, образованной прослоями раковинного детрита или алеврита; 2 — отложения с микрослоистой текстурой. Остальные усл. обозн. см. фиг. 2

мыва мелкого материала, чем локализации отложений потоком крупных обломков.

Следует обратить внимание и на текстурные признаки осадков. На фоне кажущегося однообразия в строении современных осадков, представленных глинистым, алеврито-глинистым или раковинным глинистым илом [14], наблюдается горизонтальная слоистость (фиг. 3), созданная в илах прослоями частиц более крупного размера (в основном мелких раковин и раковинного детрита, реже алеврита). Наиболее часто слоистые отложения встречаются в диапазонах глубин 50—60 и 80—100 м. Осадки континентального склона и материкового подножия характеризуются микрослоистой текстурой, вызванной чередованием белых (кокколитовых), зеленых (сапропелевых), серых (терригенных), черных (гидротроиллитовых) слоев [14]. Однако в Крымском районе осадки с прослоями раковинного детрита иногда встречаются на глубинах 1600—1800 м. Такие прослои могут образовываться вследствие массового сползания осадков или в результате каскадного опускания взвеси.

В Северо-Западном районе средняя глубина распространения слои-

Средняя глубина распространения режимов седиментации, определенных по методу Пассега, м

Режим седиментации	Район			
	Северо-Западный	Западно-Крымский	Южного и Восточного Крыма	Керченско-Таманский
Пелагическая суспензия	269 (6)	271 (7)	673 (17)	445 (9)
Однородная суспензия	138 (3)	63 (6)	114 (12)	75 (13)
Суспензия и донное перемещение	50 (1)	61 (2)	75 (3)	48 (6)
Только донное перемещение	36 (8)	—	18 (1)	36 (7)

Примечание. В скобках приведено число образцов.

Таблица 2

Изменение глубины начала движения и эрозии для частиц $<0,1$ мм в зависимости от волнения

Район	Максимально возможное волнение		Волнение 1%-ной обеспеченности		Волнение 20%-ной обеспеченности	
	I	II	I	II	I	II
Северо-Западный	88	70	32	20	—	—
Крымский:						
1) м. Тарханкут;	—	—	60	30	30	15
2) г. Ялта	125	100	40	20	15	—
Керченско-Таманский	56	40	34	20	—	—
Болгарский	85	70	50	40	28	20

Примечание. I — глубина начала движения частиц $<0,1$ мм (м); II — глубина начала эрозии (м).

стых осадков составляет 77 м (4 случая), в Западно-Крымском — 66 м (7 случаев), в Южно- и Восточно-Крымском — 342 м (12 случаев), Керченско-Таманском — 64 м (6 случаев). Данные по средней глубине распространения осадков (м) в зависимости от способов их отложения приведены в табл. 1.

Изменение средних глубин выделенных зон седиментаций, конечно, зависит от глубины взятия колонок, но и для этих заранее ограниченных величин заметно тяготение определенных режимов седиментации к элементам рельефа континентальной окраины (континентальный склон, внешний и внутренний шельф) во всех выделенных по геологическим и физико-геологическим признакам районах. Средняя глубина распространения слоистых отложений согласуется со средней глубиной для осадков, отложенных из однородной суспензии для каждого района в отдельности.

Остановимся на некоторых характеристиках, определяющих условия седиментации. Исследованиями геологии побережья, а также работами на внутреннем шельфе [2, 13, 14] установлено, что на континентальную окраину из береговой зоны поступает в основном алевроито-глинистый материал. Причем на единицу площади шельфа максимальный приток кластических частиц приходится на Крымский район, а минимальный — на Северо-Западный.

Для оценки влияния волнения на отложения континентальной окраины использовали график зависимости начала движения наносов от периода волнения, график зависимости начала движения наносов от периода и высоты волнения и график зависимости величин размывающих скоростей и скоростей отложения для частиц различной крупности Хьюльстрема [15, 17]. С помощью этих зависимостей, а также расчета максимальных орбитальных придонных скоростей на основании данных по волнению для Северо-Западного [1, 8], Крымского [6, 8] и Керченско-Таманского [1] районов была составлена табл. 2.

Для сравнения в ней приводятся характеристики для шельфа Болга-

рии, известного своей гидрологической активностью [7]. Из данных табл. 2 видно, что наиболее резкие отличия между районами существуют для максимально возможного волнения. Для волнения 1%-ной обеспеченности глубина его воздействия на дно во всех районах (за исключением западного побережья Крыма) становится одинаковой. Практически весь шельф Черного моря находится под воздействием волнений малой обеспеченности.

Течения наиболее интенсивны на шельфе, прилегающем к Болгарии, их скорости на глубинах 20—50 м могут превышать 1 м/с при штормовых ветрах [7]; такие же скорости, но гораздо реже, наблюдаются в восточной части Керченско-Таманского района [5]. В Северо-Западном и Крымском районах скорости обычно не превышают 20 см/с [12]. Над материковым склоном и краем шельфа распространяется основное черноморское течение.

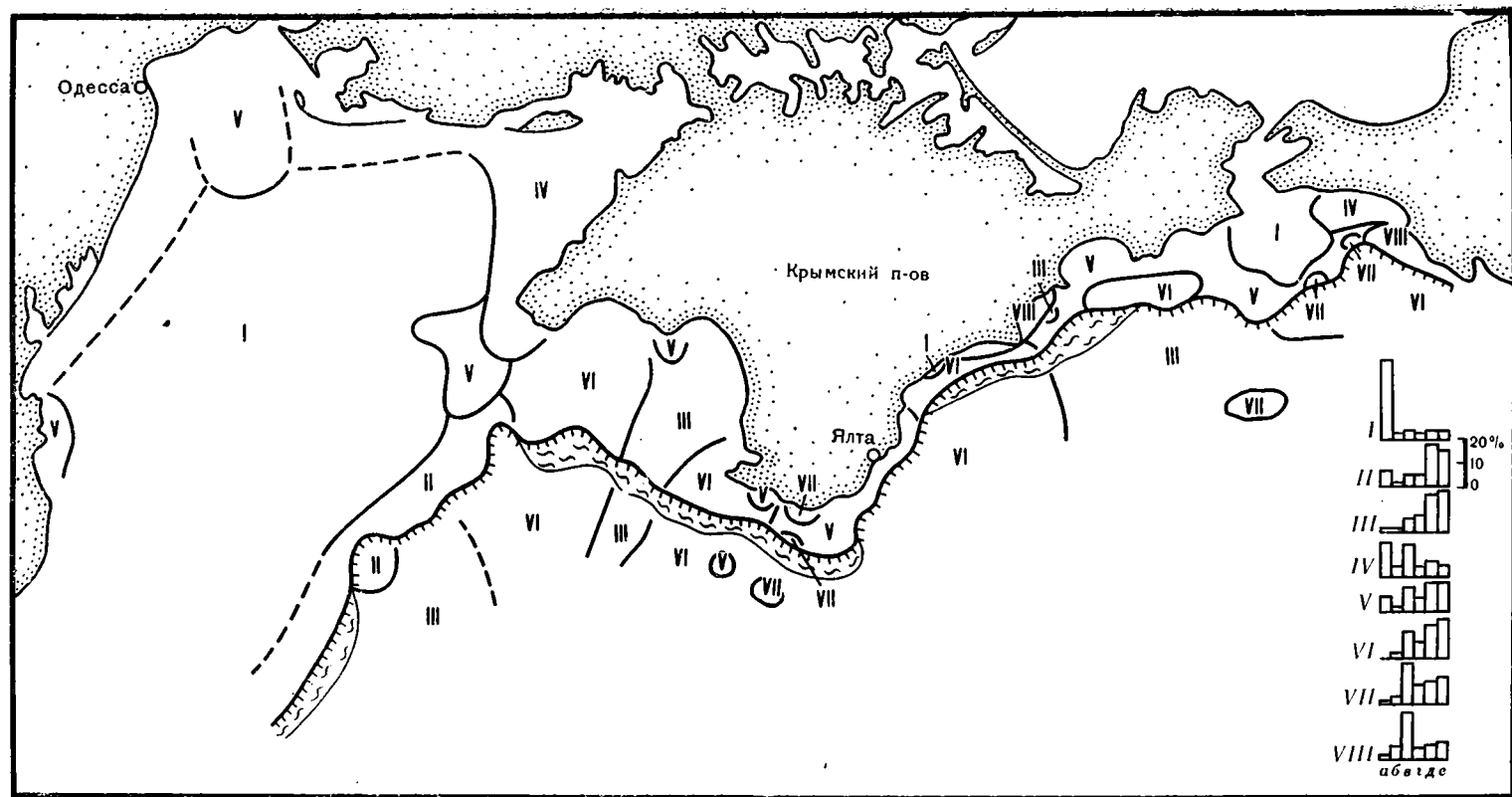
Сравнивая распространение отдельных фракций в осадке, медианного диаметра, нормированной энтропии, волнений и течений на континентальной окраине северной части Черного моря, можно заметить некоторые общие закономерности для всех районов. Континентальный склон и материковое подножие представляют собой область отложения материала из пелагической суспензии, здесь же преобладают осадки с микрослоистой текстурой. Внешний шельф и верхняя часть континентального склона (с различными глубинами для каждого района)—область накопления материала из однородной суспензии, осадки имеют слоистую текстуру. В этих местах сосредоточивается действие основного черноморского течения и максимально возможного волнения (для некоторых районов). Средняя глубина этой области 98 м. Ареалы накопления материала суспензии и донного перемещения располагаются главным образом между глубинами 50 и 80 м, а в этом интервале глубин наиболее часто встречаются слоистые отложения. В этих же пределах действуют волнения с очень малой обеспеченностью. Участки преобладания частиц, отнесенных к материалу только донного перемещения, имеют среднюю глубину около 30 м. Слоистость в этих отложениях встречается крайне редко. Здесь же находится внешняя часть береговой зоны для самых сильных волнений, которые бывают 1 раз в год.

Весьма редкое распространение слоистых отложений, а также маркирование горизонтов раковинным детритом, по-видимому, связано с гидравлической однородностью осадочного материала, поступающего из береговой зоны. Слоистость отложений может быть также вызвана действием суспензионных потоков малой плотности, что подтверждается расчетами [9].

Анализ гистограмм, построенных по данным механического анализа поверхностных осадков, позволил выделить несколько групп отложений, отличающихся соотношением фракций в осадке, содержанием тяжелых минералов в мелком песке и крупном алеврите (фиг. 4).

Группа I. Основную массу обломочного материала в ней составляют целые и битые раковины, раковинный детрит, песок и в меньшей степени пелит и глинистые частицы. Содержание частиц $>0,1$ мм может превышать 80%, содержание каждой из оставшихся фракций редко достигает 10%. Концентрация тяжелых подфракций в песке и алеврите в Северо-Западном районе не превышает 1%, в Керченско-Таманском составляет 1—3%. В осадках Керченско-Таманского района чаще встречается терригенный материал. Локальное распространение сульфидов железа в обоих районах зависит от рельефа. Слоистость практически не встречается. Формирование этой группы зависит от действия гидрологического фактора, обеспечивающего транзит или отмыв мелких фракций.

Группа II. Преобладают раковинные и мелкопелитовые или глинистые частицы. Тяжелые подфракции мелкопесчаного размера составляют 1—3% на шельфе и $<1\%$ на континентальном склоне, а концентрации тяжелых минералов крупноалевритового размера изменяются от <1 до $>5\%$. Содержание сульфидов железа сильно меняется (от 0 до 100%). На крае шельфа они, как правило, не образуются.



Фиг. 4. Распределение в поверхностных осадках континентальной окраины северной части Черного моря групп отложений, выделенных по соотношению фракций в осадке
 Гранулометрический состав осадков (диаметр частиц), мм: а — $>0,1$; б — $0,1-0,05$; в — $0,05-0,01$; г — $0,01-0,005$; д — $0,005-0,001$; е — $<0,001$. Остальные усл. обозн. см. фиг. 1

Группа III. Максимальные содержания приурочены к мелкопелитовой или глинистой фракции². На гистограмме четко вырисовывается увеличение концентрации частиц с уменьшением их размера. Концентрации тяжелых минералов обычно равны 1—3, а реже >5%, и обусловлены сульфидообразованием железа. Материал осадков этой группы подвергался механической дифференциации в спокойных условиях.

Группа IV. В этом случае в основном накапливаются песчаные и мелкопелитовые частицы. Тяжелые минералы содержатся в ничтожных количествах, сульфидообразование железа имеет место в понижениях рельефа. У побережья Кавказа концентрация тяжелых минералов увеличивается во фракциях 0,25—0,1 и 0,1—0,05 мм до 1—3%.

Группа V. Осадки имеют три модальные фракции (песчаную, мелкоалевритовую и мелкопелитовую, или глинистую). Отложения практически несортированы. Концентрации тяжелых минералов составляют 1—3% в прибрежных областях, в Керченско-Таманском районе такие содержания обусловлены сульфидообразованием. Попадание недифференцированных осадков на большие глубины, по всей вероятности, происходит в результате действия гравитационных процессов.

Группа VI. Накапливаются в основном частицы мелкого пелита, или глинистые, и в меньшей степени мелкого алеврита. В этих осадках песчаная и крупноалевритовая фракции часто отсутствуют. Тяжелые терригенные минералы обнаруживаются в весьма ограниченном количестве. Содержание тяжелых подфракций повышается за счет сульфидов Fe.

Группа VII. Она представляет собой скопление в основном мелкоалевритовых и в меньшей степени мелкопелитовых или глинистых частиц. Для шельфа Южного Крыма накопление тяжелых подфракций как мелкого песка, так и крупного алеврита происходит за счет гидроокислов, а на континентальной окраине Керченско-Таманского района — за счет сульфидов железа. Распространению этих отложений на большие глубины могут способствовать гравитационные процессы.

Группа VIII. Осадки имеют одновершинную гистограмму с модой в мелком алеврите. Содержание тяжелых минералов во фракции 0,1—0,25 мм равно 1—3%, а в крупном алеврите >5%. Сульфиды железа не обнаружены.

Размещение этих групп отложений зависит от конфигурации береговой линии, источников питания, геоморфологического строения шельфа и континентального склона. На самой широкой континентальной окраине Северо-Западного района, где соответственно лучшие условия для механической дифференциации, выделенные группы отложений локализируются в определенных обстановках (устьевые области, центральная, внешняя части шельфа, континентальный склон). В Крымском районе одна группа может занимать весь профиль континентальной окраины.

По гистограммам осадков (см. фиг. 4) видно, что основным материалом, участвующим в формировании отложений континентальной окраины, являются частицы <0,1 мм. Они могут долгое время перемещаться течениями со скоростями, равными нескольким дециметрам в секунду, господствующими в северной части Черного моря. Хорошо развитая плотностная стратификация [12] способствует совместному нахождению во взвеси мелкоалевритовых, пелитовых и глинистых частиц. Это приводит к тому, что образование осадка в основном зависит от соотношения этих фракций в питающем материале, а не от механизмов гранулометрической дифференциации.

Таким образом, ведущим процессом перемещения обломочного материала на континентальной окраине северной части Черного моря является транспорт взвеси (диффузия на фоне довольно слабой циркуляции водных масс). Это вызывает седиментацию почти недифференцированных обломков. Действие на шельфе более интенсивных процессов переноса — суспензионные потоки малой плотности, транспорт очень сильными волнениями и основным черноморским течением — фиксируется в

² Модальность этих двух фракций отдельно не рассматривалась, так как частицы <0,001 мм могут образовывать трудно разделяемые агрегаты.

образовании прослоев более крупного материала, в изменении соотношения таких характеристик осадка, как средний размер 1 %-ной доли максимального размера частиц и медианный диаметр. Такие закономерности свойственны для всех без исключения выделенных районов.

Для континентального склона и материкового подножия изменение интенсивности или способа переноса проявляется в аккумуляции отложений с гранулометрическим составом, характерным для шельфа, и в формировании четких прослоев более крупного материала. Классическая градационная слоистость отложений высокоплотностных суспензионных потоков не обнаружена.

В отличие от шельфа северной части Черного моря шельф, прилегающий к Болгарии, характеризуется более активной гидродинамикой. Седиментация обломочного материала находится под господствующим влиянием постоянных течений, на которое накладывается действие сильных волнений и основного черноморского течения. Везде транспортируется при более высоких скоростях, вследствие чего развиваются процессы отмыва мелких частиц, приводящие в некоторых случаях к эрозии. В результате этого наблюдается более четкая гранулометрическая дифференцированность, лучшая сортированность, широкое распространение различных типов (горизонтальной, косой, линзовидной) слоистости в отложениях. Распределение групп отложений, выделенных по соотношению фракций в осадке и содержанию тяжелых минералов в мелком песке и крупном алеврите, зависит от интенсивности процессов перемещения обломочных частиц [4].

Литература

1. Атлас волнения и ветра Черного моря. Л.: Гидрометеониздат, 1969. 111 с.
2. Барковская М. Г. Отложения дельты и авандельты Дуная. — В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981, с. 156—182.
3. Друщиц В. А. Формирование гранулометрического состава осадков континентальной окраины северной части Черного моря. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., М.: ВИНТИ, 1979, 9 с. (Рукоп. полн. Деп. в ВИНТИ за № 1312-79 Деп. от 16.IV.1979).
4. Друщиц В. А. Формирование гранулометрического состава голоценовых осадков континентальной террасы. — В кн.: Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980, с. 246—255.
5. Кривошея В. Г., Плехин Е. А., Савин М. Т. Временная изменчивость течений в верхнем слое Черного моря. — Физика атмосферы и океана, 1979, т. XV, № 10, с. 1109.
6. Ливерди В. П. Режимные характеристики волнения моря и ветра в прибрежном районе. — Морские гидрофизические исследования, 1971, т. 54, № 4, с. 155—161.
7. Марков Х. Т., Костичкова Д. П. Динамика водных масс в зоне шельфа. — В кн.: Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980, с. 179—187.
8. Прусенков А. С. Расчет режимно-климатических характеристик параметров ветровых волн, в северо-западной части Черного моря. — В кн.: Метеорология, климатология и гидрология, вып. 13. Киев: Вища школа, 1977, с. 63—67.
9. Пыхов Н. В. Возникновение и движение на шельфе суспензионных потоков малой плотности. — В кн.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука, 1976, с. 36—52.
10. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
11. Смирнов Л. С., Колобзаров О. В., Рожков Г. Ф. Дискретность материала песчано-алевритовых пород в связи с эволюцией осадконакопления. — Сов. геология, 1973, № 12, с. 81—96.
12. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря. М.: Наука, 1968. 133 с.
13. Шуйский Ю. Д. Питание обломочным материалом северо-западного и крымского районов шельфа Черного моря. — В кн.: Исследования динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979, с. 89—97.
14. Щербаков Ф. А., Курпин П. Н., Потапова Л. И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 210 с.
15. Komar P. D., Miller M. C. On comparison between the threshold of sediment motion under waves and unidirectional currents with a discussion on practical evaluation of the threshold. — J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, № 1, p. 362—367.
16. Passega R. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. — J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, № 4, p. 830—847.
17. Weggel I. R. An introduction to oceanic water motions and their relation to sediment transport. — In: Shelf sediment transport: Processes and patterns. S. P., 1972, p. 1—20.

УДК 551.463.8(261.35)

БАЛАНС ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ГДАНСКОМ БАСЕЙНЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

БЛАЖЧИШИН А. И.

В статье рассмотрены процессы поступления осадочного материала в Гданьском бассейне Балтийского моря, рассчитан его баланс и дана оценка антропогенного фактора.

В настоящее время большой фактический материал позволяет в первом приближении решать вопросы баланса осадочного материала в интереснейшем районе Балтийского моря — Гданьском бассейне. Эта задача достаточно актуальна как в связи с изучением седиментационных и геохимических процессов, так и в связи с проблемой антропогенных загрязнений.

Гданьский бассейн, расположенный в юго-восточной части Балтийского моря, включает одноименную впадину с глубинами более 70—80 м (максимум 116 м), прилегающие мелководья, Куршскую и Вислинскую лагуны, а также незавершенную лагуну — мелководный Пуцкий залив (фигура). Этот район отличается мощной лавинной седиментацией вследствие интенсивного речного стока, донной и береговой абразии; здесь находится крупнейший в СССР источник техногенного осадочного материала — Янтарный комбинат [10]. Активное поступление абразионного материала и перераспределение его в береговой зоне привело к формированию в течение среднего — верхнего голоцена гигантских аккумулятивных форм — Куршской, Вислинской и Хельской пересыпей. Скорости седиментации на Хельской косе достигают 4—6 мм/год, в приустьевом районе Вислы — 1—2 мм/год, в северной глубоководной части бассейна — не более 0,3—0,4 мм/год.

ПОСТУПЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Речной сток. Непосредственно в Гданьский бассейн впадает только Висла и небольшие реки крайней западной части водосбора. Остальные реки впадают в Куршскую и Вислинскую лагуны (см. фигуру). Жидкий сток в Гданьский бассейн составляет 60,2 км³, или примерно 13% от суммарного стока рек в Балтийское море, в то же время вклад взвешенного стока несколько больше — 21,2%. Главным поставщиком этого материала является р. Висла, которая ежегодно выносит более 1 млн. т наносов. Река Неман поставляет около 0,8 млн. т терригенного материала, но примерно 70% его выносов блокируется в Куршской лагуне [10]. В Вислинской лагуне отлагается до 80% взвешенного стока рек Преголи, Пасленки и других мелких водотоков. В настоящее время флювиальный материал в Вислинский залив поступает в количестве всего 43,2 тыс. т/год [11]. Но ранее (до XVII в.) почти весь взвешенный сток Вислы направлялся в эту лагуну через рукав Ногат. В связи с зарегулированием Вислы сток наносов через Ногат в дальнейшем сократился, а в 1914 г. практически полностью прекратился (в настоящее время через этот рукав поступает всего около 2 тыс. т наносов в год) (табл. 1). Значительная часть выносов р. Вислы и теперь аккумулируется в дельте. За 1895—1929 гг. в лагуне и устьевой части новой Вислы отложилось 57 млн. м³ наносов и только 33,5 млн. м³ было вынесено в море [16]. Среднегодовой взвешенный сток непосредственно в открытую часть Гданьского бассейна оценивается нами в 1,36 млн. т (см. табл. 1).

Таблица 1

Взвешенный сток в Гданьский бассейн [10, 11, 15—17]

Район	Реки	Жидкий сток, км³	Средняя мутность, мг/л	Взвешенный сток, тыс. т/год
Куршский залив	Неман	21,7	36,0	781,1
	Остальные реки	2,1	10,0	21,1
	Всего	23,8	—	802,2
	В том числе вынос в море	—	—	230,4
Вислинский залив	Преголь	1,53	14,0	21,3
	Пасленка	0,50	21,0	10,5
	Ногат	0,66	2,7	1,8
	Эльблонг	0,23	8,3	1,9
	Бауда	0,09	19,0	1,7
	Остальные реки	0,67	—	10,8
	Всего	3,7	—	43,2
	В том числе вынос в море	—	—	10,8
	Висла	32,0	35,0	1120,0
Открытое море	Остальные реки	0,7(?)	—	1,7 (?)
	Из заливов	—	—	241,2
	Всего	—	—	1362,9
	Всего, взвешенный сток	60,2	32,7	1967,1
	Влекомые наносы	—	—	78,8
	Итого	—	—	2045,9

Таблица 2

Растворенный речной, подземный и атмосферный сток в Гданьский бассейн,
тыс. т/год

Компоненты	Речной сток [10,11]				Подзем- ный сток	Атмос- ферный сток [12,24]	Итого
	Куршская лагуна	Вислинская лагуна	Открытое море	Всего			
Жидкий сток, км³	23,8	3,7	32,7	60,2	1,1	11,5	72,8
Минерализация, мг/л	280—337	274—300	280—308	—	500	19,5	—
Ионный сток							
Ca	2111	196	2080	4 387	120	16	4 523
Na+K	165	22	134	321	7	24	352
Mg	280	42	306	628	15	12	655
HCO ₃	4653	791	6569	12 013	370	32	12 415
SO ₄	313	53	654	1 020	30	92	1 142
Cl	189	26	169	384	8	13	405
NO ₃ +NH ₄	—	—	—	—	—	45	45
Сумма	7711	1130	9912	18 753	550	234	19 537
Сток биогенных веществ							
SiO ₂	210	40	327	577	5	?	582
Органические вещества	500	20	981	1 501	1	105	1607
Азотистые соединения	26	4	46	76	?	—	76
F	0,7	0,2	1,1	2,0	?	0,3	2,3
Fe	67	8	82	157	2	0,7	159,7
Сумма	803,7	72,2	1 437,1	2 313	8	106	2427
Всего растворенный сток	8 514,7	1 202,2	11 349,1	21 066	558	340	21 964

Количество влекомых наносов наиболее значительно для р. Вислы — местами они составляют до 30% аллювия; по аналогии с р. Даугавой можно принять, что они составляют 4% от взвешенного стока [10], т. е. 78,8 тыс. т/год.

Как и в целом для Балтики, растворенный сток в Гданьский бассейн значительно превышает сток взвешенных и влекомых наносов. По имеющимся данным (табл. 2), в растворах переносится ежегодно примерно 21 млн. т осадочного материала, т. е. в 10 раз больше, чем во взвеси.

Поскольку реки дренируют территории, сложенные преимущественно карбонатными породами, минерализация их достигает 300 мг/л и более. В составе ионного стока главная роль принадлежит кальцию и гидрокарбонату, оба этих иона составляют около 80% всего стока. В целом ионный сток составляет около 18,8 млн. т/год. Остальная часть растворенного стока складывается из стока SiO_2 (577 тыс. т), органических веществ (1500 тыс. т) и других биогенных компонентов (235 тыс. т).

Таким образом, всего реки поставляют в бассейн 23 млн. т осадочного материала (91% в растворенной форме, 8,7% во взвеси и 0,3% в виде влекомых наносов). Формула твердого стока для Гданьского бассейна выглядит так: 1 : 30 : 303. Она в целом не отличается от таковой для всей Балтики (1 : 30 : 287) [10].

Абразия берегов и дна. Ранее [6] было показано, что продукты абразии берегов и дна являются главной приходной статьей бюджета обломочного материала в Балтийском море. Наглядно это проявляется и на примере Юго-Восточной Балтики. Натурными многолетними исследованиями в районе Самбийского полуострова установлено, что берег здесь отступает со средней скоростью 0,5 м/год. Активные береговые уступы (см. фигуру) сложены олигоцен-эоценовыми, миоценовыми и четвертичными песчано-алевритовыми и алевритово-глинистыми отложениями, в результате абразии которых в море поступает примерно 200 тыс. м³ материала [7], в том числе из палеогеновых отложений — 30 тыс., неогеновых — 50 тыс., четвертичных — 120 тыс. м³ [4]. За последние годы на западном побережье полуострова в связи с мощным выбросом пульпового материала из карьеров Янтарного комбината абразия почти полностью прекратилась. В то же время на северном берегу абразионные процессы усилились, что усугубляется обвально-оползновыми процессами. В течение всего послеледникового времени Самбийский полуостров являлся мощным источником обломочного материала, и прежде всего песчаных наносов. За 8 тыс. лет берег отступил примерно на 5 км, было перемещено в море не менее 1,5—2 млн. м³ наносов, из которых в значительной мере построены гигантские аккумулятивные тела — Куршская и Вислинская пересыпи.

Активные абразионные процессы имеют место и на других участках побережья Гданьского бассейна. В районе м. Рожеве в прикорневой части косы Хель высокий берег, сложенный миоценовыми песками и четвертичными флювиогляциальными и моренными отложениями, на протяжении 7 км отступает со средней скоростью 1 м/год [23]. Меньшими скоростями абразии характеризуются активные клифы в западной части Гданьского залива длиной около 4 км. Подсчитано, что поступление в море продуктов береговой абразии с этих участков составляет примерно 480 тыс. т/год, т. е. больше, чем с побережья Самбийского полуострова (350 тыс. т; табл. 3). Кроме того, приблизительно 150 тыс. т материала мобилизуется при размыве корневой части Куршской косы и 70 тыс. т поступает с абразионного берега севернее Клайпеды. Всего в Гданьский бассейн поступает 1,05 млн. т абразионного материала. В этой величине не учтен продукт абразии берегов Куршской и Вислинской лагун, который в целом представляется несущественным.

Абразия дна является не менее важным фактором поставки обломочного материала. Ранее объем донного абразионного материала был определен для района Самбийского полуострова как разность между мощностью вдоль берегового потока наносов и объемом продуктов береговой абразии и оказался равным последнему [3]. По новым данным [18], удельный снос абразионного материала, эродируемого с прибрежной зоны, сложенной рыхлыми породами, составляет в Балтике 13,6 м³ на 1 м берега. Корректируя величину удельного сноса и протяженность бенчей для разных участков побережья в зависимости от интенсивности литодинамических процессов и наличия защитной валунно-глыбовой отмостки, получаем, что в Гданьском бассейне активной абразии подвергаются бенчи общей длиной 116 км (длина абразионных берегов составляет примерно 46 км) со скоростью 5—10 м³/м. Объем абразионного

Поступление абразивного материала в Гданьский бассейн, млн. т/год
[3,6,7,10,18,23]

Район побережья	Абразия берега			Абразия бенча		
	длина берега, км	остается в береговой зоне	выносится в глубоководную зону	длина берега, км	остается в береговой зоне	выносится в глубоководную зону
Севернее Клайпеды	5	0,04	0,03	7	0,10	0,09
Куршская коса	10	0,10	0,05	50	0,25	0,20
Самбийский полуостров	20*	0,23	0,12	15	0,17	0,10
Вислинская коса	—	—	—	20	0,10	0,08
Западная часть Гданьского залива	4	0,05	0,04	14	0,06	0,06
Коса Хель	7	0,25	0,14	10	0,10	0,07
Всего	46	0,67	0,38	116	0,78	0,60

* В связи с отмиранием клифов на западном побережье полуострова длина абразивных берегов в настоящее время составляет не более 10 км.

материала бенчей составит 1,28 млн. т/год (см. табл. 3), т. е. несколько больше объема продуктов абразии берегов. Таким образом, обломочный материал, мобилизуемый за счет абразии берегов и дна, в сумме составляет 2,33 млн. т/год, что в 1,7 раза превышает объем взвешенного стока рек.

Атмосферные выпадения. Для оценки вклада атмосферных аэрозолей воспользуемся данными работы [12]. Концентрация отдельных ионов в аэрозолях Южной Прибалтики составляет (мг/л): SO_4^{2-} 8,0; Cl^- 1,1; NO_3^- 2,7; NH_4^+ 1,2; Na^+ 1,2; K^+ 0,9; Ca^{2+} 1,4; в сумме это составляет 16,5 мг/л. С учетом ионов HCO_3^- и Mg^{2+} расчетная минерализация атмосферных осадков составит 19,5 мг/л. Наибольшие значения в составе атмосферных солей имеют сульфаты, которые и определяют кислую реакцию метеорных вод (рН 4,6). Среднегодовое количество осадков над Гданьским бассейном составляет примерно 450 мм, площадь бассейна 25,6 тыс. км², сток атмосферных осадков 11,5 км³ (т. е. 20% жидкого стока рек). Ионный атмосферный сток равен всего 224 тыс. т/год, или 13,2% ионного стока рек (см. табл. 2).

Сток биогенных веществ и нерастворимых компонентов оценен следующим образом. По данным, приведенным в работе [24], растворенная субстанция в аэрозолях над северными районами ФРГ составляет 60%, органические вещества 25—30, нерастворимый остаток (пыль) 10—15%. С учетом этих и других данных [17, 19] сток биогенных веществ с аэрозолями определен в 106 тыс. т (см. табл. 2), а выпадение пыли — 47,6 тыс. т/год. Обращает на себя внимание, что с атмосферными осадками поступают 12% Р, 7,4% органических веществ, а Fe — только около 0,5% от растворенного речного стока этих элементов. В то же время поступление аэрозольного азота соизмеримо с речным стоком.

Всего с аэрозольным транспортом в Гданьский бассейн ежегодно поступает около 378 тыс. т веществ (12,7% с пылью, 87,3% в растворе).

Антропогенный фактор. Мощным источником обломочного материала являются выбросы разжиженной пустой породы (пульпы) из карьеров Янтарного комбината, расположенного на западном берегу Самбийского полуострова (см. фигуру). В последние годы в связи с отработкой нового большого карьера ежегодно сбрасывалось в море около 2 млн. м³ вскрышных четвертичных и третичных пород (в 1973 г. 3,25 млн. м³). В настоящее время Покровская бухта, куда сбрасывается пульпа, полностью заполнена этим материалом, так как море не в состоянии переработать такое количество наносов. В 1970—1975 гг. море размывало не более 100—150 тыс. м³ отложений в год, причем примерно

50 тыс. м³ наносов поступало на север в обход м. Таран, остальное количество — на юг, в направлении дельты Вислы [4]. По другим оценкам [1], во вдольбереговое перемещение наносов вовлекается до 40% пульпового материала. За 100 лет из карьеров комбината в море было перемещено 60—65 млн. м³ вскрышных пород, или 0,60—0,65 млн. м³/год [1], в весовом выражении это составит 1,2—1,3 млн. т, т. е. больше, чем взвешенный сток Вислы — крупнейшей реки бассейна Балтийского моря.

На побережье Гданьского бассейна сосредоточены крупные промышленные центры и порты (Клайпеда, Калининград, Гданьск, Гдыня), из которых в заливы и непосредственно в море поступают промышленные и бытовые стоки. Кроме того, реки бассейна являются транзитными магистральями для сброса загрязнений из удаленных от моря районов. По оценкам [17], за 1970 г. в Балтийское море было сброшено 3,3 км³ сточных вод, в том числе в открытую часть моря около 0,55 км³, а в Гданьский бассейн, по нашей оценке, не менее 0,40 км³, или 12% от общего поступления. Пользуясь данными, приведенными в работах [14, 19, 20] о концентрациях органических веществ и тяжелых металлов в сточных водах, можно рассчитать ориентировочную величину их среднегодового поступления в Гданьский бассейн. Получается что в эту часть Балтийского моря в год сбрасывается (тыс. т): в растворенном виде $C_{орг}$ — 156, $N_{общ}$ — 9 и $P_{общ}$ — 2, а во взвешенном — 40. Тяжелые металлы, по тем же данным, поступают в количестве (т/год): Fe — 3900, Mn — 54, Zn — 146, Cu — 76, Ni — 58, Cr — 28, Pb — 96, Cd — 6, Hg — 4.

Необходимо также учесть антропогенный фактор и в составе атмосферных выпадений. Для этого воспользуемся данными западногерманских исследователей [21], которые дали количественную оценку так называемого индустриального (или зольного) эффекта в связи с выбросом в атмосферу над Северо-Западной Европой остаточных продуктов углеводородного топлива. Поскольку Балтийское море является областью интенсивного стока фоновых атмосферных аэрозолей [9], полагаем, что сток техногенного аэрозоля подчиняется тем же закономерностям. Об этом свидетельствует избыточное по сравнению с кларком накопление тяжелых металлов в верхнем слое современных глинистых осадков не только в Кильской бухте [21], но и по всей акватории Балтики [8, 20]. Учитывая дальность переноса, расчетные концентрации [9] для Гданьского бассейна уменьшим в 2 раза. Примем, что поступление золы углеводородов составляет 5 г/м², в том числе $C_{орг}$ 0,35 г/м², суммы (Zn + Cu + Pb + Cd) 20 мг/м². На всю площадь Гданьского бассейна (25,6 тыс. км²) выпадение техногенного аэрозоля составляет 128 тыс. т, $C_{орг}$ 9060 т, указанных выше тяжелых металлов 512 т/год. Для сравнения укажем, что со сточными водами поступает Zn, Cu, Pb и Cd в сумме 324 т/год.

Другие источники обломочного материала. Поскольку над акваторией Балтики преобладают ветры западных румбов, реальный эоловый транспорт осадочного материала в море непосредственно с побережья может осуществляться только со стороны Пуцкого залива и косы Хель. Величина эолового сноса с этого участка берега протяженностью 30 км оценивается в 5—10 тыс. т/год. На берегах же Гданьского бассейна активные эоловые процессы протекают на протяжении 220 км. Согласно [18], с 1 км берега сносится при размыве авантюн и пляжей во время очень сильных штормов примерно 35 тыс. м³/год песчаных наносов, а выносятся на берег и аккумулируются в дюнах 40 тыс м³/год. Всего эоловой переработке ежегодно подвергается около 8—9 км³ прибрежно-морских отложений, причем безвозвратно аккумулируется в дюнах 1,1 млн. м³, или примерно 2 млн. т/год. Нетрудно подсчитать, что за последние 7—8 тыс. лет аккумулировано, таким образом, 10—15 млрд. т эолового материала. Но значительная часть эоловых отложений в процессе послеледниковой трансгрессии была затоплена и переработана морем. О мощной эоловой аккумуляции в нижнем — среднем голоцене свидетельствуют сохранившиеся реликты древних дюн на дне моря (см. фигуру).

Некоторое количество осадочного материала может переноситься в море с пляжа припайными льдами. В районе Гданьского бассейна устойчивый припай образуется примерно 1 раз в три года. Для расчета примем, что ширина кромки льда с вмержшим пляжевым материалом составляет 10 м, толщина льда 20 см, а содержание вмержшего материала около 10%. Примем также, что припай образуется и сходит только 1 раз в год. Тогда за три года с пляжа протяженностью 500 км будет удалено 100 тыс. м³ песчаного и грубообломочного материала, или 60 тыс. т/год.

Удаление некоторого количества материала из береговой зоны происходит также в результате дробления и истирания грубообломочного материала в процессе его возвратно-поступательного волнового перемещения. По разным данным, скорость истирания обломков пород в зависимости от их состава и окатанности изменится за год от 1 до 20% от своего веса [18]. Потери на истираемость галек и щебня из морен побережья ПНР определены в размере 7—8% в год. Эту величину можно принять за расчетную. Для ракушечного материала скорость истирания значительно выше — в среднем 25%. Истиранию способствует предварительное дробление окатанного материала. Помимо волноприбойного фактора механическая дезинтеграция обломков пород (особенно осадочных) обусловлена и морозным выветриванием. Автору приходилось наблюдать на побережьях Самбийского полуострова и Куршской косы эффект многократного вмержания галек верхнемеловых мергелей и опок в береговой припай. Весной после стаивания припая одни гальки этих пород превращались в мелкий щебень и дресву; другие не обнаруживали нарушения монолитности, но при легком ударе распадались на куски.

Биогенный материал. Роль биогенного материала в питании Гданьского бассейна осадочными веществами, как и в целом для Балтики, относительно невелика.

Биомасса бентоса в южной Балтике составляет 714 тыс. т/год, причем 81% из этого количества приходится на двухстворчатые моллюски. Наибольшую (до 300 г/м² и более) биомассу из них дает *Mytilus edulis* [13]. Моллюски могут иметь некоторое осадкообразующее значение лишь в мелководной зоне. Для расчета продуктивности бентоса в Гданьском бассейне примем, что средняя биомасса моллюсков и баянуса в полосе берега шириной 3 км составляет 100 г/м², или около 50 г/м² вещества створок. Тогда при длине береговой линии 500 км получим, что ежегодно в береговой зоне продуцируется раковинного материала 75 тыс. т. В остальной части бассейна накопление ракуши составляет примерно 25 тыс. т. Таким образом, всегда в Гданьском бассейне продуцируется примерно 100 тыс. т биогенного CaCO₃ в год (25% этого материала теряется в процессе дробления, истирания и последующего растворения).

Первичная продукция в районе Гданьского бассейна составляет в среднем 100 г/м² [22]. Общая биомасса органического вещества на площади примерно в 20 тыс. км² равна примерно 4 млн. т/год. Основным представителем фитопланктона являются диатомовые водоросли — более 80%. Количество аутигенной кремнекислоты (ежегодно продуцируемой в море), рассчитанное по соотношению $SiO_2/C_{org} = 0,904$, составляет 1,8 млн. т/год. Остальными компонентами вещества фитопланктона можно пренебречь. Всего, таким образом, в Гданьском бассейне продуцируется в год около 6 млн. т биогенного вещества. Но в подавляющем количестве это вещество, потребляясь в пищевых цепях, растворяется и вновь возвращается в биологический круговорот. В предыдущем исследовании [5] было показано, что в осадках Балтийского моря захороняется только примерно 1,5% вещества планктона. Принимая эту величину за расчетную, получим, что в Гданьском бассейне среднегодовое отложение органического вещества и аморфного кремнезема составляет около 100 тыс. т.

Первичная продукция в лагунах значительно выше, чем в открытой части Гданьского бассейна. Согласно данным, приведенным в работе [15], в Куршском заливе ежегодно продуцируется 610 тыс. т вещества планктона и бентоса, 11% от этого количества (62 тыс. т) осаж-

дается на дне. По Вислинской лагуне подобные данные отсутствуют, но по аналогии с Куршским заливом можно принять, что здесь продуцируется примерно 400 г/м² биогенного материала, или 335 тыс.т/год, а отлагается 35 тыс. т.

БАЛАНС ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Приведенные данные позволяют рассчитать баланс осадочного материала (табл. 4; см. фигуру). Приходная часть бюджета складывается в основном из речного стока, продуктов абразии, атмосферных выпадений и пульпового материала; сюда включается также вещество планктона и бентоса, возвращающееся в биологический круговорот. Остальные статьи расчета представляют лишь качественный интерес. Вклад антропогенного материала (всего 1,82 млн. т/год) кроме статьи 5 (пульпа Янтарного комбината) отражен также в статьях 1,3 (см. табл. 4).

Расходные статьи включают: а) первичную продукцию и биомассу бентоса (вещество которых черпается из статей 1, 2, 3, 7 приходной части бюджета); б) отложение твердой фазы осадочного материала на дне; в) перевод растворенного стока в водную толщу и потери солей в результате водообмена с другими частями Балтийского моря и обменных процессов между придонной водой и осадком.

Рассмотрим подробнее структуру расхода отложения материала. Из общего количества 6,87 млн. т терригенный материал составляет 6,52 млн. т, биогенный 0,3 и примерно 0,05 млн. т (микроэлементы) изымается из водной толщи в результате сорбционных процессов. В лагунах осаждаются примерно 9% всего обломочного материала и 33% биогенного. В береговой зоне, как известно, происходит грандиозная дифференциация обломочного материала, прежде всего по крупности.

Таблица 4

Баланс осадочного материала в Гданьском бассейне

Статьи баланса			
прихо	содержа- ние, млн. т/год	расход	содержа- ние, млн. т/год
<i>Твердый сток рек:</i>		<i>Первичная продукция в море</i>	6,00
а) растворенный сток*	21,07	<i>Биомасса бентоса в море</i>	0,30
б) взвешенный сток**	1,97	<i>Продукция планктона и бентоса</i>	1,00
в) влекомые наносы	0,08	<i>в лагунах</i>	
<i>Подземный сток</i>	0,56	<i>Отложение в лагунах:</i>	
<i>Атмосферные выпадения:</i>		а) терригенный материал	0,60
а) растворенный сток	0,34	б) биогенный материал	0,10
б) сухое вещество (пыль)	0,05	<i>Отложение в береговой зоне:</i>	
природное		а) дельта Вислы	0,70 (?)
в) то же, техногенное	0,13	б) подводный береговой склон	0,93
г) эоловый снос с побережья	0,01	в) пляжи и дюны	2,00
<i>Абразия</i>		г) раковинный материал	0,10
а) продукты абразии берегов	1,05	<i>Отложение в глубоководной зоне:</i>	
б) продукты абразии бенчей	1,28	а) терригенный материал	2,29
<i>Пульпа Янтарного комбината</i>	1,25	б) биогенный материал	0,10
<i>Ледовый снос</i>	0,06	в) сорбционное извлечение из	0,05
<i>Растворенное вещество планктона и бентоса</i>	7,00	водной толщи и других элементов	20,74
<i>Потери на истираемость;</i>		<i>Водная толща и водообмен, иловые воды</i>	
а) раковин моллюсков	0,02		
б) грубообломочного материала	0,04		
Всего	34,91		34,91

* В том числе со сточными водами 0,4 млн. т. ** В том числе со сточными водами 0,04 млн. т.

Примечание. В таблице не учтены отложения абразийного и эолового материала в лагунах, а также обмен терригенным материалом со смежными районами Балтийского моря.

В условиях Балтийского моря материал крупнее 0,05 мм большей частью остается в береговой зоне, а более дисперсные частицы выносятся в глубоководную часть бассейна. Исключение составляют дельта Вислы и конус выноса пульпы Янтарного комбината, где море не в состоянии переработать все выносы. Пользуясь данными о гранулометрическом составе исходных третичных и четвертичных пород, об особенностях литодинамики береговой зоны Гданьского бассейна [3, 4, 10], можно ориентировочно рассчитать количество наносов, остающихся в этой зоне. Оно составляет примерно 3,7 млн. т/год (или 56% общего поступления).

Основным источником осадочного материала для береговой зоны являются продукты абразии берегов и дна. Реки бассейна и межень не выносят материал крупнее 0,05 мм [10, 15], крупноалевритовый материал поступает в небольшом количестве с паводковыми наносами. В пределах береговой зоны Гданьского бассейна обломочный материал распределяется в соответствии с направлением вдольбереговых течений. Два крупнейших в Балтике потока наносов (Хельский и Восточнобалтийский) переносят более 1 млн. м³ наносов в год каждый [10]. Восточнобалтийский поток зарождается у побережья Самбийского полуострова, где он получает примерно 400 тыс. т абразионного и 100 тыс. т пульпового материала. У корневой части Куршской косы в поток вовлекается еще 250 тыс. т песчано-алевритового материала. Естественно, что грубые фракции (>0,25 мм) не могут переноситься далеко от места поступления. Значительная часть песчано-алевритового материала безвозвратно уносится на пляж в результате поперечного движения наносов и в дальнейшем аккумулируется в дюнах. Поэтому реальная мощность потока наносов значительно меньше, чем теоретическая. Разгрузка Восточнобалтийского потока происходит в основном ближе к дистальной части Куршской косы (см. фигуру). За пределы Гданьского бассейна на север выносятся ежегодно около 200 тыс. м³ наносов [10], но примерно столько же материала приносится Хельским потоком с запада.

Рассчитаем средние скорости современной седиментации в Гданьском бассейне, исходя из данных табл. 1—3. Модуль аккумуляции для всего бассейна составляет 27 мг/см², а средняя скорость седиментации при объемном весе осадков 1,5 г/см³—0,18 мм/год. Для глубоководной зоны модуль аккумуляции составляет 21 мг/см², а скорость седиментации при объемном весе илов 1,3 г/см³—0,16 мм/год. Имеется возможность проверить полученные результаты по данным литостратиграфического изучения колонков [2]. Скорость седиментации для субатлантического периода (0—3 тыс. лет) колеблется в пределах 0—0,5 мм/год (в среднем 0,1) для глубоководной зоны и от 0 до 0,2 мм/год — для береговой. Среднегодовое поступление обломочного материала за последние 8 тыс. лет для глубоководной зоны составило 1,5 млн. т, что в 1,6 раза меньше поступлений в море, наблюдаемых в настоящее время. В то же время литостратиграфические данные [2] свидетельствуют, что в атлантический период (средний голоцен) скорости седиментации были в 2—7 раз выше, чем в суббореале и субатлантике (верхний голоцен). Это было обусловлено как более высокими (трансгрессивными) темпами абразии, так и большим терригенным сносом с водосбора в период климатического оптимума голоцена, но главным образом — отсутствием гигантской ловушки взвешенного стока Вислы — одноименной лагуны, которая окончательно сформировалась в суббореале [10]. Другая лагуна (Куршская), начиная с нижнего голоцена, имела своих предшественниц, в которых улавливались выносы Немана. С образованием Вислинской лагуны взвешенный сток в Гданьский бассейн резко сократился, а скорости абразии при стабилизации уровня моря замедлились.

Но в историческое время объем обломочного материала, поступающего в настоящее время в Гданьский бассейн, вновь увеличился по двум основным причинам антропогенного характера: а) взвешенный сток зарегулированной Вислы в настоящее время полностью направля-

ется в море; б) за последние 100 лет добавился мощный техногенный источник материала — вскрышные породы из карьеров Янтарного комбината.

Литература

1. Айбулатов Н. А., Басс О. В. Антропогенный фактор в развитии береговой зоны Балтийского моря. — Водные ресурсы, 1983, № 3, с. 45—58.
2. Блажчишин А. И. Литостратиграфическая корреляция колонок позднечетвертичных отложений Балтики. Ч. II. Gdansk: Peribalticum, 1982, p. 145—151.
3. Блажчишин А. И., Болдырев В. Л., Шуйский Ю. Д. Данное питание вдольбереговых потоков наносов Южной и Восточной Балтики. Тез. докл. XII конф. по изучению морских берегов. Вильнюс, 1971, с. 41—42.
4. Блажчишин А. И., Болдырев В. Л., Лозовая Н. Г., Харин Г. С. Источники питания россыпей Юго-Восточной Балтики. — Морская геология и геофизика, 1976, № 5, с. 19—23.
5. Блажчишин А. И., Пустельников О. С. Биогенные компоненты ($C_{орг}$ и SiO_2 аморф) в воде, взвеси и донных осадках Балтийского моря. — Baltica, 1977, № 6, с. 161—172.
6. Блажчишин А. И., Шуйский Ю. Д. Питание Балтийского моря терригенным материалом. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 141—145.
7. Бойнагрян В. Р. Абразия берегов Самбийского полуострова как источник материала для потока наноса. — В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966, с. 61—65.
8. Войццо А. Современные изменения химических и биологических характеристик Балтийского моря. — Тр. XII конф. балтийских океанографов. Л.: Гидрометеоиздат, 1981, с. 75—84.
9. Гарбалеvский Ч. А. О среднем относительном распределении полей стока аэрозолей из атмосферы в море. — Физика атмосферы, 1981, № 7, с. 128—134.
10. Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976. 383 с.
11. Гидрометеорологический режим Вислинского залива/Под ред. Лазаренко Н. Н. и Маевски А. Л.: Гидрометиздат, 1971. 280 с.
12. Линкяйтис Э. Ю., Шонаускене Д. А. О химическом составе атмосферных осадков и аэрозолей в южной Прибалтике. — Физика атмосферы, 1981, № 7, с. 93—100.
13. Лукшенас Ю. К. Биоценозы и трофические группировки донных беспозвоночных южной части Балтийского моря. — Океанология, 1969, г. IX, вып. 6.
14. Максимова М. П. Баланс биогенных элементов и органического вещества в период интенсивного антропогенного воздействия. — Океанология, 1982, т. XXII, вып. 5, с. 751—756.
15. Пустельников О. С. К вопросу о темпах современной седиментации в Куршском заливе Балтийского моря. — Материал 5-й научн. конф. геологов Литвы. Вильнюс, 1978, с. 99—100.
16. Самойлов И. В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952.
17. Хупфер П. Балтика — маленькое море, большие проблемы. Л.: Гидрометиздат, 1982. 136 с.
18. Шуйский Ю. Д. Роль береговой зоны в сносе осадочного материала в Балтийское море. — В кн.: Геологическая история и геохимия Балтийского моря. М.: Наука, 1984.
19. Asplund L. The inputs of substances to the Gulf of Bothnia from the coast of Sweden and from the atmosphere. — Finn. Mar. Res., 1978, № 244, p. 158—164.
20. Brüggmann L. Zur Verteilung einiger Schwermetalle in der Ostsee eine Übersicht. — Acta hydrochim., hydrobiol., 1977, B. 1, S. 3—21.
21. Erlenkeuser H., Suess E., Willkomm H. Industrialization effects heavy metal and carbon isotope concentrations in recent Baltic Sea sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, № 6, p. 823—843.
22. Renk H., Torbicki H., Ochocki S. Primary production in the Gdansk Deep. — Merentutkimuslait. Julk. Havsforskningsinst., 1975, Skr. 239, p. 45—48.
23. Subotowisz W. Geodynamika brzegow klifowych regionu Gańskiego. V. I. Gdańsk: Peribalticum, 1980, p. 45—58.
24. Winkler P. Die relative Zusammensetzung des atmosphärischen. Aerosols in Stoffgrungen. — Meteorol. Rundskham, 1974, v. 27, № 5, p. 129—135.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР,
Калининград

Поступила в редакцию
3.IX.1983

УДК 551.464.659 : 551.351

РОЛЬ ГУМУСОВЫХ КИСЛОТ В ПРОЦЕССАХ СОРБЦИИ ЗОЛОТА МОРСКИМИ ОСАДКАМИ

ФИШЕР Э. И., ФИШЕР В. Л.

Экспериментально установлено, что морские илистые отложения способны сорбировать растворенное золото. Снижение pH и солёности среды приводит к увеличению сорбции золота.

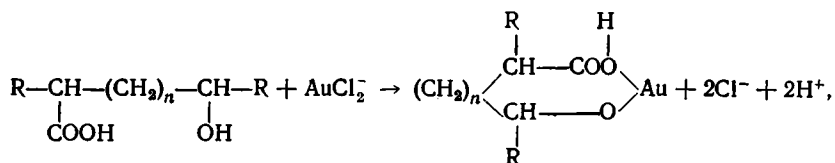
Выявлено, что в процессах сорбции золота основная роль принадлежит гумусовым кислотам — гуминовой и фульвокислоте. Битумоиды и вещества неспецифической природы — аминокислоты, углеводы, лигносульфоновые кислоты, фенолы, полисахариды и др. золото не сорбируют. На долю керогена приходится лишь незначительная часть сорбированного золота. Экспериментально доказано, что золото концентрируется благодаря его связи с гумусовыми кислотами осадков, а также в результате взаимодействия с гумусовыми кислотами в морской воде и последующей сорбции их глинистыми частицами осадков.

В последние годы возрос интерес к изучению углеродистых отложений и самого углеродсодержащего вещества в связи с проблемой его рудоносности.

Степень преобразованности органического вещества (ОВ) определяет соотношение битумоидов, гумусовых кислот и нерастворимого ОВ (керогена) в породах и соответственно ту роль, которую они выполняют как концентраторы микроэлементов, в частности золота. Однако для современных морских осадков, например, роль битумоидов в накоплении золота из-за низкого их содержания незначительна. С точки зрения процессов растворения, переноса и концентрации отдельных элементов особый интерес представляет наиболее подвижная и реакционноспособная часть ОВ — гумусовые соединения, представленные гуминовыми и фульвовыми кислотами. На ранних стадиях гумификации преобладают фульвовые кислоты: на поздних стадиях — гумусовые кислоты исчезают, так как извлекаются щелочью. Это связано не с их разложением, а с полимеризацией и превращением функциональных групп, потерей возможности растворяться в щелочах и переходом в группу нерастворимого ОВ.

Известна связь золота с гумусовыми кислотами в почвах рудных полей [11], растительных остатках современных рек и речных илов [5], а также в бурых углях [3, 15]. С помощью рентгеноструктурного анализа и ИК-спектров доказана возможность образования координационной связи анионов золота (AuCl_4^- и AuCl_2^-) с группами $-\text{COOH}$ и $-\text{OH}$ гуминовых и фульвокислот, выделенных из углей [3, 15]. По-видимому, происходит реакция хелатообразования, в результате чего образуются внутрикомплексные соединения.

Последовательность реакции, вероятно, такова:



где R — основная скелетная структура гумусовой кислоты.

Золото-фульватный комплекс исключительно устойчив. По данным

В. Щербины [12], экспериментально подтвержденных В. Беккером [13], константа нестойкости этого соединения подобна комплексу золота $[\text{Au}(\text{CNS})_4]^-$ ($K=10^{-42}$). Следовательно, устойчивость комплекса золота с фульвокислотой выше хлоридного ($K_{\text{AuCl}_4^-}=10^{-25}$) и цианидного ($K_{\text{Au}(\text{CN})_2^-}=10^{-38}$). Поэтому золото в присутствии гумусовых кислот не поддается цианированию и его нельзя обнаружить обычными химическими и химико-спектральными методами (не восстанавливается на угле, не экстрагируется бутилацетатом). Лишь после разрушения комплексного соединения окислителями можно установить исходное содержание золота [11]. Так как золото-фульватные соединения могут находиться в растворенном состоянии в широком интервале pH (в кислых, нейтральных и слабощелочных средах), то они, по-видимому, являются одной из важнейших форм миграции золота в гидросфере.

Гумусовые кислоты природных вод не только участвуют в образовании комплексных соединений с растворенным золотом (благодаря более высокой устойчивости этих соединений по сравнению с соответствующими неорганическими лигандами), но и взаимодействуют с элементарным золотом, способствуя его растворению [11, 13]. Предполагают, что окислительно-восстановительные свойства связаны с наличием в кислоте фенольных и гидроксильных групп. Модель органического комплексообразования вполне объясняет растворимость золота в гидросфере [14].

Если вопрос о связи золота с гумусовыми кислотами терригенного происхождения в определенной степени изучен, то для гумусовых кислот морских осадков он остается почти полностью открытым.

Гумусовые кислоты морских осадков имеют как аллохтонное, так и автохтонное происхождение. Поступая с речным стоком, они сорбируются неорганическими компонентами, например глинистыми минералами, образуя устойчивые органоглинистые соединения [16]. Однако основным источником гумусовых кислот является продукция планктонных организмов. Они обнаружены в айсберговых осадках Антарктики [1], где их поступление с материка исключено.

Для гуминовых кислот, возникших в результате трансформации планктона, характерны некоторые особенности (более высокие содержания азота, аминокислот, углеводов, карбонила, хинона; более низкие содержания кислых функциональных групп, свободных и метилированных гидроксильных; отсутствие специфической фенилпропановой структурной единицы лигнина), которые существенно отличают их от гумусовых кислот терригенного происхождения [9].

Характер взаимодействия растворенного золота с ОВ морских вод и осадков почти не изучен. Задачей настоящего исследования было изучение процессов сорбции растворенного золота морскими илами в зависимости от кислотности и солености среды, а также выявление связи сорбированного золота с отдельными классами ОВ морских осадков. С точки зрения возможностей взаимодействия с растворенным золотом интерес представляют водно-растворимые органические соединения, битумоиды, гумусовые кислоты, нерастворимое ОВ.

Выделение битумоидов и гумусовых кислот проводили по классической схеме [10], применяемой при проведении нефтегазопромысловых работ. Водно-растворимое золото выделяли водой при комнатной температуре [2] и горячей экстракцией в аппарате Сокслета, а вещества неспецифической природы — по схеме Форсита [8].

Золото в зависимости от его содержания определяли химико-спектральным методом с предварительной сорбцией порошком активированного угля [7] и атомно-абсорбционным методом после экстракционного концентрирования изоамиловым спиртом [4]. Чувствительность определений составляла на кварцевых спектрографах ИСП-28, ИСП-30 0,005 г/т, а на атомно-абсорбционном спектрометре «Сатурн» 0,1 г/т.

Раствор HAuCl_4 получали растворением металлического золота в царской водке с последующим трехкратным выпариванием до влажных солей с соляной кислотой.

Таблица 1

Сорбция растворенного золота глинистым илом (рН 2)

Количество золота, мкг		Процент сорбции
добавленное	обнаруженное	
0,1	Не обн.	100
0,5	»	100
10	»	100
100	0,2	99,8
1000	0,3	99,7

Для экспериментов использовали пробу морского ила, отобранную в центральной части Чаунской губы Восточно-Сибирского моря с глубины 20 м в толще осадков 30 см. Ил предварительно высушивали при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния и просеивали через сито с отверстиями 1 мм для удаления крупного материала.

Для исследуемого ила характерна крупность материала порядка 0,001 мм. По результатам химико-спектрального анализа содержание золота в иле было на уровне кларковых (0,005 г/т). Ниже приведены данные химического состава ила, %

SiO ₂	CaO	MgO	Fe ²⁺	Fe ³⁺	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	C _{орг}	C _{бит}	C _{тк} + C _{фк}	C _{фк}	П.п.п.
9,2	1,2	1,8	1,3	3,4	0,60	0,06	1,00	2,8	0,34	1,54	1,17	12,4

Исследование сорбционной способности ила по отношению к растворенному золоту. К навеске ила (10 г) добавляли 10 мл воды и раствор H₂AuCl₄, перемешивали и для достижения равновесия оставляли на 48 ч. Осадок отделяли и промывали водой на фильтре 8—10 раз. Фильтрат и осадок в зависимости от содержания золота анализировали химико-спектральным или атомно-абсорбционным методом. Полученные данные (табл. 1) показывают, что ил полностью сорбирует золото в интервале содержаний 0,01—100 г/т.

Исследована также сорбция золота илом из минимального объема водной фазы. К 10-граммовой навеске ила добавляли 1 мл растворенного золота (10 мкг), тщательно перемешивали. После высушивания до воздушно-сухого состояния переносили в стакан и добавляли 50 мл воды. Отделяли осадок и на фильтре промывали несколько раз водой. Анализ фильтрата и промывных вод показал отсутствие золота. Следовательно, сорбция растворенного золота происходит всегда при контакте его с илом и не зависит от объема водной фазы. Эту способность ила использовали для приготовления его образцов с заданным содержанием золота. Такие образцы в дальнейшем изложении обозначены ИП.

Исследована также сорбционная способность ила по отношению к растворенному золоту в зависимости от рН и солёности S среды в интервале рН 3; 6; 8 и S 0; 0,5; 3,5‰. Средой служила дистиллированная вода (рН 6; S 0) и морская вода, отобранная в Рижском заливе (рН 8,1; S 0,5‰). В последнюю для получения солёности 3,5‰ добавляли хлористый натрий.

К 100 мл раствора с заданным значением рН, S и Au (20 мкг) добавляли 10 г воздушно-сухого ила. Величину рН регулировали растворами соляной кислоты или едкого натрия. Проводили параллельно две серии опытов: в одной сорбция проходила в течение 24 ч, в другой — 4 сут. Анализировали на золото как фильтрат, так и осадок. Полученные данные приведены в табл. 2.

Проведенные эксперименты выявили, что с увеличением рН и солёности среды количество сорбированного илом золота уменьшается.

Роль различных классов ОВ в процессах сорбции золота морскими илами. Использовали морской ил и приготовленные на его основе об-

Сорбция золота илом в зависимости от кислотности и солености среды

Соленость S‰	Содержание золота, мкг											
	рН 3				рН 6				рН 8,1			
	обнаружено в фильтрате		процент сорбции		обнаружено в фильтрате		процент сорбции		обнаружено в фильтрате		процент сорбции	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
0	Не обн.	0,1	100	99	0,1	1,0	99	95	1	3	95	85
0,5	0,15	0,4	99	98	0,3	1,2	98	94	2	3,5	90	82
3,5	0,2	0,5	99	97	0,5	2,0	97	90	3	5	85	75

Примечание. I — время сорбции 4 сут; II — 24 ч.

разцы ИП. При приготовлении образцов для определения золота, связанного с водно-растворимыми ОВ, использовали минимальный объем водной фазы, чтобы избежать процесса фильтрования или центрифугирования. Эксперименты проводили с 10-граммовыми навесками, содержащими 10 мкг Au.

Под водно-растворимыми формами (ВР) обычно понимают такие формы, которые извлекаются путем обработки пробы водой при комнатной температуре. Это в основном ионы, молекулы, атомы, силы связи которых с поверхностью минералов могут быть разрушены вследствие гидратации, вызванной высокой диэлектрической постоянной воды. В морских осадках можно предполагать также наличие золота, связанного с водно-растворимыми ОВ (ВРОВ) и золота, находящегося в капиллярной влаге. ВРОВ обычно содержат как летучие, так и нелетучие компоненты. В составе летучих значительную роль играют жирные кислоты, фенолы, бензол; в составе нелетучих — водно-растворимые битумоиды, фульвокислоты. Эти формы экстрагировали водой в аппаратах Сокслета при нагревании в течение 48 ч. В водной фазе после обработки при комнатной температуре пробы ИП золото не обнаружено, а после экстрагирования в аппаратах Сокслета установлено 0,07 мкг Au. В исходном иле водно-растворимое золото не обнаружено.

Битумоиды извлекали горячей экстракцией в аппаратах Сокслета спирто-бензольно-хлороформенной смесью (3:3:10) в течение 35 ч. После отгона экстрагента и высушивания до постоянного веса битумоиды переносили в кратер угольного электрода и сжигали в дуге переменного тока. Расшифровка спектрограмм показала, что в пределах чувствительности анализа ($5 \cdot 10^{-7}\%$) битумоиды золота не содержат.

Гумусовые кислоты извлекали из остатка после выделения битумоидов и последующего декальцинирования 0,05 н. раствором серной кислоты, многократным настаиванием 0,1 н. раствором NaOH до получения слабоокрашенного фильтрата. Последний центрифугированием освобождали от минеральных примесей. Объединенные щелочные фильтраты упаривали до сухого остатка в фарфоровых чашках, прокачивали в муфельной печи при 650°С для выгорания ОВ. После обработки царской водкой анализировали на золото.

Полученные результаты показали, что 90% сорбированного золота извлекается щелочью вместе с гумусовыми кислотами и, видимо, связано с ними.

Для выявления связи золота с отдельными кислотами ОВ щелочного фильтрата его подкисляли серной кислотой до рН 2—2,5. В осадке получали гуминовые кислоты. Фульвокислоты выделяли по схеме Форсита. Кислый фильтрат пропускали через активированный уголь. С угля сначала снимали неспецифические соединения (фракции А, В, С) последовательным промыванием 0,1 н. раствором соляной кислоты, уксусной и водой. Фульвокислоту (фракция D) снимали с угля 0,1 н. раствором NaOH.

Таблица 3

Распределение сорбированного золота по компонентам ОВ морского ила

Компоненты ОВ морского ила	содержание золота, %
ВРОВ	0,7
Фульвокислоты	50
Гуминовые кислоты	21
Остаточные ОВ	11,5
Σ	83,2

Примечание. Водно-растворимые формы ОВ, битумоиды, H_2SO_4 , а также вещества неспецифической природы не обнаружены.

Анализ гуматов, фульватов, так же как и фракций *A*, *B*, *C*, на содержание золота показал, что 70% сорбированного золота связано с фульвокислотами и лишь 30% с гуминовыми. Органические вещества неспецифической природы: аминокислоты, пуриновые основания, углеводы и другие (фракция *A*); лигносульфоновые кислоты (фракция *B*) и полисахариды (фракция *C*) золота не содержали.

Полученные данные (табл. 3) показывают, что основное количество сорбированного илом золота связано с гумусовыми кислотами. Примерно 17% сорбированного золота не установлено, по-видимому, в результате потерь при обработке.

Для подтверждения наличия связи сорбированного золота с гумусовыми кислотами были проведены эксперименты по сорбции золота препаратами гумусовых кислот, выделенных из описанного ранее морского ила. В роли инертного носителя использовали кембрийскую глину, взятую с глубины 1415 м (скв. Павилоста, ЛатвССР). В глине $C_{орг}$ не обнаружено.

Препараты гумусовых кислот готовили из морского ила путем многократного настаивания с 0,1 н. раствором NaOH. Углерод гумусовых кислот определяли методом Тюрина путем окисления хромовой смесью после предварительного высушивания аликвотной части фильтрата до пленки. Установлено, что содержание углерода гумусовых кислот в щелочном фильтрате составляет 3 мг/мл.

При проведении экспериментов соблюдались следующие условия. К навеске глины (10 г) добавляли 100 мл воды, 3,5 г NaCl, раствор золота (10 мкг Au) и 10 мл гумусовых кислот (30 мг C), устанавливали pH 8 и оставляли на 12 ч. Проводили также холостой опыт без золота. Фильтрат и осадок анализировали на $C_{орг}$ и Au. Оказалось, что в присутствии $C_{орг}$ в осадок перешло практически все растворенное золото (10 мкг), глина без органического вещества содержала всего 1 мкг Au, остальные 9 мкг элемента остались в растворе. Полученные данные свидетельствуют о том, что в условиях, имитирующих морскую среду, глина сорбирует гумусовые кислоты. С другой стороны, в присутствии последних сорбция золота глиной резко возрастает (на 90%).

Попытка обнаружить сорбированное золото путем неоднократного промывания водой, а также разбавленной кислотой ни к чему не привела. Золото экстрагируется только совместно с гумусовыми кислотами раствором щелочи, так как образует с гуминовыми и фульвокислотами золото-органические соединения.

* * *

Проведенные исследования позволили установить, что морской ил способен сорбировать растворенное золото, по крайней мере, в интервале содержаний 0,01—100 г/т. Сорбированное илом золото извлекается разбавленными растворами щелочей вместе с гумусовыми кислотами, т. е. оно по своей природе аналогично золоту, связанному с гумусовыми

кислотами почв, торфов, бурых углей. Следовательно, связь золота с гумусовыми кислотами характерна не только для гипергенных условий суши, но и для морских сред, что должно учитываться при их изучении.

Эксперименты подтвердили возможность концентрирования золота в морских осадках, во-первых, благодаря его связи с гумусовыми кислотами и, во-вторых, вследствие взаимодействия растворенного золота с гумусовыми кислотами морских вод и последующей сорбции его глинистыми частицами.

Изучено влияние на механизм сорбции рН и солености морской воды. Сорбция золота происходит при любой кислотности и солености среды. Однако снижение рН с 8 до 3 и солености до нуля приводит к увеличению сорбции, примерно, в 2 раза. Локальное понижение рН и солености не столь редко в океанах. Оно возникает, например, при смешении морских вод с кислыми сульфатными растворами, образующими вулканогенные гидротермальные месторождения [6]. Не исключено, что мобилизованное из морской воды золото является дополнительным источником при образовании вулканогенно-осадочных месторождений.

По-видимому, сорбция золота из морской воды гумусовыми кислотами возможна также в районах впадения рек в моря и океаны, где при смешении морских и речных вод несколько снижается рН и резко уменьшается соленость вод.

Литература

1. *Бордовский О. К.* Органическое вещество айсберговых осадков Восточной Антарктики. — Океанология, 1969, т. IX, № 6, с. 996—1006.
2. *Болотникова И. В., Миллер А. Д.* Определение микросодержаний валового и воднорастворимого золота в горных породах. Л.: ОНТИ ВИТР, 1969. 20 с.
3. *Зайцева М. Л., Ларина Н. К.* Изучение комплексообразования гуминовых веществ углесодержащих руд. — Тр. Ин-та горючих ископаемых, 1972, т. 28, № 2, с. 17—23.
4. Инструкция НСАМ, № 131-с. М.: ВИМС, 1974. 8 с.
5. *Коротаева И. Я., Поликарпочкин В. В.* Золото в органических остатках и железистых осадках современных речных отложений (Восточное Забайкалье). — В кн.: Ежегодник 1969. Иркутск: Сибирский институт геохимии, 1970.
6. *Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 713 с.
7. *Миллер А. Д., Фишер Э. И.* Метод количественного определения золота в осадочных (и магматических) породах без применения царской водки. — В кн.: Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд. Ч. 2. М., 1974. 152 с.
8. *Орлов Д. С., Гришина Л. А., Ерошичева Н. Л.* Практикум по биохимии гумуса. М.: Изд-во МГУ, 1969. 52 с.
9. *Романкевич Е. А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 255 с.
10. *Успенский В. А., Радионова К. Ф., Горская А. И.* Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л.: Наука, 1966. 315 с.
11. *Фишер Э. И., Фишер В. Л., Миллер А. Д.* Экспериментальные исследования характера взаимодействия природных органических кислот с золотом. — Сов. геология, 1974, № 1, с. 142—146.
12. *Щербина В. В.* Основы геохимии. Л.: Недра, 1972. 230 с.
13. *Backer W. E.* The role of humic acid in the transport of gold. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, v. 42, № 6, p. 645—649.
14. *Radtke A. S., Scheiner B. J.* Studies of hydrothermal gold deposition; Carlin gold deposit Nevada; the role of carbonaceous material in gold deposition. — Econ. Geol., 1970, v. 65, № 2. 306 p.
15. *Raschid M. A., Buckley D. E., Robertson K. R.* Interaction of a Marine Humic acid with clay minerals and natural sediment. — Geoderma, 1978, v. 8, p. 11—27.
16. *Szilaqui Maria.* Humaszavak helye ar organikus reverzibilis redoxi rendszerek Soraban. — Atomki Közl., 1972, v. 14, № 4, p. 265—272 (РЖХим., 1973, 14 Б, p. 1433).

УДК 553.492

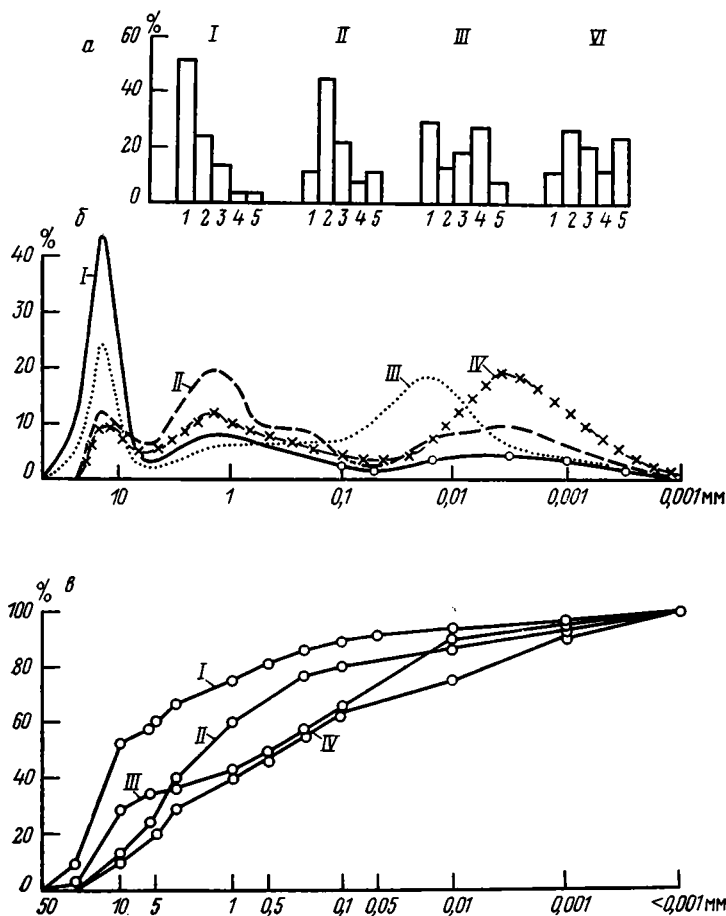
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ОБЛОМОЧНО-БОБОВЫХ БОКСИТОВ

ЛЕЙПЦИГ А. В.

Рассматриваются соотношения между гранулометрическим составом и сортированностью материала, фациальной природой и качеством несцементированных осадочных бокситов месторождений Сибири и Казахстана.

Осадочные обломочно-бобовые бокситы, широко развитые в меловых и палеогеновых отложениях многих районов Сибири, Урала и Казахстана, чрезвычайно разнообразны по своему сложению и составу. Обычно в их составе при характеристике месторождений выделяются глинистые, рыхлые, каменистые и сухаристые разности [1]. Эта классификация, подчеркивающая лишь различную прочность и консистенцию руд, не отражает всего разнообразия встречающихся типов бокситов и совершенно не учитывает различий в их происхождении. Глинистые и рыхлые разновидности обломочно-бобовых бокситов являются, как правило, первичными образованиями, не претерпевшими существенных преобразований после своего отложения, а каменистые и сухаристые — вторичными, возникшими за счет первых в процессе диагенеза или эпигенетической переработки. В связи с этим как первые, так и вторые могут быть представлены породами различного сложения — от пелитоморфных до грубообломочных, т. е. связанными с осадками различного происхождения, что получило отражение в ряде их классификаций [1, 2, 7, 8]. В целом для меловых и палеогеновых отложений указанных районов наиболее характерны «гравийные» бокситы, состоящие из округлых бобовин размером 4—7 мм, сцементированных песчано-глинистым материалом. В большем или меньшем количестве в них встречаются также обломки ожелезненных пород и крупных бобовин, отдельные гальки каменистых бокситов, а в цементе — мелкие бобовины (1—2 мм) и их обломки. Достаточно широко развиты также грубообломочные (валунные, галечные) разности, состоящие из окатанных и полвокатанных обломков каменистых бокситов, железняков, крупных бобовин, и в существенной мере «глинистые» разности, в которых гравийный и галечный материал играет подчиненную роль. Указанные бокситы формируют в пределах месторождений пласты или линзы, залегающие среди красноцветных каолинитов и каолинит-бокситовых глин, часто чередуются с этими глинами и замещаются ими по простиранию. В разрезах этих линз и прослоев нередко наблюдается тонкое (до 3 см) переslaивание бокситов с обломками того или иного размера, т. е. определенная сортировка материала по слоям, но чаще — чередование крупных пачек бокситов (1—2 м), существенно различающихся по своей структуре.

Все эти типы бокситов характеризуются крайне слабой сортированностью S_0 обломочного материала. В преобразованных в диагенезе разностях это устанавливается по реликтам их первичных структур, а в несцементированных, особенно широко представленных в месторождениях Сибири, — по результатам механического анализа. Так, в составе пласта рыхлых бокситов, мощностью 6—10 м, развитого в пределах древней котловины месторождения Центральное, все типы пород, от грубообломочных до алевропелитовых, характеризуются смешанным составом. По содержанию основных групп фракций (галька, гравий, песок и т. д.) среди них могут быть выделены: галечники с примесью гра-

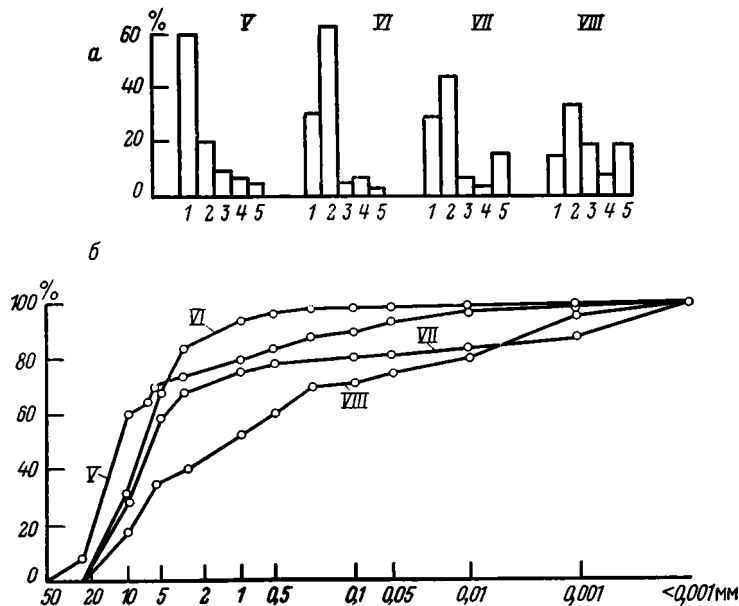


Фиг. 1. Гистограммы состава (а), кривые распределения фракций (б) и кумулятивные кривые (в) озерно-пролювиальных бокситов месторождения Центральное; I—IV — номера образцов бокситов (см. табл. 1); 1—5 — группы фракций (см. табл. 1)

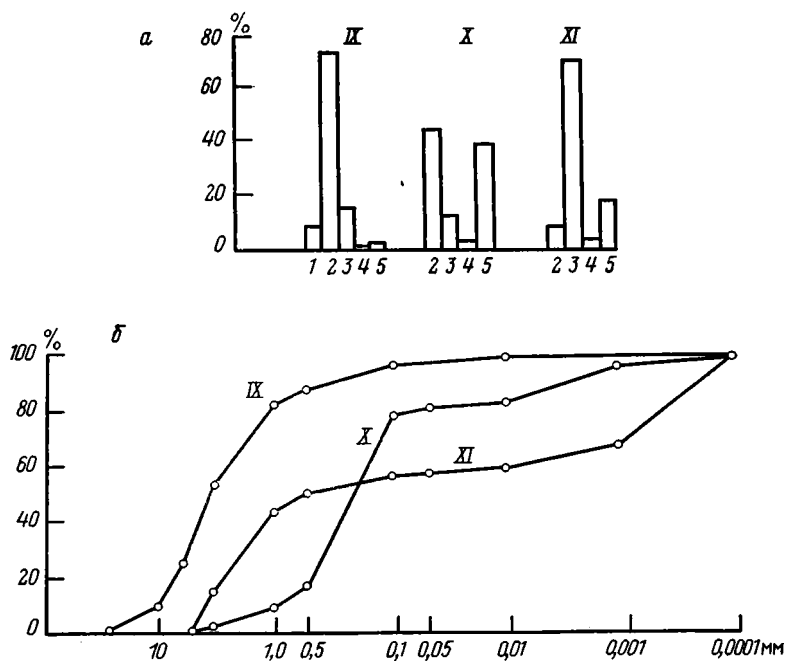
вия и песка; гравийники с существенной примесью песка и глины; галечно-алевритовые породы с примесью гальки и песка и т. д. (табл. 1, обр. I—IV). Как видно из гистограмм (фиг. 1, а), в составе этих бокситов присутствуют все фракции, от галечных до пелитовых, а отдельные их разности характеризуются примерно равным содержанием обломков различного размера¹.

Более полная характеристика сортировки обломочного материала в бокситах устанавливается по результатам детального фракционного анализа (см. табл. 1) и на кривых распределения (см. фиг. 1, б). Главной особенностью кривых является их многовершинность. Обычно обособляются три вершины, две из которых четко связаны с фракциями мелкого галечника и среднего — мелкого гравия. Третья вершина не имеет столь определенного положения и связана с фракцией мелкого алеврита или крупного пелита. Положение минимумов на кривых соответствует фракции крупного гравия и (второй) мелкого песка или крупного алеврита. По кумулятивным кривым, построенным для этих бокситов (см. фиг. 1, в), медианный размер обломков в них колеблется от 0,5 до 10,1 мм, а сортированность, определенная по методу квартелей, — от 4 до 20. В целом сортированность обломочного материала в бокситах определяется здесь соотношением трех слагающих их основных компонен-

¹ Фракции рассматриваемых в статье рыхлых и глинистых (несцементированных) бокситов выделялись комбинированным способом — с рассеиванием частиц крупнее 0,1 мм на стандартном наборе сит, а мельче 0,1 мм — по методу Сабанина.



Фиг. 2. Гистограммы состава (а) и кумулятивные кривые (б) пролювиально-аллювиальных бокситов Амангельдинских месторождений. Условные обозначения см. фиг. 1



Фиг. 3. Гистограммы состава (а) и кумулятивные кривые (б) делювиальных и аллювиальных бокситов и песчано-глинистого аллювия Аркалыкского месторождения. Условные обозначения см. фиг. 1

тов (мелкая галька, средний—мелкий гравий, алевропелит) и при резком увеличении содержания одного из них улучшается до значений 4—4,5.

Аналогичный характер распределения обломочного материала отмечается и в бокситах Амангельдинских месторождений Северного Казахстана, связанных с кайнозойскими отложениями древних речных долин [4, 5]. Эти бокситы, относящиеся к пролювиально-аллювиальным или аллювиальным образованиям мелких ложков и долин, также характеризуются присутствием всех пяти групп фракций, от галечниковой до пелитовой, находящихся в различных соотношениях (см. табл. 1, обр. V—

Гранулометрический состав (по фракциям, мм) бокситов месторождений

Номер образца	Галька		Гравий					
	средняя	мелкая	крупный		средний + мелкий		крупный	
	—50 +25	—25 +10	—10 +7	—7+5	—5+3	—3+1	—1+0,5	
I	10,1	43,9	3,2	3,4	7,8	9,4	6,5	
II	—	12,6	5,2	5,9	16,5	19,7	9,6	
III	4,8	24,5	3,0	2,2	3,4	5,7	6,5	
IV	—	12,2	4,7	3,9	8,8	11,7	9,5	
V	8,1	51,4	5,2	4,1	4,0	7,1	3,3	
VI	—	29,4	20,0	18,6	15,4	9,1	1,8	
VII	—	30,6	18,0	10,7	7,1	8,1	2,5	
VIII	—	16,9	9,6	7,3	4,5	13,8	7,1	
IX	—	8,5	12,9	13,1	18,7	29,1	6,0	
X	—	—	—	—	15,0	29,8	6,4	
XI	—	—	—	—	1,2	7,6	16,8	

Химический состав (по фракциям, мм) обломочных

Тип боксита	Окисел	Галька	Гравий			
		10	—10+7	7—5	5—3	3—1
Обломочный	Al ₂ O ₃	39,50	48,70	50,40	45,80	43,20
	SiO ₂	0,51	0,34	0,40	0,64	0,62
	Fe ₂ O ₃	31,40	17,00	15,40	21,27	23,80
	TiO ₂	6,60	7,20	6,48	7,80	8,30
Бобовый	Al ₂ O ₃	29,48	20,07	25,11	34,38	31,08
	SiO ₂	5,50	4,34	4,08	4,06	4,64
	Fe ₂ O ₃	45,04	55,55	51,05	45,04	42,04
	TiO ₂	5,20	6,28	5,56	5,32	5,84

VIII). Как видно из гистограмм (рис. 2, а), соотношения фракций в этих бокситах такие же, как и в бокситах Чадобецкого района, т. е. они представлены аналогичными структурными типами пород. Среди них присутствуют как относительно сортированные галечники и гравийники (обр. V, VI), так и породы с примерно равным или близким содержанием обломков различных размеров (обр. VIII). В сложении бокситов ведущая роль принадлежит также обломкам трех фракций (мелкий галечник, мелкий гравий, пелит), и их соотношение определяет тип формирующихся пород. В целом бокситы Амангельдинских месторождений характеризуются несколько лучшей сортировкой, чем бокситы месторождения Центральное, хотя и среди них встречаются несортированные породы. Средний размер зерен в этих бокситах колеблется от 1,1 до 12 мм, а сортированность (по кумулятивным кривым) — от 1,8 до 14,1 (см. табл. 1; фиг. 2, б).

Следует подчеркнуть, что бокситы других генетических типов, встречающиеся в месторождениях Сибири и Северного Казахстана, столь же разнообразны и различаются по степени сортировки обломочного материала. Так, в составе карстовых бокситов, выполняющих мелкие воронки, наряду с плохосортированными грубообломочными и «глинистыми» разностями часто встречается, а иногда и преобладает хорошо сортированный гравийный материал, присутствующий также среди типичных грубообломочных делювиальных образований, формирующихся на склонах древних долин (фиг. 3, обр. IX). Столь же разнообразны бокситы, связанные с типичными аллювиальными образованиями, выполняющими в районе Аркалыкского месторождения древние долины среднего

Таблица 1

Центральное (обр. I—IV) и Аркалыкское (обр. V—XI), %

Песок		Алеврит		Пелит		Средний размер обломков M_d	Кoeffи- циент сор- тировки S_0
средний	мелкий	крупный	средний + мелкий	крупный + средний	мелкий		
—0,5 —0,25	0,25 +0,1	0,1 —0,05	0,05 —0,01	0,01 —0,001	0,001		
4,4	3,2	1,2	2,8	3,2	0,9	10,1	4
9,3	3,2	1,5	4,8	10,4	1,3	1,8	4,5
6,9	7,0	10,0	18,7	6,7	0,6	0,5	14,2
8,6	5,2	4,0	7,5	19,2	4,7	0,5	20,0
4,1	1,3	4,3	3,2	3,3	0,4	12,0	2,9
1,9	0,5	0,3	0,7	1,0	1,2	7,0	1,8
2,5	0,9	0,8	1,7	3,9	13,2	7,0	3,5
9,5	2,5	2,8	5,5	15,4	4,9	1,1	14,14
8,4	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	3,0	2,1
4,4	2,1	1,1	2,4	8,7	3,0	0,4	60,0
42,5	10,8	1,7	1,7	14,1	3,7	0,2	2,0

Таблица 2

и бобовых бокситов месторождения Центральное, %

		Песок		Алеврит		Пелит	
	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,01—0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	0,001
	41,90	41,58	34,45	32,60	32,85	40,20	32,42
	0,66	0,94	1,94	1,12	0,90	0,74	38,50
	26,21	26,17	31,20	27,00	25,93	28,00	14,50
	8,60	8,72	12,75	20,50	21,75	7,40	1,40
	28,98	30,70	37,27	42,71	27,76	33,59	—
	4,56	4,40	2,94	4,60	6,16	5,56	—
	42,04	43,54	37,53	28,53	49,54	37,53	—
	5,20	5,36	6,60	7,60	5,32	5,32	—

размера. Характерные для этих образований кварцевые глинистые пески и песчаные глины, содержащие линзочки косослоистого кварцевого гравия (см. фиг. 3, обр. X), обычно хорошо сортированы ($S_0=2$), но отдельные заключенные в них линзы и прослои глинистого гравия (см. фиг. 3, обр. XI) и галечно-гравийно-глинистых пород относятся к несортированным образованиям ($S_0=60$).

Приведенные особенности гранулометрического состава показывают, что обломочно-бобовые бокситы являются специфическими смешанными осадками, ряд признаков которых указывает на своеобразие их формирования. Присутствие в составе отдельных пластов бокситов их разновидностей, резко различающихся по среднему размеру обломков, подчеркивает прежде всего существенное изменение динамики среды их накопления, непостоянство и частые изменения условий образования пород. Характерно также, что эти частые изменения условий осадконакопления отмечаются во всех фациальных типах бокситов, во всех их разрезах, т. е. связаны не с отдельными аккумуляирующими формами рельефа или их частями, а с более общими причинами. Об этом свидетельствуют и резкие различия в сортированности обломочного материала в бокситах, накапливающихся в одинаковых геоморфологических и ландшафтных обстановках: изменяется от высокой до крайне слабой, а лучшая сортированность в целом отмечается в грубообломочных породах, связанных с усилением динамики среды осадконакопления.

Многовершинность кривых распределения и их сходство у бокситов различных фациальных типов, формировавшихся в различных динамических обстановках, указывает на существование в областях размыва

различных и в какой-то мере независимых источников обломочного материала. Эти источники легко устанавливаются при анализе строения водоразделов современных тропических областей бокситообразования. На склонах водоразделов в этих областях, как правило, широко развиты мощные глинистые (каолинитовые) коры выветривания, а на самих водоразделах — латеритные почвы и коры выветривания, с которыми связано формирование железистых конкреций [3, 12], а также покровы каменных структурных латеритов и железистых кирас [6, 9]. Эти три типа образований сохраняются иногда на древних водоразделах и в пределах рассматриваемых здесь мезозойско-кайнозойских бокситоносных территорий [10, 11]. Так, в районе Аркалыкских месторождений они представлены: 1) каолинитовыми корами выветривания; 2) несортированным обломочно-бобовым глинистым перлювием или элювием; 3) остатками и обломками железистых кирас, причем по своему составу все эти обломки и бобовины древних водоразделов аналогичны наблюдаемому в составе рассматриваемых здесь осадочных бокситов. Первые из них являются поставщиками пелитового материала, вторые — гравийного и алевропелитового, а третьи — главным образом грубообломочного. Наличие этих трех источников и определяет смешанный состав бокситов всех фациальных типов и присутствие (преобладание) в них обломочного материала трех размеров (фракций), а соотношение этих источников в том или ином районе является, следовательно, вторым фактором, контролирующим сортированность материала в бокситах, т. е. соотношение главных фракций в породах. В обычных условиях влажного тропического климата с характерными для него ливневыми дождями и сезонным колебанием уровня осадков разрушение подобных сложнопостроенных водоразделов приводит к образованию в депрессионных зонах рельефа смешанных плохо сортированных осадков, с близкими содержаниями обломков трех ведущих фракций. В массе эти породы относятся к глинистым бокситам или бокситовым глинам, содержащим в том или ином количестве материал галечной и гравийной размерности, слагающих основную часть разрезов в месторождениях осадочных обломочно-бобовых бокситов. На коротком пути от водоразделов до областей аккумуляции (склоны водоразделов и неглубоких долин, мелкие ложки и долины, карстовые воронки и т. д.) заметной дифференциации обломочного материала по размеру, естественно, не происходит, и наблюдаемая в этих смешанных породах различная степень сортировки материала определяется главным образом соотношением разных источников обломочного материала, т. е. особенностями строения и размыва водоразделов. Лишь при резком усилении динамики размыва водоразделов и переотложения обломочного материала (с которым можно связать и перемыв сформировавшихся ранее осадков) происходят его дифференциация и накопление грубообломочных пород, отличающихся хорошей сортированностью.

Показатели сортированности, определенные по методу кварталей, позволяют в определенной мере разделять действительную сортированность и мнимую, связанную с характером размывающихся источников. Если абсолютно несортированная смешанная порода, состоящая из равных количеств (по 20%) всех пяти групп фракций (галечник, гравий, песок, алевролит, пелит), будет иметь сортированность около 17 ($M_d = 0,5$ мм), то сортированность бокситов с большими значениями S_0 может рассматриваться как мнимая, отражающая роль источников обломочного материала. Бокситы с меньшими значениями S_0 (< 17) могут считаться сортированными в той или иной степени. Как видно из табл. 1, с дифференциацией материала на путях транспортировки и выносом из области осадконакопления одной из ведущих фракций бокситов — пелитовой (источники которой широко развиты на размывающихся водоразделах и их склонах) связано увеличение сортированности до 14—14,5, а при отсутствии в бокситах обломков алевролитовой и пелитовой размерностей — до 4—4,5. Гравийно-галечные бокситы с небольшой примесью песчаного, алевролитового и пелитового материала имеют сортиро-

ванность до 2, а монофракционные или близкие к ним галечники или гравий — менее 1,7. Таким образом, для смешанных 5-компонентных обломочно-бобовых бокситов слабосортированными разностями следует считать породы с S_0 от 17 до 9, сортированными — от 9 до 4,5, а хорошо и очень хорошо сортированными — от 4,5 до 2 и менее 2.

Следует также подчеркнуть, что приведенные данные свидетельствуют также о том, что обломочные структуры и сортированность обломочного материала, наблюдаемая в отдельных образцах и обнажениях, не могут характеризовать фациальную природу бокситов. Это относится и к наблюдениям над окатанностью обломочного материала бокситов, часто используемым при выделении их фаций [13]. Гравийный материал, играющий ведущую роль в сложении бокситов и представленный железистыми бобовинами, сформировавшимися в латеритных корах выветривания, не может, естественно, характеризовать окатанность обломков. Это относится и к значительной части галечного и песчаного материала бокситов. Многие «галки» являются крупными и сложными бобовинами, сформировавшимися на водоразделах, а часть песчаного и алевроитового материала представлена мелкими бобовинами и микробобовинами. Все эти округлые образования различного размера присутствуют в бокситах совместно с неокатанными и округленными обломками, остроугольными обломками бобовин, которые в большей мере характеризуют действительную окатанность материала. Наряду с этим, особенно в аллювиальных фациях бокситов, отмечаются и достаточно хорошо окатанные обломки — мелкие валуны, крупная и средняя галька, но часть их несет на себе явные признаки переотложения или химической переработки (выветривания), что не позволяет рассматривать их как образования, сингенетичные бокситовому осадку.

С особенностями гранулометрического состава бокситов в определенной мере связан и их вещественный состав. Три типа источников материала, размываемого на водоразделах, различаются консистенцией слагающих пород, минеральным составом и поставляют в области осадконакопления различный обломочный материал. С размывом латеритных покровов водоразделов связано поступление в осадок главным образом минералов свободного глинозема, с размывом кирас — минералов окиси железа, а с разрушением глинистых кор выветривания — каолинита. Соотношение этих трех источников в том или ином районе и особенности дифференциации обломочного материала на путях транспортировки и определяют вещественный состав формирующихся пород.

Химический состав отдельных фракций бокситов, отобранных из различных частей пласта месторождения Центральное, показывает, что все они (до крупного пелита включительно) содержат в значительных количествах гидроокись алюминия и по кремневому модулю ($Al_2O_3 : SiO_2$) соответствуют бокситам (табл. 2). Средний состав этих фракций, %: Al_2O_3 — 36; SiO_2 — 3; Fe_2O_3 — 33. Лишь фракция мелкого пелита ($<0,001$ мм) представлена железистыми каолиновыми глинами с модулем несколько менее 1 (Al_2O_3 — 31; SiO_2 — 37; Fe_2O_3 — 14). Соотношение в породах именно этих двух неравных групп обломочного материала и определяет (в первом приближении) состав образующихся пород. При содержании мелкого пелита 40% с кремневым модулем ~ 2 породы относятся к аллитам или гиббсит-каолиновым глинам, при 30% с модулем 2,6 — к бокситовым глинам, при 20% — к низкокачественным бокситам. На качество формирующихся бокситов влияет и состав обломков крупных фракций, которые по величине кремневого модуля хотя и относятся обычно к бокситам, но существенно различаются по концентрациям окислов кремния, железа и алюминия. В составе этих фракций резко преобладают обломки пород двух типов. Первые представлены крупными и мелкими бобовинами, обломками этих бобовин, а вторые — слабоокатанными и неокатанными обломками железистых латеритов. Иногда в составе всех фракций (до 0,001 мм включительно) присутствуют (или резко преобладают) обломки одного типа, которые имеют в этом случае одинаковый или близкий химический состав, соответ-

Химический состав (по основным фракциям) бобовых и обломочных бокситов месторождения Центральное, %

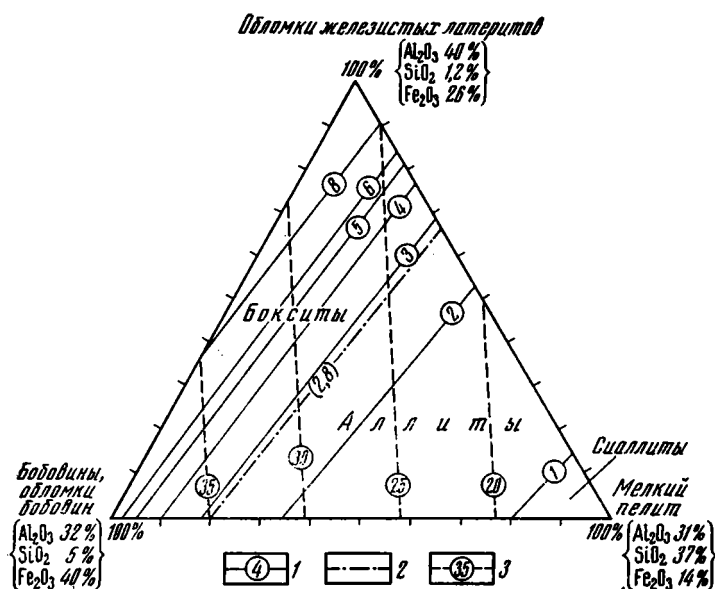
Тип боксита	Окисел	Галька	Гравий	Песок	Алеврит	Крупный пелит	Средний состав фракции
Бобовый	Al_2O_3	30,93	29,94	33,72	33,70	33,62	32,0
	SiO_2	4,93	4,17	4,82	6,16	8,12	5,0
	Fe_2O_3	42,75	44,29	39,28	38,55	35,13	40,0
Обломочный	Al_2O_3	42,16	46,26	35,29	35,29	37,65	40,0
	SiO_2	6,89	0,80	1,45	1,11	1,10	1,2
	Fe_2O_3	27,10	20,82	28,23	28,02	29,82	26,0

ствующий составу бобовин или железистых латеритов (см. табл. 2). В первом случае бокситы (бобовые) обогащены оксидами железа, а во втором (обломочные) — гидрооксидами алюминия. Изменение содержания в бокситах обломков этих двух типов является, таким образом, вторым фактором, контролирующим их состав и качество. Треугольная диаграмма (фиг. 4), учитывающая вещественный состав трех главных компонентов бокситов, т. е. железистых глин; обломков железистых латеритов; бобовин и их обломков (табл. 3), более точно определяет положение бокситов в ряду глиноземистых пород, которые, как известно, классифицируются по величине кремневого модуля и концентрации оксидов железа и алюминия. Как следует из табл. 3 и диаграммы (см. фиг. 4), по содержанию Al_2O_3 все исходные компоненты бокситов удовлетворяют требованиям, предъявляемым к этим рудам, а по концентрации Fe_2O_3 все образующиеся породы относятся к железистым и высокожелезистым. Только кремневый модуль четко ограничивает на диаграмме область развития бокситов. Судя по его значениям, смешанные породы, сложенные главным образом бобовинами и их обломками, являются низкокачественными разностями бокситов с кремневым модулем до 6,4 и при содержании мелкого пелита около 20% не относятся к промышленным рудам. В отличие от этого бокситы, состоящие из обломков латеритов (даже при содержании мелкого пелита около 30%), являясь бедными рудами, а малоглинистые их разности относятся к категории высококачественных с кремневым модулем от 20 и выше. Диаграмма определяет также соотношение основных компонентов в породах, относимых к аллитам (бокситовым глинам) и сиаллитам [2].

Приведенная диаграмма рассматривает бокситы как смесь трех различных по составу компонентов, исходя из среднего суммарного состава обломков всех фракций до 0,001 мм включительно, и не учитывает особенностей состава отдельных фракций. Как видно из табл. 2, 3, отдельные фракции обломков латеритов или бобовин (и их обломков), хотя и близки, но все же различаются по концентрациям отдельных оксидов. Так, в составе бобовин и их обломков с уменьшением их размерности несколько увеличивается содержание Al_2O_3 и более существенно (в 2 раза) возрастает концентрация SiO_2 при уменьшении содержания Fe_2O_3 на 15—20%. Галечно-гравийно-песчаные фракции этих бокситов характеризуются кремневым модулем 7—8, а алевропелитовые — 4—5. В связи с этим грубообломочные разности бокситов, с резким преобладанием гравийного или галечного материала будут лучшими по качеству, чем мелкообломочные (песчано-алевропелитовые) или смешанного состава. Наоборот, при уменьшении размеров обломков железистых латеритов отмечается небольшое (на 10%) уменьшение содержания Al_2O_3 при незначительном увеличении концентраций SiO_2 и Fe_2O_3 , в связи с чем также происходит незначительное уменьшение кремневого модуля (от 47 до 34). Лучшими по качеству будут, следовательно, бокситы, в составе которых преобладают крупные фракции. Таким образом, третьим фактором, контролирующим состав и качество бокситов,

является гранулометрический их состав, связанный, как отмечалось, с характером источников обломочного материала и особенностями дифференциации этого материала на путях переноса и отложения.

Следует также подчеркнуть, что состав пород, размывающихся в эпохи бокситообразования на водоразделах, и характер источников обломочного материала могут изменяться в достаточно широких пределах. Так, в районе Аркалыкского месторождения в составе обломочного материала бокситов обломки железистых латеритов, столь характерные для месторождения Центральное, отсутствуют или распространены



Фиг. 4. Треугольная диаграмма состава обломочно-бобовых пород месторождения Центральное
1 — линии значения кремневого модуля ($\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$) 2 — минимальный кремневый модуль, принимаемый для бокситов; 3 — содержание Fe_2O_3 в породах

крайне назначительно, а ведущая роль в составе грубообломочных пород принадлежит обломкам железистых кирас, сохранившихся до настоящего времени в пределах древних водоразделов. Эти обломки обогащены окислами железа, а содержание Al_2O_3 в них колеблется в пределах 15—25%. Хотя кремневый модуль этих обломков обычно составляет 4—6, по содержанию Al_2O_3 они не соответствуют бокситам. Треугольная диаграмма, учитывающая такой химический состав обломков, будет иметь, естественно, иной характер, чем построенная для бокситов месторождения Центральное. Лучшими по качеству здесь будут бобовые разности бокситов, которые в месторождении Центральное относились к низкокачественным, а собственно обломочные разности по кремневому модулю будут соответствовать аллитам. При развитии на водоразделах крупнокристаллических кварцсодержащих пород (например, гранитов) в составе сносимого материала существенную роль могут играть обломки кварца, значительно уменьшающие значение кремневого модуля осадков. При формировании несортированных пород смешанного состава такой дополнительный источник обломочного материала обуславливает обычно образование аллитов, и лишь резкая дифференциация материала по размеру способна привести к возникновению бокситов. Это связано с возможностью концентрации кварцевых зерен в одной из фракций (песчаной) и обособлением в области осадконакопления «бескварцевых» фракций. Такой процесс концентрации зерен отдельных минералов в тех или иных фракциях вполне реален и отмечается, в частности, в бокситах месторождения Центральное. Минераль-

оксида титана здесь явно концентрируются в алевритовых фракциях, где содержание TiO_2 возрастает в 2—3 раза по сравнению с другими фракциями и достигает 20%. Естественно, что гравийно-галечные бокситы будут относительно малотитанистыми по сравнению с алевропелитовыми или обогащенными в значительной мере материалом алевритовой размерности. Аналогично малопесчаные гравийно-галечные породы будут «малокварцевыми» и даже при наличии источников песчаного кварца на водоразделах будут относиться к бокситам.

* * *

Таким образом, образование обломочно-бобовых бокситов в ряду глиноземистых отложений, их состав, сложение и структурные особенности четко контролируются двумя факторами — характером источников обломочного материала и особенностями дифференциации этого материала на путях транспортировки. Как известно, эти два фактора контролируют формирование и большинства других континентальных образований, особенности же бокситонакопления заключаются, во-первых, в слабости дифференциации сносимого обломочного материала и естественном при этом увеличении роли источников этого материала при образовании пород и, во-вторых, в специфическом составе источников обломочного материала.

Бокситы формируются в результате разрушения высокозрелых и мощных кор выветривания за счет различных новообразований (кирасы, железистые латериты, латеритные почвы и т. д.), возникающих на водоразделах и их склонах в условиях тропического выветривания. Образование таких кор выветривания является предпосылкой формирования осадочных бокситов, а пестрый состав этих кор, различный минеральный состав, концентрация и зернистость слагающих их пород определяют особенности состава и структур осадочных бокситов и связанных с ними осадков. Одновременное существование на водоразделах, а также размыв этих разнообразных и специфических источников обломочного материала обуславливают, в частности, смешанный состав образующихся осадков, постоянное присутствие в них обломков трех различных фракций, разнотонность осадков, весьма слабую сортированность обломочного материала, присутствие в большом количестве «окатанных» обломков и т. д.

Обломочный материал различается также по концентрации окислов Al , Fe и Si , являющихся основными компонентами бокситов, в связи с чем прослеживается достаточно определенная зависимость между гранулометрическим и вещественным составом формирующихся осадков. Состав образующихся осадочных пород контролируется соотношениями: 1) размывающихся на водоразделах латеритных и каолинитовых кор выветривания, т. е. концентрацией в осадках фракции мелкого пелита, имеющей каолинитовый состав; 2) различных по составу источников высокоглиноземистого материала из латеритных кор выветривания, обломки которых различаются по концентрации окислов Al , Fe и Si ; 3) отдельных фракций обломочного материала, связанных в большей или меньшей степени с источниками определенного состава.

Небольшой путь переноса обломочного материала при частом изменении динамики размыва и его переноса не обеспечивал, как отмечалось, дифференциации этого материала при транспортировке и в областях осадконакопления. Именно это обусловило прямую связь между составом источников обломочного материала и формируемыми осадками. Лишь в эпохи усиления динамики размыва водоразделов (или их частей) на путях переноса происходит разделение обломочного материала по размерам, вынос мелких фракций за пределы района и формирование сортированных грубообломочных осадков, обломочные фракции которых характеризуются максимальными концентрациями окиси алюминия и высокими значениями кремневого модуля. Дифференциация обломочного материала на путях его транспортировки и в областях осадконакопления определяет, таким образом, возможность образования и обособления в разрезах бокситоносных толщ грубообломочных

монофракционных осадков, состоящих из обломков, обогащенных свободным глиноземом, формирующих качественные и высококачественные бокситы.

Литература

1. Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. М.: Наука, 1974. 166 с.
2. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 105 с.
3. Валетон И. Бокситы. М.: Мир, 1974. 92 с.
4. Лейпциг А. В., Левина А. П., Ясаманов Н. А. Стратиграфия и закономерности формирования мезо-кайнозойских бокситоносных отложений юго-запада Сибирской платформы. М.: Недра, 1976. 128 с.
5. Лейпциг А. В., Савельева З. И. Линейные зоны постдиагенетического преобразования бокситов в месторождениях, связанных с древними долинами. — Литол. и полезн. ископ., 1981, № 2, с. 46—55.
6. Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита (Западная Африка). Л.: Недра, 1969. 177 с.
7. Пасова Ф. Г. Об условиях образования бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 162—177.
8. Сапожников Д. Г. Основные бокситоносные провинции СССР. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 5—22.
9. Селиверстов Ю. П. Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы. Л.: Недра, 1978. 228 с.
10. Слукин А. Д. Кора выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973. 126 с.
11. Филатов В. Ф., Лоскутов Ю. И. Возможность сохранения залежей латеритных бокситов на платообразных останцах Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГиМС, 1972, вып. 148, с. 78—83.
12. Фридланд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. — М.: Наука, 1964, с. 3—180.
13. Цеховский Ю. Г. О генетической классификации бокситоносных толщ Аркалыкского месторождения. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 210—224.

ВИМС
Москва

Поступила в редакцию
16.XII.1983

УДК 553.492(470.4)

АЛУНИТ-ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ САМАРСКОЙ ЛУКИ

НИЗАМУТДИНОВ А. Г., ГОРБАЧЕВ Б. Ф., БУРОВ Б. В.

На основании минералого-петрографических и геохимических исследований алунит-глинистых и вмещающих их пород сделана попытка определить источник поступления сульфатсодержащих растворов, масштабы и палеогеологические условия экзогенной алунитизации, а также роль эпигенетических процессов.

В зоне гипергенеза алунит в ассоциации с галлуазитом, аллофаном, каолинитом, гиббситом нередко образует своеобразные алунит-глинистые породы [1]. Как правило, наиболее значительные пластообразные тела алунит-глинистых пород в осадочных толщах занимают достаточно определенную геологическую позицию, а именно образуют непосредственную кровлю карбонатной толщи и перекрываются выветренными песчаноглинистыми отложениями. При этом факт присутствия алунита или иных сульфатов, содержащих алюминий, служит указанием на участие в процессах их формирования кислых сульфатных вод.

Алунит-глинистые породы наряду с бокситами и каолинами являются гипергенными образованиями, связанными своим происхождением с континентальными перерывами. Один из наиболее значительных (субглобальных) континентальных перерывов проявился в северном полушарии Земли в интервале от начала верхнего триаса до начала средней юры [8]. На территории Восточно-Европейской платформы этот перерыв прослежен во многих районах, где присутствуют мезозойские коры выветривания и континентальные отложения с приуроченными к ним железными рудами, высокоглиноземистыми породами, кварцевыми песками. В тех случаях, когда выветриванию подвергались осадочные породы, профиль выветривания выражен недостаточно отчетливо, вследствие чего о развитии процессов выветривания приходится судить главным образом исходя из особенностей ассоциаций аутигенных минералов, в том числе слагающих алунит-глинистые породы.

Е. Т. Бобровым [1] выделены следующие провинции развития алунит-глинистых пород в составе континентальных мезозойских отложений Восточно-Европейской платформы: южная часть Московской синеклизы и сопряженная с нею часть Воронежской антеклизы, Жигулевско-Пугачевский свод и юго-восточный склон платформы, примыкающий к Прикаспийской низменности. Наибольшей известностью пользуется провинция Жигулевско-Пугачевского свода (район Самарской Луки в окрестностях с. Ермаково).

Типы алунитсодержащих разрезов юры Самарской Луки. В районе Самарской Луки линзовидные и пластообразные тела алунит-глинистых пород, приуроченные к основанию терригенного мезозоя, прослежены в обнажениях по простиранию на сотни метров при мощности от 0,1 до 3 м. Геологическое строение рассматриваемой территории и положение продуктивного алунит-глинистого горизонта показаны на фиг. 1. По оценке Ю. В. Ваньшина с соавторами [3], выявленная площадь распространения таких образований составляет около 300 км².

Можно выделить два типа разрезов юрских песчано-глинистых отложений. В районе с. Ермаково (первый тип) присутствует постоянный по мощности (0,2—2,8 м) горизонт, состоящий из алунит-глинистых конкреций, сцементированных слабожелезненным песчано-глинистым материалом. Конкреционный горизонт залегает на размытой поверхности верхнеказанских доломитов перми. Подстилающие доломиты сильно

Гранулярный состав пород переволокской свиты, %

Порода	Размер частиц, мм		
	>0,1	0,1—0,001	<0,001
Светло-серый глинистый псаммоалевролит	1,0—9,0	50,75—53,25	37,75—48,25
Голубовато-серая глина	0,45—2,30	11,10—35,15	62,55—87,75

Таблица 2

Химический состав голубовато-серой алевролитистой глины и светло-серого глинистого псаммоалевролита, %

Порода	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Сульфид	H ₂ O
Голубовато-серая алевролитистая глина	1,89	54,48	0,98	17,59	6,96	2,06	0,56	2,65	0,5	4,38	2,11	6,85
Псаммоалевролит	1,68	74,0	0,5	10,77	3,14	0,12	0,6	0,49	0,93	2,82	0,49	0,12

Таблица 3

Минеральный состав голубовато-серой алевролитистой глины и светло-серого глинистого псаммоалевролита, %

Порода	Кварц	Полевой шпат	Каолинит	Иллит (+см)	Пирит	Алу-нит	Минералы TiO ₂	Прочие минералы
Голубовато-серая алевролитистая глина	25	5	16	45	4,2	—	0,8	4
Псаммоалевролит	50	10	25	9	0,2	1,0	1,1	3,7

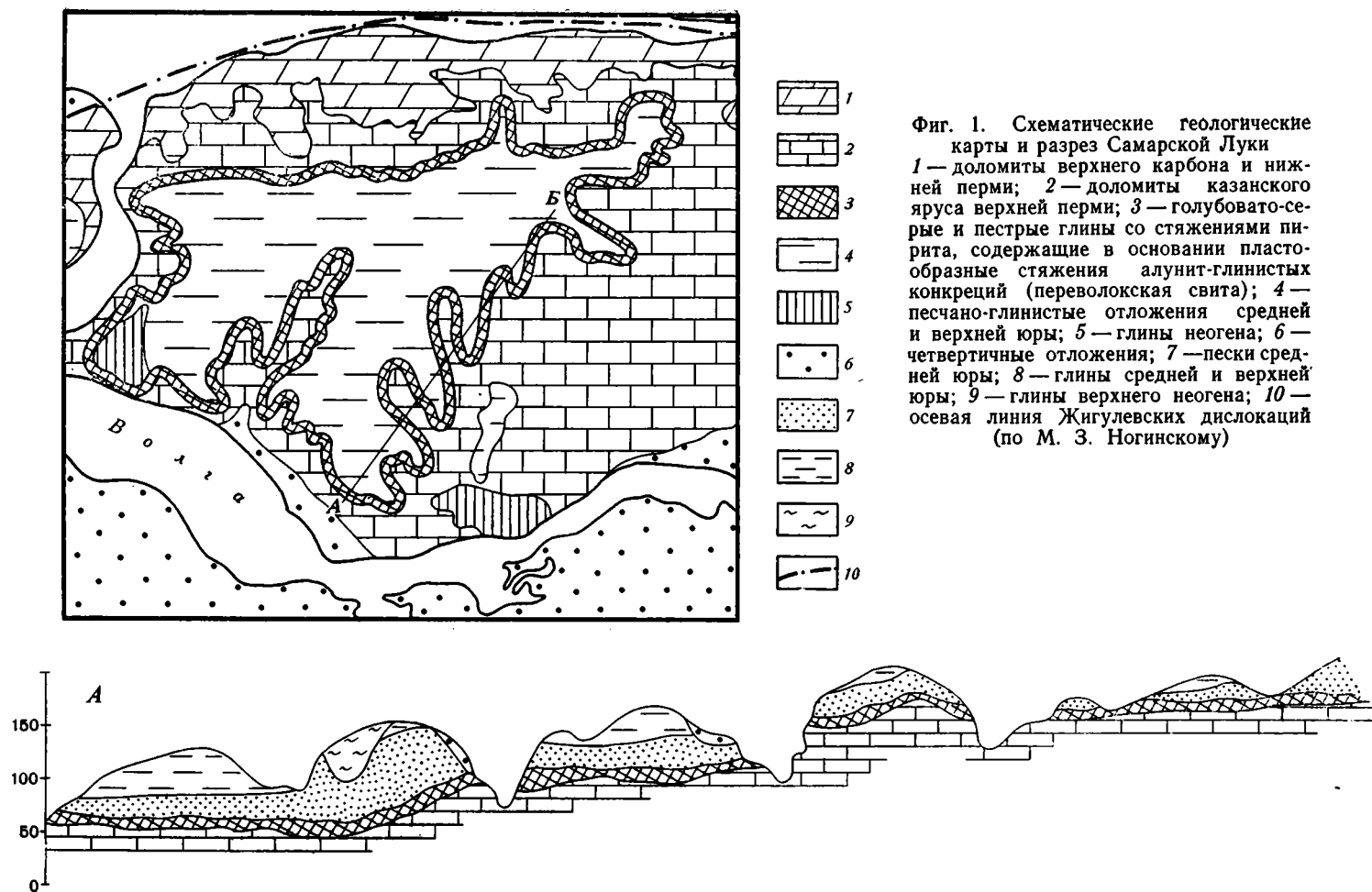
изменены и превращены в доломитовую сыпучку, содержащую обломки выщелоченных карбонатных пород. Мощность измененных доломитов варьирует от 1 до 30 м. Выше, непосредственно над горизонтом алуниг-глинистых конкреций, залегают светло-серые глинистые псаммоалевролиты (табл. 1) так называемой переволокской свиты, мощность которой достигает 12,5 м. Они содержат линзы песчаника и небольшие стяжения бурого железняка (2—3%).

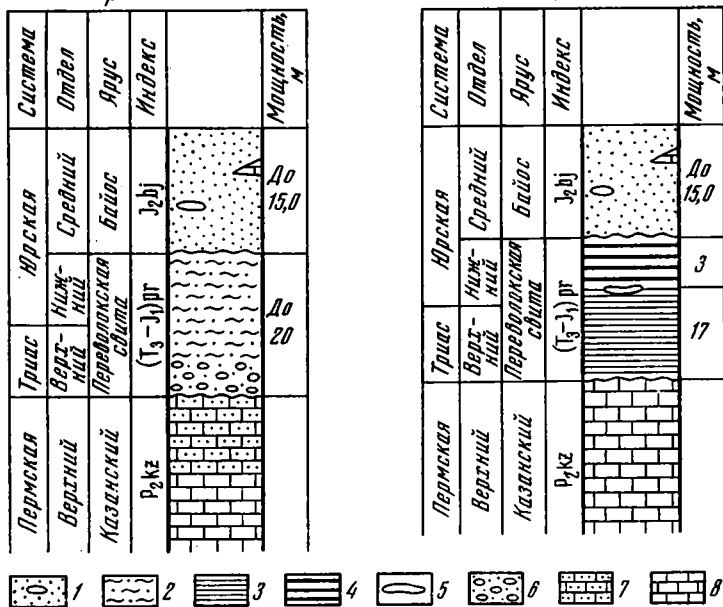
Разрез в районе с. Александровское Поле (второй тип) отличается тем, что переволокская свита, аналогично залегающая на размытой поверхности верхнеказанских доломитов, представлена голубовато-серыми глинами (см. табл. 1, фиг. 2) мощностью до 14 м.

Глины тонкодисперсные, пластичные, известковистые, содержат тонкие прожилки гипса. В глинах встречаются мелкие конкреции и кристаллы пирита. Верхняя часть глинистой толщи мощностью до 3 м имеет пестроцветный характер и представляет собой чередование малиновых, буровато-красных, коричневатых прослоев. В этой части разреза присутствуют уплотненные линзовидные выделения белого алунита протяженностью до 1,2 м и небольшой мощности (до 0,2 м).

По химическому составу породы переволокской свиты соответственно их литологическим особенностям различаются содержанием SiO₂ и Al₂O₃. Для голубовато-серых глин весьма характерны повышенные содержания закиси железа и сульфидной серы, что связано с их умеренной пиритизацией (табл. 2, 3).

Переволокская свита повсеместно перекрыта с размывом белыми и желтовато-белыми песками (батский ярус среднего отдела юры). За





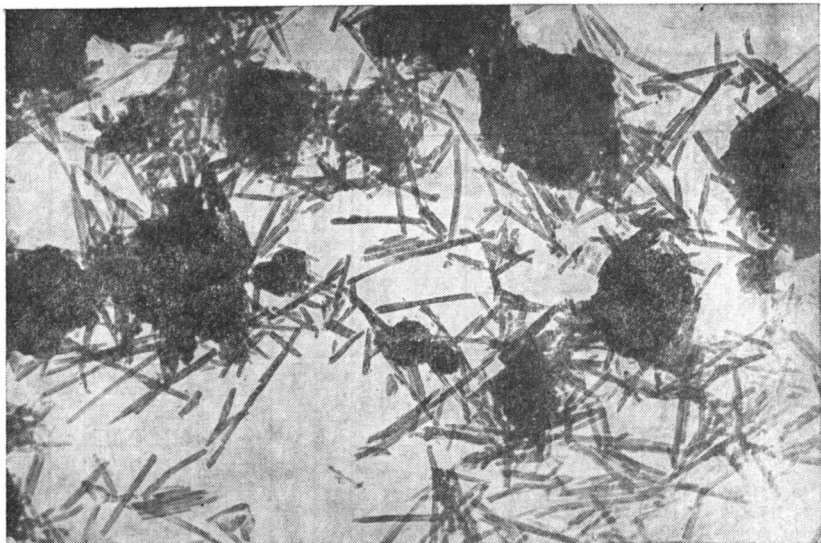
Фиг. 2. Типовые разрезы алунитсодержащих отложений

1 — пески светло-серые, мелкозернистые, с линзами песчаника; 2 — алевролиты светло-серые, глинистые; 3 — глины голубовато-серые; 4 — глины пестроцветной пачки; 5 — участки алунитизации в пестроцветной пачке глин; 6 — горизонт алунит-глинистых конкреций; 7 — доломитовая мука; 8 — доломиты

пределами района Самарской Луки, в более полных разрезах юры, над песками залегают темные, обогащенные органическим веществом глины (келловейский ярус поздней юры). Уверенного биостратиграфического обоснования возраста самой переволокской свиты нет. Палеомагнитные исследования [5] показали, что в течение времени ее накопления полярность магнитного поля Земли не изменилась. Поэтому предполагается, что возраст переволокской свиты должен быть не древнее раннего триаса и не моложе средней юры.

Таким образом, различие разрезов переволокской свиты первого типа состоит в том, что в них присутствует горизонт алунит-глинистых конкреций, в то время как в разрезах второго типа редкие алунитовые выделения располагаются среди пестроцветных глин в верхней (видимо, выветренной) части свиты и не контактируют с карбонатными породами верхнеказанского подъяруса. Обращает на себя внимание также тот факт, что непосредственно над горизонтом алунит-глинистых конкреций залегают осветленные, практически лишенные пирита песчано-глинистые породы, для которых характерна преимущественная роль каолинита в сложении глинистой субстанции. В разрезах, не содержащих продуктивного горизонта, непосредственно на карбонатном ложе залегают голубовато-серые пиритизированные глины существенно иллитового состава с незначительной примесью каолинита и смешанослойных минералов.

Характеристика алунитовых конкреций. Конкреции алунит-глинистого состава диаметром от 2 до 25 см имеют округлый или уплощенно-округлый облик, нередко образуют почковидные сростки. В ряде случаев в связи с просадочными явлениями наблюдается дробление конкреций, сопровождающееся смещением отдельных фрагментов относительно друг друга. В среднем конкреции составляют 70% объема продуктивного горизонта. Как правило, на поверхности конкреций наблюдается корочка гематита толщиной не более 1 см. Гематит выделяется также по трещинам, пересекающим конкреции. В поперечных раз-



Фиг. 3. Электронно-микроскопический снимок вещества конкреции. Водная суспензия, ув. 25 000

резах обнаруживаются ядро конкреции, обладающее белым или желтовато-белым цветом, афанитовой тонкопористой микроструктурой, и периферическая зона, окрашенная пигментом окисного железа в цвета желтовато-бурые (ближе к ядру) или сиренево-розовые (у периферии). Нередко между белым ядром и окрашенной зоной присутствует тонкая железистая пленка красновато-бурого цвета. Железистый пигмент в периферической зоне распределен неравномерно, что проявляется в виде тонкоритмичной концентрической зональности, формирующейся по типу колец Лизеганга. Нередко зональность осложнена волнообразными или зигзагообразными искажениями, что, вероятно, обусловлено неоднородной перекристаллизацией вещества конкреций. Под микроскопом вещество конкреции имеет пелитоморфную микрозернистую структуру, слабо действует на поляризованный свет. Обломочные минералы встречены в незначительном количестве, представлены главным образом тонко-алевролитовыми зернами кварца, тонкими чешуйками серицита, в ряде случаев наблюдаются зерна циркона. Пропитка минералами окисного железа ведет к «проявлению» неравномерности в перекристаллизации вещества, в результате чего наблюдаются перьевидные, зигзагообразные и прочие сложные формы зонального строения. Материал, цементирующий алунит-глинистые стяжения, имеет песчано-глинисто-железистый состав и насыщен микростяжениями алунита. В кровле и подошве алунитового слоя расположена корочка гематита мощностью до нескольких сантиметров.

На электронно-микроскопическом снимке (фиг. 3) четко видны два компонента: алунит, представленный кристаллическими образованиями тетрагонального облика, и игольчатые образования галлуазита. Рентгеноструктурный анализ подтверждает присутствие алунита, галлуазита, а также свидетельствует о присутствии примеси кварца.

Химико-аналитическим изучением вещества алунит-глинистых конкреций (табл. 4) установлены существенные вариации содержания основных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , SO_3), что удовлетворительно коррелируется с особенностями их минерального состава. Так, проба 1 содержит наряду с алунитом и галлуазитом примесь тонкодисперсного кварца, проба 2 имеет галлуазит-алунитовый состав, а проба 3 представлена алунитом с примесью гиббсита и галлуазита. Соотношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ в алуните меняется от 1:1 до 6:1. Отмечается также незначительная примесь дисульфида железа, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в конкрециях варьирует в пределах 0,1—0,15%.

Химический состав алунит-глинистых конкреций, мас. %

Компонент	Номера проб		
	1	2	3*
SiO ₂	21,69	11,32	4,98
TiO ₂	0,001	0,001	—
Al ₂ O ₃	23,39	19,63	36,06
Fe ₂ O ₃	4,10	7,83	2,04
FeO	0,23	0,13	0,14
MnO	0,04	0,04	—
MgO	0,33	0,17	—
CaO	0,72	0,23	2,30
Na ₂ O	2,41	1,96	1,06
K ₂ O	2,07	3,59	5,87
P ₂ O ₅	0,10	0,45	—
SO ₃	16,22	19,04	20,52
S _{сульфид}	0,54	0,47	Не обн.
П.л.п.	28,30	36,00	27,01
	100,04	100,36	100,26

* По данным Е. Т. Боброва [1]. Аналитик Г. Е. Рубцова.

С целью уточнения минеральных форм окислов железа применен термомагнитный анализ [2]. Представленные термомагнитограммы отражают дифференциальную зависимость температурного спада индуктивной намагниченности I_s в магнитных полях напряженностью 1 и 2 кЭ. Спады и подъемы соответствуют скорости увеличения или уменьшения I_s (фиг. 4).

На термомагнитограммах вещества железистых корочек, покрывающих конкреции, представляют интерес в основном три температурных интервала:

Первый интервал характеризуется существенным спадом I_s в области около 350° С. Данный эффект необратим и не обнаруживается на кривых повторного нагревания. Температура эффекта и его необратимый характер (кривые 1—4) свидетельствуют о связи его с маггемитом (γ -Fe₂O₃), являющимся сильным ферромагнетиком. Учитывая, что на тех же кривых одновременно проявляются эффекты, связанные с таким относительно слабым ферромагнетиком, как гематит, содержание маггемита следует оценить ничтожно малым.

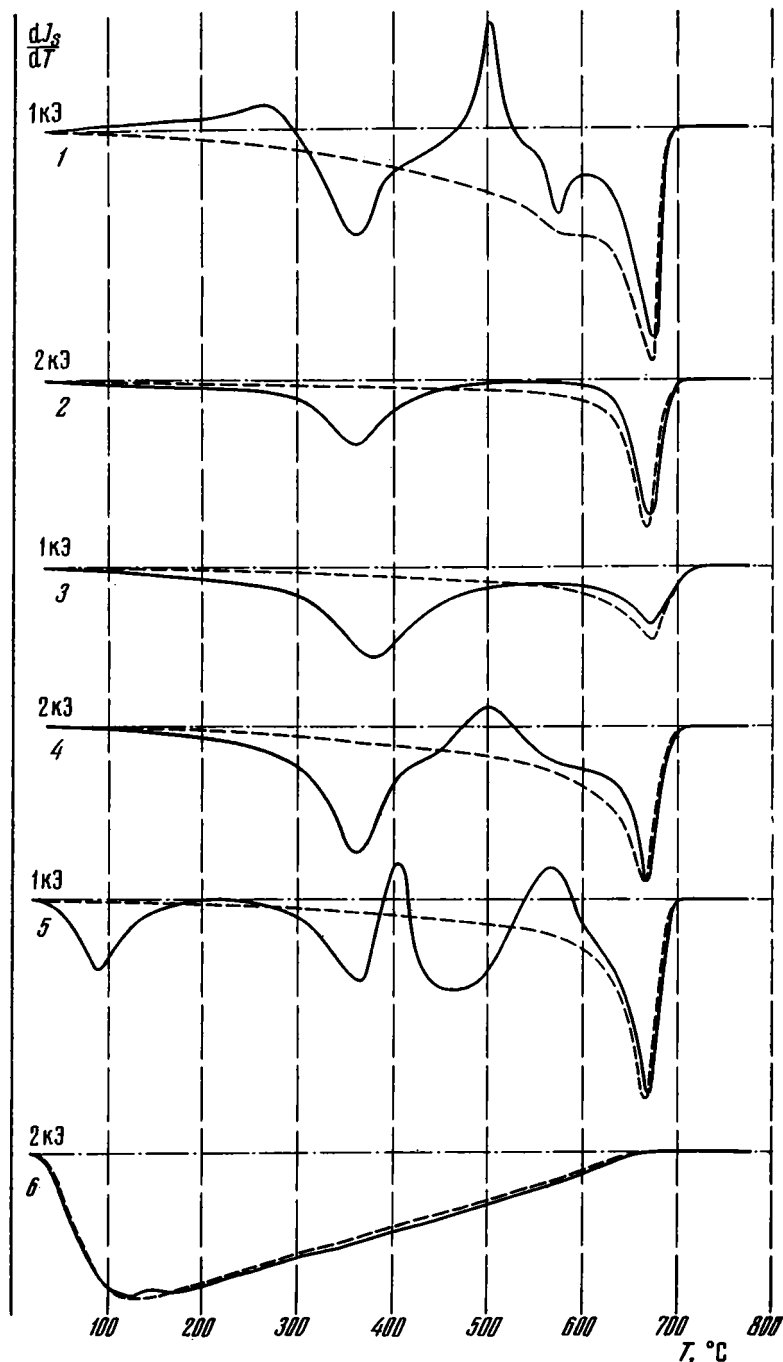
Второй интервал лежит в области около 500° С, где в ряде случаев (кривые 1—4) наблюдается существенный подъем термомагнитной кривой. Увеличение I_s объясняется появлением при этих температурах новообразованного магнетита, который вслед за этим проходит точку Кюри (575° С). Причиной новообразований может служить присутствие органики или карбонатов железа.

Третий интервал температур (550—700° С) особо интересен для диагностики, поскольку включает точки Кюри магнетита (578° С) и гематита (675° С). Практически все кривые отражают резкую потерю I_s при температурах 670—675° С. Несколько заниженные точки Кюри могут быть связаны с наличием примесей в структуре гематита. Магнетит образуется в ходе термообработки образцов.

Своеобразно поведение термомагнитограмм сиреневых разностей алунитов (кривая 5). На них четко отражается точка Кюри гидрогетита (около 90° С), эффект его дегидратации с образованием гематита (около 400° С), еще один процесс гематитообразования (около 550° С) и точка Кюри гематита (670° С). Повторная кривая типично гематитовая.

Белый и желтовато-белый алунит выявляет типичный парамагнитный характер зависимости I_s — T (кривая 6).

Следовательно, все разности алунитов, кроме белого и желтоватого, обнаруживают присутствие гематита. Следует отметить, что гематит от-



Фиг. 4. Кривые дифференциального термомагнитного анализа алу-
нит-глинистых конкреций
1 — буровато-красная корочка на конкреции; 2 — буровато-коричне-
вая часть конкреции; 3, 4 — бурые гнезда в конкреции; 5 — сирене-
вый алузит; 6 — желтовато-белый алузит

носителю хорошо окристаллизован, о чем свидетельствует практиче-
ское отсутствие спада намагниченности в низкотемпературной области.

Редкие элементы в конкрециях. Для рассмотрения этого вопроса
нами использованы полуколичественные спектрохимические анализы
алузит-глинистых конкреций (48 проб) из окрестностей с. Ермаково.

Как видно из табл. 5, основная часть элементов находится в рассе-

Основные параметры распределения элементов в алунитовых конкрециях

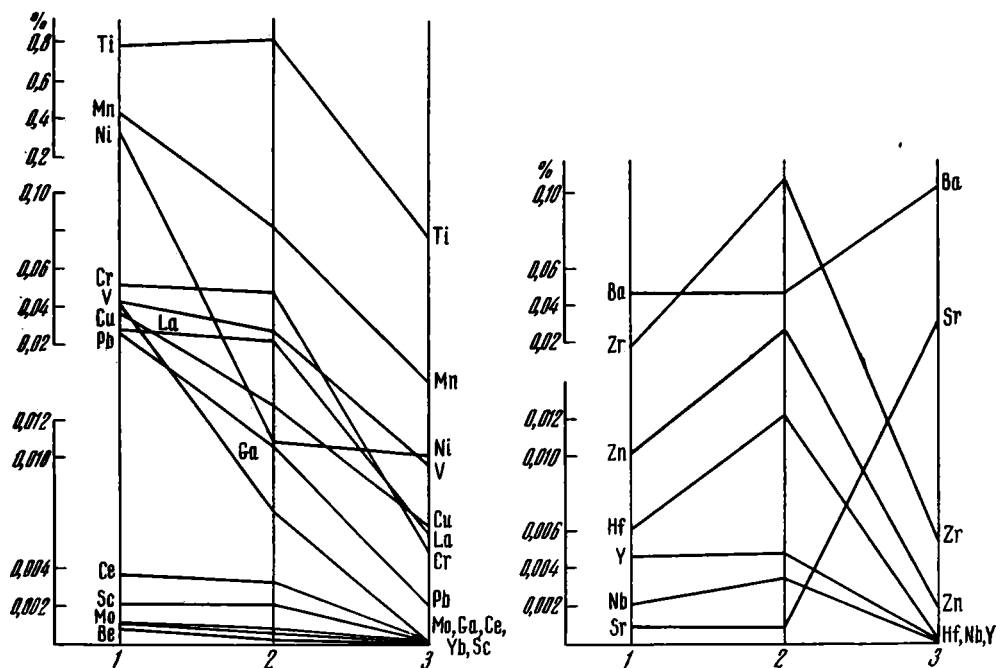
Элемент	Статистика распределения				Коэффициент концентрации
	среднее содержание	дисперсия	асимметрия	эксцесс	
Ti·10 ⁻³	76,77	73,92	+0,87	-0,034	0,17
Mn·10 ⁻³	13,86	24,44	+2,81	+7,49	0,14
Cr·10 ⁻³	5,12	3,42	+0,42	+0,02	0,61
Ni·10 ⁻³	10,46	17,77	+2,13	+3,42	1,8
V·10 ⁻³	7,88	9,45	+2,65	+0,08	0,88
Cu·10 ⁻³	6,44	8,81	+2,06	+3,79	1,37
Pb·10 ⁻³	2,09	1,66	+0,22	-1,02	1,31
Zn·10 ⁻³	1,79	5,1	+4,03	+18,99	0,21
Ga·10 ⁻⁴	6,28	9,62	+4,1	+19,9	0,33
Zr·10 ⁻³	5,44	8,4	+3,67	+15,95	0,32
Nb·10 ⁻⁴	2,16	4,63	+2,04	+3,47	0,10
Be·10 ⁻⁴	1,16	1,29	+0,87	-0,32	0,31
Y·10 ⁻⁴	6,21	4,71	-0,51	-1,71	0,21
Ce·10 ⁻⁴	2,49	5,67	+2,22	+3,68	0,35
Sr·10 ⁻³	31,63	28,7	+0,35	-0,79	0,93
Ba·10 ⁻³	11,31	11,25	+0,91	+0,03	0,17
La·10 ⁻³	6,28	6,77	+2,31	+4,86	2,16
Yb·10 ⁻⁵	4,0	4,28	+0,39	-1,69	1,21
Sc·10 ⁻⁴	3,84	5,2	+1,52	+1,32	0,38

Примечание. Приблизленно-количественные анализы выполнены в спектральной лаборатории геологического факультета КГУ Г. Е. Рубцовой.

янным состоянии. Содержания вышекларковых характерны только для никеля, меди, свинца, лантана, иттербия.

Многомерный корреляционный анализ показал, что редкие элементы конкреций могут быть подразделены на три группы. В первую группу объединяются хром, титан, цирконий, стронций, галлий, скандий, цинк, иттрий, иттербий, бериллий, связанные между собой положительными корреляционными связями; во вторую — барий, церий, медь, ванадий, лантан, никель, также связанные между собой положительными корреляционными связями, однако обособленные от первой группы; в третью — свинец, гафний, ниобий, связанные между собой отрицательными корреляционными связями. Для выявления закономерностей миграции элементов в процессе образования алуни-глинистых конкреций нами изучено распределение их содержаний в конкрециях, а также в глинистых и глинисто-алевритовых породах переволокской свиты (фиг. 5). Как видно, средние содержания всех элементов в алуни-глинистых конкрециях, за исключением стронция и бария, всегда ниже, чем в породах переволокской свиты. Одновременно можно отметить, что светло-серые терригенные породы, залегающие непосредственно над алунидами, обеднены большинством химических элементов по сравнению с голубовато-серыми глинами. Вероятно, в светло-серых глинистых алевритах циркуляция нисходящих растворов происходила более интенсивно, чем в относительно менее проницаемых пластичных голубовато-серых глинах. На диаграммах также ясно видно, что содержание одних элементов (титана, марганца, никеля, хрома, ванадия, меди, свинца, церия) заметно снижается в ряду от голубовато-серых глин через светло-серые глинистые алевриты к веществу алуни-глинистых конкреций. Распределение в этом же ряду циркония, цинка, иттрия, ниобия обнаруживает несколько повышенные содержания по сравнению с голубовато-серыми глинами. Элементы барий и стронций, которые, по мнению М. А. Кашкая [6], специфичны для сульфатных соединений, накапливаются в веществе алуни-глинистых конкреций.

Условия формирования алуни-глинистых конкреций. В результате проведенных исследований образование алуни-глинистых конкреций Ермаковского месторождения на контакте карбонатной формации верхней



Фиг. 5. Диаграмма распределения редких элементов в голубовато-серых глинах (1), светло-серых алевролитах (2) и алунит-глинистых конкрециях (3)

перми и песчано-глинистой формации мезозоя представляется следующим образом.

На эродированном карбонатном ложе отлагалась пресноводная озерная переволоцкая свита (T_3-I_1).

Можно полагать, что разрезы, содержащие горизонт алунит-глинистых конкреций, характерны для тектонического блока, устойчиво сохранявшего относительно приподнятое положение как во время отложения переволоцкой свиты, так и позднее (предположительно в досреднеюрское время), когда пиритизированные песчано-глинистые породы были выведены в зону выветривания.

Окисление сульфидной серы определило генерацию сернокислых растворов, экстрагировавших на путях своей инфильтрации глинозем, кремнезем, ионы калия, натрия и целого ряда малых и редких элементов.

Нейтрализация кислых растворов на границе с карбонатной толщей, послужившей геохимическим барьером, определила формирование алунита, а при недостатке щелочей — алунита в ассоциации с галлуазитом.

Если принять содержание сульфидной серы равным примерно 2%, как это имеет место в голубовато-серых глинах, то при плотности 2 г/см³ абсолютное ее содержание составит 0,04 г/см³. Такому количеству сульфидной серы при ее полном окислении в связи с процессами выветривания будет соответствовать 0,1 г/см³ SO_3^{2-} . Можно подсчитать, что фрагмент продуктивного горизонта объемом 2 м³, состоящий на 70% из алунит-глинистых конкреций (при содержании алунита в конкрециях в среднем 50% и плотности вещества конкреций 1,5 г/см³), содержит 1 т алунита, или 0,38 т SO_3^{2-} . Кроме того, в 1 м³ продуктивного горизонта содержится, т: K_2O 0,05; Al_2O_3 0,37 и SiO_2 0,24.

Нетрудно подсчитать, что для мобилизации 0,38 т SO_3^{2-} достаточно, чтобы выветривание пиритизированных глин проявилось в зоне мощностью не менее 4 м. Поскольку содержание пирита в песчано-глинистых породах над продуктивным горизонтом и степень его окисления — факторы достаточно неопределенные, приведенные выше подсчеты условны.

Особое внимание привлекает поведение железа. Белый цвет центральных частей алунит-глинистых конкреций свидетельствует о том, что

их формирование не сопровождалось поступлением существенных количеств железа. Вероятно, это можно объяснить интенсивным гидролизом сернокислых солей железа, возникавших при окислении пирита, в результате чего вымывание железа из выветрившихся пиритизированных пород переволокской толщи было весьма незначительным.

Видимо, малой подвижностью железа при сернокислом выветривании объясняются и факты формирования белых бокситов и аллитов в целом ряде мест Восточно-Европейской, Сибирской платформ и их складчатого обрамления [1, 7]. Ожелезнение внешних зон конкреций и формирование обволакивающих их корочек и секущих прожилков, состоящих из минералов окиси и гидроокислов железа, проявилось значительно позднее, уже после того, как выветрелая переволокская толща была перекрыта морскими отложениями бата и келловея, обогащенными органическим веществом.

Эпигенетическое оглеение выветрелой переволокской толщи генерировало растворы, содержащие закисное железо. При инфильтрации растворов закисное железо достигло горизонта алунит-глинистых конкреций, послужившего локальным окислительным барьером.

На контакте с алунитом происходило окисление закисных форм железа и осаждение коллоидальной гидроокиси железа. С течением времени колломорфные выделения гидроокиси железа подвергались дегидратации, в результате чего формировались гётит и гематит.

Некоторые авторы [1] обращают внимание на присутствие железистой оторочки не только на поверхности конкреций, но и на верхней и нижней поверхности слагаемого ими пластообразного тела. По их мнению, нижняя железистая оторочка и зона доломитовой «сыпучки» представляют собой предъюрскую кору выветривания.

Проведенные нами исследования не позволяют придерживаться подобной точки зрения, поскольку доломитовая сыпучка вполне может сформироваться при воздействии на доломиты кислых растворов, инфильтровавшихся из зоны выветривания. Об этом свидетельствуют цементация доломитовой сыпучки алунитом, ее окремненность, наличие карбонатных ядер внутри алунитовых конкреций, «затекание» алунита в трещины и каверны доломитов.

* * *

В заключение можно сделать следующие выводы:

— описанные выше алунит-глинистые конкреции образуют пластообразную залежь, отнесенную к инфильтрационному классу месторождений выветривания (по классификации, приведенной в работе [4]);

— формирование алунита сопряжено с досреднеюрским выветриванием пиритизированной переволокской свиты, несогласно залегающей на неровной поверхности доломитов верхнеказанского подъяруса верхней перми;

— нейтрализация на щелочном барьере инфильтрирующих сернокислых растворов определила формирование горизонта алунит-глинистых конкреций и растворение доломита с образованием доломитовой муки. Вещество конкреций, первоначально гелеморфное, в последующем было раскристаллизовано в пелитоморфный микрозернистый агрегат алунита и галлуазита, иногда с примесью гиббсита;

— сидеро- и халькофильные элементы в окислительных условиях зоны выветривания были слабо подвижны, чем определяется их низкое содержание в веществе конкреций (главным образом ниже кларка). Особенно характерно для конкреций низкое содержание TiO_2 ;

— эпигенетическое оглеение выветрелой пестроцветной переволокской свиты происходило под действием восстановительных (без H_2S) вод, поступавших из среднеюрских, богатых органическим веществом отложений. На локальном окислительном барьере, которым служил горизонт алунитсодержащих конкреций, железо осаждалось в форме гидрогётита, пигментирующего внешние зоны конкреций и образующего на

них железистые корочки. Гидрогётит с течением времени был перекристаллизован в гематит и гётит;

— следует отметить, что разнообразные инфильтрационные продукты сернокислого выветривания (как древнего, так и современного), несомненно, должны приниматься во внимание при минерагенических построениях, особенно при прогнозировании ресурсов высокоглинистого сырья (бокситов, алуминита, алунита).

Литература

1. Бобров Е. Т. Осадочные высокоглиноземистые породы мезозоя Русской платформы. — В кн.: Коры выветривания Русской платформы и их рудоносность. М.: Наука, 1982, с. 111—148.
2. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный терромагнитный анализ. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1979. 159 с.
3. Ваньшин Ю. В., Гуцаки В. А., Салтыков Б. Ф. Рудопроявления алюминия Поволжья. — В кн.: Коры выветривания и бокситы. Алма-Ата, 1981, с. 53—54.
4. Горбачев Б. Ф., Васянин Г. П., Головков В. М. и др. Месторождения неметаллических полезных ископаемых в корях выветривания. — Сов. геология, 1975, № 3, с. 53—63.
5. Ермошкин Н. В., Муравьев И. С. О возрасте переволокской свиты и характере контакта между палеозоем и мезозоем на Самарской Луке. — В кн.: К характеристике палеозоя и мезозоя востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1976, с. 32—39.
6. Кашкай М. А. Алуниты, их генезис и использование. Т. 1, 2. М.: Недра, 1970.
7. Кужельный И. М., Кужельная Э. В. Сернокислотное выветривание и его роль в образовании руд алюминия (бокситов, алуминита, алунита). — В кн.: Геология месторождений цветных металлов складчатого образования Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982, с. 10—13.
8. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.

Казанский госуниверситет,
ВНИИГеолнеруд
Казань

Поступила в редакцию
31.III.1983

УДК 550.4 : 553.42

О СОДЕРЖАНИИ ГЕРМАНИЯ В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ

САФРОНОВ В. Т.

Изучение докембрийских глиноземистых пород Балтийского щита методом спектрального анализа показало, что главными минералами — носителями Ge в них являются кшанит, ставролит, гранат. Сапропелевое органическое вещество докембрия не является концентратором Ge.

Германий является одним из рассеянных элементов Земли. Содержание его в земной коре колеблется, по данным А. П. Виноградова [4], от 1 г/т в магматических породах до 2 г/т в осадочных, составляя в среднем для земной коры 1,4 г/т.

В осадочных породах наибольшая концентрация Ge отмечается в глинистых породах (1,6—2 г/т), наименьшая — в карбонатных (0,2—0,25 г/т). Песчаники и алевриты содержат 0,8—1,7 г/т Ge [4, 28, и др.].

Повышенные содержания Ge в осадочных и осадочно-метаморфических минералах и породах встречаются довольно редко. Известны два образца континентальных монтмориллонитов (шт. Аризона), содержащие по 12 г/т Ge, и монтмориллониты из угленосных песчаников (Забайкалье), содержащие 3,6—12,6 г/т Ge [2, 29]. Повышенные количества Ge более характерны для акцессорных минералов осадочных пород — гранатов, турмалинов, пироксенов, апатитов, топазов, т. е. минералов пегматитовых, грейзеновых, скарновых образований. Например, содержание Ge (в г/т) в гранатах составляет: 1) из гранитов Украины 19,5; 2) из пегматитов 76,5 (при максимальном 120); 3) в скарнах Казахстана до 180 [12, 13]. Из рудных минералов концентраторами Ge являются магнетит, гематит (из осадочных, осадочно-метаморфических железных руд), сфалерит, энаргит (из сульфидных месторождений).

В осадочных образованиях повышенные количества Ge отмечаются в яшмах Урала (до 22 г/т), в некоторых марганцевых рудах Урала (до 60 г/т), в бокситах Ивдельского бассейна (3,4 г/т) на Урале и в бокситах одного из месторождений Енисейского края (в среднем 6 г/т), в латеритных корках выветривания Енисейского края (в среднем 4,9 г/т для каолинит-гематит-гипсбитовой зоны) [5, 8, 14, 27]. Но все эти повышенные содержания Ge не характерны для данных образований.

Осадочными образованиями, для которых характерны постоянно повышенные количества Ge, являются некоторые каустобиолиты (угли, лигниты) и железные руды [7, 9 и др.]. В каустобиолитах концентрация Ge может быть на два-три порядка выше, чем во вмещающих породах. В железистых кварцитах докембрия содержание Ge колеблется от 2 до 15 г/т [7], составляя в среднем (по 31 месторождению СССР) 5,48 г/т. Повышенные концентрации Ge в углях и железных рудах объясняются тем, что органическое вещество углей и гидроокислы Fe являются специфическими соосадителями Ge. Так, по данным К. Краускопфа [10], с Fe(OH)₃ соосаждается 95% всего находящегося в растворе GeO₂.

Таким образом, Ge концентрируется в бурых и каменных углях, железных рудах осадочного и осадочно-метаморфического происхождения, а также в следующих минералах: гранатах, пироксенах, топазах, полевых шпатах, биотитах, магнетитах, сфалеритах, энаргитах, гематитах. Из минералов — носителей Ge половина является силикатами. Это объясняется сильно проявленной кристаллохимической близостью Ge к кремнию, что и предопределяет одну из характерных его черт — замеще-

Содержание германия в глиноземистых породах, г/т

Порода (число образцов)	Среднее содержание Al, вес. %	Содержание Ge, г/т	
		предельное	среднее
Свита кейв (PR ₁)			
Кианитовые сланцы (10)	17,63	1,6—4,3	2,53
Ставролит-кианитовые сланцы (3)	16,89	1,8—3,0	2,33
Свита хизовара (PR ₁)			
Кианит-кварцевые сланцы (16)	6,43	2,3—10,0	5,24
Ставролитовые сланцы (4)	8,77	6,5—12,5	9,63
Кианитовые сланцы (3)	18,7	9,3—18,0	12,70
Лоухская толща беломорской серии (AR ₂)			
Глиноземистые породы (2)	13,73	2,5—3,6	3,05
Гранулитовый комплекс (AR ₂)			
Кордиерит-гранатовый гнейс (1)	10,92	2,8	—
Китойская серия (AR)			
Силлиманитовый гнейс (1)	17,25	5,6	—

Примечание. Количественные определения Ge в этой и следующих таблицах выполнены И. Ю. Лубченко методом спектрального анализа в ГИН АН СССР.

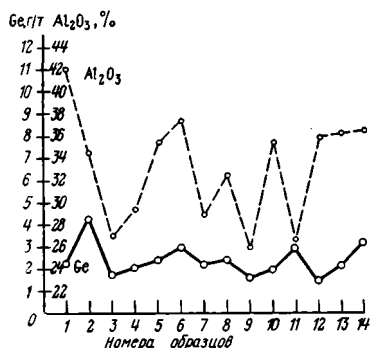
ние им кремния в силикатах, причем концентрация убывает от силикатов с изолированными кремнекислородными тетраэдрами к цепочным, слоистым и каркасным силикатам [2, 9 и др.].

Германий в глиноземистых породах и минералах. В литературных источниках нет данных о содержаниях Ge в метаморфических высокоглиноземистых минералах (кианите, силлиманите, ставролите) или глиноземистых породах осадочно-метаморфического происхождения. Проведенные работы в восточной части Балтийского щита дали материал для количественных определений Ge в данном типе пород и минералов. Оказалось, что для некоторых пород (табл. 1) характерна повышенная концентрация Ge (свита хизовара), а для кианитовых, ставролит-кианитовых сланцев свиты кейв средние содержания Ge (см. табл. 1) отвечают средним содержаниям Ge в бокситах фанерозоя [20].

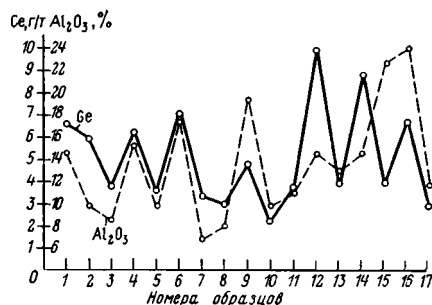
Комплекс метаморфических пород свиты хизовара, расположенный в Северной Карелии, с абсолютным возрастом 1,75 млрд. лет, разделяется на шесть последовательных пачек (снизу вверх): 1) темно-зеленые сланцевые амфиболиты; 2) крупнозернистые, частью среднезернистые порфиروبластические амфиболиты, мощность пачки 300—1200 м; 3) наиболее интересная пачка, состоящая из различных типов пород (амфиболиты, гнейсы, сланцы) и характеризующаяся наличием высокоглиноземистых минералов (кианит, ставролит, гранат) и углеродсодержащих пород (гнейсы и сланцы); мощность пачки 350—800 м; 4) крупнозернистые порфиروبластические амфиболиты (150—700 м); 5) светлые биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы (400—700 м); 6) крупнозернистые порфиروبластические амфиболиты. Общая мощность свиты 2,5—3,5 км [6].

Метаморфизованные отложения свиты кейв распространены в центральной части Кольского полуострова на расстоянии около 200 км при ширине 10—12 км. К свите кейв относятся четыре пачки. Базальная пачка А представлена светлыми, серыми, черными ставролит-гранатовыми, слюдяно-гранатовыми, иногда мусковитовыми и хлоритовыми сланцами общей мощностью 5—30 м. Пачка Б сложена темно-серыми преимущественно кианитовыми сланцами. Для этой пачки характерна высокая насыщенность кианитом и углеродистым веществом (до 2%). Мощность пачки 50—250 м. Выше лежат мусковитовые кварциты пачки В (0—60 м). На кварцитах согласно залегают преимущественно плагиоклаз-ставролитовые порфиروبластические сланцы пачки Г мощностью от 0 до 250 м [1 и др.].

Кроме того, были проанализированы четыре образца глиноземистых пород других районов, которые также показали повышенную концентрацию Ge и зависимость его от количества Al (см. табл. 1), которая хорошо выражена в сланцах свиты кейв (фиг. 1) и особенно в кианит-кварцевых сланцах свиты хизовара (фиг. 2).



Фиг. 1. Характер зависимости Ge от содержания Al_2O_3 в кианитовых сланцах свиты кейв



Фиг. 2. Характер зависимости Ge от содержания Al_2O_3 в кианит-кварцевых сланцах свиты хизовара

Породы, обогащенные Ge, сложены главным образом тремя минералами (кианитом, кварцем, ставролитом), сочетающимися в различных пропорциях — кианитовые, кварц-кианитовые, ставролит-кианитовые сланцы. Другие породы данных свит (гнейсы, амфиболиты, сланцы) содержат Ge в обычных количествах, что хорошо видно на примере пород свиты хизовара (табл. 2).

Для определения концентрации Ge в минералах глиноземистых сланцев свит кейв и хизовара были отобраны монофракции ряда минералов — кианита, ставролита, кварца и пирита. Затем в этих минералах количественным спектральным анализом были определены содержания Ge (табл. 3). Кроме того, в трех образцах порфиробластических ставролит-слюдистых сланцев были отдельно проанализированы кристаллы ставролита и вмещающая их порода. Содержание Ge во всех образцах породы, вмещающей кристаллы ставролита, одинаково (1,5 г/т), в то время как содержание Ge в кристаллах ставролита значительно выше (см. табл. 3). Таким образом, основным концентратором Ge в породах данных свит являются кианит и ставролит.

Были также отобраны и проанализированы гранаты гранулитового комплекса (гранулитовая фация) и гранаты из порфиробластических сланцев свиты хирвинаволоков (амфиболитовая фация). Разница в содержании Ge в этих породах может быть объяснена различной степенью метаморфизма и разными породами питающих областей. Сам факт повышенных концентраций Ge в гранатах известен давно [2, 9, 13 и др.].

Породы и минералы, обогащенные Ge, состоят в основном (80—90%) из SiO_2 и Al_2O_3 и, по-видимому, являются продуктами глубокого химического выветривания, развитого на пенепленизированном континенте в

Таблица 2

Содержание германия в породах свиты хизовара, г/т

Порода (число образцов)	Пределы содержания	Среднее
Гранат-биотит-кианитовые гнейсы (8)	1,2—3,0	1,88
Мусковитовые и двуслюдяные сланцы (4)	1,0	1,0
Амфибол-биотит-кианитовые гнейсы (2)	2,6—2,7	2,65
Биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы (10)	0,9—1,6	1,46
Амфиболиты (5)	1,0—4,0	2,18
Глины и сланцы фанерозы (4)	—	2,0

Минерал (число образцов)	Пределы содержаний	Среднее
<i>Свита кейв (PR₁)</i>		
Кианит (8)	6,4—13,0	9,58
Ставролит (3)	8,3—16,5	12,0
Кварц (2)	1,5	1,5
<i>Свита хизовара (PR₁)</i>		
Кианит (7)	17,5—35,5	24,87
Кварц (2)	2,5—3,4	2,95
Пирит (1)	1,5	—
<i>Свита хирвинаволок (PR₁)</i>		
Гранат (8)	6,6—13,2	9,06
<i>Гранулитовый комплекс (AR₂)</i>		
» (4)	4,6—6,0	5,35

условиях влажного, жаркого палеоклимата и спокойной палеотектонической обстановки, существовавшей длительное время. Об этом свидетельствуют: 1) присутствие в составе свит кейв и хизовара таких резко дифференцированных пород, как кианитовые сланцы и кварциты; 2) высокие содержания Al_2O_3 (до 40%) в кианитовых сланцах и в связи с этим высокие значения кремневого модуля ($>0,5$). Для данных пород характерны также небольшие суммарные содержания (1—3%) щелочных и щелочноземельных элементов и высокие значения отношений ($K_2O : MgO = 2—13$; $Al_2O_3 : Na_2O = 150—450$). Все эти данные характерны для продуктов каолиновых кор выветривания [16 и др.]. Исследуемые породы содержат также повышенные количества ряда элементов-гидролизатов, слабоподвижных при выветривании: Ti (0,74%, свита кейв)¹; Zr (764 г/т, свита кейв); Hf (23 г/т, свита кейв); Ga (52 г/т, свита хизовара, и 63,4, свита кейв); Y (83 г/т, свита кейв). По данным ряда исследователей [11, 17 и др.], повышенные содержания этих элементов характерны именно для каолиновых пород влажного и жаркого пояса.

Литохимические пересчеты исследуемых пород, проведенные по методике О. М. Розена [15], показали, что кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы первоначально представляли собой каолинитовые глины с большей или меньшей примесью кварцевого песка, а кианит-кварцевые и ставролитовые сланцы свиты хизовара — кварцевые пески с примесью каолинита [21]. В фанерозое кварцевые пески и песчаники с примесью каолинита образовались в непосредственной близости от каолиновых кор выветривания [18].

Таким образом, глиноземистые породы свит кейв и хизовара (см. табл. 1) являются метаморфизованными производными глинистых осадков, главным образом группы каолинита и в меньшей мере каолинитовых существенно кварцевых песков.

Проведенные исследования показали также, что концентрация Ge в различных минеральных типах глин практически одинакова и незначительна: гидрослюдистые 1,9 г/т, каолиновые 1,8 г/т, монтмориллонитовые 1,6 г/т [17]. В работах Эль-Вардани [29], Е. З. Бурьяновой, Ф. Я. Сапрыкина [2] также отмечается, что Ge не накапливается в каолинитах. По данным Б. Ф. Мицкевича [13], содержание Ge в каолинах Украины, развитых на различных породах (гранитах, лабрадоритах, нефелиновых сиенитах, пегматитах), а также во вторичных каолинах колеблется от 0,37 до 1,2 г/т. Кроме того, имеются данные о том, что иногда в корях выветривания каолинитовая фракция вообще не содержит Ge, в то время как галлуазитовая содержит повышенные (3—10 г/т) его концентрации [3].

¹ В скобках приведены средние значения для кианитовых сланцев.

Содержание германия в углеродистых породах

Порода (число образцов)	С _{орг} , вес. %	Содержание Ge, г/т	
		предельное	среднее
Свита хивинаволоок (PR ₁)			
Графитистые сланцы (8)	2,61—8,8	0,9—2,8	1,73
Черные известняки (2)	2,32—5,25	0,5	0,5
Графитистые породы (6)	17,1—40,8	1,2—2,0	1,52
Свита соваярви (PR ₁)			
Черные сланцы (7)	1,52—4,21	1,5—2,9	2,14
Углеродистые породы (2)	20,49—24,83	1,1—1,2	1,15
Беломорская серия (AR ₂)			
Графитовые гнейсы (1)	7,9	2,0	—
То же (2)	16,81—19,51	1,6—2,0	1,8
Криворожская серия (PR ₁) [24]			
Графит-слюдистые сланцы (6)	—	0,9—3,8	1,9

На основании этих данных можно предположить, что в период седиментации глиноземистых осадков свит кейв и хизовара коры выветривания областей сноса имели в своем составе в том или ином количестве галлуазит. На возможное присутствие галлуазита в первичных глиноземистых осадках свиты кейв указывал И. В. Бельков [1], подобное предположение высказано и в работе [22] на основе повышенных концентраций Zr в сланцах пачки Б.

Германий в углеродистых породах докембрия. Значительное количество проанализированных пород свиты хизовара и 13 образцов свиты кейв содержат иногда углеродистое органическое вещество (до 3,23%). В фанерозое органическое вещество является одним из концентраторов Ge [9 и др.], но в исследуемых сланцах никакой зависимости Ge от С_{орг} не обнаружено. Это, по-видимому, объясняется незначительным количеством С_{орг} в глиноземистых сланцах свит кейв и хизовара или качественно другим типом органического вещества (сапропелевым) в докембрии, в то время как для углистых образований, углей фанерозоя характерен гумусовый тип. Для выяснения этого вопроса были проанализированы углеродистые и высокоуглеродистые породы других районов Балтийского щита. Из табл. 4 ясно, что дело не в количестве С_{орг}, а в его качественной природе. Таким образом, сапропелевое органическое вещество докембрия, в отличие от гумусового органического вещества фанерозоя, не являлось концентратором германия. Поэтому большинство горючих сланцев фанерозоя, имеющих также сапропелевую природу, не содержит повышенных концентраций Ge, а присутствие его в повышенных количествах связано с гуминовыми составными сланцев [19, 25 и др.].

В заключение можно сделать следующие выводы:

- возможно, для ряда первично-осадочных глиноземистых пород докембрия Ge является одним из характерных элементов (см. табл. 1);
- главными концентраторами Ge в глиноземистых породах являются кианит, ставролит и в меньшей мере гранат (см. табл. 3);
- коры выветривания областей питания, по-видимому, содержали в большей или меньшей мере галлуазит;
- сапропелевое органическое вещество докембрия не являлось концентратором Ge (см. табл. 4);
- различия в количествах Ge в породах свит кейв и хизовара определяются различным петрографическим составом областей сноса;
- для области сноса свиты кейв предполагаются кислые, гранитоидные породы, содержащие кларковые количества Ge; материал для образования пород свиты хизовара поставляли коры выветривания, разви-

тые большей частью на породах основного состава (возможно, эффузивных), которые, по-видимому, характеризовались повышенным содержанием германия.

Литература

1. Бельков И. В. Кванитовые сланцы свиты кейв. М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.
2. Бурьянова Е. З., Сапрыкин Ф. Я. О распределении германия в минералах осадочных пород р. Хилок. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 1, с. 76—83.
3. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в породах выветривания. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 55—65.
4. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
5. Воскресенская Н. Т. Геохимические особенности распределения таллия и германия в уральских марганцевых рудах разного генезиса. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 2, с. 81—87.
6. Геология СССР. Т. XXXVII. Ч. I. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 215 с.
7. Григорьев В. М. Некоторые закономерности распределения германия в железистых кварцитах докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М.: Недра, 1971, с. 177—178.
8. Гуткин Е. С., Седенко С. М. Об условиях накопления германия в бокситах. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3, с. 85—92.
9. Жукова А. С. Германий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М.: Наука, 1964, с. 531—557.
10. Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 375—425.
11. Мигдисов А. А., Борисенко А. А. К геохимии Ga в гумидном литогенезе. — Геохимия, 1963, № 12, с. 1067—1082.
12. Мирошниченко Л. А., Калинин С. К., Замятина Г. М. Германий в скарнах Центрального Казахстана. — Геохимия, 1971, № 5, с. 596—600.
13. Мицкевич Б. Ф. К геохимии германия в кристаллических породах Украинского щита. — Геол. журн., 1972, т. 32, № 4, с. 82—87.
14. Попова М. В. Геохимия редких элементов в коре выветривания сланцев Енисейского кряжа. — Геология и геофизика, 1981, № 9, с. 57—66.
15. Розен О. М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975, с. 60—74.
16. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле. — В кн.: Геохимические циклы. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 157—177.
17. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — Геохимия, 1965, № 2, с. 131—158.
18. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 704 с.
19. Сапрыкин Ф. Я., Клер В. Р., Кулачкова А. Ф. Геохимические особенности концентрации редких элементов в различных фациальных типах отложений угленосных формаций. — В кн.: Угленосные формации и их генезис. М.: Наука, 1973, с. 126—138.
20. Сафронов В. Т. О повышенных содержаниях германия в породах кванитового месторождения Хизовара (Северная Карелия). — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 3, с. 672—675.
21. Сафронов В. Т. Углеродсодержащие породы свиты хизовара (Северная Карелия) и условия их происхождения. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6, с. 88—96.
22. Сафронов В. Т. О содержаниях малых и редких элементов в углеродсодержащих высокоглиноземистых породах докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981, с. 37—46.
23. Седенко С. М., Миронюк Л. М., Гроховская Е. К. О некоторых закономерностях распространения германия среди глинистых пород. — Геол. журн., 1968, № 5, с. 68—74.
24. Седенко С. М., Миронюк Л. М. Германийность железных руд и метаморфических пород центральной части Криворожского бассейна. — Геол. журн., 1972, т. 32, № 1, с. 101—107.
25. Слободин Я. М., Сапрыкин Ф. Я., Соловущкова Г. Я. О формах нахождения германия в байсунском горючем сланце. — Химия тверд. топлива, 1970, № 4, с. 78—85.
26. Теняков В. А. Генетические основы прогнозирования месторождений бокситов: Автореф. докт. дис. М.: ВИМС, 1980. 70 с.
27. Хворова И. Е., Золотарев Б. П., Гусева А. И. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 6, с. 26—42.
28. Широков А. З., Седенко С. М. Германий в основных типах осадочных горных пород. — Литология и полез. ископаемые, 1965, № 2, с. 167—172.
29. Эль-Вардани С. А. Геохимия германия. — В кн.: Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 411—434.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.42(470.5)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ПАЛЕОРЕЛЬЕФ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ ЮЖНОУРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА

БОЛЬШУН Г. А., ФЕДОРОВ Н. В., ВЕПРИКОВ С. Е.

Южноуральский бокситовый бассейн (ЮУБР) является составной частью западноуральской бокситоносной провинции верхнего девона. Почти все рудоносные площади провинции размещены в приплатформенной (Чусовской) формационной зоне Урала. В раннем и среднем палеозое она характеризовалась осадконакоплением шельфового типа. В нижнем фране с зоной мелководного шельфа связана формация оолитовых алюможелезных руд с мелкими залежами боксита шамозит-диаспорового состава, фациально переходящими в руды неустойчивого гематит-бемит-шамозитового состава. Такие руды установлены в Вишерском районе Северного Урала, Пашийском — Среднего Урала и Юрюзанском — Южного. Определенную фациальную принадлежность обнаруживают и бокситы. В нижнем фране к зоне шельфа приурочены бокситы Пашийского и Южноуральского бассейнов. Расположенные между указанными районами нижнесергинские бокситы исследователи обычно связывают с зоной барьерных рифов. Однако типично барьерные рифы имели место только в эйфеле. Бокситы отделены от них мощной толщей (>150 м) темно-серых слоистых известняков и залегают большей частью, как и в Южноуральском бассейне, на нормально-осадочных известняках.

Прерывистый характер оруденения на западном склоне Урала связан с субширотными положительными структурами восточного края Русской платформы, которая не являлась поставщиком алюмосиликатного материала. В ЮУБРе поступление с запада кварцевых песчаников ухудшало качество руд. Но при циклическом развитии всей области многоэосинклинали небольшие по амплитуде колебания быстрее приводили к образованию суши и более длительному сохранению континентальных условий именно на восточном продолжении субширотных структур платформы.

Самым крупным и протяженным вдоль Урала поднятием является Башкирско-Осинцевский свод. Наряду с современной Сулеймановской антиклиналью он в период девонского осадконакопления практически на всем протяжении Южного и Среднего Урала ограничивал с запада приплатформенную зону.

Южноуральский бокситовый бассейн наиболее изучен на западном склоне Урала. На его территории развиты качественные бокситы, аллито-сиаллиты и оолитовые алюможелезные руды, что позволяет понять закономерность в фациальном распределении руд. Рудный горизонт прослежен по простиранию более чем на 50 км, вкост простирания до 30 км.

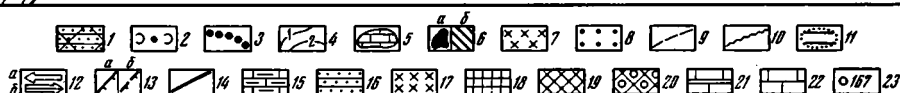
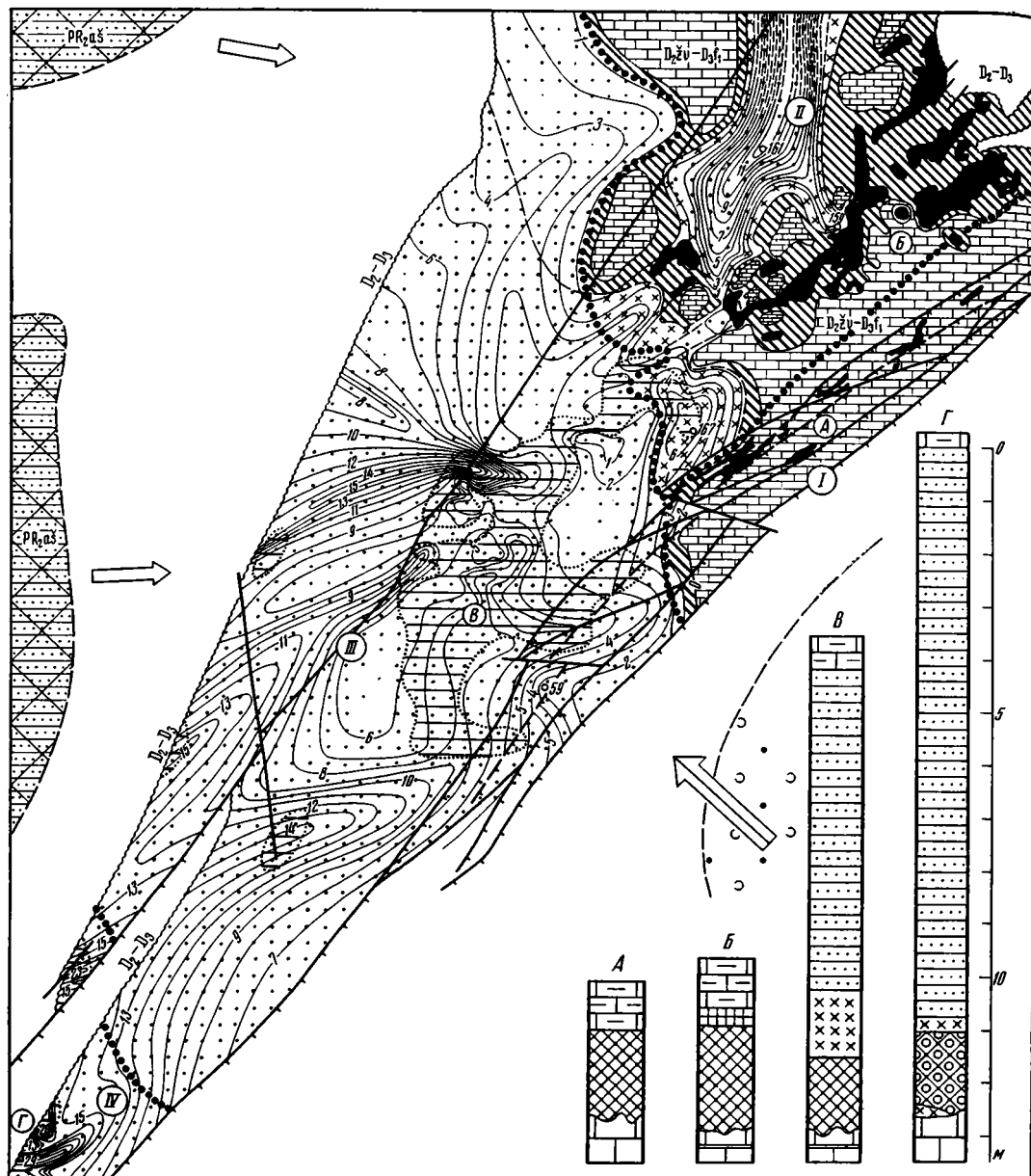
По качеству и типу строения рудного горизонта на ЮУБРе выделяется ряд групп месторождений и рудопроявлений. Наиболее качественные бокситы занимают северо-восточную часть бассейна и образуют Новопрестанскую группу месторождений. Кукшикскую группу составляют небольшие месторождения восточной части бассейна, приходящей по надвигу к Башкирскому мегантиклинорию Среднего Урала. Центральную часть бассейна занимает Улуирская группа с одноименным месторождением и рудопроявлениями. Особую группу оолитовых алюможелезных руд составляют многочисленные рудопроявления на крыльях Сулеймановского поднятия.

Бокситы представляют собой породу диаспор-бемитового состава. Образование бокситов сопровождается латеритным процессом выветривания на континенте и всегда связано с перерывом в осадконакоплении. В строении бокситов различаются два подгоризонта: 1) красных бокситов (мощный, составляющий основную промышленную ценность) и 2) серых («пестроцветных») бокситов, образование которых связано с началом ингрессии. В прибрежной зоне континента (дельтовая часть равнины) развиты оолитовые бокситы шамозит-бемитового состава, образовавшиеся во временных водоемах.

По территории ЮУБРа авторами составлена карта палеорельефа и литологического состава осадков к концу верхнедевонской эпохи бокситообразования. Кроме собственных наблюдений при ее составлении использована документация всех горных работ и скважин, пройденных в бассейне со времени его открытия и эксплуатации (1935—1937 гг.).

Площадь карты ограничена распространением продуктивного горизонта. Северо-западной границей является его выход на дневную поверхность; юго-восточной — сложная система надвигов с протерозойским комплексом отложений Башкирского мегантиклинория. На севере карта ограничена площадью поисковых работ на бокситы (фигура).

На карте не нанесены все отложения, перекрывающие бокситовый горизонт. Рельеф закарстованной поверхности подстилающих боксит известняков живета — нижнего франа показан изопакетами осадков, заполнивших карстовые формы прибрежной рав-



Палеорельеф к концу эпохи бокситообразования ЮБРА и литологический состав осадков

Палеорельеф прибрежной равнины на закарстованных известняках: I — пологий склон приподнятой равнины; II — слабонаклонная равнина; III — низменная равнина; IV — дельтовая часть равнины. *Области сноса:* 1 — низкие плато, сложенные песчаниками; 2 — вулканогенно-осадочная гряда; 3 — границы между элементами палеорельефа; 4 — изопакиты осадков, заполнивших карстовые формы рельефа до трансгрессии; 5 — останцы карстового рельефа; 6 — бокситы: а — в воронках и котловинах (группа месторождений А), котловинах и полях (группа месторождений Б), б — маломощные на выровненной поверхности известняков; 7 — разубоженный боксит — аллиты, сиааллиты; 8 — пески кварцевые, алевролиты; 9 — граница распространения аллитов — сиааллитов; 10 — выход бокситового (продуктивного) горизонта на дневную поверхность; 11 — перекрытые залежи бокситов (установленные); 12 — направления сноса (а — песчаного материала, б — то же алюмосиликатного); 13 — надвиги (а — пострудные, б — то же в перекрытом блоке); 14 — другая пострудная тектоника. Типы литологического разреза: 15 — известняки темно-серые органогенные; 16 — алевролиты, песчаники кварцевые; 17 — аллиты, сиааллиты; 18 — боксит (пестроцветный подгоризонт); 19 — боксит красный диапор-бёмитовый; 20 — то же оолитовый шамозит-бёмитовый; 21 — известняки серые слоистые; 22 — то же водорослевые; 23 — скважина и ее номер. Группы месторождений: А — Кукшикская, Б — Новопристанская, В — Улуирская, Г — Вязовская

нины до начала трансгрессии моря. За границу выравнивания принят нижний пласт известняков кровли, отражающих начало трансгрессии. Они залегают на разных породах: красных, серых бокситах, аллитах, песчаниках, аргиллитах, сланцах. Началу трансгрессии предшествовал длительный процесс ингрессии моря, при котором происходило перераспределение осадков, заполнение и выравнивание карстового рельефа прибрежной равнины. Следы перераспределения осадков запечатлены: 1) в резко неравномерном перемае бокситового пласта и разбуживании его песчаным материалом кварцевого состава; 2) в межформационном перемае самих песчаников, включающих иногда линзы мелкогалечного материала с косою слоистостью и т. д.

Выравнивание рельефа нашло отражение в постепенной смене песчаников алевролитами и далее вверх по разрезу пелитоморфными сланцами, в закономерном увеличении общей мощности континентальных (субконтинентальных) отложений в направлении уклона континентальной поверхности.

Исчисление мощности осадков, перекрывающих карстовый рельеф, приведено к среднему углу залегания, не превышающему 20° .

Прибрежная равнина, на которой шли процессы бокситообразования, в современном эрозионном срезе сохранилась частично. Наиболее продуктивная восточная ее часть срезана под острым углом Романовским надвигом. Уцелевшая часть прибрежно-аккумулятивной равнины сложена известняками — нормально-осадочными толсто-слоистыми, легко карстующимися.

Только северо-восточная Кукшинская площадь и Вазовская на юге высланы биогермными водорослевыми известняками. Процессы и характер карстообразования зависели не только от литологии известняков, но и от палеорельефа.

По характеру поверхности и уровню грунтовых вод можно выделить четыре элемента палеорельефа, определяющих тип бокситов, их состав, морфологию залежей, а также весь процесс осадкообразования на стадии начавшейся ингрессии.

1. Пологий склон приподнятой равнины на закарстованных известняках, примыкающей к вулканогенной гряде.

2. Слабонаклонная закарстованная равнина.

3. Низменная закарстованная равнина.

4. Дельтовая часть равнины.

Наиболее приподнятая часть равнины располагалась на востоке и, видимо, примыкала к вулканогенной гряде — источнику сноса алюмосиликатного материала. Приподнятая равнина охватывает современную Кукшинскую площадь и небольшую часть Новопрестанской площади. Она характеризовалась наиболее низким уровнем грунтовых вод, что определило развитие карстовых воронок, котловин, иногда превышающих десятки метров, заполненных бокситом. На западе к приподнятой равнине примыкала слабонаклонная закарстованная равнина, на которой расположена группа Новопрестанских месторождений. Предполагается ее продолжение в северном направлении. На наклонной равнине широко развиты котловины, поля, вытянутые в юго-западном направлении. По изопактам бокситового материала, заполнившего карстовый рельеф, хорошо наблюдается прихотливость изрезанных вытянутых его форм.

Средняя глубина полей не превышает 3—4 м. Но в отдельных случаях достигает 7 м и более. Чрезвычайный интерес представляет русло древней реки, установленное скв. 161 и 159. Под перебитым песчаником, принесенным в стадию ингрессии, в той и другой скважине встречены аллювиальные песчаники с косою слоистостью и кварцевыми гальками диаметром до 3 см, крупными растительными отпечатками (скв. 161). В скв. 159 встречена пачка мощностью 2,8 м пролювиальных отложений с обломками сланцев, известняка, бокситов, оолитовых скоплений диаспор-шамозитового и хлоритового состава. В самом основании продуктивного горизонта наблюдаются серые рассыпающиеся в руках сланцы мощностью 1,4 м. Таким образом, в центральной части равнины в континентальную эпоху заложилась основная долина, глубоко врезаемая, в которой наряду с подземными водами циркулировали и наземные. Многочисленные мелкие поля, котловины, заполненные бокситом, образуют вытянутые цепочки, подпадающие под острым углом к основной карстовой долине.

В зоне низменной равнины формы карстового рельефа постепенно изменяются. Значительно расширяется эрозионная сеть, понижения рельефа укрупняются, приобретают размытые очертания. В северной части центральной долины еще прослеживаются провалы, поля. Глубина карстовых форм не превышала нескольких метров. Все эрозионные формы рельефа приобретают общее юго-западное направление под азимутом 220° . Вероятно, низменная закарстованная долина была перекрыта полностью континентальными осадками.

Во время наступившей ингрессии, когда береговая линия временами достигала сглаженных поднятий Русской платформы, начался усиленный привнос песчаного кварцевого материала. Таким источником сноса для ЮУБРа являлась Сулеймановская антиклиналь. Только в самой северной части Южноуральского бассейна ощущался и другой поставщик обломочного материала — южный склон Башкирско-Осинцевского поднятия. В стадию ингрессии на низменной равнине значительному размыву подверглись залежи боксита, часть их была полностью размыта. К началу трансгрессии эта часть равнины перекрывается плащом песчаных отложений. Первоначальный карстовый рельеф полностью выравнивается.

Более высокая — слабонаклонная часть равнины при этом оставалась не перекрытой. На останках карстового рельефа там происходил размыв бокситов.

Самая южная часть ЮУБРа, сохранившаяся в современном эрозионном срезе, позволяет проследить дельтовую часть равнины. Пониженность рельефа на ней отчетливо видна по возрастающей мощности песчаного материала, превышающего 15—25 м.

Резко возрастает разветвленность и вытянутость эрозионных форм. Бокситы в дельтовой части равнины представлены в виде отдельных линз. Их образование связано с временными водоемами, о чем свидетельствуют оолитовое строение и своеобразный литологический состав. За пределами собственно Южноуральского бассейна в эпоху бокситообразования проходило осадконакопление в типично прибрежно-шельфовых условиях. На западной окраине Сулеймановского поднятия с шельфовой зоной связаны мелкие залежи боксита хлорит-диаспорового состава, фацально переходящие в оолитовые низкокачественные руды.

Фациальные типы бокситов и их распределение в пределах прибрежной равнины на известняках. На пологом склоне приподнятой равнины и слабонаклонной ее части в континентальную эпоху шло образование карстовых бокситов, являющихся продуктом латеризации принесенных в карстовые формы обломочных алюмосиликатов и материала кор выветривания. Поэтому карстовые бокситы повторяют форму вмещающего карста, обычно красного цвета, несут следы неоднократных переывов. При этом сохраняют одно и то же качество руд с содержанием, %: Al_2O_3 58,3—50,1; SiO_2 4,3—9,3; Fe_2O_3 17,5—22,8; TiO_2 2,4—2,9. Состав руд диаспор-бемитовый. Мощность боксита, включая и карстовую брекцию, всегда зависит от глубины процессов карстообразования. В случае залегания на серых слоистых известняках характерно развитие вторичного заполнения бокситом выщелочных прослоев известняка с образованием линзовидной, полосчатой с переживаниями рудной брекчии. Размер залежей определяется преимущественным развитием карстовых форм рельефа. Поэтому на склоне приподнятой равнины, где преобладали воронки и котловины, известны только мелкие залежи — Кукшинская группа месторождений. При начавшейся ингрессии повышенный рельеф не перекрывался морем, поэтому здесь, как правило, отсутствуют серые тонкослоистые бокситы пестроцветного подгоризонта. Для слабонаклонной части равнины, более низкой, характерно широкое распространение и пестроцветного (морского) подгоризонта боксита. Часто он присутствует и на площадях, где красные бокситы размыты.

Бокситы низменной закарстованной равнины при начавшейся ингрессии с поступлением песчано-глинистого материала испытали чрезвычайно сильный размыв и разубоживание. В результате когда-то крупные залежи карстово-пластообразного типа в верхней части были многократно переотложены и верхняя половина рудного пласта из-за сильного привноса кремнезема перестала отвечать промышленным кондициям руд. Мощность аллитов и сиаллитов над бокситами достигает 2,5 м. Минеральный состав бокситов бемитовый, аллитов и сиаллитов — каолинит-бемитовый. В бокситах в среднем содержится, %: Al_2O_3 49,5; SiO_2 11,5; Fe_2O_3 21,1. Пестроцветный подгоризонт бокситов в пределах низменной равнины не формировался.

Дельтовая часть равнины представлена бокситами, первоначальное образование которых связано с временными водоемами. Вязовское месторождение сложено бобово-оолитовыми бокситами шамозит-бемитового состава. Содержание Al_2O_3 в них колеблется от 49,9 до 53,9%; SiO_2 — от 8,7 до 12,8%; Fe_2O_3 — от 19,1 до 21,6%.

Бокситы здесь залегают не только на известняках, но и на сиаллитах, аллитах, мощность которых составляет 0,2—0,6 м. Форма залежей в подавляющем большинстве линзовидно-пластовая. Типично карстовые бокситы отсутствуют. Оолитовые руды временных водоемов почти всегда несут большую примесь бобовых, обломочно-бобовых бокситов, образование которых шло на суше в другом месте. Переход к вмещающим породам осуществляется чаще через аллиты, сиаллиты с увеличением доли участия хлорита, каолинита.

В разные годы исследователи бокситов ЮУБРа обращали внимание на присутствие в бокситах морской фауны. Эти находки редки, но известны на ряде месторождений Новопристанской группы. Чаще остатки фауны обнаруживались в пестроцветном подгоризонте. В некоторых случаях в карбонатизированных прослоях среди бокситов встречены ортоцеры, спириферы, кораллы, фораминиферы и мелкие атрипы были обнаружены нами в яшмовидном красном боксите Блиново-Каменского месторождения.

Большой интерес представляют новые находки. В перемытом сером боксите Улуирского месторождения нами впервые обнаружена фауна позвоночных. В керне скв. 167 и 59 найдены фрагменты и чашуя панцирных и кистеперых рыб. Как показало определение этих рыб, они являются типичными представителями пресных или солоноватых бассейнов. Таким образом, размыв бокситов, получивший в конце эпохи бокситообразования распространение в пределах почти всей закарстованной равнины, проходил в условиях континентальной формации. Ингрессия сопровождалась образованием изолированных полностью или частично отшнурованных бассейнов. Условия шельфового осадконакопления к этому времени еще не наступили.

Источники сноса алюмосиликатного материала, как показывает изучение всех бокситосных районов западного склона Урала, располагались на востоке, за пределами зоны шельфа. В Южноуральский бассейн алюмосиликатный материал поступал с площади современного Башкирского антиклинория. Геологический разрез девонских отложений Юрзанской и Тирлянской наложенных синклиналей, расположенных на продолжении Зилаирского синклинория, свидетельствует о существовании источника сноса с запада. В девонский период площадь Южноуральского бассейна и Зилаирского наложенного прогиба разделяло поднятие. Литологический состав источников сноса отвечал не только осадочному ряду отложений. С Зилаирско-Зюраткульским разломом связана целая зона тектонических нарушений, сопровождаемая межпластовыми внедрениями магмы габро-диабазового состава типа Кусинско-Капанской группы магматических пород [1, 2]. По возрасту интрузии относятся к бакальской фазе складчатости. Об участии в процессе бокситообразования вулканогенного комплекса пород свидетельствует постоянное присутствие в надрудных сиаллитах и сланцах ряда месторождений

наряду с кварцем и зернами циркона, турмалина и т. д. зерен роговой обманки, эпидота, магнетита, ильменита, пироксена. В кровле Блиново-Каменского месторождения нами обнаружены обломки андезито-базальтового и базальтового состава.

Литература

1. Мясников В. С., Карпова О. В. Геологическое строение и некоторые закономерности формирования месторождений титанистых руд на примере Кусинско-Копанской интрузии на Южном Урале. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1969, с. 404—409. (Труды II Уральского петрограф. совещ.).
2. Штейнберг Д. С., Кравцова Л. И., Варлаков А. С. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений. — Труды ГГИ УФ АН СССР, 1959, вып. 40, с. 13—40.

ПГО «Уралгеология»

Поступила в редакцию
3.IV.1984

УДК 551.75(571.5)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

ГОЛУБЕВА И. И.

В течение ряда лет во ВНИГРИ проводились исследования по изучению стратиграфии и условий образования палеозоя Сибирской платформы как основы для научного прогноза нефти и газа. В настоящей статье излагаются некоторые результаты этих исследований, касающиеся особенностей формирования отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы — одной из крупнейших структур платформы.

В процессе многолетних полевых работ автором было проведено послонное описание более 200 разрезов: по р. Ниж. Тунгуске (от устья р. Летней до пос. Ербогачен), и многочисленным ее притокам, а также по рекам Курейке, Фатьянихе, Бахте и в Норильском районе. Увязка разрезов выполнялась с учетом новых фактических данных, полученных по керну структурно-поисковых скважин, пробуренных вдоль среднего течения р. Нижн. Тунгуски по профилю Тутончаны — Бабкино, междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок, бассейна р. Ангара.

Верхнепалеозойская толща сложена в основном песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными пластами угля и еще более редкими прослоями туфогенных пород, известняков и мергелей. Она представляет собой сложный комплекс закономерно циклически чередующихся между собой отложений, возникших в различных фациальных условиях.

Накопление угленосной толщи отвечает интервалу времени от среднего палеозоя до поздней перми включительно. Она имеет резкую нижнюю границу и почти повсеместно залегает на размытой поверхности разных по составу и возрасту отложений (от кембрия до нижнего карбона включительно) и перекрывается туфогенными образованиями триаса.

Основой стратиграфического расчленения верхнепалеозойских осадков служила унифицированная схема карбона и перми (Решение МСК.) [15]. Вместе с тем обобщение полученного фактического материала методом литолого-фациального и биостратиграфического анализов позволило автору внести в эту схему существенные изменения [5].

Они сводятся к следующему: выделено три новых горизонта — горбиячинский (C_2), типтурский (P'_2) и пеляткинский (P'_2), упразднен ногинский горизонт (P'_2), а два горизонта — усть-дегалинский (верхняя часть) и гагарийский — объединены в один дегалинский (P'_2).

На основе существенно уточненной стратиграфической схемы были проанализированы литолого-фациальные условия накопления верхнепалеозойской толщи всей Тунгусской синеклизы. При этом большое внимание уделялось слабоизученной центральной и восточной частям региона.

Кратко остановимся на методике работ. На основании изученных первичных литологических признаков (вещественный состав пород, структурные и текстурные особенности, характер контактов слоев и др.) в разрезе угленосной толщи Тунгусской синеклизы выделено 23 генетических типа осадков, отвечающих 11 фациям. Последние объединены в две группы фаций: 1) континентальную, 2) заливов и лагун. Континентальная группа представлена аллювиально-пролювиальными, собственно аллювиальными, подводно-дельтовыми и болотными фациями. Во второй группе выделяются фации подвижного и малоподвижного мелководья заливов и лагун, нерасчлененные — подводно-дельтовые, пересыпей, кос и баров. Наличие выделенных фациальных комплексов подтверж-

дается также фауной, иногда встречающейся в отложениях верхнего палеозоя и представленных обитателями пресноводных либо опресненных водоемов.

В нормальных разрезах угленосной толщи Тунгусской синеклизы наблюдается закономерная смена генетических типов осадков и фаций, которые образуют определенные парагенетические ассоциации — циклы. Циклическое строение разрезов этой толщи подробно освещено только по отдельным районам синеклизы. Автором проанализирована цикличность угленосных отложений всей доступной для изучения территории Тунгусской впадины: от Норильского района на севере к центральным ее частям — долинам рек Нижней и Подкаменной Тунгусок и их притокам и далее к южным и восточным ее окраинам — р. Ангаре и верховьям р. Вилюя.

В указанных разрезах прежде всего выделялись мелкие циклы I порядка (элементарные) мощностью 10—20 м. Большинство циклов содержит в нижней части относительно грубозернистые породы — это аллювиальные или нерасчлененные отложения выносов рек, кос и баров, иногда подвижного мелководья. В верхней части цикла развиты в различной степени тонкозернистые осадки озер, лагун, застойных водоемов и болот. Сходная тенденция в изменении строения и фациального состава позволяет выделить циклы более высокого порядка мощностью от 50 до 350 м, среди последних различаются циклы II, III, IV порядков (соответственно макро- и мегациклы). Установлено, что в наиболее полных разрезах циклы IV порядка соответствуют 2—3 циклам III порядка, каждый из которых в свою очередь состоит из 2—3 циклов II порядка, а последние — из 10—26 циклов I порядка. При выделении циклов высших порядков учитывались также соотношение глинистых и песчаных пород, особенности вещественного состава отложений и флористических комплексов, масштаб углепроявлений, соотношение фаций. В разрезах верхнего палеозоя выделяются разные типы циклов, характеризующиеся определенной направленностью изменения фаций (не считая болотных): от подводно-дельтовых до подвижного и малоподвижного мелководья заливов и лагун, от аллювиальных до озерных, от фаций речных выносов до озерных и т. д.

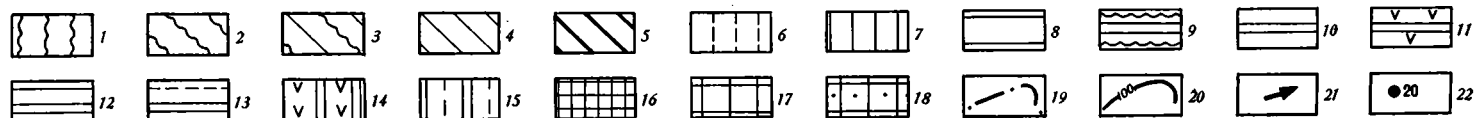
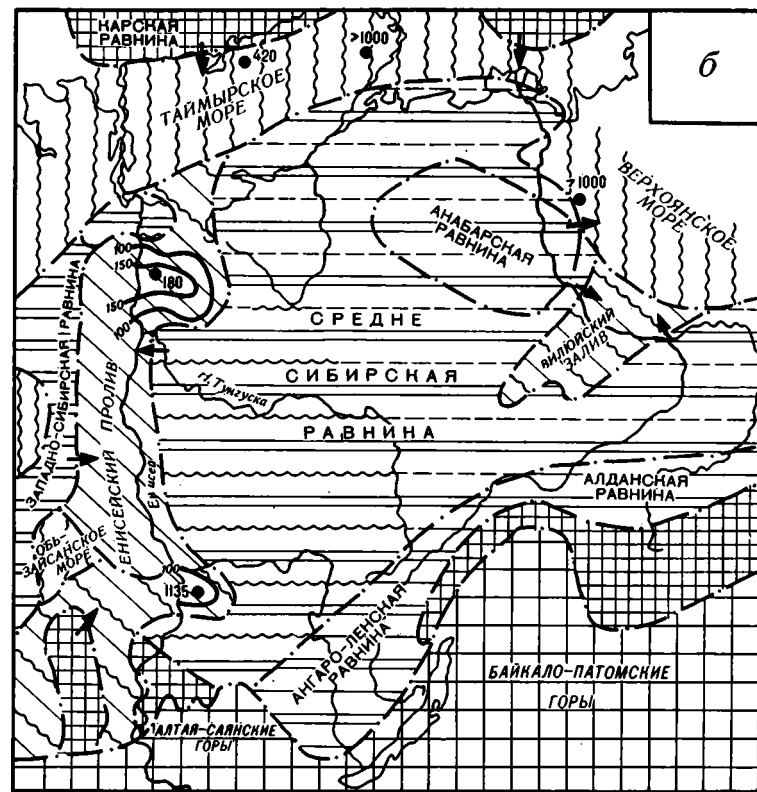
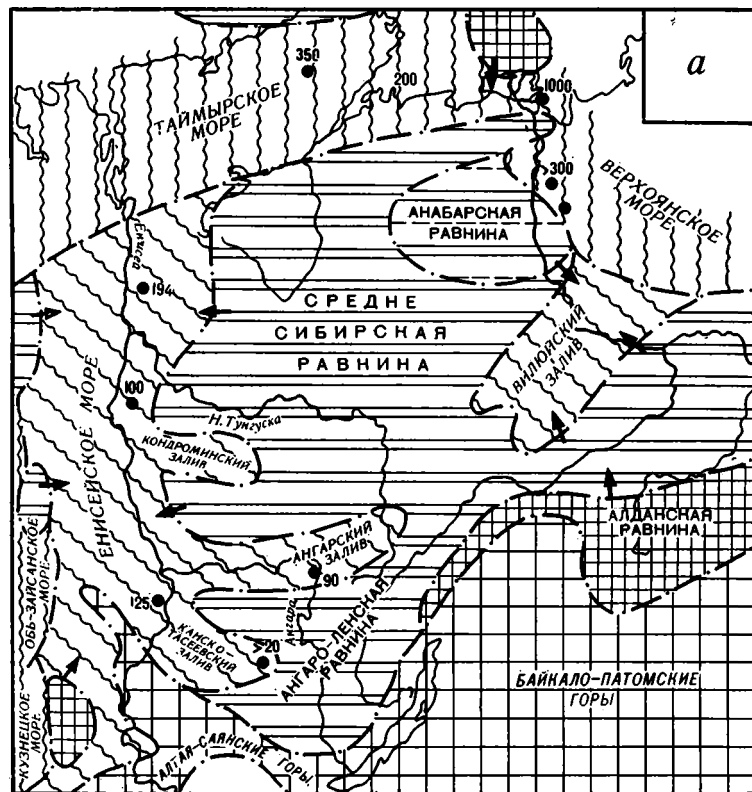
Стратиграфическая корреляция разрезов верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы базировалась, с одной стороны, на палеоботанических данных, определяющих возраст крупных отрезков разрезов, а с другой — на прослеживании циклов осадконакопления, среди которых наибольшую корреляционную значимость имели мезо- и макроциклы. Каждый из них наряду с общностью строения обладает индивидуальными особенностями.

Выдержанность большинства мезо- и макроциклов на громадных расстояниях (до 600 км и более) позволила провести единую нумерацию всех выделенных мезо- и макроциклов на обширной территории Тунгусской синеклизы от Норильского района на севере до Кокуйского месторождения на юге. В верхнепалеозойской толще выделено 13 макроциклов, соответствующих литолого-стратиграфическим подразделениям — свитам и подсвитам [8].

Согласно нашим представлениям, основываясь на данных В. К. Баранова, С. Г. Гореловой и С. В. Сухова [3] по наиболее стратиграфически полному Курейскому разрезу, в угленосной толще установлено, что макроциклы I и II соответствуют горбичинской (C_2); III — катской (C_3); IV — клинтайгинской (P_1^1); V, VI, VII — бургу克林ской (P_1^2); VIII — типтурской (P_2^1); IX, X — чапкоктинской (P_2^2); XI, XII — пеляткинской (P_2^3) и XIII — дегалинской (P_2^4) свитам. Выявлено, что III, IV (нижняя часть), V, X—XIII макроциклы являются довольно выдержанными по всей площади Тунгусского бассейна и могут считаться маркирующими. Некоторые же циклы (I, II, VI—IX) полностью или частично выпадают из разреза.

Корреляция опорных разрезов Тунгусского бассейна проводилась автором поэтапно. На первом этапе сопоставлялись разрезы бассейна р. Нижн. Тунгуски, где выделено большинство стратигипических подразделений верхнего палеозоя. На втором этапе нижнетунгусские разрезы сопоставлялись с Курейско-Горбичинским. При этом выяснилось, что в разрезах нижнего течения р. Нижн. Тунгуски выделяются большинство макроциклов, установленных в бассейне рек Курейка и Горбичина; однако в среднем течении р. Нижн. Тунгуски и далее к ее верховьям происходит постепенное выпадение

Фиг. 1. Палеогеография Сибирской платформы в раннем (а) и среднем (б) карбоне
Преобладающие палеогеографические обстановки: 1 — море мелкое, нормальной солёности; 2 — море, чередующееся с заливами и лагунами пониженной солёности; 3 — опресненные бассейны с эпизодическими морскими ингрессиями и слабо заболоченное побережье; 4 — лагунное побережье, слабо заболачивающееся; 5 — лагунное побережье, интенсивно заболачивающееся; 6 — чередование обстановок пресноводных бассейнов и аллювиальных равнин, слабо заболачивающихся; 7 — чередование обстановок пресноводных бассейнов и аллювиальных равнин, интенсивно заболачивающихся; 8 — равнина низменная (преобладающая обстановка неизвестна); 9—13 — равнина холмистая (9 — возможно, участками переходящая в аккумулятивную; 10 — разрыв в основном осадочных пород; 11 — разрыв осадочных и основных изверженных пород; 12 — разрыв осадочных и карбонатных пород, 13 — участками переходящая в возвышенную); 14 — равнина возвышенная (разрыв осадочных и основных изверженных пород); 15, 16 — равнина возвышенная (15 — разрыв осадочных пород, 16 — разрыв метаморфических и в меньшем количестве осадочных пород); 17 — горы низкие (разрыв метаморфических изверженных и в меньшем количестве осадочных пород); 18 — горы высокие (разрыв метаморфических, изверженных и в меньшей степени осадочных пород); 19 — граница палеогеографических обстановок; 20 — изопакиты; 21 — направление сноса обломочного материала; 22 — мощность, м



из разреза ряда макроциклов — I—III (частично), VI, VII, IX. Ногинские песчаники, вызывавшие давние разногласия в трактовке их возраста, оказались выдержанными по всему бассейну р. Нижн. Тунгуски и соответствуют основанию мезоцикла V (низы бургу克林ской свиты), нижнепермский возраст их четко выявлен по комплексам флоры в ряде скважин среднего течения р. Нижн. Тунгуски.

На третьем этапе проведено сопоставление Нижнетунгусского и Курейско-Горбичинского разрезов с разрезами центральной и восточной частей синеклизы (бассейны рек Подкаменной Тунгуски, Чуни, Чиноки, Чадобца, среднее течение р. Ангара и верховье р. Вилюя). В результате выяснилось, что в последних, как и в разрезах среднего течения р. Нижн. Тунгуски, макроциклы III, V, X, XI и XII выделяются отчетливо, а макроциклы I, II, IV (верхняя часть), VI—IX выпадают из разреза, а в более восточных разрезах часто отсутствуют XI и XII макроциклы.

На четвертом этапе коррелировали Нижнетунгусский и Курейско-Горбичинский разрезы с наиболее полными разрезами Норильского района — Имангдинским и Кайерканским. В рассматриваемом регионе, так же как и в большинстве разрезов Тунгусской синеклизы, выявлены аналоги III—V, X, XI макроциклов, но в отличие от центральной части бассейна участками развиты VI, VII и, возможно, VIII макроциклы, остальные, т. е. I, II, IX, XII, выпадают из разреза.

На пятом этапе проведена пощиповая корреляция Котуйского и Нижнетунгусского разрезов. В Котуйском разрезе выявлены те же макроциклы, что и в Курейском — I—IV, VI, VII, включая начало VIII, на котором и заканчивается Котуйский разрез.

Обращает на себя внимание выпадение на большей части территории синеклизы из разрезов верхнего палеозоя горбичинской свиты (макроциклы I, II), верхних горизонтов нижней перми — клинтайгинской свиты (макроцикл IV) и нижних горизонтов верхней перми — типтурской и нижней подсвиты чапкоктинской свиты (макроциклы VIII и IX), а также наличие грубообломочных горизонтов. Эти факты скорее всего свидетельствуют о том, что в период накопления верхнепалеозойских отложений на большей части Тунгусской синеклизы имели место региональные перерывы: в среднекаменноугольное, раннепермское время и в начале поздней перми.

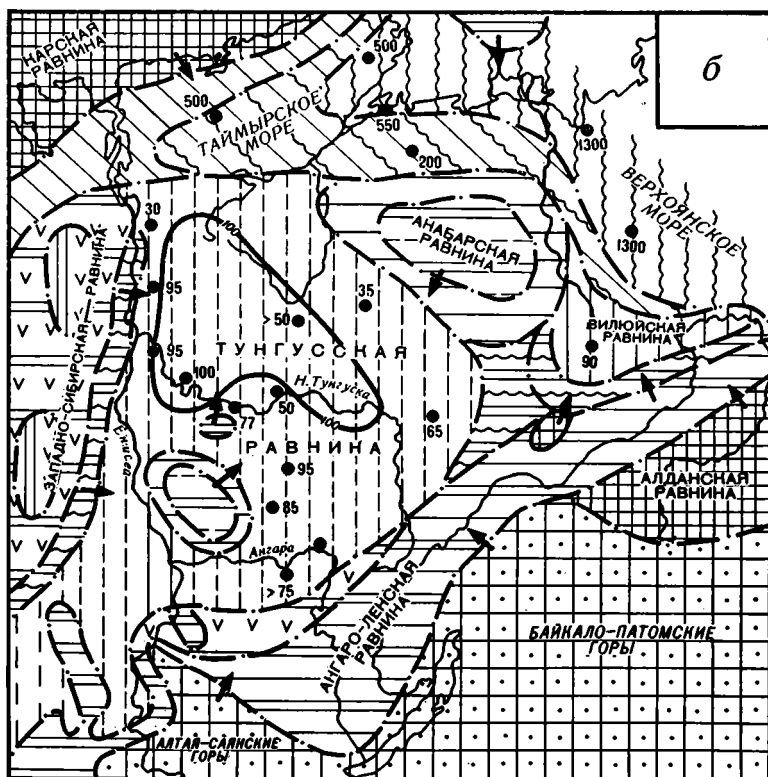
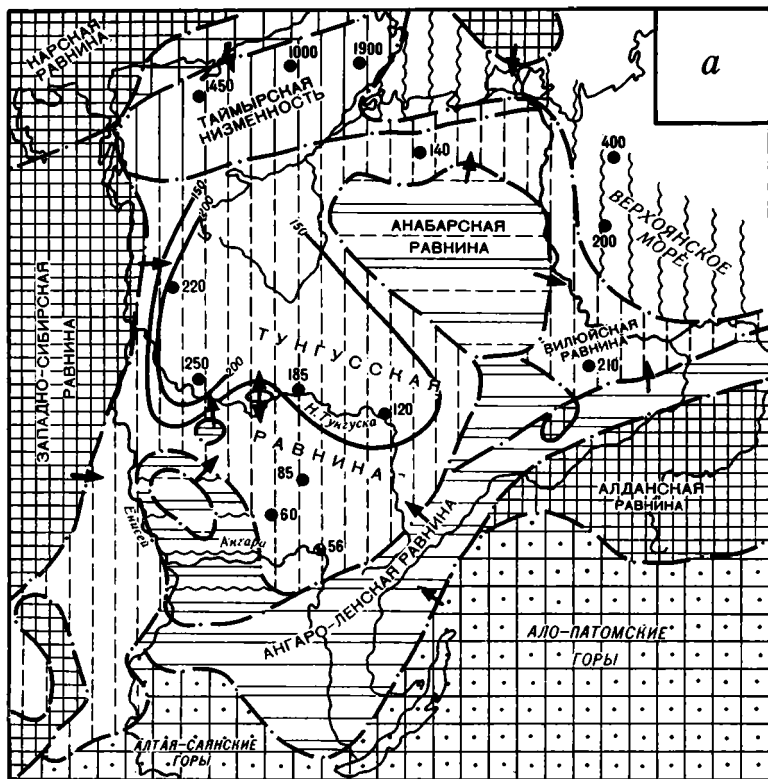
На основании проведенного анализа литолого-фациальных особенностей разрезов с учетом данных А. Б. Гуревича [12], В. И. Будникова и В. К. Баранова [5], Н. П. Ильяхиной [13] и В. М. Никольского [14] установлен характер распределения фаций в разрезе и по площади Тунгусской синеклизы. Для рассматриваемого региона автором составлены литолого-фациальные профили [7, 8], пересекающие Тунгусскую синеклизу в субширотном (Курейка — Нижн. Тунгуска — Малая Ботуобия) и субмеридиональном (Кайеркан — Курейка — Нижн. Тунгуска — Подкаменная Тунгуска — Ангара) направлениях, которые позволили установить конкретную картину распределения фаций для верхнепалеозойской угленосной толщи, а также выявить структурно-фациальные зоны.

Распределение фаций в разрезе угленосной толщи имеет следующие особенности. Так, фации лагун и заливов распространены в основном в горбичинской, катской и бургу克林ской свитах. Аллювиальные и озерные фации развиты в чапкоктинской и дегалинской свитах. Подводно-дельтовые фации отмечаются по всему угленосному разрезу, но преобладают в бургу克林ской, пелятинской и дегалинской свитах. Фации торфяных болот в горбичинской свите имеют ограниченное распространение, их значение несколько возрастает в катской свите, достигает максимума в клинтайгинской и бургу克林ской и отчасти пелятинской свитах и убывает в дегалинской свите.

Палеогеографические карты (фиг. 1—3), составленные автором по нескольким срезам угленосной толщи, а также литолого-фациальные профили дают представление о характере распределения и изменения фаций по площади.

Тунгусский угленосный бассейн в позднем палеозое занимал огромную площадь, несколько вытянутую в меридиональном направлении. С запада на восток он простирался в среднем на 1400—1500 км, а с юга на север — на 1600—1700 км. В поперечном сечении бассейн имел асимметричный профиль, его осевая зона была смещена к западному борту. Последняя характеризуется наибольшими мощностями и наиболее стратиграфически полным разрезом и вытянута вдоль современного Енисея с максимальной зоной прогибания в Горбичинской мульде. Мощность осадков в осевой полосе составляет 900—1400 м (нижнее течение р. Нижн. Тунгуски, р. Курейки). Именно к этой полосе тяготеют в основном лагунные и в меньшей мере озерные фации с фауной солоноватоводных пелеципод, со значительной известковистостью отложений (отмечаются прослои известняков и мергелей). В обе стороны, как к северо-западу (Норильский р-н), так и к востоку от этой полосы (среднее и верхнее течения р. Нижн. Тунгуски, верховье р. Вилюя, Подкаменная Тунгуска, Чадобца и др.), происходит уменьшение мощности угленосной толщи в среднем на 450 м, выпадение отдельных горизонтов, увеличение роли мелководных прибрежных осадков, а на востоке и юго-востоке — смена на преимущественно наземные (аллювиальные) осадки. Как можно видеть на профилях [8] в Тунгусском бассейне в направлении на восток и юго-восток от осевой Приенисейской полосы бассейновые осадки сменяются лагуно-дельтовыми (в S_2 — P_1), либо бассейно-дельтовыми с редкими находками пелеципод. Этот переход наиболее четко виден в среднем течении р. Нижн. Тунгуски. На востоке Тунгусского бассейна лагуны и остаточные водоемы почти исчезают и в составе угленосной толщи преобладают аллювиальные песчаники, конгломераты (верховье р. Нижн. Тунгуски, Чаны, Малой Ботуобии и др.).

В направлении на северо-запад (Норильский р-н) от Приенисейской зоны переход к прибрежной зоне менее отчетливый. Максимальная мощность угленосных осадков на Кайеркане 380 м, на Имангде 450 м. Несмотря на близость предполагаемой области сноса, в Норильской зоне в общем преобладают лагунные фации.



Фиг. 3. Палеогеография Сибирской платформы в начале (а) и конце поздней перми.
Усл. обозн. см. фиг. 1

Столь различный характер типа осадков на территории синеклизы скорее всего объясняется характером окаймляющей Тунгусский бассейн суши. На юго-востоке и юге располагались Байкало-Патомская горная страна и отроги Восточных Саян, подвергавшиеся интенсивной эрозии и поставлявшие огромную массу терригенного материала на юго-восточный край бассейна. На западе региона, вероятно, существовала более низкая суша, мало влияющая на процесс осадкообразования. Поскольку приносит терригенного материала и пресных вод происходил в основном с юго-востока, основной тенденцией в распределении осадков на рассматриваемой территории является последовательное изменение их характера с юго-востока на северо-запад, от грубозернистых аллювиальных осадков до более мелкозернистых озерных фаций и фаций заливов и лагун.

На основании анализа мощностей и литолого-фациальных особенностей разрезов в Тунгусской синеклизе выявлены крупные структурно-фациальные зоны (фиг. 4), отражающие характер позднепалеозойского этапа осадконакопления в целом. В их число входят зона Приенисейского прогиба, расположенная вдоль западного борта синеклизы, и четыре зоны относительных поднятий различной амплитуды: Ногинско-Катангское и Ботуобинское, охватывающее соответственно центральную и восточную части региона, на северо-западе — Норильское и на северной окраине — Котуйское. Для отдельных стратиграфических подразделений внутри зон выделяются подзоны, в пределах которых разрезы, в целом характерный для определенной структурно-фациальной зоны, претерпевает некоторое изменение.

Для западной части Тунгусской синеклизы структурно-фациальная зональность верхнего палеозоя отмечалась и ранее. Так, В. М. Никольский [14] в Приенисейской части выделил зоны Тасеевского и Нижнетунгусского прогибов, а также стабилизированные зоны междуречья Ангара — Подкаменной Тунгуски и Норильскую. Несколько иную структурную фациальность предложил В. И. Будников [4]. Им установлены Нижнетунгусско-Енисейский, Ангаро-Тасеевский и Восточно-Тунгусский прогибы и Катангское и Центрально-Тунгусское поднятия. Проведенная нами корреляция разрезов показала, что Нижнетунгусский и Ангаро-Тасеевский прогибы (западная часть) или Тасеевский прогиб, установленные В. М. Никольским и В. И. Будниковым, скорее всего составляют одну наиболее прогнутую зону, вытянутую вдоль западной окраины синеклизы. Их объединяет сравнительная стратиграфическая полнота разрезов, большая мощность (800—1400 м) и однотипность фаций. Выделенный В. И. Будниковым Восточно-Тунгусский прогиб нашими исследованиями не подтвердился, а Центрально-Тунгусское поднятие, по-видимому, соответствует подзоне Виви-Таймуриных поднятий, выделенное автором настоящей работы лишь для пелятинско-дегалинского времени и входящее в состав крупной Ногинско-Катангской зоны относительных поднятий.

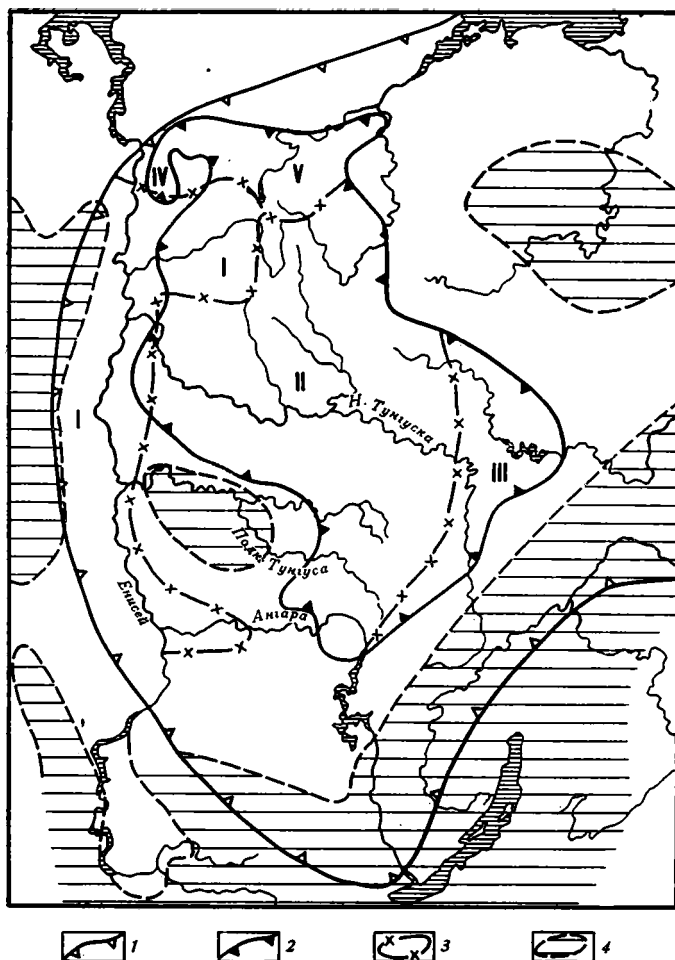
Ниже приводится краткая характеристика каждой из выделенных нами структурно-фациальных зон (см. фиг. 3), строение которых приведено также на литолого-фациальных профилях [8].

Зона Приенисейского прогиба (I) занимала краевую западную часть палеозойского бассейна седimentации и протягивалась сравнительно узкой полосой серповидной формы от р. Горбичина на севере через низовья рек Нижн. Тунгуски и Фатьянки в обход современного Енисейского кряжа к низовьям р. Ангара. Зона характеризуется относительной стратиграфической полнотой разрезов и мощностью до 800—1400 м. Она построена довольно сложно и распадается на ряд подзон со сходным режимом осадконакопления. Так, наибольшая стратиграфическая полнота разрезов и мощность отмечается в ее северной части (реки Курейка и Горбичина). В то же время в средней части (нижнее течение р. Нижн. Тунгуски) зоны выявлено выпадение ряда стратиграфических горизонтов: горбичинской свиты (C_2) и верхней подсвиты клинтайгинской свиты (P_1^1), мощность разреза сокращается до 900 м. На юге же (низовье р. Ангара) в разрезе верхнего палеозоя выделены отложения от горбичинской свиты (C_2) до низов типтурской свиты (P_2^1). Мощность разреза составляет около 800 м. В Приенисейском прогибе происходило преимущественно накопление лагунных, озерных и болотных осадков, в меньшей мере дельтовых.

Ногинско-Катангская зона (II) располагается к востоку от зоны Приенисейского прогиба и охватывает большую часть Тунгусской синеклизы (бассейн р. Чангоды, среднего течения рек Нижн. Тунгуски, Подкаменной Тунгуски, Чиноки, Чуни, Чадобца). По пространственному положению она является промежуточной по отношению к зоне Приенисейского прогиба и более приподнятой восточной (Ботуобинской). Тип разреза рассматриваемой зоны является стратиграфически неполным: отсутствуют отложения горбичинской свиты (C_2), верхней части клинтайгинской и бургуллинской свит (P_1), всей типтурской свиты (P_2^1). Мощность осадков в рассматриваемой зоне в 2,5—3 раза меньше, чем в прогибе, и составляет в среднем 350—450 м. В составе отложений большую роль играют песчаники, нередко — прослои гравелитов и конгломератов аллювиального и подводно-дельтового генезиса. Подчиненное значение имеют отложения лагун и пресноводных водоемов.

Ботуобинская зона (III) выделяется вдоль восточной окраины Тунгусской синеклизы. Она охватывает верховья рек Нижн. Тунгуски, Чоны, Малой и Большой Ботуобин, среднее течение р. Ангара. В этой зоне отмечается выпадение тех же стратиграфических горизонтов, что и в Ногинско-Катангской зоне, но вместе с тем нередко отсутствуют (не отлагались либо размыты) отложения верхних горизонтов перми — пелятинской и дегалинской свит. Мощность разреза сокращается от 70 до 300 м. Угленосная толща значительно обогащается песчаным материалом аллювиального генезиса.

Норильская зона (IV) в стратиграфическом отношении близка к Ногинско-Ка-



Фиг. 4. Схема расположения структурно-фациальных зон (I — Приенисейского прогиба, II — Ногинско-Катангская, III — Ботубобинская, IV — Ногинская, V — Котуйская)
1—3 — границы (1 — Сибирской платформы, 2 — Тунгусской синеклизы, 3 — структурно-фациальных зон); 4 — области размыта

тангской, отличающейся от последней наличием более полного разреза бургуклинской свиты (P_1^2), отчасти развитием отложений типтурской свиты (P_2^1). Максимальная мощность разреза здесь также составляет 350—450 м. Однако в фациальном отношении отложения рассматриваемой зоны (в отличие от Ногинско-Катангской) характеризуются преимущественно развитием глинисто-алевролитовых, реже углистых осадков подвижного и малоподвижного мелководья заливов, лагун и болот.

Котуйская зона (V), охватывающая северную окраину Сибирской платформы, охарактеризована единичными разрезами, вскрытыми в бассейне рек Котуя, Попигая. По данным И. С. Грамберга [9], верхний палеозой представлен здесь вулканогенно-терригенными осадками прибрежно-континентального характера. Мощность их 300—450 м.

Таковы общие закономерности распределения осадков угленосной толщи Тунгусского бассейна в целом. Однако, конкретные условия осадконакопления каждого мезо- и макроцикла по площади бассейна в какой-то мере менялись.

Данные, полученные автором по стратиграфии, литолого-фациальным особенностям верхнепалеозойских отложений Тунгусской синеклизы, позволили существенно уточнить палеогеографические обстановки, существовавшие в период накопления угленосных отложений для сравнительно коротких промежутков времени, и составить серию палеогеографических карт. Реконструкция палеогеографии позднепалеозойского этапа развития Сибирской платформы до недавних пор рассматривалась в основном для отдельных ее районов. Общие представления о ней отражены в Атласах карт [1,2]. С 1966 г. автор занимался реконструкцией палеогеографии палеозоя Сибирского региона как основы для надежного прогноза нефти и газа. В рассматриваемой работе излагаются основные итоги проводившихся исследований, основанные на результатах анализа как опубликованных [1—4, 6, 8—14], так и фондовых материалов, а также собственных многолетних полевых наблюдений.

В позднепалеозойской истории Сибирской платформы (начиная с конца среднего палеозоя) выделяются несколько этапов, каждый из которых характеризуется своими особенностями палеогеографических обстановок.

В начале каменноугольного периода в турнейский век морские бассейны затопляли окраинные части Сибирской платформы — Хатангским на севере, вдоль западной границы располагалось Енисейское море, на востоке — Нижневилюйский залив. В первых двух бассейнах формировались в основном карбонатные осадки. В Нижневилюйском заливе в условиях повышенной солености происходило образование гипсов, ангидритов и доломитов. Внутренняя область платформы скорее всего представляла собой устойчивый равнинный континент.

Визейский этап (см. фиг. 1) характеризуется значительной регрессией, которая привела к опреснению и обмелению Енисейского моря. На большей части его территории осаждались пески и в меньшей мере известковистые илы.

В среднекаменноугольную эпоху (см. фиг. 1) море в основном отступило за пределы Сибирской платформы, и ее территория почти полностью была осушена и превращена в денудационную равнину. Вдоль ее западной окраины простиралась система опресненных сообщающихся лагун, посредством которых южные Обь-Зайсанское и Кузнецкое моря соединялись с Таймырским морем, омывающим платформу с севера. Со среднекаменноугольной эпохой связаны первые очаги угленакпления на Сибирской платформе.

Позднекаменноугольная эпоха (катское время, см. фиг. 2) характеризуется образованием огромного Тунгусского бассейна осадконакопления, в пределах которого формировалась угленосная песчано-алевритовая толща. Накопление ее происходило либо в обстановке опресненных бассейнов, либо в условиях низменных равнин. Первые имели кратковременную связь на севере с Таймырским, на востоке — с Верхоянским, а на западе — с Обь-Зайсанским морями. О морских ингрессиях свидетельствуют остатки брахиопод и морских пелеципод в некоторых разрезах угленосной толщи.

В раннепермскую эпоху (клинтайгинское и бургукилинское время, см. фиг. 2) уменьшается влияние Таймырского моря вследствие его сокращения. В то же время для этой эпохи характерно расширение областей осадконакопления за счет областей размыва предыдущего этапа. Территория Тунгусского бассейна, несколько расширившаяся к югу, периодически покрывалась водами опресненных бассейнов или представляла собой аллювиальную равнину. Середина раннепермской эпохи ознаменовалась осушением большей части Сибирской платформы, образовавшаяся таким образом «суша» приобрела контур, сходный с таковым в среднем карбоне.

В начале позднепермской эпохи (типтурское и раннечаппоктинское время) последовало третье по счету крупное осушение значительных пространств Сибирской платформы, охватившее и восточную часть Тунгусской синеклизы. Эта территория превратилась в денудированную равнину. Вдоль ее западного борта формировалась аккумулятивная равнина с многочисленными озерами и болотами. Образование последней, возможно, связано с деятельностью крупной водной артерии, протекающей по этой равнине.

В середине позднепермской эпохи (позднечаппоктинское время, см. фиг. 3) на территории Тунгусской синеклизы денудационная равнина предыдущего этапа превратилась в аккумулятивную, в пределах которой происходило накопление аллювиальных, озерных и болотных осадков.

Во второй половине позднепермской эпохи (пеляткинско-дегалинское время, см. фиг. 3) на территории синеклизы продолжали существовать континентальные низменные ландшафты — аллювиальные аккумулятивные равнины, изобилующие озерами и болотами. Для этого времени характерно образование мощных торфяников. В конце поздней перми в пределах Тунгусского бассейна появляются первые очаги вулканизма в основном в виде единичных вулканов центрального типа. В рассматриваемое время морские условия седиментации в прилегающих к Сибирской платформе территориях сохранялись лишь на крайнем западе Таймыра и в Верхоянье.

Литература

1. Атлас карт угленакпления на территории СССР с объяснительной запиской. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР масштаба 1 : 7 500 000. М.: Недра, 1969.
3. Баранов В. К., Горелова С. Г., Сухов С. В. Разрез угленосных отложений по р. Курейке в Тунгусском бассейне и его палеонтологическая характеристика. — Тр. СНИИГИМС. 1970, вып. 107, с. 27—34.
4. Будников В. И. Структурно-фациальные зоны верхнепалеозойской угленосной формации Тунгусской синеклизы. — Геология и геофизика, 1968, № 7, с. 119—125.
5. Будников В. И., Баранов В. К. Литология и фации верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. М.: Недра, 1971. 85 с.
6. Голубева И. И., Смирнов Н. Ф. О палеогеографии и палеотектоническом развитии Тунгусской синеклизы в позднем палеозое. — Уч. зап. НИИГА, 1969, вып. 15, с. 36—43.
7. Голубева И. И. Особенности строения верхнепалеозойских отложений Тунгусской синеклизы. — Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 373, с. 121—139.
8. Голубева И. И. К вопросу о фациях и структурно-фациальных зонах верхнепалеозойской угленосной толщи Тунгусской синеклизы. — В кн.: Современные проблемы геологии Якутии. Якутск. 1981, с. 25—40.

9. *Грамберг И. С.* Стратиграфия пермских отложений Анабарского района и смежной территории северного края Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1952, т. 37, с. 68—117.
10. *Грамберг И. С.* Стратиграфия и литология пермских отложений северо-восточного края Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1958, т. 84, с. 215.
11. *Грамберг И. С.* Палеогеография центральной части Арктики. — Тр. НИИГА, 1967, т. 150. 298 с.
12. *Гуревич А. Б.* Верхнепалеозойская угленосная формация Норильского района. Л.: Наука, 1969. 129 с.
13. *Ильяхина Н. П.* Стратиграфия и условия образования каменноугольных отложений р. Ангары. — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, с. 159—177.
14. *Никольский В. М.* Верхнепалеозойская угленосная формация приенисейской части Тунгусского бассейна. М.: Недра, 1965. 95 с.
15. *Compte rendu. Cinquième Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère* — Paris, 1964, V, T. I, S. XLIII—XLIV.

ВНИГРИ
Ленинград

Поступила в редакцию
16.V.1983

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.311.231 : 549

ПРИСУТСТВУЮТ ЛИ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ КАЛИЕВЫЕ ГИДРОСЛЮДЫ В СОСТАВЕ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД?

(По поводу статьи Андреевой О. В., Головина В. А., Омеляненко Б. И.
«О минералогических критериях различия
кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов»)

ГОРБАЧЕВ Б. Ф.

Авторы обсуждаемой статьи [1] справедливо полагают, что проблема разграничения конвергентных продуктов атмосферного выветривания и гидротермальной аргиллизации заслуживает серьезного внимания. Бесспорно также высказанное ими мнение о том, что выявление надежных минералогических критериев подобного разграничения имеет не только теоретическое (генетическое) значение, но и окажется полезным при проведении прогнозных, поисковых и разведочных работ.

В этом плане основное внимание в статье [1] уделено обоснованию вывода о том, что диоктаэдрические калиевые гидрослюда и упорядоченные смешанослойные минералы ряда калиевая слюда — монтмориллонит однозначно представляют собой продукты гидротермально-метасоматического изменения пород, регионального катагенеза или же начального метаморфизма осадочных толщ, но ни в коем случае не связаны генетически с процессами выветривания. Для обоснования достоверности предложенного минералогического критерия привлечены данные, полученные при изучении продуктов выветривания и аргиллизитов, результаты термохимических расчетов для системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и наблюдения современного минералообразования в областях активного вулканизма.

Рассмотрим доводы авторов.

1. Утверждается, что присутствие новообразованных гидрослюд не отмечено среди продуктов выветривания полевых шпатов и мусковита. Однако при этом приводятся ссылки на ограниченный круг публикаций, выводы которых в той или иной степени согласуются с точкой зрения авторов. Вряд ли такую «разборчивость» следует считать корректной, поскольку информация противоположного содержания ими не только не принимается в расчет, но даже не обсуждается.

Тем не менее можно обратить внимание авторов на ряд заслуживающих внимания сообщений, в которых изложены результаты изучения продуктов выветривания полевых шпатов с привлечением традиционных (оптическая микроскопия) и новейших (электронное микрозондирование) методов.

Показано, что на ранних этапах выветривания гранитов массива Партена (департамент Де Севр, Франция) вдоль контакта зерен плагиоклаза, ортоклаза и мусковита развиваются оторочки, состоящие из тонкочешуйчатого мусковитоподобного минерала [24]. Электронным микроанализатором установлено, что тонкочешуйчатый минерал отличается от мусковита пониженным содержанием калия и повышенным — кремния, магния и железа, в значительной степени приближаясь по особенностям химизма к типичным низкотемпературным иллитам.

Согласно наблюдениям других исследователей [27], при выветривании плагиоклаза гранитов возникают смешанослойные образования, мало отличающиеся от деградированной слюды (серицита).

Следует отметить, что при изучении коры выветривания коростеньских гранитов, распространенных в северной части Житомирской области на Украине, в зоне дезинтеграции также зафиксировано появление мелкочешуйчатого слюдистого минерала, интенсивно замещающего плагиоклаз [2].

Оптико-петрографическое изучение шлифов, изготовленных из каолинов ряда месторождений СССР, позволило установить [3], что зерна микроклина подверглись растворению, их извилистые границы осложнены бухтообразными углублениями и «островными» участками. В целом поверхность зерен микроклина в зоне их контакта с окружающей глинистой массой микрокавернозная, изъеденная, свидетельствующая о процессах растворения. Глинистая масса, замещающая микроклин, состоит из каолинита и супергенной гидрослюды, последняя также в заметной степени каолинизирована. Гидрослюды наименее подвержены каолинизации вблизи от границ зерен реликтового микроклина. В отличие от гидротермального серицита супергенная гидрослюда формируется по периферии реликтовых зерен микроклина, не проникая в их внутреннюю часть [3].

Не менее показательно, что в ЧССР в коре выветривания карловарских гранитов (каолиновые месторождения Седлец, Отовице и др.) широко распространен тонкочешуйчатый слюдистый минерал, образующий совместно с каолинитом псевдоморфозы по ортоклазу и названный иллитом [19]. Более поздними исследованиями [13] показано, что первая стадия выветривания карловарских гранитов — интенсивная серицитизация плагиоклазов, на следующей стадии плагиоклазы наряду с новообразованным серицитом испытывают каолинизацию. Одновременно установлено, что содержание слюдистого

компонента в глинистой фракции по профилю выветривания с глубиной несколько увеличивается, а затем, по мере приближения к зоне исходных пород, существенно уменьшается. На месторождении Катценхольц установлено [20], что калиевый полевой шпат при выветривании преобразуется в смесь каолинита и иллита.

Формирование гидрослюд при выветривании полевого шпата гранитов описано в Индонезии на о. Болинтон [26], на юго-западе Австралии восточнее г. Перт [17]. Число подобных примеров можно при желании умножить, кроме того, можно сослаться на работы почвоведов [15 и др.], в которых указывается, что в почвах умеренной климатической зоны довольно часто наблюдается замещение полевых шпатов, в том числе калиевых, слюдоподобными новообразованиями.

Следовательно, утверждения авторов о том, что в исследованиях выветривания гранитоидных пород разных регионов мира и различных климатических зон приводятся данные об отсутствии промежуточных продуктов при замещении полевых шпатов минералами группы каолинита [1, с. 32], не совсем точны.

2. Допускается, что гидрослюды и смешанослойные минералы слюда-монтмориллонит вообще не могут формироваться в атмосферных условиях, а представляя собой более высокотемпературные образования [1, с. 33]. Данный тезис входит в решительное противоречие с установленным фактом современного синтеза диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ в закристаллизованных известняках [8]. В качестве доказательства авторы обращаются к диаграммам равновесия экспериментальной системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, рассчитанным для средне- и высокотемпературных условий. Проводимая ими экстраполяция в низкотемпературную область (ниже $100-130^\circ C$), где, по их мнению, происходит выклинивание поля устойчивого существования калиевой слюды, не является убедительной, тем более что можно сослаться на ряд исследований [5, 10, 18, 25], в которых проведение этой же системы подробно рассмотрено для условий низких температур и давлений ($T 25^\circ C$, $P_{общ} = 1$ атм). Составленные при этом диаграммы минеральных равновесий содержат поля устойчивого существования гидрослюды (иллита) и смешанослойных минералов.

Эксперименты по гидролизу калиевых шпатов при $20^\circ C$ в водных средах, содержащих растворенные формы алюминия и кремния, сопровождаются кристаллизацией из раствора каолинита и слюды мусковитового типа в соотношениях 1:1 до 0:1 с присутствием незначительного количества смекгита [21]. Ранее при изучении каолинизации микроклина в условиях имитирующих природное выветривание [22], было установлено, что если калий не выводится из экспериментальной системы, то при сходных значениях pH 4,5—5,0 формируется не каолинит, а слюдистая фаза. По-видимому, в самом общем случае решающими являются условия динамического равновесия, зависящие от степени выщелоченности исходных пород весьма разбавленными растворами. Сильное выщелачивание определяет формирование каолинита, слабое — гидрослюды или смешанослойных минералов.

Изучению поведения калия при выветривании калиевого полевого шпата посвящено специальное исследование [15], в итоге которого сделан вывод о том, что указанный процесс развивается в два этапа: на первом образуется калийсодержащая промежуточная фаза (слоистый силикат), а на втором происходит ее каолинизация.

Что же касается сомнений в возможности формирования при низких температурах мусковитоподобных структур, то необходимо отметить, что при температурах $0-80^\circ C$ синтезированы еще более «высокотемпературные» минералы — полевые шпаты [14].

Можно полагать, что выведенные из термохимического анализа системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ условия низкотемпературной стабильности калиевых гидрослюд в целом согласуются с экспериментальными параметрами их синтеза. Это позволяет считать недостаточно обоснованными утверждения о принципиальной невозможности формирования диоктаэдрических гидрослюд и смешанослойных минералов в связи с процессами выветривания.

3. Высказано мнение, что светлые калиевые гидрослюды по сравнению с монтмориллонитами формируются в более горячих и глубинных участках геотермальных систем областей современного вулканизма и аналогично в зональных ореолах околорудной аргиллизации. Подобные зависимости действительно наблюдаются, однако наряду с этим известны случаи, когда с глубиной гидрослюдистые аргиллизиты сменяются монтмориллонитовыми [9, 11]. В целом аргиллизиты отнесены к числу низкотемпературных продуктов кислотного выщелачивания [4, 12]. Гидрослюдизированные, каолинизированные и окварцованные породы находятся в генетическом единстве, а разнообразие их соотношений обусловлено двумя взаимосвязанными факторами: температурой и pH минералообразующей среды.

Таким образом, при всем уважении к актуальности затронутой темы, приходится признать, что изложенное в ней категоричное отрицание возможности формирования калиевых гидрослюд при выветривании полевошпатовых пород не имеет достаточных оснований. Соответственно только лишь констатация присутствия калиевых гидрослюд, как полагают авторы [1], не может служить достаточным минералогическим критерием, позволяющим однозначно отличить аргиллизиты от глинистых продуктов выветривания. Видимо, для решения подобной задачи необходимо прежде всего научиться проводить четкие структурно-кристаллохимические различия между гидрослюдами различного происхождения (типоморфизм). Эти вопросы подробно рассмотрены в работах А. Г. Косовской и В. А. Дрица [6, 7]; ими показаны реальные возможности установления связей между структурно-кристаллохимическими особенностями гидрослюд и геологическими условиями формирования минеральных ассоциаций с их участием.

Целесообразно наряду с детальными литолого-минералогическими исследованиями

больше внимания уделять изучению геохимии стабильных изотопов кислорода и водорода [23], что, несомненно, может оказать помощь в расшифровке генезиса глинистых пород и минералов.

Литература

1. Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. И. О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов. — Литол. и полезн. ископ., 1982, № 3, с. 31—38.
2. Бучинская Н. И. К минералогической характеристике коры выветривания коростеньских гранитов. — В кн.: Кора выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971, т. 1, с. 239—248.
3. Горбачев Б. Ф. Супергенные диоктаэдрические слюды и их роль в процессах выветривания полевых шпатов. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1981, с. 168—175.
4. Казыцын Ю. В., Чернорук С. Г., Нечипоренко Б. О. О химизме аргиллизующих растворов по геологическим и экспериментальным данным. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М.: Наука, 1968, с. 166—176.
5. Кашик С. А., Карпов И. К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 151 с.
6. Рентгартен Н. В., Дриц В. А., Одинцов И. А. Аутигенная гидрослюда модификации $2M_1$ в закарстованных известняках Одессы. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 5, с. 1178—1181.
7. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических гидрослюд, хлоритов и корренситов как индикатор геологических обстановок. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60—69.
8. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов. — Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1, с. 84—114.
9. Русинова О. В. Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудоотложениями. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 181—188.
10. Шварцев С. Л., Баженов В. А. Геохимические условия образования иллита в продуктах коры выветривания. — Геохимия, 1978, № 3, с. 398—407.
11. Широких И. Н. Околорудные метасоматиты Балейского месторождения в Восточном Забайкалье. — В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982, с. 118—142.
12. Щербань Н. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
13. Bilova I., Neuzil J., Reichelt M. Zonal development of the residual kaolin overlying the muscovite granite in the Smolciny massif (West Bohemia). — In: 7th Conf. Clay Mineral. and Petrol. in Karlovy Vary, 1976. Praha, 1977, p. 219—230.
14. Flehmig W. Zur Morphologie und Oberflächen-Struktur bei tiefen Temperaturen (0—80°C) in Gelen geibildeter Quarze und Feldspate. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1978, S. 223—232.
15. Bronger A., Kalk E. Zur Feldspatverwitterung und ihrer Bedeutung für die Tonmineralbildung. — Z. Pflanzenernähr. und Bodenk., 1976, H. 1, S. 37—55.
16. Gardner L. R., Kheoruenromne J., Chen H. S. Isovolumetric geochemical investigation of a buried granite saprolite near Columbia, SC, USSA. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, v. 42, p. 417—424.
17. Gilkes K. J., Sholz G., Dimmock G. M. Lateritic deep weathering of granite. — J. Soil. Sci., 1974, v. 24, № 4, p. 523—536.
18. Keller W. D. Environment aspects of clay minerals. — J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, № 3, p. 788—814.
19. Konta J., Borovec Z. Illite separated from the natural kaolin of Sedlec. — In: Acta Univ. Carolinae Geol. Suppl. 2, 3-d Conf. Clay Mineral. and Petrol. Praha, 1965.
20. Konta J., Stařecká Z., Vielenský J. Minerality v přírodním kaolinu ložiska Katzenholz na Karlovovarsku. — In: 6th Conf. Clay Mineral. and Petrol. in Praha and Kutná Hora, 1973. Praha, 1975, p. 135—150.
21. La Iglesia A., Martin Vivaldi J. L., Lopez Aguayo F. Kaolinite crystallisation at room temperature by homogeneous precipitation. III. Hydrolysis of Feldspars. — Clays and Clay Minerals, 1976, v. 24, № 1, p. 36—42.
22. Lertz H., Borchart W. Verwitterung von Mikroklin unter atmosphärischen Temperatur-Druck-Bedingungne. — Chem. Erde, 1962, v. 22, p. 386—424.
23. Lombardi G., Sheppard S. M. F. Petrographic and isotopic studies of the altered acid volcanics of the Tolfa-Cerite area, Italy. The genesis of the clays. — Clays and Clay Minerals, 1977, v. 12, p. 147—163.
24. Meunier A., Velde B. Mineral reactions of grain contacts in early stages of granite weathering. — Clays and Clay Minerals, 1976, v. 11, № 3, p. 235—240.
25. Misra U. K., Upchurch W. J., Marshall C. E. Lysimetric and chemical investigations of pedological changes. Pt 4. — Soil Sci., 1976, v. 122, № 1, p. 25—35.
26. Murray H. H., Partridge P. Alteration of granite to kaolin. Mineralogy and Geochemistry. — Schriftenreihe geol. Wiss., 1978, № 11, p. 197—208.
27. Seddoh F. K., Pedro G. Aspects microgeochimiques de l'altération superficielle. Application à l'évolution des minéraux dans les arenés granitiques. — Cah. ORSTOM, ser. Pedol., 1975, v. 13, № 1, p. 7—25.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., MIKHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией *В. Д. Компанец*

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 01.08.84	Подписано к печати 21.09.84	Т-14650	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отт. 11,8 тыс.	Уч.-изд. л. 13,6 Бум. л. 4
Тираж 1029 экз.		Зак. 4135	

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СССР. Т. 18. РСФСР. ТОМСКАЯ, ОМСКАЯ, НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТИ. ПЕРИОД 1956—1960. ВЫП. 1. ОПУБЛИКОВАННЫЕ РАБОТЫ. 1977. 374 с. 4 р. 05 к.

В монографии обобщены все геологические материалы по территории Томской, Омской и Новосибирской областей, опубликованные в различных изданиях за 1956—1960 гг. Работа состоит из двух разделов. В первом характеризуются основные результаты исследований, по стратиграфии и палеонтологии, геологии четвертичных отложений, литологии, петрографии, палеогеографии и тектонике и их народнохозяйственное значение. Во втором — рефераты или аннотации на все опубликованные за данный период работы.

Книга является полезным справочником по геологии и истории геологических исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СССР. Т. 25. РСФСР. ТУВИНСКАЯ АССР. ПЕРИОД 1956—1960. ВЫП. 1. ОПУБЛИКОВАННЫЕ РАБОТЫ. 1975. 232 с. 2 р. 43 к.

Книга состоит из двух разделов. В первом разделе на основе обобщения всех выполненных за указанное время работ излагаются основные достижения в области стратиграфии и палеонтологии, геологии четвертичных отложений и геоморфологии, литологии, петрографии и геохимии, тектоники; во втором — даются рефераты, аннотации и библиографические справки на все опубликованные работы по геологии Тувинской АССР за 1956—1960 гг., а также соответствующие к ним указатели.

Издание является полезным справочником по геологии и истории геологических исследований.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект, Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.