

**МЕТОДЫ
ЛИТОФАЦИАЛЬНОГО**

А. В. Македонов

**АНАЛИЗА
И ТИПИЗАЦИЯ
ОСАДКОВ
ГУМИДНЫХ
ЗОН**

·НЕДРА·

А. В. Македонов

МЕТОДЫ
ЛИТОФАЦИАЛЬНОГО
АНАЛИЗА

и типизация осадков
гумидных зон



Македонов А. В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. — Л.: Недра, 1985. — 243 с.

Рассмотрены основные принципы классификации, типологии и систематики осадков и фаций, методы литофациального анализа, разработана его комплексная методика на примере исследований основных фациальных групп континентальных, переходных и морских фаций. Составлены классификационные и диагностические таблицы литотипов и фаций разных рангов, выявлены поисковые признаки и методы прогнозирования нахождения и свойств полезных ископаемых гумидных зон. Показаны возможности метода сопоставления современных литотипов и фаций гумидных зон с древними, с учетом особенностей современной эпохи.

Для геологов и литологов, занимающихся изучением, прогнозированием, поисками и разведкой осадочных месторождений.

Табл. 3, ил. 36, список лит. 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук *С. И. Романовский* (ВСЕГЕИ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Опыт литофацеального анализа, типизации и классификации осадочных пород освещен в целом ряде обобщающих работ. В решениях I Всесоюзного совещания по осадочным породам, состоявшегося еще в 1952 г., в числе главных задач была названа «разработка методики фацеального анализа... классификации осадочных пород и их рациональной номенклатуры... с учетом генетических признаков» [1953 г., с. 17—18]; аналогичные указания содержатся в решениях VIII Всесоюзного литологического совещания 1968 г. Обзор некоторых методов литофацеального анализа дан в известной монографии «Методы изучения осадочных пород» [1957 г.] под редакцией Н. М. Страхова. Позже эти вопросы неоднократно рассматривались с той или иной степенью полноты в работах Г. И. Теодоровича, Л. Б. Рухина, а также в руководствах и справочных пособиях.

Тем не менее до сих пор ряд вопросов остается не только дискуссионным, но и совершенно неизученным. Так, нет общей характеристики, систематики, сравнительной типологии и систематики ни одной группы осадочных пород, в том числе гумидных ландшафтных зон, которые имеют важное научное и практическое значение, так как с ними связана основная масса различных полезных ископаемых. Любой анализ осадочных пород включает в себя их типизацию; и как предварительное условие при выборе объектов и направлений исследования, и как конечный результат исследования. А она в свою очередь должна опираться на ясное представление о принципах типизации и классификации и на комплексную методику литофацеального анализа.

Дальнейшая разработка этих вопросов может базироваться на уже сделанных в этом направлении работах. Имеется серия исследований двух главных взаимопроникающих направлений литофацеального анализа, обычно обозначаемых терминами: «петрография или петрология осадочных пород», с одной стороны, и «учение о фациях» — с другой. Различные схемы классификации и диагностики выделенных групп осадочных пород и фаций приведены во многих учебниках и справочных пособиях. Среди них следует назвать труды отечественных исследователей: А. Н. Заварицкого и М. С. Швецова по петрографии осадочных пород, Д. В. Наливкина [25] и Г. Ф. Крашенинникова [15] по фациям, «Справочник по литологии» [34], Н. В. Логвиненко [1974 г.], Б. К. Прошлякова и В. Г. Кузнецова [31], Н. Н. Верзилина [1979 г.], В. И. Славина, Н. А. Ясманова [1981 г.] и других исследователей [35] по литологии, седиментологии, фацеальному анализу, методам палеогеографического анализа. Попытка на региональном материале наметить конкретные пути систематики и методики системного анализа сделана в книге А. Н. Дмитриевского [6]. Г. Ф. Крашенинниковым [1984 г.], А. В. Македоновым [1984 г.], Н. Н. Предтеченским [1984 г.], а также С. Л. Афанасьевым, В. И. Троицким на XII Всесоюзном литологическом совещании (Новосибирск, 1981 г.) предложены некоторые принципы систематики, классификации и определения основных категорий литофацеального анализа.

Из работ зарубежных исследователей следует отметить монографии Ф. Д. Петтиджона [1981 г.], Дж. Гринсмита [1981 г.], Р. Селли [1981 г.], а также сборник «Условия древнего осадконакопления и их распознавание»

[1974 г.]. Обстановкам образования типов осадочных отложений, главным образом терригенных, современных, с указанием ископаемых аналогов посвящена работа Г.-Э. Рейнека, И. Б. Сингха [32]. Близкий круг вопросов рассмотрен также в «Седиментологии» под редакцией Р. Уируга [1980 г.]. Методом фашиального анализа посвящена книга «Концепции и методы анализа ископаемых фаший» [1978 г.]; обстановки осадконакопления и типы осадков рассмотрены в монографии под редакцией Г. Дж. Ридинга [50], в работах Г. Фюхтбауэра [1974 г.], Г. Блатта, Дж. Мидлтона, Р. Мэррея [1980 г.], Дж. Фридмана и Дж. Сандерса [47]; математические модели процессов осадкообразования — в коллективном труде под редакцией Дж. Мэрризма [1972 г.]. Во всех перечисленных работах содержатся те или иные классификации древних и современных осадков, сопоставления их групп и признаков, методические указания по их изучению. Типизации современных осадков посвящена монография (изданная на английском языке) чешского ученого Зд. Кукала «Геология современных осадков» [48], пока единственная на эту тему.

Более кратко типы осадков охарактеризованы в нескольких работах Е. В. Шанцера [37; 1950 г., 1980 г.], И. М. Рослого [1972 г.]. В сборнике «Четвертичная геология и геоморфология» [1982 г.] под редакцией Г. С. Ганешина, Е. Б. Хотиной, Ю. Ф. Чемекова предложена новая общая генетическая классификация четвертичных отложений (континентальных и морских шельфовых). Новейшие краткая характеристика и схема классификации современных осадков даны Н. В. Логвиненко [34], причем схема включает в себя классификацию «генетических типов континентальных отложений» по Е. В. Шанцеру [1980 г.] и морских осадков по Н. В. Логвиненко [19]. Переходные (дельтовые, лагунные и др.) осадки древних и современных фаший охарактеризованы в пятой части Справочника [34] по В. И. Марченко; отложения гумидных зон и вообще климатические группы в схему классификации не включены, указаны лишь некоторые их признаки при описании отдельных групп фаший в пятой части Справочника [34].

А. В. Македоновым с сотрудниками — литологами Т. А. Ишиной, О. М. Головенко, Ю. А. Кривулиной — с 1965 г. проводились сравнительные литологические комплексные исследования современных осадков гумидной зоны умеренного пояса в ряде районов побережья Балтийского моря, северо-запада Русской платформы и субтропиков (в Колхидской низменности). На разных этапах этих работ в них принимали участие геолог-четвертичник С. В. Яковлева, гидрогеолог М. Н. Овчинникова, С. В. Егоров, геоботаник и углелетрограф И. Э. Вальц, болотоведы Е. И. Скобеева, Н. Я. Кац, С. В. Кац, С. И. Тюрменко, Н. П. Хмырова, геолог-четвертичник и болотовед Р. Кунскас, гидрохимик Н. И. Луи, химик А. Ф. Кулачкова, а также геологи Н. В. Логвиненко, Ф. Т. Парвания, А. И. Блажчихин. Ценные консультации и содействие были получены автором от озероведов Н. И. Семеновича, Л. Л. Россолимо, Е. А. Стравинской, работников лимнологических станций на озерах Красное и Селигер, геологов В. К. Ульста, А. Ф. Гринберга, В. К. Гуделиса, И. М. Варенцова и других. В организации работ на разных стадиях и в обсуждении их результатов принимали полезное участие В. В. Мокринский, Ф. Я. Сапрыкин, Н. В. Логвиненко, Н. В. Карпов, В. В. Лавров, Н. Н. Предтеченский, Н. В. Иванов.

Данные многолетних личных исследований автора и результаты анализа более 1100 литературных источников легли в основу настоящей работы, в которой рассмотрены основные методы литофашиального анализа, вопросы его комплексной методики на примере основных групп континентальных, переходных и морских осадков, охватывающих основной набор фаший, литотипов и полезных ископаемых гумидных зон и применения этой методики для типизации и систематики осадков; предложены таксономические и типологические схемы, приведены примеры классификационных таблиц. Основные методические и практические выводы, сделанные автором, служат целям повышения надежности фашиальных и палеогеографических реконструкций, могут быть использованы для детальной рациональной классификации осадков и фаший гумидных зон, поисков полезных ископаемых. Автор сознает недостатки и пробелы своей работы, но тем не менее надеется, что она будет полезна для широкого круга геологов.

В подготовке работы к изданию большую помощь автору оказала Ю. А. Кривулина, которая является соавтором ряда важных разделов (II.3.4—II.3.6 и подраздела о геохимическом методе). Она участвовала в подготовке и обсуждении всего текста, иллюстративного материала и осуществила основной объем полевых наблюдений для данной работы; Н. В. Толстикова участвовала в полевых исследованиях, выполнила основной объем определений фаунистических сборов, является соавтором разделов II.3.4—II.3.6 о современных био- и танатоценозах. О. М. Головенко, Т. А. Ишина принимали участие в полевых исследованиях в ряде районов, в составлении классификационной таблицы (см. табл. III.1), ряда рисунков, в подборе библиографии.

Автор должен поблагодарить за содействие, критические замечания, советы Ю. Ф. Чемякова, С. И. Романовского, А. Н. Ласточкина.

ПРИНЦИПЫ И КАТЕГОРИИ ЛИТОФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА, ТИПИЗАЦИИ ОСАДКОВ, ПОРОД И ФАЦИЙ

1.1. ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ЛИТОТИПЫ И ФАЦИИ

Объектом любого геологического исследования, в том числе литофациального анализа, являются конкретные геологические тела. И первая задача литофациального анализа заключается в правильном выделении этих тел, в выявлении их специфических признаков. Второй задачей, нераздельно связанной с первой, является выяснение процессов (во времени и распределение их в пространстве), в результате которых сформировалось данное геологическое тело и комплекса признаков этого тела. При изучении современных осадков в большинстве случаев можно достоверно установить генезис всех наблюдаемых осадков и их отдельных признаков, а при изучении древних геологических тел мы должны решать обратную задачу: реконструировать их генезис на основании наблюдаемых признаков существующего геологического тела. И в этом случае мы также должны ясно различать процесс и его результат, причины и следствия, условия образования тела и само тело.

Простейший путь реконструкции — сопоставление признаков древних и современных тел, условия образования которых достоверно известны. Не раз в литературе справедливо указывалось на границы применения принципа актуализма, связанные с необратимой эволюцией Земли и особенностями современной геологической эпохи. Но сами эти особенности можно выяснить только исходя из анализа современных геологических тел и процессов, их соотношений. Поэтому правильным представляется основной принцип, определенный Н. М. Страховым как сравнительно-литологический метод изучения современных и древних осадков. На практике он в той или иной форме применяется всеми геологами и является частью общего историко-геологического метода.

Литофациальный анализ должен рассматривать все признаки геологических тел во взаимной связи их друг с другом и с признаками других геологических тел. Иными словами, должен выявлять парагенезисы признаков данного тела и парагенезисы данного тела с другими телами. Под парагенезисом понимается не случайное, а закономерное сонахождение, основанное на общности происхождения, причем даже в тех случаях, когда это происхождение еще не может быть строго установлено, но могут быть до-

становлено выявлены определенные комплексы признаков, характеризующие геологические тела и их сочетания.

Поскольку литофациальный анализ в указанном выше понимании — всегда анализ парагенезисов, он является частью формационного анализа, начинающегося с выделения наиболее элементарных подразделений определенного сообщества пород. Вместе с тем нельзя отождествлять литофациальный и формационный анализы, так как литофациальные признаки геологических тел выявляются особыми методами, с применением своей системы категорий и системного анализа в его современном понимании. Однако при этом общие принципы теории систем нужно детализировать и конкретизировать с учетом специфики геологических систем, конкретные черты которой и применяемого к ней системного анализа опять-таки легче всего установить, изучая системы современных геологических тел и процессы, доступные наблюдению. С точки зрения задач данной книги необходимо при этом выявить дополнительные признаки систем, характерные для геологических тел и процессов гумидных ландшафтно-климатических зон.

Таким образом, в ходе литофациального анализа мы будем стремиться: 1) четко определить специфику изучаемых объектов и процессов, их соотношения и подразделение; 2) систематически сопоставлять категории литофациального анализа с категориями формационного и физико-географического анализа; 3) выявить на основе установленных комплексов признаков изучаемых тел и процессов их парагенезисы; 4) разработать их классификацию, типизацию и систематику на материале современных осадков и фаций гумидных зон на основе сопоставления с данными о других зонах. Отсюда можно выделить два ряда категорий. Первый ряд характеризует свойства самого тела, определяемые такими категориями и терминами, как «тип осадка», «тип породы», «литотип», «лито-генетический тип», «литофация». Второй ряд содержит категории «среда», «условия образования», «процессы образования», «факторы образования», «фации», «ландшафт», «литогенетические типы», «генетические типы». Кроме того, возникли категории, с помощью которых исследователи пытаются отразить единство этих рядов категорий: «литогенетический тип», «генетический тип», «фация», «элемент формации».

История категории «фация», дискуссии о понимании ее объема освещены в работах Д. В. Наливкина, Г. Ф. Крашенинникова, Ч. Тичерта, Н. Б. Вассоевича, Л. Б. Рухина, В. П. Маркевича, Н. В. Логвиненко, П. П. Тимофеева, М. С. Дюфура и многих других. Г. Ф. Крашенинников [16, с. 34—36] цитирует 35 определений. По нашим данным, их более 50. Несмотря на обилие работ по этому вопросу, единого понимания термина до сих пор нет, есть предложения вообще отказаться от однозначного его определения. Все же большинство геологов под этим термином понимают определенную объективную реальность.

В «Геологическом словаре» принято определение Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко: «Фации (геологические осадочные) — обстановки осадконакопления (современные или древние), овеществленные в осадке или горной породе» [1973 г., с. 351—352]. Но при этом оговаривается, что существуют «два направления в понимании фаций: сторонники одного считают, что фация — это физико-географические условия, т. е. обстановка осадконакопления; сторонники другого под фацией понимают осадки, обладающие различными особенностями, указывающими на условия их накопления. Это разграничение в значительной мере условно, так как по особенностям осадков мы судим об условиях их накопления». В изданном в 1983 г. «Справочнике по литологии» [34, с. 357] те же авторы повторяют определение фации, данное ими в «Геологическом словаре».

Напомним, что Д. В. Наливкин в своем классическом труде «Учение о фациях», который до сих пор остается наиболее капитальной сводкой на эту тему, писал, что «фация — это единица ландшафта» [25]. Однако в приводимых им конкретных примерах он либо включал в фации их вещественные признаки (например, на дне Черного моря в береговой зоне выделял фации скал, донного песка, песчано-конгломератовую), либо определял фации в геоморфологическом смысле (например, называл фация речных русел, половодья, стариц и т. д.). Такое смешение разнозначных явлений продолжалось и последующими исследователями. В частности, Ю. А. Жемчужников, Л. Н. Ботвинкина определяли фацию как совокупность признаков породы или осадков и условий их образования. По Г. Ф. Крашенинникову, «фация — это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка» [15, с. 16]. Здесь, в соответствии с первоначальными представлениями А. Грессли, связаны понятия «фация» и «латеральная изменчивость разновозрастных геологических тел», но при этом под фацией понимается также совокупность и признаков тела, и условий его образования. Однако уже у А. Грессли мы видим стремление разграничить, хотя и без употребления особых терминов, признаки тела и его происхождение. В дальнейшем четко наметилось стремление разделить категориальные ряды.

В отечественной геологической литературе А. А. Борисяк — один из основоположников фациального анализа — понимал фации как единицу ландшафта, определенных условий образования, но не как результат этих условий. Как единицу среды образования породы или осадка определял фации и Н. М. Страхов. В зарубежной геологической литературе также можно найти аналогичные варианты, но преобладает тенденция к разделению терминов, определяющих геологические тела и процессы их образования. Так, в американском «Геологическом словаре» [1977 г., с. 514—516] приведено 12 (!) определений понятия «фация». Важнейшие из них: «Сумма всех основных литологических и палеонтологических характеристик осадочной породы, на основании которых мо-

гут быть сделаны выводы о ее происхождении и обстановке образования ...группа характерных признаков, отличных от признаков других пород внутри стратиграфического подразделения». И в более широком понимании: «...порода (или группа пород), отличающаяся от других более или менее родственных или сравнимых пород другого облика или состава и распознаваемая по любым наблюдаемым отличительным признакам». Приводится и определение фации, как «обозначения совокупности местных географических и биологических условий, определяющих литологическую и палеонтологическую характеристику осадочной породы». Последнее определение, как видим, приблизительно отвечает пониманию фации А. А. Борисяком и Н. М. Страховым. В том же Словаре приводится как особый термин *environment* и дается его определение — «обстановка осадконакопления. Географически ограниченный комплекс, где происходит осадконакопление; характеризуется определенными физическими и биологическими условиями, например озеро, болото или пойма».

В большинстве зарубежных работ последних лет термин «обстановка» употребляется именно в этом понимании, а термин «фация» — как тип осадков или породы, образующихся в данной обстановке. Например, по Дж. Фридману и Дж. Сандерсу [4], «осадочная обстановка» — это «естественная географическая существующая реальность (*entity*), в которой накапливаются осадки» [47, с. 195], а «...осадочная фация — седиментационная единица, определяемая суммой всех первичных характеристик, результат осадконакопления в данной конкретной обстановке». Аналогичное определение дают Г.-Э. Рейнек и И. Б. Сингх [32, с. 8—9].

Однако автор, в отличие от названных исследователей, считает, что термин «обстановка» слишком расплывчат, так же как и термин «физико-географические условия образования». Поэтому лучше вернуться к термину «фация» в смысле «обстановка», но с уточнением содержания ее пространственно-временных признаков.

Исходя из сказанного в основу литофациального анализа, типизации и систематики выделенных анализом геологических тел и процессов должны быть положены следующие исходные определения объектов и единиц исследования.

Литотип — экзогенное или эндогенно-экзогенное геологическое тело с определенным комплексом взаимосвязанных существенных признаков: конститутивных — вещественного состава, строения, морфологии — и дополнительных индикативных — ориктоценозов, конкреций, некоторых других аутигенных образований. Конститутивными мы называем признаки, характеризующие данное геологическое тело как единое целое, начиная с породного уровня; индикативными — характеризующие только отдельные компоненты, включения в это тело внутрипородного уровня, но имеющие важное значение как индикаторы условий образования тела, его парагенезиса, в том числе парагенезисов связанных с

ним полезных ископаемых, а также стратиграфического положения и места в латеральных и нормальных чередованиях тел.

Литогенетический тип — литотип, генезис которого более или менее установлен, т. е. литотип, уже однозначно сопоставленный с определенной фацией.

Фация — единица территории с относительно однородными условиями образования литотипов, отличающихся от соседних разновозрастных. Автор употребляет при этом термин «территория», который, по его мнению, точнее, чем единица ландшафта или единица среды, обстановки, указывает на объемность, пространственную целостность фации. Геологическая фация — это всегда также определенное тело с определенной совокупностью процессов, в результате которых образовалось другое тело, окаменевшее, овеществленное, в данном литотипе. Часто фации выделяют только по одному признаку, обычно — геоморфологическому, как в приведенном выше определении фации Г.-Э. Рейнека и И. Б. Сингха. Однако такое понимание фации недостаточно. Например, озера северо-запада Русской платформы по комплексу гидрохимических и по ряду других признаков более резко отличаются от сходных по размерности озер влажного и сухого климата (оз. Балхаш или Аральское «море»), чем от фаций Финского или Рижского заливов Балтийского моря. Аналогично резко различаются озера с разным тектоническим режимом субстрата: платформенные, орогенные, геосинклинальные. Поэтому надо выделять фации, как и литотипы, по комплексам признаков.

Комплекс признаков фаций можно рассматривать как комплекс факторов, определяющих свойства литотипов. Для всех фаций можно выделить пять основных факторов: 1) рельеф, 2) климат, 3) геотектонический режим, 4) уровень и состав биомассы, т. е. геобиологические факторы, 5) унаследованный и сопровождающий петрофонд, т. е. состав и другие свойства вещественного субстрата, на котором возникает и которым окружена данная фация. Эти факторы не являются совершенно независимыми переменными. Наибольшую роль для данного отрезка геологического времени играют сочетание рельефа, климата и геотектонического режима, их взаимодействие. Хотя можно начинать классификацию фаций с выделения их геоморфологических групп, дальнейшее исследование должно сопоставлять ее с классификацией по климатическим, геотектоническим, геобиологическим группам факторов и таким путем разрабатывать комплексную систему а т и к у. И общим требованием является рассмотрение не только статического, но и динамического характера фаций. Отсюда значение таких подразделений, как фации подвижного, малоподвижного, спокойного мелководья в пределах одной и той же формы рельефа, например моря или озера.

Полное генетическое определение фации включает в себя выявление ее соотношений с другими фациями и динамики господствующих в них процессов. Если мы сопоставляем фации русел при-

брежно-равнинных или предгорных рек, то мы тем самым вносим в определение русла как фации и определение другой фации, иногда даже очень отдаленной от русла. Таким образом, мы вносим представление о какой-то системе фаций, более крупной и более сложной, чем данное русло и данная гора или данный берег моря. Понятие «прибрежная равнина» включает в себя и понятие определенного водоема, его берега, набора фаций примыкающей суши.

В то же время в пределах одной и той же системы признаков намечается еще одна линия классификации фаций. В одной и той же геоморфологической фации крупной размерности мы выделяем фации более мелкой размерности: в озере — берег, прибрежные воды — мелководья, более удаленные от берега глубокие воды и т. д., но подобные элементы есть и в морском заливе. В пределах разных форм рельефа намечают сходные единицы и ряды подобных элементов, накладывающиеся на ряды подобия признаков морей, озер, рек и т. д. В пределах этих сходных подразделений выделяют еще более дробные подразделения. Например, в береговых фациях — фация пляжа, опять-таки имеющая общие черты и в морях, и в озерах, и в реках. На выявлении таких подобий основаны специальные классификации фаций.

Дж. Рич [Rich J., 1951 г.] выделил «три основных обстановки отложения и критерия распознавания пород, отложенных в каждой из них»: унда — обстановки волнового поля; клино — обстановки склона между базисом действия волн и более или менее постоянным уровнем более глубокой части бассейна; фондо — обстановки этих более глубоких частей бассейна. Им соответствуют, по терминологии Дж. Рича, определенные типы осадков: унда-, клино- и фондотемы. Кроме того, Дж. Рич выделяет соответствующие формы поверхности залегания и эрозии осадков: унда-, клино- и фондоформы.

Таким образом, фация включает в себя и многообразие признаков, и те или другие ведущие признаки, выделенные по разным критериям, благодаря чему можно построить разные классификации одной и той же группы объектов, взаимодополняющие друг друга.

В признаки фации входит и определенный интервал, стадия образования связанных с этой фацией литотипов. Дискутируется вопрос, можно ли выделять фации только на первой, седиментационной, стадии или можно говорить о фациях разных стадий петрогенеза и в связи с этим употреблять такие термины, как фации диагенеза, катагенеза, метаморфизм и т. д. Автор считает, что суть категорий фации может быть отнесена ко всем стадиям петрогенеза. При конкретном фациальном анализе необходимо выявлять признаки разных стадий. Так, при изучении современных фаций гумидных зон мы имеем дело в основном с фациями седиментации и раннего диагенеза, в редких случаях более позднего диагенеза. Широко распространены также «гипергенные»

или, по представлениям М. С. Швецова, «экзодиагенетические», фации, т. е. фации кор выветривания и почв.

Все группы фаций выделяются в соответствии с основным исходным принципом — латеральными изменениями разновозрастных территорий. В этом смысле мы присоединяемся к первоначальному пониманию фаций у А. Грессли и его развитию в ряде работ Г. Ф. Крашенинникова: все фации являются стратиграфическими. Но, во-первых, в отличие от Г. Ф. Крашенинникова, мы расширяем понятие «фация» на все стадии и формы петрогенеза. Во-вторых, определенные комплексы признаков фаций данного стратиграфического подразделения могут возобновляться, хотя и с некоторыми изменениями, в других стратиграфических подразделениях. Фации русла или озера выделяются как изменения признаков территории, разновозрастной этому руслу или озеру. Но вместе с тем ряд признаков озера данного отрезка времени, например современного Ладожского озера, выявлен не только в геоморфологически, климатически или тектонически сходных территориях того же голоценового возраста, но и в территориях гораздо более древних. Существуют общие признаки озер перми, мезозоя, кайнозоя и современных, позволяющие выявить общие свойства озерных фаций; вместе с тем в каждом конкретном разрезе эти признаки выделяются именно как признаки, отличающие озеро от соседних наземных фаций. Поэтому мы считаем, что спор о соотношении понятий «стратиграфическая фация» и фации «вообще» довольно беспредметным. Речь идет о двух сторонах одного и того же явления, одной и той же категории.

Однако широко распространена другая точка зрения, согласно которой надо различать категорию фации и категорию генетического типа в смысле обстановки образования того или другого геологического тела независимо от его стратиграфического положения. Понятие «генетический тип» в последние годы широко обсуждалось рядом геологов. В статье Г. Ф. Крашенинникова [17] подведены некоторые итоги этого обсуждения. Как известно, этот термин в первоначальном понимании, предложенном А. П. Павловым, отражает только один элемент генезиса — динамический фактор, тип движения, производящего и перемещающего вещество. Однако, как видно из вышеизложенного, фация не может быть сведена к одному ведущему геологическому агенту. По Г. Ф. Крашенинникову, «генетический тип — это порода или комплекс генетически тесно связанных пород, образовавшихся в выявленной для данного комплекса физико-географической обстановке: реке, конусе выноса, на пляже, в глубоком море и т. д.» [17, с. 27]. В таком виде это определение по существу почти тождественно предложенному выше определению литогенетического типа. Термин «генетический тип», если он по сути не отличается от термина «литогенетический тип» не нужен, ибо определение литогенетический больше подчеркивает именно суть дела. Но возможно, что «генетический тип» имеет смысл сохранять как особый термин, если вернуться к первоначальному пониманию его

А. П. Павловым, согласно которому генетический тип — это литогенетический тип, но созданный одним ведущим фактором, в основном геодинамическим, хотя также связанным с типом рельефа.

Предложенное нами разделение категорий литотипа и литогенетического типа может оспариваться, поскольку литотип также выделяется по признакам, указывающим на тот или другой генезис («сигнация» по Н. Б. Вассоевичу [1948 г.]). Однако это разделение необходимо по двум причинам. Во-первых, литотип, генезис которого не выявлен, — широко распространенное явление в природе. В ряде случаев удавалось успешно выделять и классифицировать типы пород, несмотря на самое разное толкование их генезиса. Особенно часто это наблюдается при классификации изверженных пород. Например, гранит давно выделяется как особый петрологический тип, несмотря на то что представления о его генезисе были очень разными и до сих пор нет вполне общепринятых. Среди осадочных пород также выделяются устойчивые комбинации признаков, закономерно повторяющиеся, с закономерным геологическим распространением, несмотря на невыясненность или дискуссионность их происхождения. В этом смысле литологический тип в отличие от литогенетического, с одной стороны, фиксирует определенную стадию исследования, с другой — позволяет классифицировать породы и до однозначного выяснения их генезиса, строго разделяя достоверно наблюдаемое и предполагаемое. Во всех случаях литотип выделяется по комплексу не случайных, а существенных признаков, указывающих на какой-то общий генезис, но без уточнения на определенной стадии исследования на какой именно.

В то же время разделение понятий «литотип» и «литогенетический тип» имеет и дополнительный смысл. Литогенетический тип выделяется на основании полного комплекса — пяти групп — признаков. Наряду с этим породы могут классифицироваться по какому-то одному признаку или по группе признаков, недостаточных для однозначного выявления генезиса. Для терригенных пород широко применяются классификации по петрографическому, минералогическому, гранулометрическому составу. Предлагаемые в литературе классификации осадочных пород терригенного происхождения обычно и характеризуются только этими частными признаками или группами частных признаков. Например, широко распространена гранулометрическая классификация — песчаники, алевролиты и т. д. Выделенные таким образом типы пород часто также называются литологическими, но это совершенно ошибочное определение; правильно называть их гранулометрическими типами. Пески побережья Балтийского моря, Ладожского озера, р. Нева — совершенно разные типы пород, несмотря даже на то что их гранулометрический состав одинаков. Эта классификация все же полезна, ибо во всех фациях гранулометрические группы имеют существенные отличия друг от друга. Часто применяют также комбинацию из двух или трех частных признаков, например петрографического и гранулометрического состава и форм

слоистости. Такие комбинации сами по себе недостаточны для выделения полного комплекса признаков литотипа и соответственно для интерпретации литогенетического типа, но коррелируют в пределах данного региона, данной группы пород друг с другом и с рядом дополнительных признаков. Это позволяет выделять, так сказать, неполный классификационный комплекс признаков, имеющий существенное научное значение.

Такие частные и неполнокомплексные классификации имеют большое практическое применение, хотя и не могут заменить полную комплексную классификацию. Соответственно и фации могут различаться не только по тому комплексу признаков (геоморфологических, климатических, тектонических, геобиологических и петрофондовых), которые мы положили в основу общей классификации, но и по тем и другим более частным признакам.

Таким образом, выделились два главных ряда классификаций: 1) литотипов и 2) фаций. Сами по себе, согласно принятым определениям, они являются безразмерными типологическими и литологическими категориями, которые можно выявлять на всех уровнях геологической организации вещества, начиная с внутривидовых и кончая всей литосферой. Но очевидно также, что существует и определенная иерархия внутри каждой типологической группы с таксономической ранговой последовательностью. Эти последовательности сейчас дополнительно обосновываются закономерным выделением общих уровней организации вещества, основы методики изучения которых в последние годы существенно усовершенствованы группой геологов ВСЕГЕИ.

Аналогичные таксономические системы, как известно, применяются при изучении всех объектов природы и общества. В частности, довольно детально разработаны различные таксономические последовательности географии А. Г. Исаченко [1962 г., 1981 г.], В. И. Прокаевым [30] и другими. Предложенная ими физико-географическая таксономия естественно сопоставляется с таксономией фаций, хотя и не тождественна ей. Итак, необходимо разрабатывать прежде всего две таксономические основные схемы: литотипы и фации (последнюю с учетом географических признаков). Таксономия литогенетических типов связывает эти два таксономических ряда, и при правильном выделении литотипов их иерархия является и литогенетической. При изучении современных осадков это в большинстве случаев достижимо.

1.2. ПАРАГЕНЕЗЫ, ФОРМАЦИИ

От категорий литотипа и фации переходим к третьей важнейшей категории, которая выявляет системы литотипов и фаций на разных надпородных уровнях, обычно называемых формационными уровнями. Все эти категории кратко освещены в «Геологическом словаре» [1973 г., 1978 г., статьи В. И. Драгунова, Н. М. Страхова] и более подробно, в разных аспектах в работах Н. Б. Вассоевича [1966 г., 1983 г.], Ю. А. Воронина, Э. А. Еганова,

И. А. Вылцана, В. И. Васильева [1974 г.], М. С. Дюфура [1978 г.], А. И. Елисеева [1978 г.], И. В. Крутя [1973 г.], А. В. Македонова [1959 г., 1965 г., 1968 г., 1972 г.], Н. С. Малича [1974 г.], Н. С. Малича и др. [1977 г.], В. И. Попова [1966 г., 1969 г.], П. П. Тимофеева [1978 г.], В. Т. Фролова [1978 г.], В. Е. Хаина [1973 г., 1983 г.], В. М. Цейслера [1977 г.], В. И. Чайки [1978 г.], Э. Н. Янова [1974 г., 1983 г.] и многих других. В трактовке формации, как известно, имеются три главных направления: стратиграфическое (распространенное главным образом за рубежом); парагенетическое (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков и другие) и генетическое (А. А. Борисьяк, Н. М. Страхов и другие). Наметилось еще чисто прагматическое направление, исходящее из представления, что формации могут выделяться только соответственно той или иной задаче исследования (Ю. А. Воронин, Э. А. Еганов, отчасти М. С. Дюфур и другие).

Почти во всех определениях утвердилось представление о формации как парагенезисе пород. Это наиболее краткое определение требует конкретизации и дополнения в отношении: 1) признаков, на основании которых выявляется и в которых проявляется парагенезис пород; 2) генетического содержания признаков; 3) размерности формационного парагенезиса в общей иерархии парагенезисов литосферы. Общепринято главными считать две группы признаков: вещественный состав пород и характер их сочетания в формации — структуру или строение формации как единого геологического тела. Нужно добавить еще морфологию этого тела как единого целого (мощность, протяженность, характер и форму ограничений). В качестве генетической основы парагенезиса принято сочетание тектонических и ландшафтно-климатических условий. Необходимо также учитывать геобиологические факторы, которые лишь частично обусловлены ландшафтом и очень косвенно тектоническим режимом, но зависят и от закономерностей, и от стадийности общей эволюции биосферы.

Ряд определений включает в себя положение парагенезиса пород в общей иерархии парагенезисов [Македонов А. В., 1959 г., 1965 г.; Хаин В. Е., 1973 г.; Рундквист Д. В., 1973 г., с. 52, Кутырев Э. И., 1973 г., с. 46]. Минимальная для каждой формации размерность парагенетических сочетаний пород называлась разными терминами: «микроформация», «элементарная ячейка», «парагенолит»; в ритмических телах — «элементарная циклотема», «цикл (или циклотема) первого порядка», «ритм первого порядка», «основной ритм» и т. д. Элементарные ассоциации пород объединяются в структуры высших порядков, определенное число которых предполагается для формации как высшей единицы этого уровня. Эта система таксономии структур включается в общую систему структурно-вещественных уровней литосферы. В наиболее полно разработанной схеме Н. Б. Вассоевича [1978 г., с. 5—7] выделяется до 24 уровней. Порядок таксономических единиц обозначается или отдельными терминами или условными цифрами, ино-

гда приставками к основному термину «формация». Например, по Н. Б. Вассоевичу в порядке возрастания: нано-, микро-, мезо-, макро-, мегаформации.

Делались попытки установить определенные формальные и генетические, качественные и количественные критерии размерности рангов путем сопоставления их с подразделениями стратиграфической шкалы, с ее таксономией или (и) с количественными порядками мощностей, протяженностей, продолжительности образования ассоциаций пород либо (и) путем построения естественного последовательного иерархического чередования структур.

Сопоставив все имеющиеся данные, можем предложить следующее развернутое определение. **Осадочная макроформация** — это естественное парагенетическое сообщество осадочных пород (осадков) и соответствующих фаций, образующее первоначально единое, непрерывное геологическое тело, закономерно отличающееся от соседних тел составом, строением, морфологией и сложенное не менее чем двумя и не более чем десятью парагенетическими ассоциациями пород более низких порядков. Комплекс этих признаков отвечает одному этапу или подэтапу крупного геотектонического цикла в пределах единого региона площадью не менее сотен, чаще тысяч квадратных километров с едиными господствующими стадийно-зональными геотектоническими и ландшафтно-климатическими условиями.

Определение минимального типоморфного парагенезиса — микроформации или элементарной парагенетической ассоциации пород — можно конкретизировать следующим образом. Это — пространственно-непрерывная, пространственно-временная парагенетическая последовательность пород (осадков) и соответствующих им фаций с набором от 2 до 12, обычно до 7 элементов последовательности ранга мезолитотипов, не повторяющихся в пределах данной (индивидуальной) последовательности или повторяющихся не более двух (очень редко трех) раз. Генетически микроформация отвечает на площади набору литотипов осадков одной и той же макро- или мега-, реже гигафации с пространственно-непрерывным одновременным или гомотаксальным набором фаций, сохраняющим основные интразональные и зональные признаки в течение всего времени образования микроформаций. В целом микроформация отвечает наиболее краткому для данной формации типоморфному тектоническому или (и) климатическому ритму (циклу).

Для наиболее крупных подразделений формационного уровня часто пользуются термином «субформация», но разными авторами в разных значениях. Геологами-угольщиками и автором этот термин употребляется как вещественно-структурное региональное подразделение формаций наиболее высокого внутриформационного уровня. Генетически они отвечают наиболее крупным стадиям образования формаций, существенно различающихся литологическим составом и условиями образования. Сходный смысл имеют «подформации» Н. П. Хераскова [1952 г.]. Наиболее крупные ла-

теральные подразделения формаций иногда также называют субформациями, но правильнее пользоваться специальным термином «градация» [Хворова И. В., 1961 г.].

Парагенезисы формаций как особая размерность парагенезисов, более высокая, чем собственно формационная, были выделены основоположниками формационного анализа («надформации» и «формационные ряды» Н. П. Хераскова и ряда других геологов). Четкая формулировка особого уровня организации вещества литосферы между формациями и оболочками, в котором формации являются элементарными ячейками, предложена геологами ВСЕГЕИ Э. И. Кутыревым, В. И. Драгуновым, Д. В. Рундквистом. Наиболее употребителен термин «формационные ряды», хотя и в разных объемах и значениях.

Суммируя сказанное, мы исходим из понимания формации как парагенетической ассоциации пород разных надпородных уровней, совместное залегание которых в единой пространственно-временной последовательности отражает общность происхождения. Иными словами, это — парагенетическая ассоциация литотипов любой размерности. Но кроме такого широкого понимания существует определение формации как ассоциации определенной размерности в ряду парагенезисов разных рангов, т. е. опять-таки смешиваются типологические и таксономические представления. Очевидно, разумно оставить термин «формация» как безразмерный и добавлять к нему какие-то определения, в зависимости от ранга формаций в иерархической последовательности, начиная с микроформации и кончая самыми крупными подразделениями. Общим принципом является стадийное усложнение — увеличение числа объединяемых литологических единиц и их структурных соотношений. Отсюда вводится понятие элемента любой парагенетической ассоциации или любой последовательности пород во времени (сукцессии) и на площади (катенады). Категория элемента (или «члена») систематически применяется при формационном и связанном с ним литофациальном анализе. В СССР термин «элементы ритма» был впервые предложен Н. Б. Вассоевичем при изучении флишевых толщ [Вассоевич Н. Б., 1948 г.], им же была выделена категория «подэлемента».

В дальнейшем были развиты представления об элементах угленосных и некоторых неугленосных формаций, предложены опыты их классификации и систематизации [Македонов А. В., 1956 г., 1962 г., 1965 г., 1972 г. и др.], а также сопоставлений с этими элементами чередований литотипов и фаций в современных условиях [Македонов А. В., 1972 г.]. Мы называем элементом любое низшее ранговое подразделение любой закономерной ассоциации литотипов или отвечающих им фаций. Например, в первом надпородном уровне чередований литотипов угленосных и торфоносных формаций, т. е. в так называемых ритмолитах (по другой терминологии ритмах, циклах, циклотемах, циклитах) первого по-

рядка, установлен набор элементов, включающий угольный (соответственно торфяник) пласт и связанную с ним парагенетическую ассоциацию пород. Количество элементов колеблется в полноразвитых угленосных ритмолитах от 5 до 12 и обозначается системой буквенных индексов, например $abcde_f e_1 d_1 c_1 b_1 a_1$, где индексом 1 обозначены элементы с диссимметрично повторяющимся комплексом признаков, с дополнительными особенностями; индексом a — угольный пласт как наиболее важный элемент данного парагенезиса (в других формациях индексом a обычно обозначают начальный элемент ритмической или другой последовательности). В угленосных и торфоносных ритмолитах согласно этой схеме элемент b_1 представляет собой все породы почвы торфяника, элемент b — породы, залегающие в его кровле.

Каждый элемент может быть представлен и одним, и двумя, и несколькими литотипами. Например, элемент b_1 — почвы угольного пласта — в одном пересечении представлен аргиллитом неслоистым, с неравномерной примесью алевритовых частиц, с комковатой текстурой (благодаря деятельности корневых систем), часто с корневыми остатками, с мелкими железистыми конкрециями, обычно сидеритовыми, определенного типа (часто со сферолитовой структурой, желваковатой и пальцеобразной формы); в другом пересечении — алевролитом плохо сортированным, неравномерно глинистым, с неравномерно распределенными обугленными растительными (местами разнообразными ориентациями), часто также с корневыми остатками, с аналогичными железистыми конкрециями и т. д. В других парагенах тот же элемент может быть представлен еще более разнообразными гранулометрическими, структурными литотипами: от углистых аргиллитов до неравномернозернистых песчаников, но всегда с некоторыми общими чертами. Общие черты вещества — примеси аутигенного каолинита, высокое отношение железа к кальцию и магнию, иногда при сильной общей выщелоченности, часто примесь дисперсного железистого карбоната, обычно неравномерная примесь дисперсного углистого вещества, мелкие углистые включения. Общим является также характер отличий пород этого элемента от подстилающих. Эти общие черты, как показывает генетический анализ, отвечают фации зарастающего заболачивающегося водоема с некоторыми процессами гидроморфного почвообразования.

Каждый отдельный литотип элемента b_1 отвечает различным участкам этого зарастающего водоема и образующейся гидроморфной почвы, с разными вариантами почвообразовательного процесса в гумидных условиях. Элемент b кровли торфяника данного угленосного ритмолита также может быть представлен несколькими типами осадков. Вариации гранулометрического состава и других признаков могут быть значительными, но имеются и общие черты. Фациальный анализ показывает, что все литотипы этого элемента образовались в разных участках водоема, затоплявшего прибрежный торфяник. Элемент a , представленный угольным пластом, залегают между породами элементов b_1 и b , и эти соотноше-

ния структурно сохраняются в пределах данного типа ритмолитов.

Генетический анализ показывает, что последовательность элементов отвечает трансгрессивной смене фаций от торфяного болота через набор фаций более или менее отчлененного водоема, затоплявшего это болото, до барьерной фации открытого водоема, иногда и до самого водоема (элемент f в наиболее полноразвитых ритмолитах этой группы). Последовательность от a до ef затем сменяется обратной, с чертами антисимметрии, симметрии и с некоторыми отличиями, отвечающей регрессивной смене фаций от открытого водоема до болота. Этот тип диссимметричной последовательности широко развит в угленосных и современных торфоносных формациях с дополнительными вариациями в разных типах, но с общими признаками, позволяющими использовать их и при поисках углей, и при прогнозе характера угленосности. Конкретные вариации наиболее обобщенной «идеальной» последовательности обычно характеризуются выпадением тех или иных ее элементов с образованием структур типа $abee_1d_1c_1b_1$ или $abec_1b_1$, или даже $ace_1d_1c_1b_1$ и т. д. Некоторые из этих вариаций статистически преобладают («модальные» последовательности), некоторые относительно редки, но входят в общий набор вариантов этой структуры. Число вариантов для каждой конкретной формации обычно все же невелико (не больше десяти).

Каждый элемент представляет собой катенату литотипов, занимающую подобное положение в их сукцессии и едином пространственно-временном геологическом теле. Внутри элементов первого, породного, уровня выделяются такие подразделения, как подэлементы или субэлементы. В торфоносных ритмолитах подэлементом элемента b_1 может быть верхняя его часть, отличающаяся от нижней большей примесью углистого вещества, угольных включений, существенными деталями текстуры, ориктоценозов, выдерживающимися при смене литотипов подэлемента на площади на значительных расстояниях. Кроме подэлементов можно выделять еще более дробные подразделения, которые можно назвать микро- и наноэлементами. Например, тонкий прослой углистого вещества внутри одного из подэлементов в элементе b_1 или тонкий прослой с растительным остатком или фауной, сохраняющийся на значительной площади с этим признаком в этом или другом элементе, представленный в одном разрезе алевритом, в другом песком, в третьем смешанной глинисто-алевроитовой породой, но занимающий одно и то же место в чередовании пород.

1.3. ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Выделяются по крайней мере три таксономические иерархические системы трех типологических рядов: 1) литотипов, 2) фаций, 3) парагенезов пород и фаций. Таксономическая система фаций естественно сопоставляется с таксономической системой ландшафтного, физико-географического районирования.

В литературе указывалось, что низшей единицей литологической и фацальной шкалы является минимальное подразделение с наиболее однородными по сравнению со всеми другими признаками. Однако необходимо уточнить, что понимается под однородностью, и не ограничиваться только признаками вещественного состава. Однотипный по основным признакам вещества глинистый осадок может сильно различаться по текстуре, морфологии, ориктоценозу и другим свойствам. Поэтому в критерий максимальной однородности нужно включить весь комплекс признаков (пять) литотипов. Минимальная единица иерархии литотипов — пластовое осадочное тело с относительно наиболее однородным комплексом этих признаков. Более высокие уровни определяются комбинациями признаков, выделенных на более низких уровнях.

Таксономическая шкала фаций является генетической основой и контролем таксономии литогенетических единиц. Наиболее распространены трехступенные таксономические схемы (например, см. у Рухина Л. Б. [1953 г., с. 292—293] и Теодоровича Г. И. [1958 г., с. 51, 55]). Д. В. Наливкин [25, с. 13] предложил четырехступенную шкалу (снизу вверх): фации — сервии — нимии — формации. В качестве примеров фаций — самой элементарной единицы — он приводит косослоистые пески русла реки, скопления угловатых галек (в пустыне), донную морену, прослой глинистого сланца с граптолитами. В этих примерах смешаны признаки литотипов и фаций как типологических единиц и фаций разных рангов. Примеры сервии — озеро, бугристые пески, ледниковая область, лагуна кораллового рифа, пляж открытого моря, морской пролив. На этом уровне за основу взяты частные геоморфологические подразделения, а в случае «бугристых песков» соединены признаки рельефа и литотипа, также объединены разные их ранги, ибо пляж может быть частью озера и морского пролива. Следующие ранги также построены не по одному типологическому принципу и объединяют категории очень разной размерности.

По Е. В. Шанцеру, «классификация фаций, построенная по строго иерархическому принципу, не имеет большого научного значения» [37, с. 26]. По В. И. Попову [1963 г.], элементарной единицей является микрофация, но ее объем меньше, чем по Л. Б. Рухину. Например, «микрофация русла реки» — стрежневая, «ковсовая». «Микрофациям отвечают некоторые литогенетические типы». Следующие ступени — «фациальные зоны» (пример — «русловая зона»); затем — «пояса» и «комплексы». Получаются опять четыре ступени, которые выделены по «ведущему типу движения». По Г. Ф. Крашенинникову, «объем выделяемых фаций ...определяется... величиной стратиграфического интервала, в пределах которого осуществляется исследование и выделение фаций» [15, с. 20]. О. В. Суздальский [1971 г., с. 8] предложил для четвертичных отложений пятиступенную шкалу: 1) низшая единица — фация (примеры: прирусловые валы, подводные валы); 2) группа фаций (поймы, подводный пляж); 3) генетический тип (аллювий, отложения пляжа); 4) парагенетическая группа (русловые пото-

ки, волноприбойные потоки); 5) парагенетический ряд (например, водный).

В работах по четвертичной геологии употребляется еще более детальное расчленение и размерности элементарной единицы приближаются к ее размерности у географов. Так, Е. В. Шандер [1961 г., с. 128] выделил внутри поймы такие фации, как «ленточную... бочагов и завалов» и т. д. По А. А. Лазаренко [18], минимальными единицами являются микрофации (например, микрофация заилённых плесов); следующая ступень — субфации (например, субфация плесов и перекатов), которые объединяются в притрежневую фацию русловой макрофации. В ранге макрофации выделяются также пойменные и старичные. Термин «фациальная обстановка» используется А. А. Лазаренко как безразмерная категория.

Г. С. Ганешин и др. [27, с. 17—30, табл. 1] разработали наиболее детальную общую генетическую классификацию четвертичных отложений по своеобразной шестиступенной шкале. Минимальная единица — фация — примерно отвечает микрофации из схемы А. А. Лазаренко.

В зарубежных работах принята четырех-, реже пятиступенная шкала.

Некоторым итогом существующих представлений об иерархии фаций являются таксономические схемы, приведенные в «Справочнике по литологии» [34]. Н. В. Логвиненко предложил классификацию морских осадков [34, табл. 2-2, с. 18—22], ранее опубликованную в работе [19]. Здесь приняты четыре ранга с двойной номенклатурой: фации и соответствующие генетические подтипы (например, аккумулятивные террасы, песчаные пляжи, песчаные бары и отмели); макрофации — генетический тип (например, береговая зона с ослабленной динамикой) и т. д. В другом месте того же Справочника Н. В. Логвиненко и В. И. Марченко предлагают пятиступенную иерархическую схему: «Объем фаций может быть разным, выделяют фации различных порядков: 1) микрофации; 2) фации первого порядка (или просто фации) — элементарные, соответствующие генетическому подтипу или роду (например, фации русла, поймы, стариц); 3) макрофации — группы или генетические типы фаций (аллювиальные, озерные, речные, пустынные и др.); 4) группы макрофаций — генетические группы, соответствующие субформациям; 5) комплексы групп макрофаций — соответствуют формациям» [34, с. 359].

Сравнение предложенных схем показывает, что они отражают реальную иерархию фаций, но предложенные шкалы таксономических единиц являются слишком схематичными, укрупненными. Необходимо выделить дополнительные ступени, разработать единую терминологию и соблюдать единые критерии размерности таксономических единиц. Необходимо при этом использовать большой опыт современного физико-географического ландшафтоведческого районирования. Для сравнения укажем, что в работе В. И. Прокаева [1966 г.] в ландшафтном ряду таксономических единиц фи-

зико-географического районирования выделено 13 рангов (ступеней). Другие авторы предлагают дополнить схему В. И. Прокаева, включить в нее такие таксономические единицы, как подурочище, звенья и др.

Автор предложил в 1981 г. девятиступенную схему [Македонов А. В., 1981 г.], сейчас может предложить десятиступенную.

I. Нанофа́ция: 1) нижняя часть мористого склона берегового вала на пляже опресненного залива со скоплением выбросов ракушек и растительного детрита в условиях гумидной климатической зоны, тектонического режима стабильной древней платформы, например основание склона берегового вала на пляже Финского залива; 2) тиховодный участок зарастающей части барового склона опресненной лагуны в тех же климатических и тектонических условиях; 3) нижняя часть склона прируслового вала крупной равнинной реки в той же климатической и тектонической обстановке.

II. Микрофа́ция: 1) весь склон берегового вала в тех же климатических и тектонических условиях; 2) весь баровый склон зарастающей части опресненной лагуны в аналогичных условиях; 3) весь склон прируслового вала в сторону русла реки.

III. Мезофа́ция: 1) береговой вал, 2) прибрежная зарастающая часть гумидной лагуны, 3) прирусловый вал.

IV. Макрофа́ция: 1) группа береговых валов или весь пляж (с валами и без валов); 2) бар, выделенная приборовая зона лагуны; 3) русло реки.

V. Мегафа́ция (или фа́циальный подрайон): 1) баровый пояс (включая наземные и подводные бары, острова, косы, дюны); 2) вся лагуна; 3) речная долина (включая русло, пойму, прирусловые валы, старицы).

VI. Гигафа́ция (или фа́циальный район): 1) морское побережье — пляж плюс подводный склон, субпляжевая зона; 2) лагунно-баровый пояс — лагуна вместе с баром; 3) речная долина вместе с притоками и склоновыми фа́циями.

VII. Мезонимия (или фа́циальный округ): 1) лагунно-прибрежно-морской пояс с набором фа́ций от прибрежного открытого мелководья (внутреннего шельфа) до низовий впадающих рек, прибрежных остаточных озер, прибрежных дюн, почв; 2) прибрежная аллювиальная равнина с серией речных долин, водораздельных пространств, мелких озер, участков наземных фа́ций и т. д.

VIII. Макронимия (или фа́циальная подпровинция): 1) прибрежно-морская равнина — лагунно-дельтовый пояс — внутренний шельф; 2) весь шельф; 3) предгорная и прибрежная равнина.

IX. Меганимия (или фа́циальная провинция): 1) шельфовое море вместе с приморской равниной; 2) предгорная и прибрежная равнина вместе с фа́циями предгорных выносов или, наоборот, литорали соседнего водоема.

Х. Гиганимия (или фаціальная область, или фаціальная страна): 1) территориальный обширный комплекс, включающий шельф, приморскую равнину, фации подножий, ближайших областей сноса; 2) территориальный комплекс с предгорной равниной, фациями подножий, внутренних водоемов и водоразделов области сносов (например, приподнятого плато и т. д.).

Эту схему можно дополнять еще более крупными подразделениями, например ввести одиннадцатую ступень: территориальный комплекс, в который включить набор фаций от горной страны до континентального склона шельфовых морей и т. д. Напрашивается, таким образом, минимум 12 рангов более низкого уровня, чем высший ранг схемы Д. В. Наливкина. В то же время можно выделить дополнительные субуровни внутри намеченных десяти уровней. Однако исходя из реальных возможностей и задач литофацеального анализа, десятиступенная шкала представляется достаточной.

В табл. I. 1 предложен опыт построения и сопоставления этой единой шкалы для всех выделенных выше основных типологических рядов. Таблица может быть рекомендована и для изучения ископаемых литотипов, фаций, формаций, поэтому в ней приведены примеры и современных, и древних типологических рядов. Таблица построена по принципу двухмерной матрицы; вертикальные столбцы отвечают основным типологическим рядам, горизонтальные строки — их таксономическим ступеням, уровням. Каждое типологическое подразделение характеризуется пятичленным комплексом признаков и факторов образования; но в тексте самой таблицы для простоты пользования ею выделены прежде всего геоморфологические признаки, поскольку остальные всегда связаны с ними конкретным парагенезисом и поскольку другие признаки нельзя показать одной двухмерной матрицей, а надо строить систему матриц в соответствии с выделенными группами признаков. Для гумидных обстановок набор матриц соответственно несколько сокращается. Кроме того, можно ограничиться дополнительными таблицами, конкретизирующими признаки литотипов и фаций, и дополнительными сведениями в пояснениях к таблице.

1.4. КЛАССИФИКАЦИЯ, ТИПОЛОГИЯ, СИСТЕМАТИКА, ИХ СООТНОШЕНИЯ

Дальнейшая разработка системы классификации и типологии включает уточнение самых основных понятий — классификации, типологии и систематики, — их соотношений и применения в литофацеальном анализе.

Часто объединяют все намеченные выше типологические ряды общим понятием «геосистема». Из работ общего характера, которые оказались наиболее полезными для решения этой задачи применительно к геологии и современным осадкам гумидных зон, назовем (в алфавитном порядке) работы Н. Т. Абрамовой [1974 г.], И. В. Блауберга, В. Н. Садовского, Э. Г. Юдина [1969 г.],

Схема единой типологической и таксономической систематики осадков (пород),

Литотип (комплексы его основных признаков и примеры)	Литогенетический тип (комплексы его основных признаков и примеры)	Фашия геологическая (примеры)	Подразделение формаций (парагены разных уровней и примеры)
Нанолитотип (песчаный слой с морской фауной разнообразной сохранности; м. ~ 1 см; площадь сотни км ²)	Нанолитогенетический (песчаный слой с морской фауной в мористом склоне берегового вала, гумидный танатоценоз)	Нанофашия (часть мористого склона волноприбойного вала с заплесками компонентов соседнего опресненно-заливного гумидного биогеоценоза и отложением песка)	Наноэлемент породного уровня (наименьший внутripородного парагенеза — наименьшее подразделение элемента <i>e</i> на границе с элементом <i>f</i>)
Микролитотип (песок со слоем с морской фауной, хорошо или среднесортированный, плоскообразной или вытянуто-линзовидной формы растительный детрит, железистые пленки; м. до десятков см, редко больше)	Микролитогенетический (песок морского склона берегового вала гумидной зоны)	Микрофашия (мористый склон песчаного прибрежно-морского вала, гумидный микроклимат)	Микроэлемент, внутripородный элемент формации (прослой с морской фауной в элементе <i>e</i> параллического торфоносного ритмолита)
Мезолитотип (песок хорошо или среднесортированный, волнисто- и косослоистый, валлообразный, местами с морской фауной, скоплениями растительного детрита, железистыми новообразованиями)	Мезолитогенетический (песок или песчаник берегового вала морского побережья с признаками гумидной зоны, близости опресненного залива, с одной стороны, суши — с другой)	Мезофашия («фашия») [приморский береговой вал, намытый волнами и (или) береговым течением в условиях гумидного климата, платформенного тектонического режима]	Элемент или подэлемент парагена I порядка; мезоэлемент формации (элементы <i>e</i> или <i>f</i> торфоносного ритмолита паралической формации)
Макролитотип («литофашия») (песок или песчаник с подчиненными алевритами или галечником; волнисто-, линзовидно- и косо-волнисто-слоистый, волнисто-пласцеобразный, с выпуклостями кверху; с эвригалинной морской фауной; комплекс признаков мезолитотипов)	Макролитогенетический (баровый песок или песчаник и алеврит на морском побережье), с признаками переменного гидродинамического и гидрохимического режима, гумидного климата	Макрофашия (бар, острова, косы, проливы, внутренние водоемы в барах, отделяющие опресненную лагуну от моря, с преобладанием песков и алевролитов)	Элемент или группа (2—3) элементов парагена I порядка; сложный макроэлемент (элемент <i>e</i> или <i>e+d</i> и <i>e+f</i> параллического ритмолита, циклита)

Таблица I.1
фаший, формационных, ландшафтных, стратиграфических подразделений

Фашия географическая (примеры)	Уровень местных стратиграфических подразделений	Типологические примеры конкретных регионов
Наноландшафт — наименьшая единица ландшафтов (часть склона берегового вала на границе с биогеоценозом залива, гумидный микроклимат)	Наноуровень — низший «элементарный» горизонт, наименьшее подразделение элементарного горизонта (поверхность напластования с фауной и т. п.)	1. Песчаный тонкий слой со скоплением фауны на мористом склоне берегового вала Куршской косы. 2. Нижний слой с обильной фауной в прослое с горизонтом <i>Mf</i> ритмолита <i>Im</i> рудницкой свиты Печорского бассейна
Микроландшафт (= «фашия») (мористый склон берегового вала на побережье опресненного залива, гумидный климат)	Микроуровень, элементарный горизонт — внутрислойной уровень, субуровень (прослой с морской фауной внутри слоя, гомотаксальный «прослой», слой)	1. Склон берегового вала на мористом пляже Куршской косы. 2. Прослой с фаунистическим горизонтом <i>Mf</i> в песчаниках ритмолита <i>Im</i> рудницкой свиты Печорского бассейна
Субурочище, мезоландшафт (отмелое побережье морского залива с береговым валом), с переменной динамикой среды (моря, атмосферы, гидрологии) с влажным климатом	Мезоуровень, местный горизонт — «слой», маркирующий слой (слой песчаника или алевролита с морской фауной, выдерживающийся на значительном расстоянии)	1. Морской пляж и береговой вал Куршской косы. 2. Часть песчаника элемента <i>e</i> ритмолита <i>Im</i> , на западе с морской фауной горизонта <i>Mf</i> Печорского бассейна
Местность, сложное урочище, макроландшафт (баровый пояс гумидной лагуны типа Куршской косы и т. п.)	Макроуровень. Элементарная группа слоев (элементарный подциклит с морской фауной в песчано-алевролитовом слое)	1. Куршская коса (бар). 2. Песчаник, с прослоями алевролитов крупнозернистых и других с известково-анкеритовыми конкрециями элемента <i>e</i> ритмолита <i>Im</i> (баровый и баровых склонов) Печорского бассейна

Литотип (комплексы его основных признаков и примеры)	Литогенетический тип (комплексы его основных признаков и примеры)	Фашия геологическая (примеры)	Подразделение формаций (парагены разных уровней и примеры)
Мегалитотип (сукцессия и катенада макролитотипов, включающих песок с морской фауной, алевриты и глины с растительными остатками и пресноводной фауной). Комплекс макролитотипов	Мегалитогенетический (лагунно-баровый элементарный литогенетический комплекс макролитотипов)	Мегафашия (баровый пояс — комплекс баровых макрофашии; лагуна, береговые болота)	Элементарный ритмолит — параген I порядка; мегаэлемент (простой торфяной ритмолит I порядка, параллельный набор элементов от <i>a</i> до <i>e</i> и <i>a</i> ₁). «Основной угленосный ритм»
Гигалитотип (комплекс мегалитотипов — песчаников и алевритов с морской, алевритов и аргиллитов с пресноводной фауной, торфяных или угольных пластов)	Гигалитогенетический (комплекс лагунно-баровых и прибрежно-континентальных мегатипов)	Гигафашия, фашиальный район (комплекс мегафашии лагунно-барово-дельтовой зоны и прибрежной заболоченной низменности)	Сложный параген I порядка. Гигаэлемент «фашии». Иногда параген II порядка
Мезолитонимия (комплекс гигалитотипов)	Мезолитогенетический (комплекс прибрежно-континентально-лагунных и внутренне-шельфовых гига-типов)	«Нимия», мезонимия, фашиальный округ (мегафашии лагунно-дельтовые, прибрежно-континентальные и прибрежно-морские)	Субформация (парагены II, III, IV порядков)
Макролитонимия (комплекс мезолитонимий)	Литогенетическая макронимия (комплекс литогенетических мезонимий)	Макронимия (внутреннее море — лагунно-дельтовый пояс — прибрежная равнина — внутренняя равнина единой фашиально-структурной зоны)	«Формация», мезоформация, парагены IV—VII порядков

Фашия географическая (примеры)	Уровень местных стратиграфических подразделений	Типологические примеры в конкретных регионах
Ландшафтный подрайон, мегаландшафт (бар — лагуна — прибрежное болото, «углеобразующий ландшафт»)	Мегауровень. Элементарная пачка слоев, подпакет (ритмо-стратиграфическая единица I порядка с морским и пресноводным горизонтом)	1. Голоценовый лагунно-баровый ритмолит Куршской лагуны и косы. 2. Ритмолит <i>1m</i> рудницкой свиты с пластом <i>m</i> ₁
Ландшафтный район, гига-ландшафт (прибрежной низменности, дельты, лагунно-барового пояса)	Гигауровень. Пакет или подпакет (ритмо-стратиграфическая единица II порядка)	1. Четвертичный ритмолит района дельты р. Неман и Куршской лагуны. 2. Группа ритмолитов <i>15n</i> — <i>3m</i> рудницкой свиты
Ландшафтный округ (прибрежно-морской округ с гигафашиями береговой низменности, лагун, дельты, прибрежного шельфа)	Свита или подсвита (ритмо-стратиграфическая единица III порядка)	1. Плиоценово-четвертичный комплекс Юго-Западной Прибалтики. 2. Рудницкая свита Печорского бассейна
Провинция (подобласть) (море + низменная суша единой гумидной зоны и древней платформы)	Свита или серия, или две серии	1. Прибалтика Русской равнины и Балтийское море. 2. Воркутская и печорская серии Печорского бассейна

Литотип (комплексы его основных признаков и примеры)	Литогенетический тип (комплексы его основных признаков и примеры)	Фация геологическая* (примеры)	Подразделение формаций (парагены разных уровней и примеры)
Мегалитонимия (комплекс макролитонимий)	Литогенетическая меганимия	Меганимия (комплекс макролитонимий: шельфовое море — прибрежная равнина — внутренняя равнина, горные подножия)	Мегаформация (парагенетическая ассоциация), парагены V—VIII порядков
Гигалитонимия (комплекс мегалитонимий)	Литогенетическая гиганимия	Гиганимия	Гигаформация («формационный комплекс»)

Примечания. 1. В кавычки взяты синонимические термины, широко употребляю

Б. А. Вайнштейна [1972 г.], В. И. Василевича [1966 г.], Л. Я. Заде [1980 г.], Б. М. Кедрова [1962 г., 1983 г.]; сборник «Классификация и кластер» [13]; работы В. Л. Лелешуса [1970 г.], А. А. Любищева [21, 1966 г., 1972 г.], И. С. Нарского [1982 г.], И. Б. Новика [1965 г., 1967 г.], Ж. Пиаже, Б. И. Нельдера [1963 г.], С. С. Розовой [1964 г., 1980 г.], В. Н. Садовского [1974 г.], Е. С. Смирнова [1960 г., 1969 г.], Р. Р. Сокала [1980 г.], Б. А. Старостина [1974 г.], Б. С. Флейшмана [1982 г.], И. Е. Чупахина [1964 г.], D. W. Goodell [1966 г.], J. C. Gower [1971 г.], R. R. Socal, P. A. Sneath [1963 г.], B. C. Vickers [1959 г.] и др. Непосредственно проблем классификации и систематики геологических тел и процессов касаются в той или иной мере все обобщающие геологические работы, а вопросов категориального анализа, методологии и методики классификации, типологии, систематики — работы М. С. Дюфура [1981 г.], А. А. Ивакина [1979 г.], Ю. В. Казицына [1976 г.], Г. Ф. Крашенинникова [1981 г.], С. В. Мейена [23, 1973 г., 1980 г., и др.], А. Н. Олейникова [1972 г.], М. Н. Покровского [1971 г.], Л. И. Четверикова [1977 г.], И. П. Шарапова [1977 г.], Ю. А. Воронина [1981 г.], сборники «Системный подход в геологии» [1983 г.], «Теория классификации и анализ данных» [1981 г.] и др. Во многих работах подвергались критике существующие классификации и предлагались новые, применительно к геологии (особенно С. В. Мейеном, И. П. Шараповым).

Классификация — одно из основных понятий во всех работах по логике и философии. По «Логическому словарю» Н. И. Кондакова [1975 г., с. 247], классификация — «распределение предметов какого-либо рода на взаимосвязанные классы согласно наиболее существенным признакам, присущим предметам данного рода и

Продолжение табл. 11

Фация географическая (примеры)	Уровень местных стратиграфических подразделений	Типологические примеры в конкретных регионах
Область, зона страны (измененная суша разных климатических зон и окраинные моря)	Надсерия	1. Лесная и степная зоны Русской платформы и окраинных морей. 2. Молассовая мегаформация Герцинского краевого прогиба Печорского бассейна
Страна, пояс, ландшафтно-климатическая зона	Стратиграфический комплекс	1. Восточная Европа с краевыми морями. 2. Елецкий комплекс Печорского бассейна

щиеся, но не рекомендуемые. 2. М. — мощность.

отличающим их от предметов других родов, при этом каждый класс занимает в получившейся системе определенное постоянное место и, в свою очередь, делится на подклассы». Там же приведено разделение классификации на естественную, искусственную, вспомогательную. Естественной называется классификация, «в основе которой находится существенный признак, определяемый природой изучаемых предметов и явлений», а искусственной — «такое расположение понятий или предметов, в основе которого находится произвольно взятый признак, имеющий значение с практической точки зрения для целей производимого исследования или иной работы» [1975 г., с. 172]. Однако делается оговорка, что «это разграничение часто трудно провести... то, что было существенно для данного предмета в одних условиях и в отношениях с одними вещами, то окажется несущественным в других условиях и в отношениях с другими вещами» [1975 г., с. 172]. Об этом писал еще Гегель: «В одном ряду природных вещей выступают как весьма характерные и существенные такие признаки, которые в другом ряду становятся неважными и бесцельными» [Наука логики, 1972 г., т. 3, с. 266]. И поэтому в гегелевской системе диалектической логики классификация является одной из низших промежуточных ступеней движения понятия.

В «Логическом словаре» есть и определение категории «типа» как образца, «который выражает общие, существенные черты определенной группы предметов, явлений» [1975 г., с. 595].

Близкие, но в деталях не совпадающие определения даны в другом авторитетном справочнике — «Философской энциклопедии» [1962 г., т. 2, с. 523—525], где выделены два ряда классификаций: вертикальный (т. е. иерархический, по степени дробности

подразделений одной и той же группы) и горизонтальный, т. е. «ряд непересекающихся классов объектов» [1962 г., т. 2, с. 524].

Построение табл. I. 1 частично согласуется и с представлениями о диалектической классификации, и с правилами формальной классификации. В частности, вертикальные столбцы нашей таблицы вполне отвечают принципу выделения вертикальных рядов классификаций как последовательности таксономических ступеней одного и того же ряда явлений или предметов. Но в то же время один и тот же конкретный геологический объект, даже одна и та же типологическая группа объектов, в одном и том же горизонтальном ряду естественной классификации и нашей табл. I. 1 могут занимать разные места в разных таксономических системах и даже в разных типологических группах этого упорядоченного горизонтального ряда. Например, береговой вал на Куршской косе является объективным «элементом» и литотипического, и фациального, и формационного, и ландшафтного типологических рядов, хотя это одно и то же тело с многосторонним комплексом признаков, определяющим его место в еще более комплексной классификационной матрице. Индивидуальный береговой вал или небольшая группа валов на Куршской косе являются системой признаков, взаимосвязанных друг с другом как целое, входящее в общую систему признаков групп литотипов, фаций, ландшафтов, парагенов осадков более высокого ранга и в некоторых отношениях голотипом всех береговых валов, всех баровых кос внутренних опресненных морей и лагун гумидных зон, в условиях малоподвижной древней платформе и голоценового историко-геологического этапа истории Земли. Эта система — элемент более сложных систем более высоких таксономических ступеней, она включает в себя и дополнительные признаки других типологических рядов — биогеоценозов, почв в том же горизонтальном ряду. Все естественные классификации, типы и системы объединяются этой общей и конкретной систематикой.

Дальнейшими кардинальными вопросами систематики являются ее более конкретные принципы, методы, формы. И в связи с этим наблюдаются разные структуры и формы построения классификаций и классификации самих классификаций. Показательны работы А. А. Любищева, которые привлекли в последнее время внимание специалистов самых разных отраслей знаний и сопоставляются с нашей геологической проблематикой [Мейен С. В., Чайковский Ю. В., 1983 г., с. 9—11; ряд статей Мейена С. В., и другие]. А. А. Любищев выделяет «по крайней мере три основные формы систем: а) иерархическую, б) комбинативную, в) коррелятивную. Примером комбинативной системы может быть многообразие комбинаций различных независимых генов при наследовании, по Менделю. Примером коррелятивной — периодическая система элементов... Классическим примером иерархической системы является филогенетическая таксономическая схема в биологии» [21, с. 39]. Однако, по А. А. Любищеву, могут существовать иерархические системы и без «генеалогической» связи.

В коррелятивной системе «...один признак или немногие признаки доминирующее значение: все остальные признаки (по крайней мере все признаки, имеющие систематическое значение) находятся в нем в коррелятивной связи. Нет иерархии, нет и независимости» [21, с. 29]. А. А. Любищев оговаривал, что термин «коррелятивная» не может считаться удачным, так как «известная степень корреляции свойственна и иерархической системе». Позднее он в близком смысле употреблял термин «параметрическая система, примерами которой являются классификация звезд, основанная на трех параметрах, или периодическая система химических элементов, основанная на двух параметрах» [21, с. 75—76]. «Три системы неравноценны в том смысле, что и иерархическая, и коррелятивная система допускают непрерывность изменений, тогда как комбинаторная система, чтобы быть системой, требует обязательно ограниченного числа направлений (признаков) и счетного числа точек (значений признаков) по крайней мере по некоторым направлениям» [Любищев А. А., 1983 г., с. 29].

Геологические системы все являются коррелятивными, так как все основаны на выделении признаков, имеющих доминирующее значение; однако в отличие от «параметрической» коррелятивной периодической системы химических элементов корреляция необязательна и даже редко выражается в четких количественных соотношениях, показателях; количественные границы корреляции имеют принципиально более широкий или зыбкий характер. Поэтому нельзя вслед за А. А. Любищевым рассматривать термины «коррелятивная» и «параметрическая» система как синонимы. Таким образом, намечаются не три, а четыре формы систем в понимании этих терминов А. А. Любищевым. Кроме того, «наряду с «чистыми» иерархической, комбинативной и коррелятивной системами, могут существовать смешанные системы, отчего легко происходит путаница». Среди «наилучше известных систем (кривых линий, кристаллов, химических соединений)... большинство является или коррелятивными системами, или смешанными (коррелятивными с несколькими переменными, чем вводится комбинативный принцип)» [Любищев А. А., 1983 г., с. 32].

Система, схема которой показана в табл. I. 1, является смешанной комбинативно-коррелятивно-иерархической, хотя фундаментом системы служат эмпирически выделяемые повторяющиеся комбинации признаков. Но преобладание сложномешанных форм построения систем не отменяет необходимости выделять указанные отдельные группы. В ходе реальной систематики комбинативная форма является первой, но в ней скрыто присутствие коррелятивной системы, поскольку в основу ее положены признаки, считающиеся основными. С самого начала процесс включает и выделение иерархических ступеней.

Сравнение всех форм структур естественных систем показывает, как признают А. А. Любищев и большинство других систематиков, необходимость найти еще более общий генеральный, системообразующий принцип. В связи с этим возникает вопрос о «степени со-

вершенства» систем, об иерархии этой степени. Низшая ступень системности, по А. А. Любищеву, — комбинативная. С нее «надо начинать при попытках систематизации любого многообразия». «Ни иерархический, ни комбинативный принципы не могут рассматриваться как высшие принципы систематизации». Наиболее высоким представляется коррелятивный, параметрический, но сам А. А. Любищев задается вопросом, «можно ли в биологии отчленивать такие признаки, от которых зависят остальные?» Вопрос этот остается нерешенным и для геологии.

Делался ряд попыток найти объективное обоснование для выделения ведущих признаков и объективные критерии корреляции с ними других признаков. Характерна работа Р. Р. Сокала [1980 г.], который пытался соединить формальнологические и сущностные подходы к систематике. «Объекты, подлежащие классификации, — операционные таксономические единицы (сокращенно ОТЕ) — представлены в пространстве, измерениями которого являются признаки. Это признаковое пространство (П-пространство) является формально n -мерным (для n -признаков), но в связи с корреляцией между признаками оно обычно может быть преобразовано в пространство меньшей размерности с небольшой потерей информации... Различные ОТЕ будут отклоняться от кластера вдоль разных признаковых осей... Принадлежность к классу определяет, таким образом, большинство голосов» (наибольшее число значений признаков), и ни один из признаков не определяет принадлежность к данному классу или таксону... Классы, определяемые таким образом, называются политетическими... «Естественными» классификациями называют классификации по возможно большому количеству как-то сопряженных признаков. Но опять-таки возникает вопрос, как выбрать из неограниченно большого количества признаков какую-то их группу, которую реально можно математически анализировать? Для этого необходимо «использование нескольких признаков вместо многих», для чего в свою очередь необходимо поднимать «общий вопрос о взвешивании, являющийся для таксономии весьма спорным... Никакой удовлетворительной схемы взвешивания свойств перед проведением классификации все еще не предложено» [Сокал Р. Р., 1980 г., с. 8—9]. И по мнению Р. Р. Сокала, задача ближайших лет — «сравнение различных подходов и тесты значимости классификаций. До сих пор работа в этом направлении была совершенно неудовлетворительной» [Там же, с. 14].

Из этого не следует, что кластерный анализ и другие методы математического выявления ведущих признаков, их коррелятивного значения не нужны или неприменимы. Наоборот. Помогают даже самая элементарная статистика, элементарные вычисления коэффициентов корреляции, дисперсии и т. д., которые позволяют статистически выделять из какой-то кажущейся или действительно случайной совокупности закономерно повторяющиеся комбинации. Но даже при отборе только пяти признаков вычислительный механизм очень сложен, а полученные результаты часто весьма про-

блематичны. И в конечном счете первоначальный отбор ведущих признаков упирается, с одной стороны, в количественный критерий их отбора, выявления их совокупностей, взвешивания и определения минимального количества и структуры «большинства голо-сов», необходимых для достоверного выделения и сравнения геологических объектов, с другой — в дальнейшее развитие и обобщение принципов классификаций, сравнение их систем, специфики геологических систем.

Б. С. Флейшман [1982 г., с. 61] попытался подытожить современные представления о системах и изложить «основы системологии». Резко противопоставляется понятие «системы» понятию «среды»: связь между элементами системы больше чем между элементами систем и элементами среды; степень связи выразится некоторыми количественными параметрами. В качестве основного математического аппарата предлагается теория множеств, комбинаторика, в равных вариантах, при этом подчеркивается роль «нечетких множеств». Представление о нечетких или размытых множествах отвечает реальности, но само по себе остается лишь формальным ограничением, поскольку не решается вопрос о критериях отбора или выявления их элементов.

Не останавливаясь здесь на разборе остальной обширной литературы по теории систем (см. ежегодник «Системные исследования»), можем констатировать, что во всех вариантах выявляются общие принципы и признаки систем, сопоставимые друг с другом, а также некоторые общие методы содержательного и формализованного анализа. Любые методы классификации, типологии и системного анализа, включая и все геологические объекты, охватывают и общие принципы классификации и типизации в философии, естествознании, логике. Но необходимо ближе подойти к конкретным особенностям геосистем, включающих и систематику современных осадков гумидных зон. Однако пока в этом направлении сделаны только первые шаги, причем больше в географии, чем в геологии. Учение о географических системах в связи с общим представлением о геосистемах и общими принципами системного анализа разработано в ряде работ Д. Л. Арманда, А. Г. Исаченко, Ю. Г. Саушкина, А. М. Смирнова, Ю. П. Михайлова, В. Б. Сочавы, А. Ю. Ратеюма, А. Д. Краукалеса, В. С. Преображенского, В. И. Беляева и др. Такие основные категории физической географии, как физико-географический комплекс и ландшафт, уже содержат в себе представления о множестве взаимосвязанных элементов.

Монография В. Б. Сочавы [1978 г.] является первым опытом развернутого, многостороннего освещения современного состояния и проблематики изучения геосистем применительно к физической географии. Учение о геосистемах рассматривается им как новый современный этап ландшафтоведения. Геосистемы определяются как сложные открытые системы «с ограниченной детерминацией». Принципы выделения комплексов признаков, элементов, определяющих систему множеств в географии, подобны общим принципам

теории систем, и также возникает проблема критериев отбора признаков, взвешивания их роли. Математический аппарат помогает моделированию, но критерий отбора создается качественным анализом природных объектов, эмпирическим сравнением их и прослеживанием. В. Б. Сочава приводит примеры некоторых ландшафтоведческих моделей, например модель Г. Рихтера, которая опирается на три группы признаков: 1) «радиация, тепло»; 2) влагооборот; 3) круговорот вещества. Детализация этих групп привела к выделению 73 элементов, вес которых в принципе одинаков! Применение здесь какого-либо математического аппарата может выявить лишь отдельные стороны «функциональной модели». Естественная систематика вырастает из систем эмпирических классификаций и их изображений картами, профилями и т. д., которые и выявляют реальности распространения и границ выделяемых групп признаков, соответствующих тел и процессов. Применение математического аппарата помогает уточнить выявляемые инварианты и формы изменчивости.

В сборнике «Устойчивость геосистем» [1983 г.] на материале географических систем разработан ряд вопросов, имеющих прямое или косвенное отношение и к геологическим системам, в особенности к систематике современных геологических фаций. В двух статьях Д. Л. Арманда уточняется понятие устойчивости, предлагается термин «гомеостазис», заимствованный из физиологии, но распространяющийся и на явления неживой природы, и предлагается также термин «ультрагомеостазис». Напомним рассуждения других исследователей об иерархии самой системности, ее уровнях, высшим из которых, по Б. С. Флейшману, становится способность системы к автономной «перекодировке». Гомеостазис геосистем принципиально отличается от движения термодинамических физико-химических систем к устойчивому состоянию, так как движение геосистем создает механизм саморегуляции с повышением уровня систем. Гомеостазис в энергетическом отношении даже противоположается устойчивости, так как существуют «агрессивные географические объекты», связанные прямо или косвенно с «давлением жизни», по выражению В. И. Вернадского. В этих объектах увеличивается свободная энергия и уменьшается энтропия. Вместе с тем, как верно оговаривает Д. Л. Арманд, геосистемы «содержат как антиэнтропийные, самоорганизующиеся, так и пассивные, термодинамические, элементы» [Устойчивость геосистем, 1983 г., с. 22].

В геологической литературе вопросы, затронутые в сборнике «Устойчивость геосистем» и в рассмотренной выше книге В. Б. Соचाва, к сожалению, до сих пор почти не обсуждаются, можно выделить лишь статью С. В. Мейена [23] и книгу И. П. Шарапова [1977 г., с. 108—130, раздел о классификации]. С. В. Мейен констатирует, что проблемы классификации давно обсуждаются в биологии, но еще не привлекли должного внимания геологов. И еще раз показывает, что требования формальной классификации неприменимы к реальным геологическим и палеонтологиче-

ским объектам: «строая (или открывая) естественные классификации мы вынуждены пренебречь некоторыми формальными правилами деления понятий... Стремление соблюдать дискретность классов ведет ко все большему дроблению таксонов с трансгрессирующими признаками. Требование непересекаемости классов нарушается гибридами... Это относится и к минералогии... Поэтому нужно разобраться в том... каковы процедуры (1) получения исходного множества, подлежащего разбиению... и (2) выявлению признаков объектов. На деле исходное множество получается уже в результате классификации, только пока еще предварительной, во многом интуитивно. Например, если классифицируются растения, нужно уже выделить растения из других организмов... Классификация как будто предполагает предшествующее расчленение объектов, выделение у них гомологических признаков. В то же время о гомологизации признаков невозможно говорить, пока не подобраны объекты одного, пусть и очень широкого класса. Складывается некоторый круг в рассуждении» [23, с. 26—29].

С. В. Мейен правильно указывает на существование некоторого порочного круга с точки зрения требований формальной логики при построении любой естественной классификации. Но этот круг отражает реальность диалектики общего, особенного и единичного, благодаря которой они существуют не в дискурсивной временной последовательности нашего рассуждения, а одновременно, и воспринимаются единым актом познания, соединяющего чувственное созерцание, обобщение и практику. Тем не менее сама «интуитивность» этого акта также лишь относительна и контролируется, с одной стороны, конкретным сравнительным индуктивным анализом достаточного числа изучаемых предметов, явлений, с другой — возможностью реального прогнозирования на основе выделенных классов и системных зависимостей, в-третьих, генетическим анализом. Многолетний опыт реальных геологических классификаций показывает, что несмотря на трансгрессии признаков одного выделенного таксона, подразделения пород, фаций и т. д. на другие, между ними существуют реальные отличия по комбинациям и корреляциям признаков, их взаимодействиям. Присутствие «гибридов» не мешает выделению классов, если понимать границы таксонов как определенные пространственно-временные или типологические зоны, а не линии с определенным пределом подвижности, варибельности, который опять-таки устанавливается в ходе конкретного исследования и часто выявляется с помощью специфических индикаторов этих переходных зон. Точно так же, как присутствие смешанных форм структур систем, не отменяет правомерности выделения разных структур.

С. В. Мейен напоминает и о проблеме инвариантов, полагая, что инвариантами таксономических структур являются их архетипы. Касается также (как и И. П. Шарапов) различных путей классификации, различая при этом понятия «классификация» и «расчленение», предлагает особый термин для «совокупности процедур расчленения» — меронимия, а выделенные расчленением

подразделения называет меронами, в отличие от классификационных таксонов. Мероны тоже можно классифицировать, подобно самим объектам, частью которых они являются. «Принадлежность меронов одному классу означает их гомологию, классы меронов могут быть иерархизированы... Можно классифицировать мероны, принадлежащие как разным, так и одному объекту... Исторически таксономия и меронимия развивались взаимосвязанно» [23, с. 30].

Проблем формализации С. В. Мейен не касается. В геологии особое значение им придают упомянутые попытки создания формализованных геологических систем (см. работы Ю. А. Воронина [1967 г.] и др.). Однако при этом или выявляются такие множества, которые не поддаются современному математическому аппарату, или возникает схоластическая терминологическая игра в замкнутой конкретности геологических предметов и качеств системами символов; эта замена пока не создала реальных критериев разделения таксонов и естественной систематики. Наибольшие конкретные успехи в этом направлении пока достигнуты некоторыми вариантами простейшей статистики на достаточном количестве выборочных примеров (причем размер этого количества очень колеблется, но судя по имеющемуся опыту обычно не менее 30), а из более сложных форм — комбинаторным, факторным и кластерным анализом с несколькими вариантами. Интересный опыт применения простых математических методов для разделения таксонов был предложен в работе А. Н. Олейникова [1972 г.].

Возникшие трудности построения естественной классификации и систематики усилили проявления скептицизма, вплоть до отрицания возможностей их построения независимо от целевой субъективной установки исследователя. Примером осторожного скептицизма являются работы М. С. Дюфура [1978 г., 1981 г.], который допускает возможность системного выделения таких понятий, «как фация, формация (в узком значении), геогенерация», но считает, что «единых породных или формационных уровней организации не существует».

В. В. Груза опровергает представление о естественных классификациях, основанных на существенных признаках самих объектов. «Конечная задача описательной геологии заключается в выявлении закономерностей различной степени общности, более или менее стабильно повторяющихся отношений между событиями, явлениями, значениями характеристик» [1977 г., с. 111]. Решение этой задачи только путем эмпирического обобщения с применением статистики он признает недостаточным. Основная мысль его книги сводится к необходимости построения геологических теорий. Но «значение теории определяется не тем, что любые фигурирующие в ее рамках высказывания адекватно описывают окружающую действительность, но тем, какие эвристические возможности предоставляет она в руки исследователей» [Груза В. В. 1977 г., с. 140]. При этом он обходит вопрос, от чего зависят эти эвристи-

ческие возможности, которые также в конечном счете должны сопоставляться с действительностью.

Книга А. Н. Дмитриевского [6], в отличие от книги В. В. Грузы, нацелена на «системный литолого-генетический анализ» конкретной группы геологических объектов — нефтегазоносных осадочных бассейнов. А. Н. Дмитриевский не сомневается в возможности выделить эти объекты по комплексам признаков, им присущим, и построить объективно значимые литологические системы по крайней мере на трех иерархических уровнях. В его работе перечислено множество разных признаков при группировке осадочных геологических тел и процессов, но набор признаков настолько велик, что трудно представить себе реальный аппарат этого сопоставления, тем более что перечисление признаков вместе с тем далеко не полно отражает их естественные наборы. В качестве ведущего критерия опять выдвигается формулировка цели исследования.

Несмотря на эти методологические и методические трудности и возникающие соблазны отрицания или ограничения самой возможности объективной систематики (связанные с давнишними философскими проблемами реальности «универсалий»), на деле, конечно, наука не может обходиться без классификаций, основанных на признании их реальной, объективной, независимой от целей исследователя основы. В этой или иной форме принципы объективно-системного анализа применяются во множестве геологических работ, в особенности при формационном анализе, а также во многих опытах детального литофациального анализа. Характерно появление сборника «Системный подход в геологии» [1983 г.], в котором имеются опыты системного анализа экзогенных процессов и общие признаки анализа. Однако содержание этих статей лишь частично отвечает специфике геологических систем, недостаточно учтены современные требования и проблемы общего системного анализа, мало освещен конкретный материал, недостаточно рассмотрены исходные категории. Предложенные выше уточнения этих категорий, их системных связей, имеющийся опыт литофациального и формационного анализа позволяют наметить путь создания единой системы естественной таксономической и типологической классификации и типизации осадков.

Табл. I. 1 представляет собой модель общей систематики, которая должна лежать в основе систематики осадков и фаций гумидных зон. Эта модель дополняется предложенной выше пятичленной схемой выделения и отбора признаков типов и осадков фаций. На основе этой схемы может быть построена система типологических таблиц, образующих третье измерение двухмерной матрицы табл. I. 1. Все геосистемы, и в особенности осадочные, относятся к открытым динамическим системам, сочетающим признаки комбинативных и иерархических, коррелятивных и стохастических параметрических систем. Динамика систем включает и четвертую координату — время.

Сформулированные принципы и предложенная модель требуют, однако, дополнительной конкретизации и анализа и сами по себе

не преодолевают основную трудность построения естественной классификации, не указывают и не доказывают возможности выбора минимально конечного множества признаков, отражающих бесконечное многообразие и изменчивость реальных гипергенных геологических тел и процессов. Решить эту задачу можно лишь с привлечением системы методов литофациального анализа и комплексной методики их применения для типизации, классификации и общей систематики осадков и фаций. Табл. I. 1 представляет собой только первую двухмерную матрицу для построения системы, требующей проверки и дополнения конкретным литофациальным анализом, а также разработки его систематики применительно к геосистемам осадков и фаций гумидных зон.

МЕТОДЫ ЛИТОФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

II.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ

Общие вопросы методов исследования осадочных пород рассмотрены в ряде руководств и монографий, из которых прежде всего нужно выделить двухтомную монографию под редакцией Н. М. Страхова «Методы изучения осадочных пород» [1957 г.], остающуюся до сих пор в некотором отношении непревзойденной. В ней были даны наиболее подробная, рациональная классификация методов изучения осадочных пород и методика их применения, начиная с полевых наблюдений и кончая комплексом лабораторных исследований с их последующей интерпретацией. Но при всех достоинствах этой монографии в ней были мало освещены некоторые методы, применявшиеся уже тогда и получившие дальнейшее развитие, например ритмический и циклический анализ, анализ парагенетических связей и даже анализ тех климатических признаков пород и формаций, в изучение которых Н. М. Страхов и ряд его соавторов внесли большой вклад.

Более поздних работ с таким многообразием и широтой изучения методов литофациального анализа до сих пор не существует ни у нас, ни за рубежом. Но в ряде работ они дальше обсуждались. В «Учении о фациях» Г. Ф. Крашенинникова [15] кратко изложены основы генетического анализа, намечено несколько основных направлений методов литофациального анализа по способам и объектам исследований. Ряд методов литофациального анализа глинистых пород, применяемых и более широко, кратко охарактеризован в монографии о фациальных типах глинистых пород под редакцией М. Ф. Викуловой [1973 г.]. Очень краткие указания и рекомендации содержатся в большинстве руководств по петрографии осадочных пород и по отдельным группам пород.

В учебнике Б. К. Прошлякова и В. Г. Кузнецова [31], посвященном литологии и литологофациальному анализу, эти вопросы рассмотрены главным образом применительно к потребностям геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений. Заключительная глава, в которой рассмотрены основные методы фациального анализа и выделены: 1) общие признаки, 2) литологическое изучение осадочных пород и их фациальный анализ, 3) изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности; 4) изучение формы, строения осадочных тел и их взаимоотношений с окружающими образованиями; 5) основные приемы фациального

картирования. В этой книге, однако, отсутствуют характеристики ряда методов, уже указанных в работах Н. М. Страхова, Г. Ф. Крашенинникова и других исследователей и широко применяющихся; очень мало данных о современных фациях, в частности о климатических типах. Выделено несколько десятков признаков, но в одной таблице дано их сопоставление с тремя группами геотектонических формационных подразделений; критерии отбора признаков проконтролированы совокупностью коллекторских свойств и их оценкой.

Книга А. Н. Дмитриевского [6], несмотря на ее методическую направленность, посвящена только вещественно-структурному анализу, причем главным образом анализу гранулометрического состава.

Ряд методов литофациального анализа обсуждался и применялся в связи с работами по литофациальному картированию древних и в меньшей мере современных осадков, завершившимися составлением серии атласов литофациальных и литолого-палеогеографических карт, в том числе известного «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» [1954—1968 гг.], а также специализированного «Атласа карт истории угленакопления СССР» [1962 г.]. Методике этого картирования были посвящены Всесоюзное литологическое совещание, ряд симпозиумов и совещаний (см. также работы Н. А. Михайловой [1973 г.] и другие). Принципы и приемы этого картирования освещены в ряде работ по региональной литологии, морской геологии, четвертичной геологии и т. д.

Из отдельных методов получили большое развитие палеоэкологические, геохимические, (местами) конкреционный анализ, анализ ритмичности и цикличности, как наиболее объемлющий все методы. В монографии Дж. Фридмана и Дж. Сандерса [47] специального раздела о методах литофациального анализа нет. В упомянутых в гл. I сводках Зд. Кукала [48], Г.-Э. Рейнека и И. Б. Сингха [32], посвященных в основном современным осадкам, также отсутствуют разделы о методах их изучения, но описаны признаки, по которым характеризуются и диагностируются обстановки современного осадконакопления. Г.-Э. Рейнек и И. Б. Сингх [32] основное внимание уделяют текстурным признакам, затем некоторым структурным; небольшие разделы посвящены химическим, минералогическим и биологическим параметрам; последним уделено большое внимание в конкретном описании обстановок. Выделено более 110(!) текстурных признаков, причем смешаны признаки разного ранга и значения, но намечены три типологические ступени по степени детализации различных фациальных факторов.

Различные методы литофациального анализа в том или ином порядке или объеме освещены во многих работах, посвященных палеогеографическим исследованиям, в частности в обобщающих работах Б. П. Жижченко [1974 г.], Н. Н. Верзилина [1979 г.], В. И. Славина и Н. А. Ясаманова [1982 г.]. В. И. Славин и Н. А. Ясаманов предлагают краткий, хотя с большими пробела-

ми, обзор состояния этого вопроса, широко используют данные о современных фациях и ландшафтах. Характеризуя методы изучения, они излагают в основном уже сложившиеся представления, подчеркивая, что «для правильного установления генезиса особую ценность приобретают анализ совокупности признаков или комплексное исследование отложений» [1982 г., с. 24]. Их представления о совокупности признаков не увязываются с категориями системного анализа, но все-таки они указывают на связь фациального и формационного анализа. Изучение отдельных пород связывают с исследованием парагенезов разнофациальных одновозрастных отложений. Полевые исследования выявляют 12 «особенностей» образования осадков, но эти «особенности» не разделены на основные и производные и неясно, как осуществляется классификация по 12 признанным равноправными признакам. Классификация методов в книге не предлагается, но наибольшее внимание уделяется палеоэкологическим и некоторым гидрохимическим показателям среды образования. В большей части книги описание методов сопровождается характеристикой выделяемых фациальных группировок, начиная с самых крупных: морских, континентальных и переходных.

Климатические типы осадков объединены авторами в две крупные группы: гумидные и аридные по Н. М. Страхову, с подразделением каждой по термическому режиму.

В «Справочнике по литологии» [34, с. 361—368] выделена специальная глава, написанная В. И. Марченко, «Фациальный анализ», состоящая из следующих параграфов: 1. Детальный фациальный анализ; 2. Важнейшие критерии для определения генетических типов осадков и фаций; 3. Методы фациального анализа (сугубо кратко); 4. Литологофациальное картирование; 5. Классификация ископаемых фаций. Как «важнейшие критерии критерии фациальном анализе» указаны десять признаков и рекомендовано сравнение их с признаками современных осадков. Перечислены критерии диагностики: признаки самих осадков и пород (1—5-й), признаки среды осадкообразования, т. е. фаций, вместе с отдельными деталями вещества (6—9-й), совместное указание на тектонический режим, т. е. генетический фактор и строение парагенезов (10-й). Очевидно, что необходимо и объединение, и уточнение этих критериев.

Кроме обобщающих работ, целый ряд наблюдений и характеристик различных методов литофациального анализа и их применения содержат конкретные региональные исследования различных групп формаций (например, см. «Методы изучения угленосных формаций» [1975 г.]), описательные работы по современным осадкам и фациям, по разным регионам, по разным группам признаков, методов их интерпретации и т. д.

Сравнительный анализ этой обширной литературы показывает, что, с одной стороны, уже обрисовался комплекс методов литофациального анализа, в том числе обязательных для изучения и типологии современных осадков и фаций гумидных зон, накоплен и

большой опыт их применения; с другой стороны, систематика и даже простейшая классификация этих методов весьма различна у разных авторов и даже в разных справочных пособиях. Единые принципы систематики в соответствии с изложенными в предыдущей главе требованиями к систематике методов литофациального анализа еще не применены, назрела необходимость хотя бы кратко их наметить.

Комплекс методов определяется прежде всего четко расчлененным комплексом признаков самих геологических тел и фаций в условиях, когда их можно непосредственно сопоставлять и выявлять ту степень независимости и корреляции, частичной детерминированности и вероятностных связей элементов геологических систем, о которых говорилось выше. Каждая группа признаков требует применения и обязательных для всех признаков литофациальных методов и дополнительных методов, связанных именно с этой группой признаков, а также различных способов их применения как геологическими, так и смежными науками (геофизикой, геохимией и т. д.), специальными полевыми и лабораторными приемами. Отсюда возникают прежде всего две группы методов: 1) по группам изучаемых признаков и процессов; 2) по специальным способам и приемам их исследования. Эти специальные способы описаны в соответствующей литературе, кратко перечислены в справочных пособиях.

Остановимся только на принципах систематики первой группы методов, на предварительной оценке их возможностей и границ применения при изучении современных осадков гумидных зон. Общим здесь является детальное послойное литологическое описание с выделением литотипов разных рангов. При этом рекомендуется четко соблюдать указанную выше пятичленную группировку признаков, с подразделениями групп в соответствии с разной степенью детальности типологического исследования. Таким образом, вместо множеств, состоящих из 11 или 12 элементов, причем степень независимости и корреляции этих элементов не определялась, можно построить классификационную систему «пятимерного пространства признаков» с выделением из нее трехмерного пространства конститутивных признаков и дополнительного четвертого измерения — эволюции признаков, их систем. В самой простой схеме можно выделить три крупные группы методов: 1) литологические и литолого-геохимические; 2) литобιοфациальные и 3) комплексные, объединяющие все методы (фациально-геотектонический и формационный анализы).

Первая группа в свою очередь подразделяется соответственно группам литологических признаков на подгруппы: 1) анализ вещества (включающий три главных метода: петрографо-минералогический, геохимический, петрофизический); 2) структурный анализ, 3) конкреционный анализ, 4) морфологический анализ.

В этой последовательности намечается и место литобιοфациального анализа как подразделения литологических (в широком смысле) методов; однако ввиду его особой индикативной важно-

сти, информативности и сложной дополнительной подразделенности пришлось его выделить с некоторым нарушением принципа единого основания классификации в самостоятельный метод, равноправный с остальными литологическим и литолого-геохимическим. Он отвечает органическим остаткам и самим организмам как группе признаков индикативного характера, но в ряде случаев приобретает и конститутивное значение.

Вторая и третья подгруппы — структурный и конкреционный анализы — соответствует второй группе признаков, объединенных общим понятием «строение» литотипов; но структура вещества так непосредственно связана с его составом и вместе с тем так резко отличается по размерности и способам исследования от текстур, что разумнее выделить структурный анализ как самостоятельный, равноправный с первой подгруппой. Это относится и к текстурному анализу. Четвертая подгруппа — морфологический анализ — ясно сопоставляется с третьей конститутивной группой признаков литотипов; пятая подгруппа — конкреционный и литобиофациальный анализы — с первой индикативной группой признаков литотипов. Необходимость выделения этого анализа как особого литологического метода обусловлена тем, что конкреции представляют собой тела, характеризующиеся комплексом признаков вещественного состава, структуры, текстуры, морфологии и не укладывающиеся ни в одну из предыдущих групп признаков.

Каждый метод может быть подразделен на более частные. Таким образом, типизация методов имеет свою иерархию, соответствующую иерархии типизации признаков литотипов и фаций. Эта классификация также носит смешанный комбинативно-коррелятивно-иерархический характер, поскольку между отдельными методами существуют и относительная независимость, и некоторая коррелятивная связь.

Классификация методов должна быть сопоставлена и с общей классификацией осадков, осадочных пород, в том числе и осадков гумидных зон, по указанному выше третьему типологическому измерению, в основе которого лежит сочетание выделенных выше пяти фациальных, генетических факторов образования осадков и пород. Существующие классификации осадочных пород лишь частично согласуются с этими принципами. Наиболее крупные общепринятые подразделения — обломочные, химические, биогенные, иногда хемобиогенные [Логвиненко Н. В., 1974 г., с. 92]. С тем же основанием можно выделить еще две группы пород: смешанные обломочно-химические и смешанные обломочно-биогенные. Возможно выделение и шестой группы, трехкомпонентной, — смешанной обломочно-хемогенно-биогенной — с вариациями по разным количественным соотношениям и типам связей этих компонентов. Все эти группы широко распространены, и в основе их лежит соединение вещественного и генетического принципа классификации.

Более сложный вариант этих двух принципов представляет собой циклограмма классификации осадочных пород по Н. М. Стра-

хову, которая принята с небольшим дополнением и Н. В. Логвиненко [1974 г.]. В этой циклограмме основой секторных подразделений является химический состав вещества осадков: содержание SiO_2 , CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$, CaSO_4 , NaCl , MgCl_2KCl , $\text{C}_{\text{орг}}$, Al , Fe и Mn , объединенных в крупные химико-минералогические группы (алюмосиликаты, хлориды, сульфаты и т. д.). В целом по веществу и генезису, таким образом, выделяют следующие группы: 1) обломочные, 2) глинистые (алюмосиликатные и силикатные), 3) глиноземистые (аллиты), 4) железистые, 5) марганцовистые, 6) фосфатные, 7) кремнистые, 8) карбонатные, 9) соли, 10) каустобиолиты.

На циклограмме Н. М. Страхова показаны сопоставления выделенных групп по вещественному составу с двумя климатическими типами — гумидным, аридным — и направления «степени разложения первичных кристаллических пород» при образовании осадков, степени осадочной дифференциации, возрастания геохимической подвижности элементов. К гумидному типу литогенеза относятся каустобиолиты, породы с преобладанием алюминия, железа, марганца, фосфора; к аридному — остальные группы, а кремнистые и карбонатные породы попадают в секторы и гумидного, и аридного климата.

В «Справочнике по литологии» [34, ч. III] принята близкая, но не во всем совпадающая классификация. В нем выделены: 1) обломочные, 2) глинистые, 3) карбонатные известково-магнезиальные, 4) кремнистые, 5) высокоглиноземистые, 6) марганцовистые, 7) железистые, 8) фосфатные, 9) соляные, 10) кальций-сульфатные (ангидрит и гипс); и далее совсем по другому принципу; 11) вулканогенно-осадочные, 12) коры выветривания. Очевидны, с одной стороны, невыдержанность принципа классификации в этой схеме, так как вулканогенно-осадочные породы и коры выветривания разделяются соответственно несколькими группами, с другой — неполнота классификации, так как в ней отсутствуют каустобиолиты, сульфидные, железисто-карбонатные и некоторые другие породы. Общей основой классификации служит вещественный состав.

Все названные группы встречаются и в современных осадках, а в гумидных зонах — указанные выше для них климатические подразделения. Но сопоставление этих групп с группами литотипов, фаций, выделенных по комплексу признаков, показывает общую недостаточность любой классификации по какому-либо одному признаку, хотя вещественный состав является основой и комплексных классификаций.

Группы 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 (по Н. М. Страхову) сопоставляются с определенными типологическими группами фаций разных уровней: от нано- до гигафаций.

Рассмотрим дополнительные подразделения выделенных групп методов, применительно к литофациальному анализу осадков гумидных зон.

II.2. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

II.2.1. Методы анализа вещественного состава

Вещество всех осадочных пород и осадков обладает тремя группами свойств и признаков: 1) петрографо-минералогическими, 2) геохимическими, 3) петрофизическими. Они характеризуют единые литотипы, но разные их аспекты и элементы. Ведущим является петрографо-минералогический состав, определяющий основные, но не все геохимические и петрофизические признаки. Совокупности этих признаков представляют собой определенные системы, которые и легли в основу существующих классификаций осадочных пород и осадков и прослеживаются при типизации осадков и фаций гумидных зон.

При всем разнообразии петрографо-минералогического состава всего несколько десятков минералов в разных соотношениях слагают основные типы осадков и пород. Точно так же выделяются доминантные химические элементы и соединения, с разнообразными их соотношениями, и доминантные петрофизические параметры. Но при классификации должны учитываться также второстепенные, сопутствующие и акцессорные, компоненты, которые в совокупности образуют разные типы структур динамических систем вещественного состава. В современных и древних гумидных ландшафтных зонах преобладают обломочные осадки с некоторой обязательной примесью биогенных (главным образом растительного вещества) и хемогенных компонентов.

В петрографо-минералогических подсистемах признаков этих осадков, как правило, выделяются три группы подразделений вещества: 1) собственно обломочные, терригенные компоненты зернистой структуры, слагающие каркас литотипов, представленные обломками пород или мономинеральными зернами; 2) матрикс-вещество, выполняющее поры между зернами каркаса, сложенное в основном также обломочными, но обычно несколько отличающимися по составу и структуре компонентами и, кроме того, в значительной части био- или хемогенными компонентами, часто в тонкой дисперсной смеси с обломочными; в более грубозернистых осадках и породах матрикс часто обозначают термином «заполняющее вещество»; переходы между матриксом и основными терригенными компонентами иногда резкие, иногда постепенные; 3) цемент в основном хемогенного или биохемогенного происхождения.

Все эти компоненты слагают твердую фазу вещества. В современных осадках, кроме того, ясно выделяется жидкая фаза — поровые воды различного гидрохимического состава, которые составляют в разных группах осадков гумидных зон не менее 10 и более чем 90 % их объема. Цемент резко отличается от обломочных компонентов по составу и образуется обычно несколько позже, на разных фазах диагенеза, с последующими преобразованиями и изменениями на более поздних фазах литогенеза; но первичные

компоненты цемента в рассеянном виде часто образуются уже на седиментационной стадии, за счет наддонных и поровых вод.

В современных осадках гумидной зоны прослеживаются все стадии образования цемента уже в течение первых тысяч, даже сотен и десятков лет, в форме главным образом цемента пленочного, в меньшей степени — цемента замещения, с последующим переходом обоих типов цемента в поровый и реже в базальный. Эти переходы происходят с разной скоростью в разных климатических и геоморфологических фациях, но для всех фаций гумидных зон характерны те или другие формы цементации гидроокислами железа, в некоторых фациях — глинистыми минералами, карбонатами (особенно в субтропиках и тропиках), иногда гуматами и др. Компонентами вещества являются также различные образования внутривидового уровня, начиная с внутривидовых включений механического происхождения и кончая новообразованиями аутигенных хемо- и биогенных компонентов. Существующие петрографические классификации обычно строятся прежде всего по составу терригенного каркаса, лишь иногда с дополнительным учетом состава матрикса, состав цемента обычно классифицируется особо.

Петрографо-минералогический состав определяет собой и химический состав пород, но последний также характеризует вещество в целом, изучается особыми геохимическими методами. Эти методы выявляют и те компоненты вещества, которые не представлены самостоятельными минералогическими фазами: различные примеси в обломках пород и мономинеральных зернах, ряд компонентов в матриксе, цементе, новообразованиях, которые часто играют существенную индикативную, а иногда и конститутивную роль.

Совокупность петрографо-минералогических и химических свойств определяет и петрофизические свойства и признаки литотипов. Но на эти свойства влияют также структурные и текстурные особенности породы с их подразделениями. Поэтому петрофизические методы помогают обнаружить и те свойства литотипов, которые непосредственно не выявляются ни петрографо-минералогическими, ни геохимическими методами.

Три указанные группы признаков образуют динамические системы обычно уже на седиментационной и раннедиагенетической стадиях литогенеза. В дальнейшем они закономерно меняются на более поздних стадиях литогенеза. На всех стадиях они парагенетически связаны с другими группами признаков литотипов, обычно особенно тесно с признаками структурными, текстурными и геобиологическими. Выделяются также группы признаков вещества смешанного происхождения, например, цвет, определяемый сочетанием петрографических, химических и отчасти петрофизических свойств. Каждая группа признаков вещественного состава — это элемент общего комплекса его признаков и соответствующего единого комплекса полевых и лабораторных методов их изучения.

Петрографо-минералогический метод. Вещественный состав обломочных пород резко разделяется на господствующие аллоти-

генные компоненты и подчиненные аутигенные. Аллотигенный состав каркаса позволяет связывать фации области седиментации с катенадами фаций разнообразной протяженности, вплоть до области сноса, иногда весьма удаленной. Поэтому петрографо-минералогический метод, особенно в сочетании с геохимическим, позволяет рассматривать данный литотип и данную фацию как элемент геосистем более высоких порядков.

Состав аллотигенных компонентов зависит от петрофонда области сноса, (отчасти) переноса и седиментации, более косвенно — от рельефа, климата, геобиологических факторов. Рельеф вместе с климатом определяет и детали гидродинамического режима, который позволяет проводить селекцию кластических компонентов по плотности и механической прочности, например в форме обогащения тяжелыми минералами определенных подразделений пляжа или прирусловой отмели и т. д., уже на уровне нано- и микролитотипов, а также фаций. Гидрохимический режим производит селекцию компонентов по степени их химической устойчивости. Обе формы селекции особенно интенсивно осуществляются на различных литолого-геохимических барьерах, например на барах, прирусловых валах и т. п. образованиях, а также на контактах горизонтов почвенного профиля и зон профиля кор выветривания. Интенсивность этого отбора возрастает в зависимости от степени стабильности этих барьеров, связанных со стабильностью тектонического режима, а колебания климата, наоборот, увеличивают интенсивность селекции. Она растет и с повышением влажности и температуры.

В зависимости от характера поведения при этих селекциях разработаны классификации по степени устойчивости различных обломков пород и минералов. Обычно выделяют или три градации — устойчивые, малоустойчивые и неустойчивые, — или пять — весьма устойчивые, устойчивые, малоустойчивые, неустойчивые, очень неустойчивые. К числу наиболее устойчивых в большинстве фаций относятся кварц, обломки кремнистых пород, циркон, турмалин и другие, затем следуют кислые полевые шпаты, обломки кислых изверженных пород, некоторые гранаты и т. п. Очень неустойчивыми являются обломки основных пород и еще более карбонатных пород и сульфатов, растворимых в условиях влажного климата; еще менее устойчивы галоиды.

По соотношению устойчивых и неустойчивых компонентов определяется степень так называемой минералогической зрелости, которая часто используется как показатель степени гумидности климата, с одной стороны, и стабильности тектонического режима — с другой. Однако этот показатель сам по себе недостаточен для разделения свойств области размыва, переноса и седиментации и ненадежен, если субстрат области седиментации обогащен унаследованными элементами других фациальных групп, например элементов морены разнообразного состава в гумидных зонах Русской платформы. Благодаря этому в песках побережья Балтийского моря, озер и рек северо-запада Русской платформы наряду с

концентрацией химически и механически устойчивых компонентов — кварца, турмалина, ильменита, гранатов и т. д. — встречаются компоненты, химически неустойчивые, — амфиболы, глаукоцит, местами даже обломки карбонатных пород и др.

Характерный пример колебаний минералогического состава и соотношений устойчивых и неустойчивых минералов в современных фациях гумидных зон — лагуна Буссе (Дальний Восток), по И. И. Задковой и др. [1975 г., с. 48—49]. Здесь в условиях муссонного влажного климата умеренного пояса осадки одной части лагуны, удаленной от устьев рек и от пролива, соединяющего ее с морем, в тяжелой фракции характеризуются преобладанием устойчивых к химическому выветриванию минералов — ильменита, циркона и др.; а другой части, близкой к проливу и устьям рек, — преобладанием химически неустойчивых пироксенов и роговых обманок. Эти вариации наблюдаются на площади 43 км² в единой климатической и геотектонической обстановке, в единой геоморфологической мегафации.

Всегда нужно специально изучать аутигенные компоненты, даже если количественно они представляют собой очень незначительную часть осадков, поскольку именно они на седиментационной и раннедиагенетической стадиях литогенеза наиболее непосредственно и адекватно отражают первичные фациальные особенности. Отсюда вытекает особая роль таких признаков, как процессы каолинизации полевых шпатов и других минералогическо-петрографических компонентов, как образование минералов гидроокислов железа, алюминия, марганца и т. д., которые в совокупности достоверно указывают на гумидный климат, а с некоторыми дополнительными особенностями и определенные подразделения этого климата, а также косвенно и форм рельефа. Например, образование железистых хлоритов дополняет данные присутствия гидроокислов железа, указывает на другие геоморфологические фации в пределах той же ландшафтно-климатической зоны и того же типа тектонического режима. Образование железифосфатов дает дополнительную информацию об определенных типах болот, озер или лагун гумидной зоны; образование алюмофосфатов — об определенных фациях тропических континентальных почв, кор выветривания, реке некоторых внутриконтинентальных озер; образование карбонатов железа указывает всегда на влажный климат, а в современных условиях, кроме того, — на дополнительные геоморфологические подразделения: болота, некоторые гидроморфные почвы, изредка дельтовые, опресненно-лагунные и озерные фации; образование минералов свободного глинозема — на тропический, влажный или переменновлажный климат, в современных условиях — на почвенные фации; образование аутигенного каолинита — на влажный климат от теплого умеренного до тропического, на фации кор выветривания, некоторые типы почв и болот.

В ряде случаев разделение аллотигенных и аутигенных компонентов наталкивается на большие трудности. Это особенно относится к так называемым глинистым минералам. Даже наиболее

совершенные современные лабораторные методики с применением рентгеноструктурного анализа, электронной микроскопии и других методик не всегда позволяют добиться достоверного разделения. Наиболее простым приемом до сих пор остается выделение микростростков более чистого минералогического состава, отличающихся от фона более тонкодисперсной и более загрязненной разными примесями окружающей массы. Несмотря на это массовое распространение глинистых минералов делает необходимым их систематическое изучение и классификацию, причем очень полезным контрольным методом является геохимический, с учетом разной растворимости основных групп глинистых минералов в кислотах.

Особую роль в вещественном составе играет органическое вещество (ОВ) — главный компонент сравнительно многочисленной группы биогенных пород (торфяников, сапропелей, диатомитов, угольных пластов, горючих сланцев, многих карбонатных пород и др.) и подчиненный почти во всех осадках, почвах и корах выветривания, особенно характерный для гумидных зон. Наиболее массовым ОВ в современную эпоху является растительное, с разнообразными соотношениями автохтонных и аллохтонных компонентов; литотипы гумидных зон, в общем, содержат на порядки выше растительного ОВ, чем литотипы аридных зон в геоморфологически сходных фациях. Растительное ОВ присутствует как в твердой, так и в жидкой фазе литотипов; в жидкой фазе — в форме различных органических кислот, органо-минеральных комплексов (хелатов и др.) и тонкодисперсной взвеси. Состав растительного ОВ четко варьирует в связи с разными вариациями климата, солености водоемов и грунтовых вод, форм рельефа. Во многих фациях растительное ОВ представлено крупными скоплениями живых растений, в особенности высокопродуктивной лесной и лесоболотной растительности; живое ОВ в этих случаях становится конститутивным признаком, однако в ископаемое состояние переходит лишь его незначительная часть; коэффициент этого перехода также отражает различные климатические и геоморфологические условия: наибольший в болотах влажной лесной зоны умеренного пояса.

Фаунистическое ОВ не менее разнообразно по составу, но играет подчиненную количественную роль в большинстве современных осадков и фаций. Эта роль возрастает в жарком климате благодаря более интенсивному образованию известковистых раковин или скелетных форм. В большинстве фаций в образовании ОВ в той или иной мере участвуют черви, ракообразные, в подчиненном количестве часто также пелециподы, гастроподы. В тропических зонах, хотя и в разных фациях, — фораминиферы, радиолярии, кораллы; в некоторых фациях внутри континентов и в прибрежных бассейнах — в очень подчиненном количестве насекомые, хотя иногда личинки насекомых становятся существенным компонентом образования донного ОВ в озерах гумидной зоны. Несмотря на широчайшее распространение позвоночных, в образовании осадков они везде играют подчиненную роль по количеству, но

существенную по формам жизнедеятельности и роли в экосистемах. Основной формой захоронения фаунистического ОВ являются известковое вещество, связанное с жизнедеятельностью, в меньшей мере (главным образом в более глубоководных осадках) кремнистое (за счет радиолярий, иногда губок).

Растительное ОВ участвует в веществе осадков главным образом в форме более или менее измененного своего первичного состава при жизни — в двух главных рядах органических растительных соединений (гумусовых и сапропелевых) и разнообразных их сочетаний. Главными литологическими типами являются торфяники, сапропели, местами так называемые гиттии (главным образом в озерных и лагунных фациях). Другой тип участия — косвенный, благодаря образованию различными организмами минеральных выделений. В современную эпоху особую активность проявляют диатомовые водоросли как кремнийобразующие организмы, с чем связано массовое образование диатомитов. Другой тип — образования, связанные с известковыми водорослями разнообразного состава и разных климатических и геоморфологических обстановок, но распространенные в основном в пределах жаркого и теплого умеренного климата.

Далее, растительное ОВ является формой и носителем относительных концентраций некоторых соединений железа, марганца, иногда цветных металлов, различных рассеянных и редких элементов. Скопления растительного планктона, обогащенного этими компонентами, при отмирании дают существенные концентрации в донных осадках в форме второстепенных примесей, конкреций, реже пластовых тел.

При оценке петрографо-минералогическими методами всех этих признаков и соотношений необходимо учитывать количественные параметры: отношение всех обломков пород и мономинеральных зерен, различных минералогических групп, компонентов матрикса, цемента и т. д. Например, присутствие сотых долей процента окислов железа и марганца в качестве пленок на минеральных зернах отмечено даже в золотых песках пустынь, но десятых долей и тем более целых процентов — только в осадках и почвах гумидных зон. Единичные зерна эпидота отмечены в самых разных обстановках, если есть эпидот в породах области сноса; но концентрация эпидота до нескольких процентов тяжелых фракций всегда указывает на некоторое изменение климата в сторону аридизации, так как в гумидных обстановках эпидот — химически неустойчивый минерал. Не менее важно количественное содержание аутигенного каолинита, до первых процентов возможное в почвах гумидных зон умеренного пояса, но в десятках процентов возможное только в гумидных зонах тропиков.

Количественные соотношения наиболее массовых компонентов каркаса лежат в основе общепринятых петрографических классификаций. Обычно эти классификации основаны на трех- или четырехкомпонентной комбинативной системе. Сводные таблицы этих классификаций приведены в работах Ф. Д. Петтиджона [29,

1981 г.], Н. В. Логвиненко [1974 г.] и других. По отношениям этих компонентов выделяются группы: мономиктовые, с содержанием одного минерального компонента (почти всегда кварца и в очень подчиненном количестве других кремнистых минералов) более 90 %; олигомиктовые, с содержанием господствующего минерала 75—90 %; полимиктовые, с более разнообразными соотношениями минералов и обломков пород. Часто выделяют также промежуточные и смешанные группы: мезо- и плейстомиктовые. Количественные границы этих подразделений более условны и колеблются у разных авторов, но в общем для всех полимиктовых пород характерно менее 50 % кварца и более 20 % обломков пород.

По разным соотношениям других мономинеральных компонентов и обломков разных групп пород — кислых, средних, основных, ультраосновных, а в некоторых случаях также глинистых и карбонатных пород — выделяют дополнительные петрографические группы: аркозы (с повышенным содержанием полевых шпатов), субграувакки, граувакки, литические граувакки и т. д. (классификации А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, Н. В. Логвиненко, Ф. Д. Петтиджона и других). Эти подразделения связаны, с одной стороны, с составом петрофонда областей сноса и переноса, с другой, хотя и более косвенно, — с климатом и тектоническим режимом. В общем мономинеральные и олигомиктовые осадки наиболее характерны для платформ с гумидным климатом; полимиктовые и особенно граувакки — для геосинклинальных областей с разнообразными вариантами климата, часто менее влажного. Однако имеется ряд исключений (например, при размыве морен Русской равнины или изверженных пород Балтийского щита). В связи с этим в одном и том же литотипе наблюдаются разнообразные вариации этих соотношений. Наибольшее значение имеет в ряде случаев выделение петрографически второстепенных по количественному соотношению компонентов: карбонатов, окисно-железистых и других окисных минералов, сульфидов и т. д., указанных выше. Иногда существенное индикативное значение приобретают определенные типы и количество полевых шпатов. Например, по Ф. Д. Петтиджону и др. [29], среднее содержание полевых шпатов в современных речных песках в 2 раза больше, чем в пляжевых и дюнных, но с очень большим разбросом значений, даже средних по отдельным месторождениям.

В целом петрографо-минералогические методы — необходимое звено литофациального анализа, но лишь в относительно подчиненных случаях позволяют сами по себе давать определенные знания о фациях в указанном выше понимании и почти во всех случаях должны дополняться и контролироваться другими методами изучения вещественного состава и общим комплексом признаков литотипа.

Геохимические методы. В последнее десятилетие они получили более широкое распространение при литофациальном анализе осадочных пород и осадков. Появились и обобщающие сводки, посвя-

щенные анализам геохимических признаков и применению геохимических методов [Страхов Н. М., 1957 г., 1963 г., 1968 г. и др.; Kreiči-Graf K., 1963 г., 1964 г., 1975 г.; Kreiči-Graf K. e. a. 1965 г.; Unterscheidensmöglichkeiten mariner und nichtmariner sediments, 1963 г.; Berner R., 1971 г.; Ernst W., 1970 г. (русский перевод, Эрнст В., 1976 г.)].

Наиболее полный обзор дан в работах В. Эрнста и Я. Э. Юдовича [38]. Важные разработки отдельных направлений этого метода даны М. Ф. Стащуком [1968 г.], Ю. К. Бурковым [1973 г. и др.], рядом геологов и геохимиков Белоруссии (К. И. Лукашевым, В. К. Лукашевым, В. А. Ковалевым и другими), в сборниках «Геохимия литогенеза» [1963 г.], «Геохимия ландшафта» [1967 г.], «Геохимические показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых» [1980 г.] и в других изданиях по региональной геохимии современных осадков. Некоторые общие методы геохимического анализа древних и современных осадков освещены в работах А. В. Македонова [10, 22; 1954 г., 1977 г. и др.], А. В. Македонова и Н. И. Родного [1957 г.]. Большой комплекс биогеохимических и геохимических методов рассмотрен серии специальных совещаний и симпозиумов. Существенный вклад в разработку геохимических методов внесли А. Б. Ронов (хотя его работы мало касаются геохимии современных осадков), А. П. Виноградов, А. И. Перельман [1977 г., 1979 г.], М. Л. Кейт и Э. Т. Дегенс [1961 г. и др.], К. Б. Краускопф [Krauskopf K. B., 1967 г. и др.], З. Т. Дегенс [1967 г.], Р. М. Гаррелс и ряд других геохимиков. В процессе сбора материалов для настоящей книги большую работу по полевым и лабораторным определениям геохимических показателей проделали Н. И. Луи, М. Н. Авчинникова, А. Ф. Кулачкова, Ф. Я. Сапрыкин и другие. Общей геохимии осадочных процессов в гумидных зонах посвящены монографии Н. М. Страхова [1968 г. и др.].

Основными геохимическими показателями по совокупности всех этих литературных данных и наблюдений авторов в изученных ими регионах являются окислительно-восстановительный потенциал Eh, водородный показатель pH, общая соленость, солевой состав, в частности так называемый щелочной резерв; динамика изменения этих показателей в пространстве и во времени, физический показатель — температура. Эти синтетические показатели, определяемые всегда в водной фазе внутри или на поверхности осадка и пород, отражают еще более общие геохимические показатели атмосферы и природных вод, среди которых наибольшее значение имеет парциальное давление CO₂, которое в свою очередь зависит, с одной стороны, от количества, состава и форм превращений ОВ, главным образом растительного, а с другой — от приноса CO₂ гидротермальными и вулканогенными факторами.

Совокупность этих показателей отражает совокупность основных фациальных факторов указанных выше, непосредственно определяется в современных водоемах и грунтовых водах и позволяет судить о геохимических условиях образования литотипов.

Вместе с тем в самих литотипах выделяются геохимические признаки, которые могут быть использованы как индикаторы основных геохимических показателей фаций, с которыми они связаны. Такими геохимическими индикаторами фаций являются: 1) валовой химический состав, в том числе основных порообразующих элементов, соотношение которых формирует своеобразный геохимический спектр данного типа породы или фации [Македонов А. В., Родный Н. И., 1957 г. и др.]; 2) отдельные элементы — индикаторы солености, солевого состава, климата: бор, хлор, стронций, в меньшей мере барий, бром, фтор, галлий, ванадий, в ряде случаев марганец разной валентности, магний, кальций, фосфор, железо закисное и окисное, сера разной валентности, изотопы серы, кислорода, углерода, стронция, титана, некоторые редкоземельные и радиоактивные, а также цинк, никель, ванадий и др.; 3) различные поглощенные катионы и анионы; 4) некоторые естественные химические соединения в разных формах (все окислы, карбонаты, сульфаты, фосфаты, бораты, сульфиды и многие другие, в особенности карбонаты железа, магния, кальция, иногда марганца и другие, силикаты железа, фосфаты кальция и железа, сульфаты кальция, магния, алюминия и др.), некоторые органические соединения (амино- и фульвокислоты, гуминовые кислоты, различные хелаты, оксалаты и др.); 5) различные геохимические коэффициенты: отношения элементов и химических соединений (например, отношения поглощенных катионов кальция, натрия и других в эквивалентах анионов), отношение бора к галлию, кальция к магнию, стронция к барию, ванадия к цинку, карбонатов железа к карбонатам кальция и магния, окислов кремния и алюминия, железа и алюминия, железа и марганца, закисного и окисного железа, титана и алюминия и других соединений марганца, сульфидов железа (пиритной серы) к органическому углероду, суммы различных окислов к суммам различных карбонатов и ряд других коэффициентов, перечисленных в работе Я. Э. Юдовича [38, с. 237—243]; 6) различные типы корреляции, распространения элементов по методике Ю. К. Буркова; 7) коэффициенты концентрации по отношению к общим или региональным кларкам; 8) комплексы-наборы геохимических показателей с дифференциацией по типам пород и новообразований в них — указанные геохимические спектры.

Следует подчеркнуть, что вопреки часто распространенному представлению химическими индикаторами являются в первую очередь не те или другие редкие или малые элементы, ибо их распространение часто регулируется разнообразными вариациями состава пород области сноса или переноса, трудносопоставимыми с определенными фациями, а именно сочетания разных перечисленных выше показателей, особенно разных геохимических коэффициентов. Геохимические индикаторы при соблюдении этих условий используются для диагностики: 1) гидрофаций, по терминологии В. Эрнста, т. е. гидрохимических условий седиментации и диagenеза, выраженных в показателях солевого состава, температуры, Eh, pH; 2) связанных с ними ландшафтных показателей — клима-

та, типа водоема, его глубин, расстояния от берега; 3) свойств лито- и биофаций, не зависящих непосредственно от гидрохимических условий; 4) изменений вещества в ходе выветривания, переноса, диагенеза, постдиагенетических процессов; 5) соотношений процессов в области сноса и седиментации.

Много было предпринято попыток найти отчетливые геохимические индикаторы палеосоленостей и температур (иловых и придонных вод). Однако сравнение всех результатов показывает, как это признают и авторы основных сводок (К. Крейчи-Граф, В. Эрст), что в настоящее время ни один из применяющихся индикаторов сам по себе не позволяет достоверно разделять во всех случаях или хотя бы в большинстве случаев даже три наиболее крупных подразделения вод по солености: морские, солоноватые и пресноводные. Все же намечаются некоторые статистические закономерности: с увеличением солености в глинистых осадках увеличивается содержание бора, хлора, стронция, серы, бария, фтора, ванадия, иногда магния, марганца, лития; уменьшается — галлия, титана, свободного глинозема. Однако эти общие тенденции осложняются множеством отклонений, например из-за генерации сульфидов в некоторых пресноводных озерных и лагунных отложениях. Приведем данные по наиболее изученным в этом отношении химическим элементам.

1. Наиболее четкую связь с изменением солености по уже накопленному большому количеству статистических данных показали содержание бора и особенно его отношение к галлию в глинистых гидрослюдистых породах. В породах пресноводного происхождения бора не больше 0,005, в морских — 0,01—0,02 %, т. е. на порядок выше [Дегенс Э. Т., 1967 г.; с. 45; Хардер Г., 1965 г.; Curtis C. D., 1964 г. и др.]. Отношение бора к галлию в гидрослюдистых породах составляет по первым подсчетам около 14 в морских, 6 в опресненной-лагунных, 2,5 в пресноводных [Будников В. И., 1972 г. и др.]. Поскольку геохимия бора в осадках существенно многофакторна, успех диагностики в значительной степени зависит от того, насколько удалось учесть влияние других факторов, в первую очередь климатического. Наилучшие результаты получены при изучении фаций единого седиментационного бассейна одной климатической зоны.

Данные о содержании бора в современных осадках в общем совпадают с данными о соотношении бора и солености в древних осадочных породах, но наблюдается большой разброс значений даже в пределах одного и того же водоема. Поэтому для правильного использования этого показателя нужен статистический материал, причем число определений, по-видимому, не менее 10 для одной и той же группы литотипов.

Бор почти не задерживается в гумидных ландшафтах; в подзолистых и красноземных почвах его содержание составляет $2,5 \cdot 10^{-4}$ %, в почвах тундр $1,2 \cdot 10^{-6}$ % [Перельман А. И., 1972 г., с. 220]. Кларки концентрации бора в пресноводных илах 0,02, в атмосферных осадках 0,00л; в поверхностных и грунтовых водах

гумидных ландшафтов $n(10^{-4} \div 10^{-3})$, в то время как в элювиальных почвах степей (т. е. в семиаридных условиях) 0,3—0,8, в реках аридных районов $n \cdot 10^{-3}$, в грунтовых водах степей и полупустынь до 4, в илах соленых озер 0,8, в морских илах 8, в засоленных глинах 150 [Перельман А. И., 1972 г., с. 224, табл. 31]. В иловых водах окраинных морей содержание бора, несмотря на эти соотношения, повышается по сравнению с водами Мирового океана в 1,5—2 раза там, где осадки обогащены органическим веществом. Например, в иловых водах шельфа и берегового склона Японии оно достигает 8,7, на шельфе Мексиканского залива 10,8 мг/кг [Химия океана, 1979 г., т. 2, с. 285]. Влияние климатических условий на концентрацию бора в водах морей недостаточно рассматривалось в литературе. Но судя по приведенному примеру, иловые осадки шельфа гумидной зоны содержат бора несколько меньше, чем такие же осадки других климатических зон.

Несмотря на эти вариации, порядок содержания бора в водах нормальной морской солености довольно устойчив и является геохимическим индикатором. В широко распространенных в гумидных зонах несколько опресненных бассейнах — внутренних морях, лагунах — установлено промежуточное содержание бора.

По В. Эрнсту, содержание бора в четвертичных осадках Балтийского моря 0,0036—0,011, т. е. промежуточное между типичными для пресноводных и морских, что соответствует солености Балтийского моря. По данным 72 анализов донных осадков из лагуны Буссе (Сахалин) в условиях влажного муссонного климата умеренного пояса, с соленостью придонных вод на большей части площади лагуны 26,53—33 ‰ содержание бора 0,016 ‰, во фракции меньше 0,001 мм — 0,012 ‰ [Задкова И. И. и др., 1975 г., с. 20—22, 51].

2. Неоднократно предлагалось использовать в качестве показателя солености содержание хлора в водах осадка, а также в раковинах автохтонных био- и танатоценозов. Средняя концентрация хлора в морской воде 19 тыс. г/т, в речной 83 г/т.

По А. И. Перельману [1972 г., с. 116—117], в реках и озерах гумидных общая концентрация хлора обычно не превосходит n мг/л, местами даже $0,1n$ мг/л. Во влажных тропиках, иногда и в умеренном поясе, в почвах и коре выветривания коллоидные гидроокислы могут сорбировать Cl^- прибрежных морей за счет приноса его атмосферными осадками. Например, по Б. Б. Полюнову, в одном из образцов красноземной коры выветривания содержалось 2,77 % хлора. В Западной Европе в приморских дождевых водах местами концентрация хлора достигает 200—300 мг/л, т. е. почти в 100 раз больше средней нормы для дождевых вод. В подавляющем большинстве случаев гумидные ландшафты бедны хлором, воды им не насыщены, минералы не образуются.

По данным Дж. Вебера [Weber J. W., 1964 г.], Т. С. Берлина и А. Б. Хабакова [1974 г.], содержание Cl^- в раковинах пелеципод хорошо отражает соленость вод [38, с. 241], но сильно варьирует в

зависимости от систематической принадлежности раковины и от факторов раннего диагенеза, перемыва и т. д.

В большинстве океанических и открыто шельфовых фаций содержание Cl^- в иловых растворах мало отличается от содержания его в природных водах, но часто несколько завышено.

Гораздо больше колеблются соленость вод и концентрация Cl^- во внутренних морях, и особенно в лагунах гумидной зоны. В открытой части Балтийского моря соленость поверхностных вод колеблется от 2 до 29, придонная — от менее 4 в северных заливах (а в прибрежных их зонах меньше 2 [8, с. 226, 258]) до 28,8 ‰ в Эресунне (Зунде) — в системе проливов, соединяющих Балтийское море с Северным, где воды нормальной солености. Колебания в одном пункте в течение одного года в Эресунне, на глубине 14 м, от максимума 28,88 ‰ до минимума 10,3, в Невской губе от 1,00 ‰ до 3,36 [Гидрохимический режим Балтийского моря, 1965 г., с. 23]. В более глубоких водах того же моря соленость, за исключением указанных проливов, несколько выше чем в мелких: во впадинах на глубинах от 40 до 240 м в разные годы колеблется от 11,60 до 20,62 ‰ [Там же, с. 25]. Но ясной корреляции с глубинами нет.

Хлорность вод верхнего слоя осадков (2—5 см от дна) в центральной части Балтийского моря варьирует в пределах 6,7—7,4, в Аркольской впадине повышается до 9 ‰ и более, в Рижском заливе снижается до 3,5—4,0, т. е. наследует хлорность придонных вод. С увеличением глубины или слабо колеблется, или несколько понижается, иногда очень быстро, например в одной из колонок Рижского залива с 3,49 до 1,93 ‰; это, по-видимому, связано с более пресноводным режимом в начале голоцена.

В лагуне Буссе содержание Cl^- варьирует от 1,837 до 16,001 г/л против 18,248 в морской воде [Задкова И. И. и др., 1975 г., с. 21]. По общей солености и содержанию Cl^- лагуны опресненных внутриконтинентальных морей, и особенно те из них, в которые впадают крупные реки, мало отличаются от пресноводных водоемов внутри континента. Но в отличие от озер и рек гумидной зоны параметры солености очень изменчивы во времени, часто более чем в 2 раза в течение года в одной точке опробования и в 10 раз на площади одного и того же водоема, на близких расстояниях. Еще более резко отличается отношение Cl^- к другим растворенным компонентам. Например, в пресноводной лагуне Палеостоми Колхидской низменности $\text{Cl}'/\text{HCO}_3' = 1,83 \div 36,6$, т. е. во много раз выше, чем в озерах и реках. Это является характерным общим признаком эстуариев, лагун, лагун-заливов, дельтовых водоемов гумидных зон. Характер вариаций также является фаціальным признаком.

Однако в твердой фазе благодаря высокой подвижности хлора и его малой реакционности с большинством минеральных фаз гумидных, семигумидных и семиаридных зон (кроме аридных, где образуются твердые хлориды) примеси хлора отсутствуют или очень незначительны и обычно удаляются уже в раннем диагенезе, хотя косвенно влияют на общую эволюцию растворов и минерале-

неза. Исключение составляют указанные примеси к окислам железа и алюминия. Поэтому выявить показательные цифры содержания хлора в твердой фазе осадков гумидных зон пока не удается.

Из других отдельных химических элементов в условиях гумидных зон существенными индикаторами могут быть P, S, Mg, Ca, Al, Fe, Mn, C, N, а также Sr, Ba, Li и др.

3. **Фосфор** в современную геологическую эпоху является в основном биогенным элементом. Будучи связанным с кальцием, он приурочен к морским осадкам, главным образом шельфов, в зонах апвеллинга, в меньшей степени других областей фосфатонакопления.

С изменением климата он имеет довольно разнообразные связи, хотя приурочен чаще к семиаридным и семигумидным зонам субтропиков и тропиков. Фосфор, связанный с железом, встречается в основном во влажной зоне умеренного пояса, в меньшей степени — в зоне субтропиков и тропиков, главным образом в озерных и болотных фациях.

Н. М. Страховым [Химия океана, 1979 г., т. 2, с. 172—180] показано закономерное изменение содержания фосфора в океанических и морских осадках в связи с крупной геоморфологической зональностью по профилю от Японии (прол. Цугару) до атолла Уэйк. Процентное содержание фосфора от зоны шельфа к зоне глубоководной с цеолитами увеличивается в 5,3 раза. Фосфор представлен тремя литолого-геохимическими группами: 1) органическими соединениями; 2) костными остатками; 3) «минеральным» фосфором — апатитом или связанным с железом. В прибрежной части основной формой нахождения фосфора являются органические соединения, связанные с планктоном.

Количество фосфора в осадках Балтийского моря составляет в среднем, %: в песках и алевритах 0,05, в пересчете на безбиогенное вещество также 0,05; в алевропелитовых и пелитовых илах 0,07 и 0,007 (в том числе, на глубинах меньше 200 м — 0,07 и 0,007, больше 200 м — 0,22—0,24, т. е. увеличивается в 3 раза); в голоценовых марганцовисто-карбонатно-глинистых илах относительно глубоководных впадин (на глубинах 200—450 м) 0,07—0,067. Среднее содержание фосфора в осадках в менее глубокой впадине 0,11, в наиболее глубокой (Ландсортской) 0,3; в полуоткрытом и опресненном Рижском заливе 0,04—0,14, с максимумом в буром иле на глубине 43 м (в сером иле на той же глубине 0,08 %) [28]. Таким образом, намечается нелинейная корреляция содержания фосфора с глубиной, а также с содержанием железа и марганца и с уменьшением крупности зерна.

В Белом море — типичном мелком краевом море севера гумидной зоны умеренного пояса — содержание фосфора, %: в гальке и гравии 0,04; песках с гравием 0,54; песках крупно-, мелкозернистых и алевритистых 0,03; в алевритах 0,05; в алевритовых осадках сложного состава 0,07; в илах алеврито-глинистых 0,12; в гли-

нистых 0,20 [Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калининко В. В., 1977 г., с. 78].

По распределению фосфор также коррелирует с железом и марганцем, концентрация фосфора возрастает в направлении относительно глубоководных срединных впадин моря. Некоторой особенностью является небольшое относительное обогащение фосфором грубообломочных отложений по сравнению с хорошо сортированными песками, что связано с большим привносом его с суши в прибрежные полосы гальки и гравия. Содержание фосфора на континентах, в почвах, сильно колеблется: почти от 0 до 0,32 % и больше в почвах гумидной зоны. В донных осадках Ладожского озера, по Н. И. Семеновичу [1966 г., с. 69—70], содержание P_2O_5 , %: в песках 0,0—1,86 (в среднем 0,24 %), в крупнозернистых алевритах 0,11—0,89 (в среднем 0,41 %); в мелкозернистых 0,06—1,81 (в среднем 0,64); в глинистых илах 0,13—2,70 (в среднем 1,08); в заливах и шхерах того же озера в песках 0,22, в крупнозернистых алевритах 0,14, в мелкозернистых 0,05—0,36, в глинистых илах 0,11—0,48. Данные по другим озерам гумидной зоны (от Байкала в СССР до Великих озер Канады и США) сходные. Так, в оз. Байкал, по Г. С. Голдыреву [1982 г., с. 69], 0,1—0,3 %; соотношения Р с Fe, Mn и ОВ указывают на общую тенденцию к увеличению содержания фосфора с глубиной бассейнов и с уменьшением крупности зерна осадков, как и в морских водоемах. Но содержание фосфора существенно повышается при обогащении осадков сапропелевым веществом. Так, количество P_2O_5 в золе разных типов сапропеля и «песчаном иле» озер Литвы, по Ф. П. Мартинкенене [1975 г., с. 247], колеблется от 0,01 до 3,09 %, среднее в разных типах осадков — от 0,46 до 1,22, в том числе в «иле песчаном» 1,48 %.

В болотных водах Прибалтики и Европы концентрация P_2O_5 варьирует от 0,00 до 6,5, но редко превосходит 1 мг/л [Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л., 1976 г., с. 31]. В почвенных и грунтовых водах Белоруссии она колеблется от 0,005 до 0,372 мг/л, «минеральный» фосфор составляет от 30 до 100 % этого количества, обычно более 50 %. В 30 образцах из 32 общая концентрация фосфора не более 0,098 мг/л. Повышенные содержания связаны с водами участков железистого оруденения, рН изученных вод колеблется от 5,40 до 8,45, но резко преобладают значения между 6,50—7,45. В торфяных водах концентрация фосфора колеблется от 0,18 до 1,190 мг/л (торф с вивианитом) при рН от 5,05 (ассоциирующим с минимальным содержанием Р) до 7,50; максимальное содержание его отмечено при рН=6,85 и концентрации $Fe_2^+=6,05$ мг/л. Большая часть фосфора также «минеральная», она представлена главным образом железистыми или железисто-органическими формами. Характерно, однако, что кроме закисного железа воды содержат кальций и отношение $Ca/Fe=11,5 \div 795,0$ [Там же, табл. 15, с. 38—40]. Как указывают В. А. Ковалев и А. Л. Жуховицкая, колебания концентрации фосфора в торфяных водах Белоруссии характерны для всей гумидной зоны. В отдель-

ных случаях прослеживается положительная корреляция Р и Fe; максимальные содержания приурочены к торфяникам с вивианитовой и вивианит-сидеритовой минерализацией. В их водах концентрация P_2O_5 0,03—24,4 мг/л при $pH=4,35\div 7,30$, преобладают $pH 5,00\div 6,20$, и Eh — от 0 (редко) до +3,65 мВ.

Основными генераторами фосфора на континентах являются болотные фации с преобладанием слабокислых pH и невысоких, хотя и положительных Eh. В твердой фазе фосфор концентрируется главным образом в низинных болотах, в некоторых озерах и опресненных лагунах в форме вивианита и других минералов — фосфатов железа. Характерна ассоциация фосфора с другими минералами железа и с ОВ. Максимум распространения фосфора в современную эпоху связан с югом лесной зоны [Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л., 1976 г.].

Приведенные выше и другие литературные данные, на которых автор не останавливался, показывают некоторые глобальные закономерности распространения фосфора и его связь с фациями разных рангов и типов. Фосфаты железа являются четкими индикаторами гумидных зон, их определенных подзон и геоморфологических типов бассейнов. При прочих равных условиях содержание фосфора увеличивается с глубиной бассейна, уменьшением крупности зерна терригенных осадков и (менее ясно) с увеличением содержания ОВ, иногда также и вулканогенных компонентов.

4. Массовым индикатором гумидных зон является повышенное содержание железа. Но необходимо разделять разные его формы согласно схемам Н. М. Страхова, Э. С. Залманзон [1957 г.]. Раздельно и совместно определяются валовое содержание железа, в том числе растворимого в слабой соляной кислоте («реакционное»); общее закисного и окисного железа; отдельно карбонатного, силикатного, свободных окислов и гидроокислов; сульфидного железа; в ряде случаев особо выделяют железо органико-минеральных комплексов, оксалатное, магнитные и немагнитные формы, в редких случаях сульфаты и самородное железо, «реакционное железо» (главным образом окислы, гидротроилит, фосфаты и часть хлоритов).

По разности содержаний реакционного и валового железа определяют «обломочное». Вполне достоверной методики разделения различных форм железа и общих количеств аллотигенного и аутигенного, несмотря на множество интересных методик (особенно разработанных почвоведом), до сих пор не существует. Но имеющиеся приемы в сочетании с определениями углекислого газа, сероводорода и серы, растворимого глинозема, кремнезема, общих потерь при прокаливании и $C_{орг}$ позволяют выявить индикативное значение различных форм железа и их соотношений. Напомним, что кларк железа в стратифере 3,44 %, $v=0,32$ [Беев А. А., 1972 г., с. 252].

Валовое содержание Fe определяется совокупностью многих факторов. Оно очень изменчиво в пределах небольших площадей и одного мезолитотипа. Все же можно выявить характерные отли-

чия по содержанию валового железа, особенно с разделением на закисное и окисное, и всех осадков гумидных зон, и групп литотипов и фаций. Железо малоподвижно при $pH > 7$ и $Eh > 200$ мВ, однако, несмотря на это, установлена миграция железа на большие расстояния при $pH \sim 8$ в составе не только обломочных компонентов, но и разных форм железа. Даже в речной взвеси семигумидных зон реакционное железо составляет более 60 % [Химия океана, 1979 г., т. 2, с. 402 и др.].

Концентрация железа в морской воде ничтожна, за пределами речного стока 1—20, чаще всего 3—6 мкг/л [Там же, с. 127], главным образом в форме железоорганических соединений. Но содержание железа в морских осадках варьирует от первых процентов до 7—8 % и больше. Вариации содержаний в океанах изучены рядом авторов (Н. М. Страхов, Н. С. Скорнякова и многие другие). В целом установлена широтная зональность распределения железа в поверхностном слое осадков Тихого океана в полном соответствии с общей климатической зональностью осадкообразования — пять широтных зон: северная и южная зоны с повышенной концентрацией железа; северная, экваториальная и приантарктическая зоны — с пониженной [Тихий океан, 1970 г., с. 177, рис. 77, 78]. Зоны повышенных концентраций связаны с зонами низких скоростей осадкообразования, минимальной продуктивности планктона, повышенного поступления железа с тонкой фракцией терригенной взвеси, приносимой с берегов Америки Калифорнийским и Северным Пассатным течениями, на юго-востоке Тихого океана — приносом вулканогенного железа.

На этот широтный зональный план накладывается влияние современного вулканизма, благодаря которому вдоль периферических районов океана и около некоторых островов выделяется зона повышенного содержания железа в песчано-алевритовых осадках, где оно составляет 5—7 и более, а местами 10—11 % (у берегов Новой Гвинеи, в Четвертом Курильском проливе). В некоторых островных пляжах содержание железа достигает десятков процентов.

В Атлантике отмечается зональность содержания Fe, сопоставимая с зональностью в Тихом океане, но с меньшим развитием наиболее обогащенных железом глинистых осадков пелагиали. Среднее содержание железа в океанических субпелагических осадках 5,01 %, в пелагических 3,24 % (в среднем 4,2 %) [Бейс А. А., 1972 г., с. 255; Хорн М., 1964 г.], т. е. существенно больше кларка железа стратисферы, но меньше такового в глинах и глинистых сланцах (4,80 %).

По распределению железа краевые и внутренние моря имеют с краевыми зонами океанов общие черты и существенные отличия. Показателен большой фактический материал по Берингову, Охотскому, Чукотскому, Белому, Балтийскому, Черному и другим морям гумидных зон умеренного пояса. По данным работ А. П. Лисицына [28; 1961 г.], В. П. Петелина и Э. А. Остроумовой [1961 г.], Н. М. Страхова и И. Л. Нестеровой [1968 г.], М. А. Заха-

ровой и др. [1982 г.], Ю. А. Павлидиса и А. С. Ионина [1982 г.], Е. Н. Невесского [26; 1977 г.], Н. Н. Куликовой [1961 г., 1969 г.], В. В. Калининко и Ю. А. Павлидиса [1982 г.], М. А. Глаголевой [1961 г.], Ю. А. Митропольского и др. [1975 г.], содержание железа по отдельным литотипам колеблется от 0,84 до 6,92 %, а Fe_2O_3 — даже 13,35 %; по отдельным гранулометрическим группам оно составляет, %: в песчано-гравийных осадках 1,66—5,31; в песках крупно- и среднезернистых 2,55—3,11; в обогащенных эффузивами мелкозернистых 0,6—10,12 (в остальных обычно не более 2,2 %); в крупных алевритах 0,8—4,50, в мелких 0,6—7,6; в пелитах 3,2—11,3.

Кроме общей тенденции увеличения содержания железа с уменьшением крупности зерна наблюдаются отклонения, обусловленные дополнительными концентрациями железа в некоторых литотипах прибрежных песков и гравия, обогащенных обломками железосодержащих пород; в литотипах, в которых происходит гидродинамическая селекция тяжелых минералов; в литотипах, обогащенных железом, принесенным реками, а также водами, дренирующими болота. В более тепловодном Черном море аналогичные закономерности осложнены общей концентрацией биогенного карбоната кальция $CaCO_3$, разбавляющего железосодержащие компоненты, и появлением литотипов осадков, концентрирующих и железо, и кальций.

Закономерности распределения железа во внутренних, краевых морях и в заливах гумидной зоны связаны иногда постепенными переходами, а иногда резкими скачками с закономерностями распространения его в лагунах той же гумидной зоны. Характер этих переходов только по валовому содержанию не может быть выяснен, но все же и по этим данным намечается закономерная связь с геоморфологическими и гидрохимическими типами лагун. Характерный пример — та же сравнительно хорошо изученная лагуна Буссе. Климат влажный, муссонный, прохладно-умеренный; соседняя суша относится к лесной зоне умеренного пояса, по геотектоническому режиму — к молодой платформе с проявлениями затухающих современных поздне- и посторогенных процессов.

На карте распределения железа в натуральном осадке валовое содержание его колеблется от 1,04 до 10,0 % [Задкова И. И. и др., 1975 г., с. 59, рис. 22]; максимальное содержание связано с халистатическим районом, выделяющимся и в этой небольшой лагуне, с заражением осадков H_2S и содержанием железа обычно 5—6 %, но местами больше (в двух пробах 12,1—13,0 %), за счет аутигенного железа гидросульфидов и пирита. На большей части площади лагуны оно не превышает 3 %.

Сопоставление карт распределения железа и $C_{орг}$ [Там же, рис. 21] показывает некоторое подобие конфигураций изолиний только в северной части лагуны. Подсчеты содержания железа в гранулометрических группах осадков указывают на ясные различия в распределении валового железа в соседнем Охотском море и

дополнительные вариации внутри лагуны, сопоставимые с ее фа-
циальными подразделениями.

Количество железа в песках с галькой — 2,7 %, т. е. вдвое
меньше, чем в песках с галькой и гравием Охотского моря; в мел-
козернистых песках 2,69 %, т. е. чуть меньше, чем в аналогичных
песках Охотского моря; в крупнозернистых алевритах 2,74 против
3,01 %, в глинистых алевритах 4,8 % против 2,68 % в алеврито-
глинистых илах Охотского моря, т. е. почти в 2 раза больше [Там
же, с. 20 и 55].

Наблюдаются колебания химического состава одной и той же
гранулометрической группы в разных участках лагуны, отличаю-
щихся по солености, гидрохимическому режиму, составу приноси-
мого материала, деталям биофаций.

В другой дальневосточной лагуне — в «заливе» Анива, — по
М. А. Захаровой и др. [1982 г., с. 90—104], содержание валового
железа имеет близкие значения, отношения окисного железа к за-
кисному колеблется от 1,51 до 8,18 (по данным только глинистых,
глинисто-алевроитовых и алевроитовых осадков). По сравнению с
Балтийским морем и его заливами эти лагуны содержат больше
железа и в более грубозернистых осадках; в лагунах отсутствуют
окисно-железистые образования; но также характерна относитель-
ная концентрация железа и центральных частях лагун и заливов
и быстрая изменчивость содержания железа на площади.

Содержание валового железа в мелководных морях, заливах и
лагунах в тропической гумидной зоне в среднем значительно ниже,
чем в гумидной зоне умеренного пояса благодаря во много раз
большему содержанию в осадках тропиков карбоната кальция,
в основном биогенного, но местами со значительной примесью
хемогенного. В пересчете на бескарбонатное вещество содержание
железа в тропической зоне близко к таковому в осадках гумидной
зоны умеренного пояса, с аналогичными вариациями по грануло-
метрическим типам и положению внутри бассейна. Но есть и до-
полнительное отличие, связанное с другим гидротермическим ре-
жимом и с составом приносимого с суши материала, а также с
некоторыми специфическими для тропиков фациями. Чаще обра-
зуются аутигенные силикаты и безводные окислы железа; распро-
странены ассоциации железа и алюминия, железа и титана, оста-
точные и другие концентрации железа в песчаных осадках.

Во всех континентальных фациях гумидных зон желе-
зо еще в большей мере, чем в мелких морях и лагунах, является
типоморфным элементом.

Интересные примеры дают материалы изучения содержания и
соотношений валового железа с фациями в разных типах озер
гумидной зоны СССР, в частности озер на северо-западе Русской
платформы, самым крупным из которых является Ладожское
озеро. По Н. И. Семеновичу [1966 г., с. 76], содержание железа в
донных отложениях Ладожского озера колеблется от менее 1 до
более 8 %; максимальное составляет 9—10; на большей части пло-
щади — 2—6 %. Валовое железо определялось в форме Fe_2O_3 , без

разделения на окисное и закисное. Содержание Fe_2O_3 , %: в песках (глубина 4—28 м) 0,60—9,2, в среднем 3,14 (0,42—6,47 % Fe); в крупных алевритах (глубина 5—44 м) 2,21—6,05 (в среднем 3,30); в мелких алевритах (глубина 18—94 м) 4,95—9,15 (в среднем 6,45); в глинистых илах (глубина 37—180 м) 6,94—14,2 (в среднем — 9,47). В районе шхер и в крупных заливах содержание железа несколько меняется. Так, в песках (глубина 47 м) — 5,16 % Fe_2O_3 , в крупноалевритовом иле (глубина 6,5 м) — 8,17, в мелкоалевритовых илах (глубина 6—79 м) — 6,06—9,77; в глинистых илах (глубина 8—51 м) — 8,15—9,58 %. Максимальное содержание железа в открытом озере приурочено к мелкозернистым и глубоководным осадкам; в шхерах оно еще более изменчиво, но в общем также связано с более мелкозернистыми осадками.

В Онежском озере, по Н. И. Семеновичу [1973 г., табл. 13, с. 56—60], содержание Fe, определяемого как Fe_2O_3 , равно, %: в песках 0,51—5,45 (среднее 2,17), в крупных алевритах 2,07—2,49 (4,87), в мелких алевритах 4,23—12,20 (6,99), в глинистых илах 5,02—18,28 (10,12), в подстилающих глинах 6,10.

В оз. Красное (Пуннус-Ярви) на Карельском перешейке содержание железа в алеврито-глинистых илах колеблется от 2,78 до 11,0; в верхнем голоценовом слое — от 6,60 до 11,03; в более древних голоценовых или позднплейстоценовых осадках от 2,87 до 4,48, в том числе в ленточной глине 2,93—3,52 % [Семенович Н. И., 1958 г., с. 49]. В других озерах оно варьирует от 1,7 до 39 %.

Южнее, за пределами Балтийского щита, количество железа в озерах несколько уменьшается, но в крупных озерах оно близко к таковому в нерудоносных фациях Ладожского и Онежского озер или несколько меньше. По данным О. Ф. Якушко [1969 г.], И. А. Мысливец и др. [1970 г.], Л. Н. Климкайте, Ф. Л. Мартинене [1967 г., 1975 г.] и других, содержание железа в разных литотипах колеблется от 0,02 (в озерной извести) до >11 %. В отличие от озер Балтийского щита основная масса аутигенного железа представлена гидротроилитом и, возможно, железоорганическими комплексами; намечается четкая связь между увеличением концентрации железа и уменьшением pH и содержания кислорода за счет образования аутигенного закисного железа или поступления его из соседних болотных вод. Разбавляющие примеси карбоната кальция связаны в основном с выщелачиванием плейстоценового петрофунда, унаследованного от более сухого климата.

Озера юга лесной зоны Среднеевропейской равнины характеризуются разнообразными содержаниями и соотношениями железа и карбоната кальция; общее содержание железа в их осадках обычно не меньше 1—3 %. По данным Н. И. Семеновича [1958 г.], гиттия оз. Гиструппе (Дания) на глубине 14—16 м содержит, %: Fe_2O_3 — 3,83—4,70, CaO — 23,94—31,94, P_2O_5 — 0,85.

Оз. Байкал представляет собой другой тип озер гумидной зоны, связанных с погружающейся рифтовой котловиной внутри более молодой платформы. Здесь, по данным Л. И. Князевой [1954 г.],

Г. С. Голдырева [1982 г.], Г. С. Голдырева, Л. А. Выхрастюк [1968 г.] и других исследователей, содержание железа колеблется от менее 3 % в песках и более грубозернистых отложениях до более 7 % в пелитовых илах [Голдырев Г. С., 1982 г., с. 66, рис. 56]. На большей части площади озера в поверхностном слое присутствует 3—5 % железа, на значительной площади 5—7, в относительно узкой полосе вдоль берегов меньше 3 и в крупных пятнах в центре озера более 7. Содержание фосфора колеблется от 0,05 % в песках до 0,40 в пелитах; марганца от 0,05 % в песках до 0,5 в пелитах. Во всем современном слое «байкальской части» осадков, т. е. всего голоцена и верхов плейстоцена, по 10 разрезам содержание Fe_2O_3 3,59—6,68 (в среднем 4,95); FeO 1,30—3,88 (в среднем 2,34); MnO 0,06—0,46; P_2O_5 0,18—0,32; CaO 1,34—2,49 %.

Резко пониженное содержание железа отмечено в наиболее мелководном зал. Провал, представляющем собой своеобразную молодую придельтовую лагуну, с авандельтой р. Селенга, приносящей материал из менее гумидных территорий суши.

Несмотря на отсутствие комплексной классификации литотипов песков наименьшее содержание железа присуще хорошо отсортированным мелкозернистым пескам и части крупнозернистых алевритов открытых обширных мелководий; характеризуются большей железистостью алевриты и пески с обильными растительными остатками; большие вариации железозности мелкозернистых алевритов, по-видимому, также связаны с их разнофациальностью: отличиями литотипов алевритов глубоководных, мелководных и бухтовых обстановок и сопряженных типов побережий; намечается фациальное отличие железозности и пелитов, и диатомовых илов.

Сопоставление данных по оз. Байкал и по озерам северо-запада Русской платформы той же и несколько более северной гумидной лесной зоны показывает и общие зональные черты распределения железа, и существенные отличия Байкала, обусловленные более расчлененным рельефом бассейна и окружающей суши, более подвижным тектоническим рифтовым режимом, более континентальным климатом и другими ландшафтными особенностями восточносибирской и горно-лесной тайги.

Характерные примеры содержания железа в озерах гумидной приэкваториальной зоны по данным 16 озер Явы и Суматры приведены в работах Ф. Рутнера [Ruttner F., 1931 г., с. 439—442] и К. Гуммеля [Hummel K., 1931 г., с. 624]. Концентрация железа в водах этих озер, по Ф. Рутнеру, сильно варьирует от следов до 2 мг/л и более. Железо представлено взвешенной муťou, которая у дна переходит в углекислые растворы. Осадки, по К. Гуммелю, содержат, %: FeO — 0,69—3,3; Fe_2O_3 — 2,0—8,3; Fe_2O_3/FeO — 1,5—5,5; MnO — 0,06—0,46; P_2O_5 — 0,10—0,32; CaO — 0,53—5,47; $ОВ$ — 2,65—16,48.

Общей закономерностью в осадках озер гумидных зон является концентрация железа в центральных, наиболее глубоких и со спо-

койными придонными водами частях озер; и наоборот, в некоторых прибрежных участках с подвижными водами, обогащенными приносом железа (грунтовыми водами, ручьями и т. д.), обычно связанным с болотными массивами; на геохимических барьерах внутри озер, в частности у контактов песчаных отмелей с алевроглинистыми темными илами, путем раннедиагенетической концентрации железа, дополнительно за счет размыва и выщелачивания железосодержащих пород; в некоторых песчаных литотипах за счет перемыва и сепарации тяжелых железосодержащих минералов и обломков пород; на участках максимальной концентрации путем образования железистых конкреций (гидроокислов, фосфатов, сульфидов) на указанных геохимических барьерах. Эти процессы в большинстве случаев сопряжены с деятельностью микроорганизмов, иногда также с локальной садкой железа створками пелелипод, корневыми системами, в микроочагах концентраций железистых растворов и их последующего осаждения.

В большинстве озер гумидной зоны отмечается положительная корреляция концентраций железа с концентрациями марганца и фосфора, но лишь до определенных пределов и с множеством отклонений; для переходных климатических обстановок характерно некоторое разделение железа и марганца при повышении рН или в результате селекции путей миграции этих элементов на соседней суше. Бросающаяся в глаза общая корреляция повышения валового содержания железа с уменьшением крупности зерна осадков сопровождается множеством отклонений с учетом действия перечисленных выше факторов.

Распределение железа в озерах других климатических зон имеет ряд общих с гумидной зоной показателей валового содержания и общие черты структуры распределения по гранулометрическим группам и по группам осадков с различным содержанием карбоната кальция. В целом озера других климатических зон ясно отличаются от озер гумидной зоны не только составом других компонентов, но и общим содержанием железа, особенно аутигенного, в среднем значительно меньшим; гораздо меньшими максимумами содержания железа; другой структурой его распределения, меньшей концентрацией в центральных частях водоемов, резким преобладанием в большинстве случаев обломочного и силикатного железа, ясной приуроченностью повышенных содержаний его к выносам рек. Аналогичное изменение состава и структуры распределения железа прослеживается и при переходах от гумидной и семигумидной к аридной зоне в других озерах Европы и Америки.

Содержание железа в речных осадках гумидных зон сильно колеблется в пределах бассейна даже одной и той же реки, ее различных фаций, ранга и мезо-, макро-, иногда и микрофаций. В пределах одной и той же гумидной зоны в русловых осадках оно обычно измеряется несколькими сотыми долями процента и не превосходит 0,3—0,5 %, причем преобладает обломочное железо, не извлекаемое соляной кислотой [Лазаренко А. А., 1965 г.,

с. 84]; в заиленных песчаных русловых осадках оно составляет в среднем 2,86 %, в том числе 1,57 % обломочного; в балансе реакционноспособного железа преобладают FeHCl^{2+} (69,6 %), затем FeHCl^{3+} (26,20) и, наконец, $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O} + \text{FeS}_2$ (4,2 %).

В пойменных осадках содержание железа сильно возрастает, но увеличивается роль растворимого окисного FeHCl^{3+} (88,2—89,2 %), реакционноспособного силикатного, часто в ассоциации с новообразованиями окислов железа. Наиболее обогащены железом по сравнению с другими фациями аллювию старичные осадки, они содержат в песках 0,6—1,0, в глинах до 4—4,5 % железа. В балансе реакционноспособного железа, в отличие от пойм, резко преобладает FeHCl^{2+} (до 80 %), в корреляции с увеличением содержания $\text{C}_{\text{орг}}$; FeHCl^{3+} —10, $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O} + \text{FeS}_2$ —5 %. [Там же, с. 57].

Эти наблюдения А. А. Лазаренко характеризуют типичные реки гумидной зоны Русской равнины. При переходе в семигумидную и семиаридную зоны содержание железа уменьшается; изменяется баланс реакционноспособного железа и резко уменьшается его общее содержание по отношению к обломочному (за исключением гидросульфидов в некоторых старичных фациях). По наблюдениям Л. Т. Кыштымовой, в современном аллювии крупных рек севера таежной зоны Русской платформы (типичным примером которых является р. Вычегда) содержание железа сильно варьирует, %:

	FeO	Fe ₂ O ₃
Пески прирусловых отелей (по двум анализам)	0,03—0,04(0,035) *	3,75—1,33(2,54)
Пески приречной поймы (по трем анализам)	0,03—0,19(0,087)	0,35—0,98(0,68)
Алеврит приречной поймы (по двум анализам)	0,07—0,72(0,39)	1,25—3,28(2,27)
Суглинки внутренней поймы (по двум анализам)	0,04—0,07(0,055)	3,92—7,06(5,49)
Пески озерно-речной старицы (по шести анализам)	0,07—0,36(0,157) **	0,23—2,75(0,937) **
Алевриты и супеси*** озерно-речной старицы (по четырем анализам)	0,06—0,07(0,06)	0,48—4,47(2,04)
Озерно-болотный алеврит старицы (по одному анализу)	0,42	1,16
Озерно-болотные глины старицы (по четырем анализам)	0,04—1,31(0,86)	1,18—3,39(2,27)

* В скобках приведено среднее содержание.

** Растворимое в соляной кислоте железо.

*** Кроме того, содержат конкрецию лимонита с 40,78 % Fe_2O_3 и 1,72 % MnO .

Кроме того, в глинах озерно-болотных стариц отмечены своеобразные железистые конкреции смешанного окисно-железисто-фосфатно-карбонатного состава (по двум образцам), по-видимому, окисленных, сидерит-вивианитовых, %: FeO —19,83—21,12, Fe_2O_3 —25,10—18,91; CO_2 —13,72—11,91; P_2O_5 —7,80—5,40.

Приведенные цифры показывают закономерные вариации содержания железа в долинах крупных рек гумидной лесной зоны и закономерную относительную концентрацию его во внутренней пойме с резким преобладанием окисного и в глинах стариц с резким увеличением доли закисного, хотя среднее отношение окисного железа к закисному и здесь всегда больше 1, в основной массе речных осадков — всегда больше 5, местами более 10.

В болотах гумидной зоны содержание железа также сильно варьирует, но в большинстве типов болот и в основной их массе, связанной с торфонакоплением, в среднем оно значительно выше, чем во всех других типах водоемов континентов и переходных фаций. В золе торфов железо — главный геохимический компонент: среднее содержание 24,27 при содержании MnO — 0,22; Ca — 8,26; Si — 15,7; Al — 7,5, P — 0,13; B — 0,0038 % [Биогеохимия океана, 1983 г., с. 21]. По отношению к воздушно-сухой массе торфа количество железа варьирует от сотых долей процента в малозольных олиготрофных болотах (в которых основная масса представлена железом зола растений и небольшой примесью аллотригениного силикатного железа) до десятков процентов в железоносных высокозольных торфяниках, особенно широко распространенных в южной подзоне лесной зоны, в речных долинах и побережьях озер.

В почвах содержание железа сильно колеблется, но в большинстве типов почв в среднем несколько выше кларкового и закономерно меняется в разных типах и разных горизонтах почвенного профиля: от долей процента до десятков процентов, особенно заметно меняется и соотношение различных форм железа [9], в частности отношение силикатного к валовому.

Как видно из сравнения данных С. В. Зонна, В. М. Фридланда и других авторов по подзолистым и другим почвам гумидных зон умеренного пояса, по почвам гумидных зон тропиков, среднее содержание валового железа сравнительно мало изменяется во всех почвах умеренного пояса, но для гумидных подзолистых и гидроморфных болотно-подзолистых почв характерно выделение горизонтов, обогащенных железом до 10 % и более, главным образом в форме железистых пленок, конкреций гидроокислов и железоорганических соединений. Характер колебаний состава почвенных горизонтов, максимумов и минимумов содержаний железа, соотношений форм его отвечает основным ландшафтно-климатическим типам почв.

В субтропиках и тропиках различие климатических типов еще резче проявляется в содержании железа, разных его форм и структур их распределения в почвенных профилях. В латеритных и близких им ферраллитных элювиальных и гидроморфных почвах оно может превышать 50 %, с образованием рудных железистых горизонтов конкреционного происхождения и связанных с ними других типов конкреций железа. Кроме того, на содержание валового железа в почвах влияют интразональные геоморфологические факторы и петрофонд субстрата. Наиболее благоприятен суб-

страт из основных изверженных пород. Необходимо также раздельное описание содержания железа по почвенным горизонтам с учетом их механического состава. В общем и здесь с уменьшением крупности зерна увеличивается содержание железа, но также с отклонениями под воздействием других факторов, аналогичных влияющим на распределение железа в осадках водоемов.

В ледниковых отложениях железа всегда в среднем меньше, чем в голоценовых гумидных фациях, преобладает обломочное железо в сочетании с повышенным содержанием кальция. Ледниково-морские отложения резко отличаются от собственно ледниковых большим количеством железа, а от морских — большей пестротой его распределения.

Эоловые отложения гумидных зон наименее богаты железом, обычно только десятые доли процента, но все же отличаются от эоловых отложений других зон большим, часто на порядок, содержанием железа благодаря образованию аутигенных железистых пленок, а в ряде случаев железистой и железисто-гумусовой цементации отдельных участков.

В целом в гумидной зоне одинаковое процентное содержание валового железа может наблюдаться в самых разных фациях, но распределение различных его форм, минимумов и максимумов в пределах данной гранулометрической группы осадков подчиняется определенным закономерностям, отличающим гумидную зону в целом от всех других зон и ее крупные фациальные подразделения.

Резко преобладают в современных осадках гумидной зоны различные формы окислов, силикатов, железоорганических соединений, меньше фосфатов и очень мало карбонатов (широко распространенных в прошлые геологические эпохи), местами много гидросульфидов и сульфидов железа. Все эти компоненты, и в особенности их соотношения друг с другом и с другими геохимическими показателями, имеют индикативное значение. Содержимое в аутигенных компонентах осадков и почв более первых процентов железа служит характерным признаком гумидного климата.

В обломочных осадках железо концентрируется главным образом (но есть много исключений) в тонкозернистых фракциях. Силикатное железо встречается в форме железистых гидрослюдов, реже в форме глауконитов, лептохлоритов.

В наибольшей степени железо концентрируется в лагунных, лагунно-заливных, болотных, элювиальных фациях гумидных зон, особый тип железа в ассоциации с марганцем — в некоторых абиссальных фациях. Мобилизация железа происходит с участием организмов, в частности специфических бактерий, а также корневых систем растений, растительного планктона и др.

За пределами гумидной зоны железозносные осадки, содержащие более 5% аутигенного железа, представлены в основном только специфическими литотипами с большим участием сульфидов в застойных водоемах с генерацией сероводорода.

5. Марганец — спутник железа в гумидных зонах и в океанической абиссали, где он даже преобладает над железом, и в

большей мере чем последнее распространен в переходных семигумидных зонах. В силу своей поливалентности представлен разнообразными окислами и гидроокислами, в современную эпоху только изредка и в очень подчиненном количестве карбонатами.

6. Алюминий входит в состав большинства осадочных терригенных компонентов в весьма разных взаимоотношениях: аутигенный, например, — в состав лептохлоритов и других силикатов железа. В тропических зонах с интенсивно- и переменнo-влажным климатом алюминий встречается в форме свободных гидроокислов в латеритных и связанных с ними почвах, в корах выветривания и служит индикатором жаркого влажного климата и элювиальных фаций, связанных с определенным типом рельефа и гидротермического режима.

7. Углерод распространен в основном в двух формах: углерода растительного ОВ и углерода карбонатов и бикарбонатов, в твердой фазе — только карбонатов. Массовые пластовые концентрации в форме торфяников мощностью не менее 1 м и площадью не менее 10 км² служат надежным признаком болотных фаций гумидных зон умеренного, реже субтропического и тропического поясов, а также иногда Субарктики.

Другой массовой формой распространения $S_{орг}$ являются сапропели, которые обычно отличаются от торфов по составу ОВ и примесей и приурочены всегда к водным бассейнам, в современную эпоху главным образом к озерам гумидных зон, в особенности к малым озерам лесной и лесостепной зон умеренного пояса, а также к внутриболотным озерам, где они фиксируют озерную стадию образования торфяника. Обычно ассоциирует с повышенными примесями азота, серы, часто фосфора, ряда малых и редких элементов, часто также кальция (известковые сапропели) и кремния (глинисто-кремнистые сапропели). В меньшем количестве встречаются сапропели в лагунах в основном гумидных зон (например, в Куршской лагуне), а в качестве подчиненных и высокозольных прослоев — в некоторых внутренних морях, где могут быть встречены и в семигумидных климатических зонах (Черное, Средиземное моря).

Изотопы углерода чувствительны к солености вод. Поскольку морская вода обогащена изотопом ¹³C, соответственно повышается отношение ¹³C/¹²C вод морского происхождения по сравнению с континентальными, даже при близости общего уровня солености. В ряде случаев состав изотопов позволяет отличать углерод растительного и нерастительного происхождения от углерода другого происхождения. $\delta^{13}C$ в пресноводных карбонатах отрицательная, в морских положительная, в солоноватоводных — между —2,5 и +1. Однако и на этот показатель накладываются дополнительные условия, что обусловлено аллохтонным приносом в морские воды растительного вещества и другими факторами.

Карбонатный углерод в современную эпоху в гумидных зонах умеренного пояса имеет резко подчиненное распространение, главным образом за счет раковинного детрита известковых водорослей

в некоторых озерах и лагунах, реже в локальной остаточной озерной и болотной извести, связанной с выходами пород и грунтовых вод, образовавшихся в другой климатической обстановке. В гумидных зонах субтропиков и тропиков карбонатный углерод широко распространен на хорошо прогреваемых отмелях, в лагунах морских бассейнов и в некоторых озерах главным образом в форме арагонита, кальцита, в особо прогреваемых участках магнезиального кальцита и протодоломита (например, Флоридская отмель, Багамская банка и др.), и в этих случаях он сам по себе служит фаціальным индикатором.

Биогенные карбонатные илы широко распространены на шельфе и в океанах гумидных зон до глубин 3—4 км. Однако резкое преобладание карбонатного углерода над другими формами служит индикатором семиаридных и в отдельных случаях семигумидных климатических зон как континентов, так и мелководных морей в тропиках и в субтропиках. Характерны повышенные концентрации углерода в некоторых лагунных и барьерных (рифовых) фациях, в гумидных тропиках, где он встречается в ассоциации со значительными концентрациями некарбонатного углерода.

8. Сера широко распространена в разных климатических и геоморфологических фациях, но в гумидных зонах представлена почти исключительно сульфидами и органо-минеральными комплексами. Сульфидная сера встречается в разнообразных озерах, в более или менее застойных водах с пониженной аэрацией, в болотах, лагунах и внутренних морях. Статистическое содержание серы в среднем на порядок выше в водоемах морского происхождения; в прибрежных морских болотах на порядок выше, чем во внутриконтинентальных торфяниках, с отдельными исключениями, связанными с локальным обогащением вод сероводородом (ряд наблюдений автора, а также Л. Я. Кизельштейна, В. П. Бабенко и других).

При том же общем уровне солености повышенные отношения сульфат-иона к бикарбонатному иону и к иону хлора являются характерным признаком, отличающим опресненную лагуну от внутриконтинентального озера гумидной зоны. Повышенное содержание сульфат-иона в почвенных и грунтовых водах — характерный признак семиаридного и аридного климата, так же как образование сульфатов в твердой фазе, — указывает на аридный климат и на повышенную соленость вод.

Соотношение изотопов серы в сульфидах и сульфатах и различия этих соотношений в ряде случаев служат индикатором морских и континентальных условий. Однако на эти соотношения накладываается влияние различий окислительно-восстановительного потенциала, генерации сероводорода. Изотопы серы в целом — индикаторы нескольких фаціальных факторов, которые могут быть разделены только с помощью других данных.

9. Состав изотопов кислорода с успехом используется как индикатор температурного режима, но с учетом и других факторов.

10. Общее содержание и типы соединений азота в ряде случаев служат индикаторами морской обстановки (особенно содержание аминокислот в составе ОВ), а также критериями для разделения озерных и болотных обстановок, а массовая генерация аммиака указывает на происходящие восстановительные процессы, на соответствующие типы застойных водоемов и на процессы диагенеза в водоемах, обогащенных ОВ.

11. Кальций является геохимическим индикатором, с одной стороны, уменьшения гумидности климата, с другой — проникновения морских вод и обогащения состава петрофонда карбонатными породами. Принято считать его геохимическим антагонистом железа (Н. М. Страхов и др.). Однако нужно учитывать широкое, хотя и в определенных количественных пределах, распространение кальция даже в болотных водах гумидных зон и общее преобладание бикарбонат-иона в пресных водах этих зон. Для переходных семигумидных зон характерны совместные, обычно разделенные в пространстве, концентрации кальция и железа.

12. Аутигенный магний является показателем вод морского происхождения, если его концентрация в воде и в твердой фазе превосходит десятые доли процента, повышенные концентрации его характерны для лагун и озер сухого и теплого климата. Но и эта закономерность осложнена, особенно в условиях жаркого климата, широким участием магния в синтезе некоторых глинистых минералов и гидрослюдов.

13. Более информативны упомянутые геохимические коэффициенты. Состав обменных катионов и анионов зависит от состава грунтовых и седиментационных вод, как это было показано К. К. Гедройцем с соавторами на примере типологии почв. Затем Г. Л. Стадниковым, Н. С. Спиро, И. С. Грамбергом была разработана специальная методика определения солености по отношению обменных катионов и глинистых частиц, в частности Na^+ , Ca^{2+} и различных других групп катионов или $\text{Na}^+ + \text{K}^+ (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ и других более сложных групп. Эти показатели в современных осадках имеют реальное значение. Например, отношение обменных катионов Na^+ и Ca^{2+} существенно уменьшается при опреснении вод, но накладываются резкие вариации, связанные с составом глинистых минералов, примесей карбонатов и быстрыми изменениями в раннем диагенезе гидрохимического состава вод, которые сильно влияют на первоначальные соотношения.

Ряд других коэффициентов позволяет разделять фации при одном и том же уровне общей солености и содержания отдельных компонентов, рассмотренных выше. Отношение хлор-иона к бикарбонатному и к сульфат-иону позволяет различать фациальные группы водоемов даже в тех случаях, когда общий уровень солености, например пресноводных лагун и внутриконтинентальных пресных озер, по сумме компонентов и по содержанию хлора представляется одинаковым. Все водоемы гумидных зон четко отличаются от всех водоемов не только аридных, но и ближайших переходных семигумидных (например, при переходе от водоемов лес-

ной зоны умеренного пояса к лесостепной зоне и от тропических влажных лесов к саванне) соотношениями Ca/Fe, Ca/Mg, Fe/Mg и различных карбонатов. Но наложение разных факторов друг на друга уменьшает индикативное значение и большинства геохимических коэффициентов. Например, отношение Ca/Fe в иловых водах увеличивается и при увеличении солёности, и при уменьшении влажности климата при той же солёности. Однако и здесь необходимо разделять различные формы их соединений, аутигенные и аллотигенные, в частности железо различной валентности, подвижности (силикатное, фосфатное, карбонатное, окисное, сульфидное и др.), а также учитывать соотношения всех форм железа и кальция с количеством и составом ОВ.

14. Несмотря на все оговорки, в ряде регионов и групп фаций существенную информацию дают даже наборы простейших валовых анализов, определений нескольких массовых химических компонентов. Это хорошо видно на примере табл. II. 1, составленной Ю. А. Кривулиной по данным валовых весовых анализов голоценовых песков Прибалтики, хотя набор определений не включает даже такие важные показатели, как S_{org} и CO_2 . Все образцы отобраны из одной мезонимии, выделенной в основном по геоморфологическому принципу, из единого конкретного фациального округа в пределах единой гумидной зоны умеренного пояса подзоны смешанных и (на севере Прибалтики) хвойных лесов и единого, с небольшими вариациями, тектонического режима древней Русской платформы.

Данные табл. II. 1 характеризуют мезолитонию, но распределение проб в таблице дано в соответствии с подразделениями фациального округа на мега-, в некоторых случаях на макро- и мезолитотипы, выделенные на основании признаков фаций и ландшафтов. Поэтому, хотя таблица построена как комбинативная система признаков, формально независимых и равноправных, она основана генетическим, номотетическим, анализом, определившим отбор и структуру комплексов признаков тел. Для того чтобы показать место геохимических признаков, как отдельно взятых, они сопоставлены только с определенным структурным признаком — гранулометрическим составом — и с визуальными данными геоморфологического анализа территории.

Выделены два фациальных района: южный, объединяющий низовье и дельту р. Неман, придельтовую лагуну (Куршскую лагуну, Куршский залив), сопряженную с ней баровую Куршскую косу вплоть до пляжа на границе косы с открытым Балтийским морем; и северный, связанный с полуоткрытым побережьем Карельского перешейка и включающий озерные бассейны внутри перешейка. Оба района охватывают набор фаций от постоянной области сноса до конечного водоема; оба района различаются не только геоморфологическими типами водоемов и континентальных фаций, но и составом субстрата. Так, северный район гораздо больше обогащен обломками изверженных и других пород, включенных в менее переработанную заливом ледниковую подстилаю-

Результаты анализа песков двух фациальных районов побережья Балтийского моря основных групп макро- и мезофаций
(Составлена Ю. А. Кривулиной; аналитики Н. Л. Чистякова и М. О. Березина)

Местоположение	Номер образца	Химический состав, вес. %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Пляжевые пески (среднезернистые)														
Район Финского залива Открытый песчаный пляж севернее Зеленогорска	1180а/5	82,31	H/o*	10,09	H/o	0,28	H/o	H/o	0,68	2,26	3,48	H/o	0,37	99,47
	1180/3	81,81	"	9,73	0,12	0,28	"	"	0,89	2,65	3,58	"	0,61	99,67
	1200/5	82,17	0,02	10,72	0,31	0,28	"	0,14	H/o	2,30	3,65	"	0,55	100,14
	1200/2	82,01	H/o	10,41	H/o	0,28	"	H/o	0,83	2,28	3,29	"	0,59	99,69
	Среднее	82,07		10,26	0,22 (по двум обр.)	0,28			0,80	2,32	3,50		0,53	98,99
Район Балтийского моря Куршская коса	773/1	94,17	0,06	1,88	0,58	0,22	0,01	0,24	0,98	0,17	0,84	0,08	1,16	100,39
	519/3	94,08	0,03	2,16	H/o	0,42	H/o	0,16	1,10	0,30	0,48	0,09	1,39	100,21
	519/20	92,95	0,40	1,98	0,18	0,84	"	0,21	1,27	0,18	0,40	0,24	1,41	100,06
	Среднее	93,73	0,18	2,00	0,38	0,49	0,003	0,20	1,11	0,22	0,57	0,13	1,32	100,22
Самбийский полуостров, у г. Светлогорска	770/2	86,93	1,26	2,30	3,03	1,22	0,08	0,55	1,04	0,38	0,92	0,51	1,21	99,47
	770/3	80,87	2,71	6,59	3,86	2,30	0,15	0,24	1,28	0,72	0,84	0,28	1,17	101,36
	Среднее	83,90	1,98	4,49	3,45	1,76	0,165	0,39	1,16	0,55	0,88	0,395	1,19	100,41

Местоположение	Номер образца	Химический состав, вес. %												Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	
Прибрежные мелководно-морские пески														
Район Балтийского моря Побережье моря (донные пески; образцы А. И. Блаж- чишина)	201	92,02	0,27	2,59	0,92	0,22	0,01	0,38	1,22	0,25	1,17	0,11	1,32	100,48
	257	92,17	0,13	4,02	0,38	0,14	0,01	0,19	0,45	0,50	1,63	0,07	0,82	100,51
	1069	84,64	0,07	4,64	0,36	0,14	0,01	0,14	0,48	0,97	1,72	0,06	0,82	99,11
	Среднее	89,61	0,16	3,75	0,55	0,20	0,01	0,23	0,71	0,57	1,50	0,08	0,98	100,03
Золотые пески (среднезернистые)														
Район Балтийского моря Куршская коса	785/2	96,57	0,21	1,97	0,27	0,10	0,01	H/o	0,33	0,24	0,85	0,06	0,05	100,66
	787	95,23	0,26	2,24	0,42	0,19	0,01	0,07	0,42	0,21	0,98	0,09	0,30	100,42
	526/1	94,39	0,15	1,68	0,75	0,28	H/o	0,06	0,65	0,23	0,50	0,26	0,77	99,72
	Среднее	95,39	0,20	1,93	0,48	0,19	0,007	0,043	0,46	0,22	0,81	0,13	0,37	100,26
Район Финского залива Дюны на берегу Финского залива (устье р. Сестра)	1197/1	82,28	0,15	9,76	0,23	0,71	H/o	H/o	0,82	1,80	2,77	H/o	0,54	99,06
	1199	82,58	0,09	9,31	0,57	0,42	"	"	0,77	2,00	2,78	"	0,52	99,04
	1203/3	82,02	0,40	9,20	0,72	0,92	"	0,17	0,88	2,29		He опр.		96,60
	1203/4	83,72	0,13	9,15	He	1,28			He опр.					94,28
	1203/6	83,08	0,04	9,56	H/o	0,55	H/o	H/o	0,67	2,09	2,94	H/o	0,42	99,36
	Среднее	82,49	0,14	9,45	0,38	0,65	—	—	0,78	2,02	2,83		0,49	99,15

Местоположение	Номер образца	Химический состав, вес. %												Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	
Литориновые пески (средне-, мелкозернистые)														
Район Балтийского моря Восточный берег Куршской лагуны, к северу от устья р. Неман	28/3	91,20	0,17	3,33	0,54	0,18	0,01	0,06	0,47	0,14	1,50	0,19	1,82	99,61
	678/2	90,11	0,34	5,13	0,35	0,23	0,01	0,24	0,53	0,71	2,04	0,06	0,93	100,68
	663/5	94,83	0,29	2,73	0,42	0,44	0,04	0,19	0,44	0,39	0,73	0,04	0,15	100,69
	663/6	94,21	0,14	3,59	0,38	0,14	H/o	0,07	0,24	0,54	0,91	H/o	0,26	100,43
	905/4	92,98	H/o	3,90	H/o	0,28	"	H/o	0,12	0,51	1,66	"	0,30	99,75
	905/2	92,15	0,03	4,50	"	0,28	"	"	0,14	0,50	1,74	"	0,41	99,75
	Среднее	92,98	0,19 (по пяти обр.)	3,86	0,42 (по четы- рем обр.)	0,26	0,01	0,09	0,32	0,46	1,43	0,05	0,64	100,15
Район Финского залива Берег залива (устье р. Сестра)	1194/3	82,68	H/o	9,42	0,27	0,28	H/o	H/o	0,68	2,39	3,49	H/o	0,73	99,93
	1194/4	81,90	0,04	10,72	0,24	0,28	"	"	0,63	2,01	3,42	"	0,34	99,78
	Среднее	82,44	—	10,02	0,28	0,28	—	—	0,75	2,20	3,46		0,54	
«Боровые» пески (мелкозернистые)														
Район Балтийского моря Территория старой дельты р. Неман и околodelьтовой равнины	641/3	92,85	0,16	3,42	0,30	0,14	H/o	0,21	0,19	0,48	1,63	H/o	0,40	99,78
	858	94,64	0,16	3,13	0,18	0,29	0,03	0,07	0,37	0,41	1,17	0,05	0,41	100,91
	666/4	92,26	0,15	3,87	0,83	0,14	H/o	0,13	0,22	0,48	1,43	H/o	0,08	99,59
	685/1	93,24	0,07	3,86	0,38	0,14	"	H/o	0,17	0,50	1,29	"	0,36	100,01

Местоположение	Номер образца	Химический состав, вес. %										Сумма		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		P ₂ O ₅	П.п.п.
Район Балтийского моря Территория старой дельты р. Неман и околодельтовой равнины	712/3	89,86	0,14	4,45	0,55	0,14	"	0,05	0,22	0,49	1,66	"	1,74	99,30
	720/2	92,49	0,12	4,11	0,01	0,28	"	H/o	0,20	0,38	1,49	"	0,49	99,57
	872a	93,33	0,14	3,58	0,27	0,28	"	0,21	0,55	1,30	1,66	"	0,64	100,30
	661/5	91,57	0,16	3,94	0,32	0,17	0,01	0,11	0,28	0,57	1,80	0,07	0,50	99,50
	661/6	86,39	0,36	5,95	1,27	0,29	0,03	0,38	0,47	0,79	2,27	0,07	0,17	99,39
	665/3	91,59	0,15	4,00	0,89	0,28	0,41	0,05	0,23	0,49	1,43	H/o	1,07	100,59
Среднее		91,82	0,18	4,15	0,92	0,22	0,05	0,16	0,29	0,56	1,66	0,02	0,72	100,46
Озерно-ледниковые пески (средне- и разноразмерные)														
Карельский перешеек Правый берег р. Странница Оз. Красное Берег Финского залива	1124/1	81,19	0,08	10,47	H/o	0,99	H/o	0,26	1,01	2,58	3,00	H/o	0,59	100,17
	1124/3	80,69	0,07	10,99	0,02	0,71	"	0,27	0,96	2,39	3,34	0,03	0,69	100,06
	1209	77,73	0,21	11,49	0,26	1,28	"	0,47	1,07	2,37	3,31	"	1,67	99,89
	1186/1	82,95	0,14	10,08	0,10	0,71	"	0,17	0,77	1,61	3,35	H/o	0,64	100,52
	1187	83,46	0,05	9,55	H/o	0,56	"	H/o	0,71	1,85	3,15	"	0,42	99,75
	1185/1	81,95	0,05	9,90	0,65	0,56	"	0,48	1,62	3,77	"	"	0,52	99,50
1169/2	87,74	0,06	6,74	H/o	0,56	"	"	0,40	1,05	2,36	"	0,32	99,23	
Среднее		82,24	0,09	9,88	0,13	0,76		0,17	0,77	1,92	3,18	0,004	0,69	99,87
Берег Балтийского моря Самбийский полуостров Южный берег Куршской лагуны	765/4	82,56	0,14	3,86	0,34	0,21	0,02	0,72	4,00	0,50	1,11	0,05	0,30	100,31
	765/3	91,25	0,16	3,85	0,35	0,23	0,02	0,14	0,46	0,53	1,59	0,06	0,37	99,01
	702	87,84	0,27	4,94	1,72	0,31	0,08	0,46	0,57	0,50	1,55	0,14	1,95	100,33
Среднее		87,22	0,19	4,21	0,80	0,25	0,04	0,44	2,01	0,51	1,75	0,08	0,87	99,88

• H/o — не обнаружено.

шую толщу, образующую петрофонд этого района. Таким образом, районы отличаются друг от друга прежде всего существенными деталями геоморфологического строения и петрофондом, а также (незначительно) тектоническим режимом (преобладание медленных прогибаний в южном районе и почти стабильная мало подвижная позиция субстрата в северной) и климатом (несколько более холодным в северном районе).

Из огромного множества геохимических признаков здесь отобраны только 12, которые широко применяют при массовых анализах вещественного состава.

Содержание кремнезема колеблется от 81,90 до 99,64 % (кроме единичной пробы из озерно-ледниковых песков); окиси железа, за исключением двух образцов — от 0,10 до 1,88 (в среднем 0,515 %); закиси железа — от 0,014 до 2,30 (в среднем 0,31 %). Для всех песков характерны сравнительно низкое отношение окисного железа к закисному, несмотря на резко окислительную обстановку их образования, а также низкое содержание окиси кальция: 0,12—1,28 % (кроме единичного образца морского песка гумидной зоны умеренного пояса), в озерно-ледниковых песках оно значительно выше 0,40—1,01, в среднем 0,77 % CaO. Содержание глинозема 1,63—11,49 % (в среднем 6,78).

В пределах этих общих признаков выделены группы химических показателей эоловых (дюнных), пляжевых, лагуно-баровых, лагуно-заливных, прибрежных мелководно-морских, озерных, озерно-ледниковых песков с дальнейшими подразделениями в зависимости от типов соседних фаций и особенностей двух основных указанных районов; количество анализов по отдельным группам от 2 до 11.

Все эоловые пески южного района — Куршской косы (Куршско-Нерия) — характеризуются максимальным содержанием кремнезема (94,39—96,57, в среднем 95,39 %), минимальным глинозема (1,68—2,24, в среднем 1,93 %); малым общим содержанием железа (0,27—0,75, в среднем 0,48 % Fe₂O₃ и 0,10—0,28, в среднем 0,19 % FeO), общим высоким (>2) отношением окисного железа к закисному, малым содержанием окиси кальция (0,33—0,65, в среднем 0,46 %), щелочей (0,21—0,24, в среднем 0,22 % Na₂O; 0,50—0,98, в среднем 0,81 % K₂O) и фосфорного ангидрида (0,06—0,26, в среднем 0,13 % P₂O₅).

Пески прибрежных дюн Финского залива, северного полуоткрытого залива — лагуны, около устья р. Сестра и недалеко от устья р. Нева, имеют меньшее, чем эоловые пески Куршской косы, содержание кремнезема (82,28—83,08, в среднем 82,49 %), несколько больше глинозема (9,20—9,76, в среднем 9,45 %), относительно немного увеличивающееся окиси железа (0,23—0,72, в среднем 0,57 %) и существенно возросшее закиси железа (0,42—0,92, в среднем 0,38 %); уменьшается отношение окисного железа к закисному, немного увеличивается содержание окиси кальция (0,67—0,88, в среднем 0,78 %), значительно больше щелочей (1,80—2,29, в среднем 2,02 % Na₂O; 2,77—2,94, в среднем 2,83 %

K_2O) за счет увеличения количества полевых шпатов и, возможно, гидрослюд. Окиси титана в этих песках еще меньше, чем в песках Куршской косы, но содержание ее сильнее варьирует: 0,04—0,40 (в среднем 0,14 %) против 0,15—0,26 % (в среднем 0,20 %) в песках Куршской косы. Для сравнения укажем, что среднее содержание кальция в эоловых песках Белорусского Полесья 0,17 % против 0,12 % в дерново-подзолистых почвах в районе Финского залива, 1,42 % в морене и 0,68 % в аллювиальных песках [Перельман А. И., 1972 г., с. 151].

Повышенное содержание в эоловых песках гумидной зоны железа, марганца, местами фосфора прослеживается и в тропических гумидных зонах. Например, в береговых дюнных песках на северо-востоке Австралии в условиях переменного-влажного тропического климата количество растворимого в слабой соляной кислоте, т. е. подвижного, железа, за исключением особо выщелоченных белых песков, колеблется от 0,05 до 5,20 % [Руе К., 1983 г.]. Повышенное содержание железа здесь несколько коррелирует с присутствием небольшого количества растворимого в слабой соляной кислоте алюминия. Интересны наблюдения над распределением железа внутри этих «несколько выветрелых», т. е. затронутых почвообразовательным процессом, тропических дюнных песков. Из пяти изученных профилей в трех выделен верхний оподзоленный горизонт *A* белых песков с содержанием железа 0,02; 0,00—0,07; 0,01—0,02, в среднем около 0,02 %. Но в большинстве разрезов четко выделяются почвенные горизонты *B*, достигающие местами значительной мощности, и *C*. Горизонт *B* представлен красными, оранжевыми, коричневыми песками с содержанием железа от 0,14 до 5,20 (обычно до 3,20), в среднем более 2 %; растворимого алюминия от 0,05 до 5,18; в горизонте *C*, выполненном бледно-желтыми песками эолового субстрата, — 0,02—0,62 % железа и 0,02—1,52 % алюминия. В дюнах дельтового побережья Австралии без ясно выделенных почвенных горизонтов нижний слой песка содержит 0,55—1,11 Fe, 0,24—3,11 Al, а верхний — 1,04—1,38 Fe и 0,61—4,26 % Al.

Наблюдения А. В. Македонова, Ю. А. Кривулиной, а также О. М. Головенко, Т. А. Ишиной везде в изученных районах показали присутствие в той или иной мере железистой цементации дюнных песков частично за счет фаз образования почвенных профилей, частично, возможно, за счет приноса и ветровой взвеси, относительно обогащенной железом во влажных зонах. Благодаря взаимодействию эолового и почвенного процесса выделяется переходный мегатип песков, который можно индексировать ЭО—ЭП, т. е. смешанный эолово-элювиально-песчаный — сложный мегалитогенетический тип. Он еще более широко распространен в сравнительно невысоких и менее перевеваемых береговых дюнах озер Ладожского и Селигер.

Пляжевые пески содержат от 80,87 до 94,17 % кремнезема; в морском пляже Куршской косы 92,95—94,17 (в среднем 93,73 %); в пляжах Финского залива 81,81—82,31 (в среднем

82,07 %); среднее по обеим группам 87,90 %. Опять-таки наблюдается резкое отличие пляжей полузакрытого Финского залива с близким моренным субстратом в условиях Балтийского щита, от морского пляжа Куршской косы с его глубоко переработанным субстратом и систематическим воздействием волнений открытого моря. Количество глинозема в пляжевых песках по сравнению с эоловыми возрастает, хотя с большим разбросом значений: 1,88—10,72, в среднем 6,13 %; но это среднее получено по данным двух очень разных районов. Так, в пляже Куршской косы (по трем пробам) глинозема 1,88—2,16, среднее 2,00 %; в пляжах Финского залива (по четырем пробам) 9,73—10,72, в среднем 10,26 %; это различие связано с гораздо большим участием полевых шпатов и некоторых других силикатов в песках пляжа Финского залива. Соответственно пляжевые пески отличаются от эоловых более низким отношением кремнезема и глинозема, хотя также очень высоким.

Для гумидных зон главными дополнительными признаками являются разные формы железа и их соотношения с кальцием. По данным изученных образцов в целом в пляжах Прибалтики содержание окиси железа составляет 0,12—0,58, в среднем 0,30 % (в том числе в Балтийском пляже Куршской косы 0,18—0,58, в среднем 0,38 %); в пляжах Финского залива 0,12—0,31, в среднем 0,22 %, а закиси железа соответственно 0,22—0,84 (в среднем 0,49 %) и 0,28 % (очень устойчиво в четырех образцах пляжевых песков Финского залива), по изученным образцам обоих районов 0,22—0,84 % (в среднем 0,38 %).

Отношение окисного железа к закисному, несмотря на резко окислительные условия в пляжевых песках уменьшается по сравнению с эоловыми, что, возможно, связано с сепарацией тяжелых минералов, содержащих закисное железо в пляжевой фации. В целом в пределах одной и той же мегафации оно ниже, чем в эоловых песках. Количество окиси кальция колеблется от 0,68 до 1,28, в среднем 0,95 %; в том числе в Балтийском пляже Куршской косы 0,98—1,27 (в среднем 0,80 %), т. е. значительно меньше и по всем отдельным пробам, и в среднем. Эти вариации значений отражают степень выщелоченности всех кальцийсодержащих компонентов, главным образом детрита раковин и небольших количеств кальцийсодержащих тяжелых минералов. Содержание щелочей очень изменчиво, вариации его коррелируют с содержанием глинозема, с отношением глинозема к кремнезему, отражают вариации содержания полевых шпатов и преобладание среди них калиевых. Потери при прокаливании больше, чем в эоловых песках: 0,37—0,61, среднее 0,53 %.

Для сравнения приведем состав пляжевых песков Австралии, на берегу зал. Темпе, в тропическом влажном климате. Эти пески содержат растворимые в слабой соляной кислоте 1,42—3,70 % железа и 0,90—2,48 алюминия [Руч К., 1983 г.]. Даже для «сильно выветрелых» эоловых песков того же района характерно в среднем более постоянное и несколько большее количество железа. По Зд. Кукалу, средний состав пляжевых песков, %: SiO_2 87,87—

99,72; Al_2O_3 0,027—6,60; Fe_2O_3 0,07—1,20; MgO 0,02—0,54; CaO 0,05—1,30; Na_2O 0,008—1,30; K_2O 0,07—1,70.

Особую группу пляжевых песков представляют два образца из узкой пляжевой полосы в основании клифа Самбийского полуострова около г. Светлогорск. Их состав существенно отличается и от пляжевых песков Куршской косы, и от донных песков Балтийского моря меньшим содержанием кремнезема (80,87—86,93, в среднем 83,90 %), близким глинозема (2,30—6,59, в среднем 4,49 %); резко повышенным окиси (3,03—3,86, среднее 3,45 %) и закиси железа (1,22—2,30, среднее 1,76 %), общего железа вместе с аномально высоким содержанием окиси титана (1,26—2,71, среднее 1,98 %); невысоким щелочей (0,38—0,72, среднее 0,55 % Na_2O и 0,84—0,82, среднее 0,88 % K_2O); несколько повышенным ангидрида фосфора (0,28—0,51, среднее 0,395 %). Своеобразие состава этих пляжевых песков, по мнению Ю. А. Кривулиной, обусловлено тем, что в основании обрыва, на контакте с современным пляжем, залегает неогеновый ожелезненный песчаник, являющийся источником обогащения пляжевых песков железом.

Прибрежные мелководно-морские пески представлены в табл. II.1 тремя образцами с побережья Балтийского моря. По содержанию кремнезема они даже превосходят соседние пляжевые пески (84,64—92,17, в среднем 89,61 %), но уступают эоловым; глинозема в них (2,59—4,64, в среднем 3,75 %) почти в 2 раза больше, чем в эоловых песках и значительно больше, чем в пляжевых; железа 0,36—0,92 (в среднем 0,55 %) Fe_2O_3 и 0,14—0,22 (в среднем 0,20 %) FeO значительно меньше, чем в соседнем пляже, но несколько больше, чем в эоловых песках. Отношение окисного железа к закисному намного выше, чем в пляжевых, и приблизительно такое же, как в эоловых песках. Содержание окиси кальция 0,45—1,22, в среднем 0,71 %, т. е. ниже, чем в пляжевых песках Куршской косы, но больше, чем в эоловых песках. Количество щелочей (0,25—0,97, в среднем 0,57 % Na_2O и 1,17—1,72, в среднем 1,50 K_2O) значительно больше, чем в пляжевых песках, что коррелирует с несколько большим содержанием алюминия и меньшим кремнезема.

Под названием литориновых в табл. II.1 выделена группа литотипов песков, характерных для всей Прибалтики, обнажившихся при отступлении литоринового залива-лагуны в форме низкой террасы, переходящей в затопляемые пляжи. Литориновые пески континентального берега Куршской лагуны довольно однообразны по составу %: SiO_2 90,11—94,83 (в среднем 92,98), т. е. меньше, чем в эоловых песках Куршской косы, и немного меньше, чем в песках открытого морского пляжа; Al_2O_3 2,73—5,13 (в среднем 3,86), т. е. во всех отдельных образцах и в среднем значительно больше, чем в песках морского пляжа косы; Fe_2O_3 0,35—0,54 (в среднем 0,42 %), FeO 0,14—0,44 (в среднем 0,26 %), т. е. очень близко к составу пляжевых песков Финского залива; несколько меньше, чем в песках пляжа Куршской косы, и значительно больше, чем в эоловых песках косы; CaO 0,12—0,53 (в сред-

нем 0,32), значительно меньше, чем в пляже, и несколько меньше, чем в эоловых песках косы; потери при прокаливании 0,15—1,82, в среднем 0,64, т. е. больше чем в эоловых, но меньше чем в пляжевых песках; Na_2O 0,14—0,71 (в среднем 0,46); K_2O 0,73—2,04 (в среднем 1,43), т. е. значительно больше, чем в пляже и в эоловых песках; MnO 0,01—0,04 (в среднем 0,01); MgO 0,06—0,24, в среднем 0,09; P_2O_5 0,04—0,19 (в среднем 0,05 %). В целом по составу пляжевые и литориновые пески довольно близки, причем состав литориновых песков (по данным девяти проб) варьирует несколько меньше, чем пляжевых. Пески литориновой террасы побережья Финского залива отличаются от аналогичных песков района Куршской косы гораздо большим содержанием глинозема, окиси кальция и щелочей. По содержанию закиси железа эти пески очень близки, а окисного железа в песках Куршской косы значительно меньше.

Группа песков, выделяемая прибалтийскими геологами на геологических картах района дельты р. Неман под названием «боровых», представляет собой литотипы песчаных валов, ясно выраженных в рельефе в полосе к востоку от современной дельты и кое-где на территории брошенной дельты. Их генезис трактовался по-разному: по наблюдениям последних лет, это, по-видимому, береговые и прибрежные валы отступающей литориновой лагуны-залива. Содержание, %, кремнезема здесь колеблется от 86,34 до 99,64 (среднее по 10 пробам 91,32); глинозема 3,13—5,95 (в среднем 4,15), т. е. больше, чем в эоловых, но меньше, чем в пляжевых; окиси железа 0,01—1,27 (в среднем 0,92, за исключением одного образца во всех пробах не ниже 0,18); закиси железа 0,14—0,29 (в среднем 0,22), т. е. окисного железа в «боровых» песках значительно больше, чем в литориновых, пляжевых и эоловых, но в целом его содержание во всех типах песков примерно одинаково; окиси кальция 0,17—0,47 (в среднем 0,29), т. е. намного меньше, чем в пляжевых, литориновых и современных прибрежно-морских, существенно меньше, чем в эоловых; окиси магния 0,05—0,38 (в среднем 0,10); щелочей 0,38—0,79 (в среднем 0,67) Na_2O и 1,17—2,27 (в среднем 1,66) K_2O ; ангидрида фосфора 0,05—0,07 (в среднем 0,02); потери при прокаливании 0,08—1,74 (в среднем 0,72).

По составу озерно-ледниковые пески существенно отличаются от всех остальных групп более высоким содержанием окиси кальция, минимальным железом, марганца, фосфора.

Кроме того, следует выделить данные анализа песков, не включенных в табл. II.1, но указывающие на наличие дополнительных своеобразных литотипов. Разнозернистый песок песчаного вала в районе брошенной дельты, недалеко от юго-восточного берега лагуны, трактуется одними исследователями как реликт озерно-ледниковых песков, а другими — как литориновый вал, частично перевеянный сверху. В этом песке присутствуют, %: SiO_2 82,89; Al_2O_3 4,94; TiO_2 0,27; Fe_2O_3 1,72; FeO 0,31; MnO 0,08; MgO 0,46; CaO 0,57; Na_2O 0,46; K_2O 1,55; P_2O_5 0,14; потери при про-

каливании (п. п. п.) 1,95. Наличие современных железистых новообразований и повышенное содержание железа отличают этот песок от озерно-ледникового и указывают на последующее наложение голоценовых почвообразовательных процессов.

Песок с ортштейнами (почвенного профиля) на озерно-ледниковом субстрате в брошенной дельте содержит, %: SiO_2 85,16; TiO_2 0,23; Al_2O_3 5,13; Fe_2O_3 1,17; FeO 0,32; MnO 0,02; MgO 0,16; CaO 0,41; Na_2O 0,63; K_2O 1,88; P_2O_5 0,08; п. п. п. 4,24. Песок с ортзандами из другой мезофаши на литориновом субстрате соответственно SiO_2 87,32; TiO_2 0,16; Al_2O_3 3,76; Fe_2O_3 0,25; FeO 0,4; MnO 0,01; MgO 0,07; CaO 0,38; Na_2O 0,28; K_2O 1,37; P_2O_5 0,28; п. п. п. 4,77. Судя по приведенным данным, этот песок близок к типичным литориновым пескам. В той же литориновой макрофаши в гранулометрически сходном песке в почвенном профиле на литориновом субстрате песчаный ортштейн содержит, %: SiO_2 74,77; TiO_2 0,24; Al_2O_3 4,89; Fe_2O_3 10,07; FeO 0,16; MnO 0,11; MgO 0,21; CaO 0,80; Na_2O 0,76; K_2O 1,97; P_2O_5 0,2; п. п. п. 4,88. Кроме окисного железа в ортштейне концентрируются (на порядок больше, чем во вмещающих песках), немного Mg и Ca .

Особо выделяются собственно ледниковые пески. Образец песка с карбонатным гравием содержит, %: SiO_2 59,31; Al_2O_3 7,26; сравнительно много CaO 1,37; п. п. п. 1,96 (в основном за счет CO_2); Fe_2O_3 1,49; FeO 0,71; MgO 2,80; TiO_2 0,44; мало MnO 0,04; Na_2O 0,45 и довольно обычно K_2O 2,44. Этот литотип связан с известковистой мореной. Моренный суглинок того же района содержит SiO_2 64,39; TiO_2 0,54; Al_2O_3 8,29; Fe_2O_3 1,96; FeO 1,12; MnO 0,05; MgO 2,69; CaO 7,72; Na_2O 0,75; K_2O 2,59; P_2O_5 0,13; п. п. п. 9,16. Данный литотип связан с несколько менее известковистой мореной, в которой отсутствует и карбонатный гравий.

В целом приведенные анализы позволяют отнести характеризуемые отложения уже не к озерно-ледниковым, а к подстилающим собственно ледниковым и отражают их свойства как особого мегалитогенетического типа.

Немногочисленные анализы других гранулометрических групп этого же района недостаточны, чтобы сделать определенные статистические выводы, но в сопоставлении с данными анализов других исследователей по другим районам даже единичные образцы все-таки позволяют наметить геохимические признаки нескольких литотипов. Образец погребенного (на глубине 1,3 м) в дельтовой равнине, в 3 км от ее края, мелкозернистого песка, тонко-горизонтальнослоистого за счет обильного растительного шлама, торфянистого вещества, растительных остатков (флювиолагунного или лагунно-пляжевого происхождения), содержит, %: SiO_2 84,50; TiO_2 0,27; Al_2O_3 4,84; Fe_2O_3 0,81; FeO 0,35; MnO 0,03; MgO 0,73; CaO 1,84; Na_2O 0,69; K_2O 1,81; P_2O_5 0,07; п. п. п. 3,26. Несколько повышено по сравнению со всеми группами литотипов, кроме озерно-ледниковых и ледниковых, содержание окиси кальция; значительно выше потери при прокаливании, все же несколько понижено содержание кремнезема.

Дельтовая глина представлена двумя образцами. Один — комковатая глина из брошенной дельты с обильными растительными остатками, в которой присутствуют, %: SiO_2 75,38; TiO_2 0,40; Al_2O_3 7,90; Fe_2O_3 3,85; FeO 0,46; MnO 0,07; MgO 0,83; CaO 0,92; Na_2O 0,79; K_2O 2,15; P_2O_5 0,13; п. п. п. 5,93. По сравнению с «дельтовым» песком содержание кремнезема и окиси кальция уменьшается, резко увеличиваются количество глинозема и обеих форм железа, особенно окисного, а также потери при прокаливании за счет увеличения содержания органики. Даже химический анализ (без гранулометрического) указывает не на чистую, а на существенно алевритистую глину. Другой образец — дельтовая глина, подпочвенная, плотная, серая, с большим количеством мелких растительных остатков, тонких корешков и связанных с ними железенных пустоток — содержит, %: SiO_2 58,22; TiO_2 0,74; Al_2O_3 14,35; Fe_2O_3 4,41; FeO 0,80; MnO 0,08; MgO 1,78; CaO 1,39; Na_2O 0,79; K_2O 3,62; P_2O_5 0,21; п. п. п. 13,03. Анализ указывает на сильно гумусированную глину, с меньшей или незначительной примесью алеврита, с еще более резко увеличивающимся содержанием глинозема, уменьшением отношения кремнезема к глинозему, ростом содержания обеих форм железа, но с резким преобладанием окисного, с немного большим, чем в первом образце количеством марганца и окиси кальция. Три образца осадков дельты в целом резко отличаются от других литотипов осадков этого фациального района большими потерями при прокаливании за счет примеси органики, большим содержанием глинозема и резко большим окисного железа, значительно меньшим отношением натрия к калию при сохранении общего закономерного преобладания калия над натрием, что свойственно всем литотипам этого района.

Образец «голубой глины» с гнездами песка, залегающей под прирусловым валом в низовье р. Неман, содержит, %: SiO_2 68,85; TiO_2 0,63; Al_2O_3 11,01; Fe_2O_3 4,32; FeO 0,84; MnO 0,06; MgO 1,42; CaO 1,16; Na_2O 0,67; K_2O 3,03; P_2O_5 0,25; п. п. п. 7,95. От глин дельты этот образец по химическому составу отличается мало, но несколько больше содержит закисного железа и фосфора. Другой тип глины представлен образцом, взятым вблизи остаточного внутридельтового озера-лагуны Кроку-Ланкос. По цвету это также голубая глина, погребенная на глубине 1,5—1,35 м, слабоалевритовая, плотная, вязкая, изобилующая мелкими растительными остатками, местами вертикальными крупными корнями тростника и остатками древесины (частично также вертикальной ориентации). По совокупности данных парагенезиса представляет собой раннеголоценовую прибрежно-пресноводно-лагунную или остаточную прибрежно-озерную фазию, содержащую, %: SiO_2 79,01; TiO_2 0,50; Al_2O_3 8,62; Fe_2O_3 2,08; FeO 0,45; MnO 0,02; MgO 0,85; CaO 0,82; Na_2O 0,63; K_2O 2,77; P_2O_5 0,07; п. п. п. 3,69. От других глин дельты р. Неман отличается более однородным механическим составом, еще большим содержанием кремнезема, очевидно, за счет диатомей, большим отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ немного мень-

шим содержанием CaO , Fe_2O_3 и потерь при прокаливании. Третий образец представляет собой еще один мезолитотип глин — зеленовато-голубовато-серую, более древнего (анцилового, по данным местных геологов) возраста, связанную с крупным постледниковым озером. По составу она отличается от рассмотренных выше: SiO_2 80,50; TiO_2 0,39; Al_2O_3 6,59; Fe_2O_3 2,86; FeO 0,46; MnO 0,06; MgO 0,63; CaO 0,78; Na_2O 0,65; K_2O 2,22; P_2O_5 0,25; п. п. п. 3,43 %. Высокое содержание кремнезема даже без учета петрографических данных указывает, что эта макроскопически «однородная» глина содержит или большую примесь алевритовых и песчаных частиц кварца или много остатков диатомей. Только отдельное определение растворимого аморфного кремнезема диатомей позволило бы получить дополнительные данные для решения этого вопроса геохимическим методом. Содержание окиси железа в этой глине значительно меньше, чем в дельтовых алевритовых глинах и в «голубой глине» низовьев р. Неман, но гораздо больше, чем в моренном суглинке, а окиси кальция немного меньше, чем в дельтовых глинах, и резко меньше, чем в ледниковых суглинках и в озерно-ледниковых отложениях.

Озерно-ледниковая глина, пестрая, с мелкой галькой, погребенная в брошенной дельте, содержит, %: SiO_2 59,05; TiO_2 0,50; Al_2O_3 9,52; Fe_2O_3 3,35; FeO 0,60; MnO 0,04; MgO 2,22; CaO 9,59; Na_2O 0,48; K_2O 2,98; P_2O_5 0,14; п. п. п. 11,15. (В основном п. п. п., судя по количеству CaO , образуются за счет CO_2 и H_2O). Эти химические показатели отвечают типичному составу озерно-ледниковых глин по данным многочисленных исследований в других районах, за исключением довольно высокого содержания Fe_2O_3 , хотя литотипы таких слабожелезненных озерно-ледниковых глин отмечены и в других фациях лесной зоны. В данном районе анализируемая глина резко отличается высоким содержанием CaO (в форме CaCO_3) и Fe_2O_3 и более высокими потерями при прокаливании от всех глин других фаций и приближается по этому показателю к ледниковым глинистым пескам и моренным суглинкам, к которым близка и по довольно высокому содержанию MgO .

Простейшими геохимическими методами (по той же схеме) были проанализированы три пробы сапропелей Куршской лагуны. Первые две пробы взяты из одного выхода сапропеля, выжатого со дна лагуны в районе ее левого, приборового, берега около пос. Нида. В этих образцах содержатся, %: SiO_2 60,28—54,66 (в среднем 57,47), TiO_2 0,29—0,31 (в среднем 0,30), Al_2O_3 6,05—5,48 (в среднем 5,77); Fe_2O_3 1,63—1,84 (в среднем 1,74); FeO 0,72—0,96 (в среднем 0,89); MnO 0,03—0,05 (в среднем 0,04); Na_2O 0,63—0,56 (в среднем 0,590); K_2O 2,13—1,83 (в среднем 1,98); P_2O_5 0,15—0,19 (в среднем 0,17) п. п. п. 15,60—20,45 (в среднем 18,05). Кроме того, была проанализирована студенистая сапропелевая «слизь», образующаяся и в настоящее время у южного и юго-восточного берега лагуны, примыкающего к береговым торфяникам брошенной старой дельты Немана. Этот сапропель содержит, %: SiO_2 33,36; TiO_2 0,33; Al_2O_3 3,25; Fe_2O_3 5,31; FeO 0,20;

MnO 0,34; MgO 0,91; CaO 28,00; Na₂O 0,04; K₂O 1,48; P₂O₅ 0,21; п. п. — 26,58. Оба сапропеля относятся к классу кремнисто-известковистых высокозольных глинистых сапропелей, точнее кремнисто-известковисто-сапропелевых или алевроитовых глин. От всех остальных глин района эти сапропели отличаются высоким содержанием железа в пересчете на бескарбонатное вещество, а современный сапропель отличен от других осадков данного района высоким содержанием окисного железа, вероятно за счет приноса его болотными водами, и максимальным окиси кальция в форме CaCO₃ (основная масса карбоната кальция во всех образцах биогенная, на что указывают находки в ней обильной мелкой фауны).

По О. С. Пустельникову [1983 г.], осадки лагуны содержат, % (по данным 207 проб):

	Поверхностный слой (0,5 см)	Пески	Алевропелиты
C _{орг}	0,05—11,78 (в среднем 2,25)	0,083	9,28
CaCO ₃	0,09—13,64 (7,05)	0,09—4,14	18,12—31,31
Fe	0,4—4,2 (1,7)	—	—
Mn	7,0—102,0 (54,6)	—	—

По сравнению с Балтийским морем значительно увеличивается содержание C_{орг}, особенно CaCO₃ (в 10—15 раз), благодаря высокой его биогенной продуктивности.

Несмотря на малое количество образцов, резкие различия ряда геохимических показателей в сопоставлении с простейшими показателями — структурным составом и геоморфологическим положением — позволяют выделить неслучайные геохимические особенности литотипов и фаций. Сопоставление полученных данных с литературными об аналогичных показателях аналогичных гранулометрических типов по другим территориям не только подтверждает их неслучайный характер, но и устанавливает локальные черты проанализированных геохимических подобию и отличий широкого набора литотипов. Можно выявить и дополнительные, по-видимому, закономерные отличия геохимических показателей не только по крайним и средним значениям, но и по характеру варибельности, кучности или разбросанности их значений для каждой группы литотипов, для гигапитотипа и гигафации данного района.

Сравнительный анализ позволяет оценить и вес каждого из 12 геохимических показателей табл. II.1. Выделяются в качестве ведущих содержание окисного и закисного железа, окиси кальция, их соотношения; в качестве существенных, но более второстепенных — содержание кремнезема, глинозема, их соотношения, в ряде случаев — общий размер потерь при прокаливании с предполагаемой (по аналогии) ее интерпретацией как суммы ОВ, СО₂, Н₂О. Для некоторых групп образцов выявлены резкие отличия содержания магния и титана, которые не являются, по-видимому, случайными и характеризуют также определенные литофациальные подразделения. В данной группе анализов менее информативны определения содержания марганца и ангидрида фосфора, хотя в

отдельных случаях они также подтверждают или дополняют другие геохимические показатели. Содержание и соотношения щелочей, с одной стороны, указывают на единый состав петрофонда, а с другой — закономерно изменяются в крупных группах литотипов и получают не только конститутивное, но и индикативное значение.

Таким образом, из огромного числа геохимических признаков можно выбрать сравнительно небольшую группу, менее 10, основных из числа показанных в табл. II.1. Данные геохимических исследований большого набора литотипов и фаций из других регионов, сопоставимого с аналогичным набором данного фациального района, точнее двух районов, указывают на необходимость добавить в число ведущих геохимических показателей содержания $C_{орг}$, CO_2 , а также серы, бора и некоторых связанных с ними геохимических коэффициентов. Отмечается закономерная связь ведущих геохимических показателей с определенными группами фаций (сопоставимых литотипов), различная для обоих выделенных фациальных районов. Эти отличия и аналоги сами служат определенным индикатором при литофациальном анализе.

Аналогичные или близкие по составу геохимические спектры — комплексы признаков литотипов и фаций — получены сейчас во множестве других районов. Намечается общий минимальный набор геохимических показателей, определяющих в совокупности геохимические спектры: SiO_2 (общий и аутигенный, растворимый); Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO , CaO , MnO , P_2O_5 , Na_2O , K_2O , CO_2 , $C_{орг}$, различные формы OB (в частности, его внутренние геохимические коэффициенты: C/N и др.), P и т. д. Одним из примеров детальных исследований в этом направлении является монография Н. И. Семеновича об Онежском озере, с большим числом таблиц массовых химических анализов по сопоставимой схеме [Семенович Н. И., 1953 г., табл. 13, 17 и др.]. Аналогичные геохимические спектры с той или иной степенью полноты сбора анализируемых компонентов, как включенных в табл. II.1, так и указанных выше дополнительных, приведенных в связи с анализом распространения железа в осадках озерных, речных и других водоемов, от океанических глубин до болот и почв, использованы в большинстве исследований осадков Балтийского, Чукотского, Белого, Черного и ряда других морей, выполненных в последние годы. В некоторых детальных геохимических исследованиях в качестве ведущих выделены содержания карбоната кальция, валового железа, марганца, ангидрида фосфора, органического углерода, например, в упоминавшейся работе И. И. Задковой и др. [1975 г., табл. 17, с. 51 и др.] о лагуне Буссе; но в этой работе приведены содержания и титана, хрома, ванадия, калия, никеля, стронция, бора, в ряде случаев органического углерода, воды, иногда кремнезема, глинозема и других перечисленных выше компонентов.

В исследованиях зарубежных ученых также намечаются сопоставимые наборы геохимических показателей осадков и фаций. В ряде работ показано также значение более дифференциального

геохимического изучения ОВ, в особенности по материалам некоторых озерных, лагунных, мелководно-морских водоемов, почв, болот. Кроме установления различных компонентов, сопоставления их наборов выявлен целый ряд геохимических коэффициентов, характеризующих определенные структурные соотношения и корреляции внутри геохимических спектров [32].

В современных осадках кроме всех этих показателей систематически определяются геохимические показатели водной фазы, перечисленные в начале этого раздела: рН, Eh, общая соленость и минерализация, катионный и анионный состав растворенных компонентов, динамика их изменений в пространстве и во времени. рН, Eh считаются наиболее синтетическими показателями, в известной мере отражающими суммарный эффект всех остальных. Кроме того, выявлены некоторые ведущие показатели среди всего многообразия солевого состава; в частности, для гумидных зон и для большинства всех фаций решающую роль играют, с одной стороны, показатели карбонатных равновесий, соотношений $\text{CO}_2(\text{H}_2\text{CO}_3)$ — бикарбонат-ион, карбонат-ион, с другой — указанные выше соотношения и содержания хлора, сульфат-иона, кальция, натрия, магний-ионов.

По накопленным данным в водоемах и почвах гумидных зон рН колеблется от 2,0 до 8,8 и в среднем отчетливо ниже, чем в водоемах и почвах других климатических зон. Закономерно различается рН поверхностных, придонных и иловых вод. В гумидных зонах он, как правило, в поверхностных водах колеблется наиболее сильно, но в среднем обычно несколько выше, чем в придонных, а в придонных обычно несколько выше, чем в иловых. Особенно низкие значения рН отмечены в болотах, в частности в верховых торфяниках, где преобладают рН от 2,2 до 5. В гумидных тропиках рН более изменчив, чем в гумидной зоне умеренного пояса, характерны экстремальные значения, обычно связанные с явлениями локального прогрева, с одной стороны, или интенсивного фотосинтеза — с другой. Фотосинтетические локальные повышения рН отмечены и в более высоких широтах, но наблюдаются их резкие вариации в течение года. Морские воды в гумидных зонах имеют более высокие рН, чем континентальные; переходные фации лагун и дельт характеризуются переходными размерностями и особой их вариабельностью по сравнению с морскими и континентальными; значения рН грунтовых вод гумидных зон во всех фациях (кроме болотных и связанных с гидротермами) по приближенному предварительному подсчету более чем в 50% случаев колеблются между 5,5—6,8.

Значения Eh варьируют от —400 до +800 мВ, но резко преобладают колебания Eh преимущественно от —100 до +600. Наиболее низкие Eh связаны с застойными водоемами замкнутых бассейнов типа лагун, некоторых болот, иловых впадин.

Критерием, позволяющим выделить ведущие, дополнительные существенные, сопутствующие и акцессорные признаки и отделять закономерное от случайного, является связь свойств компонен-

тов и коэффициентов каждого уровня с их положением в комплексах признаков более высокого уровня, как мы видели это на примере сокращенного набора геохимических признаков в табл. II.1. Этот критерий согласуется и с общими критериями системности и степени системности, охарактеризованными в гл. I. Например, системное значение содержаний окисного и закисного железа, их отношений определяется их положением в следующей совокупности более высокого порядка, включающей также содержание и отношения CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , п. п. п. В большинстве геохимических спектров литотипов набор геохимических компонентов первого и второго уровней качественно сохраняется на всех уровнях.

С учетом всех этих критериев из огромного многообразия геохимических признаков и постепенных их переходов при смене литотипов на площади и во времени можно выделить 13—15 основных показателей, а среди них обычно до 5—6 показателей твердой и жидкой фазы, которые можно считать ведущими и в ряде случаев параметрическими, с подразделением их для твердой и жидкой фазы и сопоставлением в единых геохимических спектрах указанных уровней. Но в ряде случаев необходимо добавлять в эти основные наборы компонентов и коэффициентов другие, сравнительно малораспространенные, но имеющие существенное геохимическое индикативное значение. Вместе с тем необходимо непосредственно сопоставлять геохимические признаки с другими признаками, прежде всего петрографо-минералогическими и, как мы видели, структурными.

Петрофизические методы. Петрофизические свойства осадков и пород и лабораторные способы их исследования описаны в ряде работ, в том числе К. И. Багринцевой в «Справочнике по литологии» [34, с. 299—311], в котором кратко охарактеризованы также физические свойства, физические и физико-химические методы [Там же, гл. 22]. Систематическая характеристика ряда петрофизических свойств, изучающихся специальными геофизическими методами с помощью специальной аппаратуры дана в монографиях и сводных пособиях, посвященных современному состоянию этих методов (работы В. Н. Дахнова, В. В. Гречухина и других). К числу важнейших петрофизических свойств относятся плотность, магнитные, электрические, радиоактивные свойства, скорость распространения упругих волн, пористость и сопряженные с ними параметры и показатели.

Наибольшее влияние на петрофизические свойства оказывают климатические и геотектонические факторы, в частности намечаются петрофизические показатели гумидного климата, гидродинамического режима, первичной и диагенетической солености. В некоторых случаях косвенно улавливаются и биогенные факторы, поскольку они влияют на структуру и текстуру, на содержание O_2 , состав аутигенных компонентов. Таким образом, петрофизические показатели — синтетические показатели не только вещественного состава, но и ряда сопряженных с ним признаков литотипов.

Исследования цвета осадков и почв. Синтетическим показателем вещественного состава, а в ряде случаев и других литологических признаков является цвет осадков и почв. Характеристика этого признака, его применение, возможность и приемы количественных подразделений, иерархий, фациальной интерпретации описаны в ряде работ, в том числе кратко Н. Н. Предтеченским в «Справочнике по литологии» [34, с. 254—258]. Для осадков и почв гумидной зоны в общем характерно резкое преобладание серой и темно-серой окраски, однако в тропических и субтропических районах широко распространены и гумидные красноцветы, первичные и вторичные, которые служат также индикатором определенных типов петрофонда и определенных условий на месте образования осадков, почв и кор выветривания.

Количественная оценка изменений цветовых признаков более затруднительна, чем других признаков. Тем не менее предлагались различные шкалы цветности, с которыми могут визуально сопоставляться изучаемые литотипы. Необходимо также изучать статистические соотношения между достоверно выделяющимися литотипами разной окраски и их подразделениями. Основным фациальным фактором является климат с учетом состава петрофонда и характера постседиментационных процессов, в особенности диагенетических и катагенетических, которые могут существенно влиять на изменение первоначальной окраски. В голоценовых отложениях гумидных зон эти изменения в большинстве случаев относительно незначительны, но могут существенно проявляться в пределах серых и черных тонов, а также иногда зеленых и пестрых. При переходе от собственно гумидной к семигумидной обстановке эти изменения выявляются резче, здесь характерна в целом более пестрая и более изменчивая на площади и во времени окраска. Некоторым почвенным образованиям свойственно сочетание темных и очень светлых, белых, тонов. В целом цветовые характеристики особенно тесно увязываются с геохимическими.

II.2.2. Методы изучения структурных признаков

Эти признаки, как мы уже видели, тесно связаны с петрографо-минералогическими и геохимическими; все методы изучения вещественного состава так или иначе должны сопоставляться с изучением структурных признаков.

Основные категории, принципы, практические приемы выявления и классификации структурных признаков и методов их изучения описаны во всех руководствах по петрографии осадочных пород, в частности в учебнике Н. В. Логвиненко [1974 г.] и в «Справочнике по литологии» [34, с. 35—46]. Применительно к песчаным породам эти вопросы наиболее детально разработаны в монографиях В. Н. Шванова [1969 г., с. 52—142] и Ф. Петтиджона с соавторами [29, с. 69—100]; кратко, но с примерами конкретного применения для фациального анализа современных осадков — в работе Г.-Э. Рейнека, И. Б. Сингха [32, с. 112—129].

Наиболее полно теория этого вопроса и оценка существующих методов даны С. И. Романовским [33, с. 86—192]. В настоящее время структурные признаки в той или иной мере описываются во всех работах, посвященных литофациальному анализу, классификации осадков, пород и фаций. Однако сводная оценка их при изучении осадков современных гумидных зон отсутствует.

С точки зрения проблем классификации прежде всего нужно разделить сами признаки структур и генетические факторы. Соответственно необходимо выделить два аспекта: 1) способы описания структурных признаков и их классификацию; 2) возможности их применения для классификации и типологии литогенетических типов и фаций.

Во всех осадках нужно разделять структуру каркаса, заполняющего вещества и аутигенных компонентов (цемента и др.) в указанном выше понимании их. Классификация структуры должна строиться в соответствии с общими принципами классификации, принятыми в настоящей работе, т. е. различать уровни и типологические направления. Первым, элементарным, уровнем является отдельное зерно, его главные свойства как структурной единицы: морфология, внутреннее строение. В понятие «морфология зерна» входят такие категории, как форма (округленность, сферичность, характер поверхности и т. д.) и размеры. Сочетание этих признаков зерен изучается так называемыми морфоскопическими методами. Второй уровень — характер сочетания зерен с другими в том же литотипе: примыкание, срастание, выклинивание, характер контакта с цементом. Третий уровень — ориентация зерен, имеющих удлинение в том или ином направлении. Четвертый уровень — популяции множества зерен, которые в свою очередь имеют разные структурные соотношения компонентов и морфологические признаки: размер, форму. Пятый уровень — популяции популяций, также характеризующиеся разными строением и формой. Этот уровень в ряде случаев четко подразделяется на субуровни. Структура популяций имеет три основных форменных или типологических показателя: сортировку, степень асимметрии (скошенности), эксцесс (куртозис). Все три показателя выявляются методами математической статистики с использованием графических построений и приемов.

Морфологические признаки являются ведущими, а среди них выделяются два главных признака: размер зерен и их форма. Последняя в свою очередь характеризуется рядом признаков. Наиболее простой признак — размер зерен, поэтому гранулометрический анализ является основным компонентом структурного анализа. С. И. Романовский [33, с. 87] разработал схему разных форм представления и обработки результатов гранулометрического анализа и их сопоставления с генетическими истолкованиями и сопоставил три основные размерные шкалы: метрическую, логарифмические — Ф-шкалу В. Крамбейна и γ-шкалу В. П. Батурина.

Метрическая шкала является всегда исходной, так как она «дает возможность выражать результаты анализов непосредст-

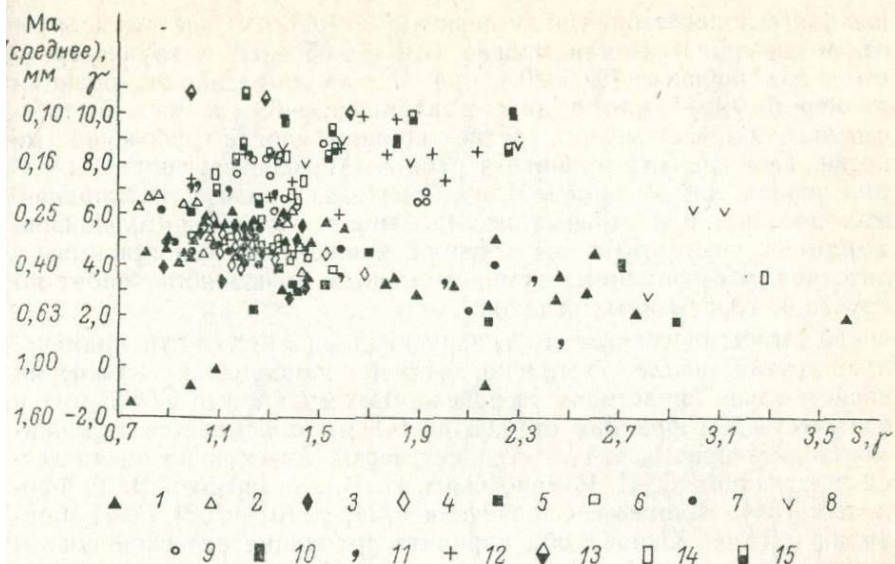


Рис. II.1. Диаграмма Ma (среднее) — S (сортировка) песчаных отложений Куршской косы (бара), Куршской лагуны и дельты р. Неман. Составила Ю. А. Кривулина.

Пески: 1—3 — Балтийского моря (1 — пляжевые, 2 — берегового вала, 3 — морского мелководья); 4 — пляжа лагуны; 5—7 — косы (5 — вершины дюны, 6 — наветренного склона, 7 — подветренного склона); 8 — флювиогляциальные; 9 — береговых образований конца литоринового времени («боровые» пески); 10 — мелководья литориновой лагуны; 11 — донные лагуны; 12 — дельты; 13 — озерные; 14 — русловые; 15 — пойменные.

венно в единицах длины» [Там же, с. 89], и в свою очередь имеет классификационные подразделения, связанные с различными способами ее построения. Наиболее распространены метрические шкалы десятичная и Уэнтворта (геометрической прогрессии со знаменателем 2). Но несмотря на простоту метрической шкалы она менее удобна для математической обработки и генетических истолкований. Поэтому в практике структурного анализа широко применяют логарифмические шкалы (упомянутые выше и другие). С. И. Романовский особенно рекомендует γ -шкалу.

На рис. II.1 показан пример двухмерного графика, построенного на сочетании размера по γ -шкале и показателей сортировки. Любая размерная шкала более или менее условно расчленяет непрерывно изменяющиеся величины. И популяции, выделенные только по размерам зерен, должны сопоставляться с другими по иным признакам: их форме и вещественному составу.

Некоторые границы можно выделить по более быстрому изменению свойств зерен. Однако принципы выделения этих гранулометрических рубежей и их терминология до сих пор существенно варьируют у разных исследователей. Наиболее спорны оценка «веса» рубежей около 0,05 и 0,1 мм и в связи с этим разделение песков и алевритов. В СССР наиболее общепринята граница

алевритов с песками — 0,1, с пелитами — 0,01 мм; алевриты делят на мелкозернистые, или мелкие (0,01—0,05 мм), и крупнозернистые, или крупные (0,05—0,1 мм). Пески объединяют фракции размером 0,1—1 или в другом варианте — 0,1—2 мм. Соответственно выделяют мелко-, средне-, крупно-, иногда грубозернистые пески. Такая шкала принята в работе «Методы изучения осадочных пород» под редакцией Н. М. Страхова, в ряде других справочных пособий, в детальных исследованиях литологов-угольщиков, которые изучали литотипы и фации, ближе всего сопоставимые с литотипами современных гумидных зон, в большинстве работ по изучению современных осадков.

Некоторыми советскими и зарубежными литологами применяется другая шкала, согласно которой наибольшие изменения свойств зерен происходят на рубеже 0,05 мм (точнее 0,0625 мм) и соответственно фракция от 0,05 до 0,1 мм описывается терминами «тонкозернистые», или «тонкие» пески. Аналогично оценивается эта граница С. И. Романовским, Н. В. Логвиненко, В. Т. Фроловым [34]. В том же Справочнике [34, с. 107—108] Н. Н. Верзилин и Н. С. Окнова оба варианта гранулометрической шкалы считают равноправными, ссылаясь на работы американских ученых последних лет, в которых предлагается перейти к десятичной шкале с границами классов 0,01; 0,1; 1 мм.

Сравнительный анализ реально наблюдаемых изменений физических свойств зерен на разных рубежах показывает, что если рассматривать зерна как элемент определенной структурной геологической системы, то разные свойства изменяются на разных рубежах не вполне однозначно; ряд свойств (например, коэффициент фильтрации и др.) не менее резко изменяется на границе 0,1 мм. Для дальнейшего решения этого вопроса следует также учесть реальные соотношения структурных признаков пород разной размерности с другими признаками и соотношения их с фациями. Геохимические признаки, прослеженные на большом сравнительном материале, указывают, что в подавляющем большинстве литотипов химический состав меняется на границе 0,1 мм не менее, а даже более резко, чем на границе 0,05 мм, по таким главным показателям, как содержание SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, $\text{C}_{\text{орг}}$, Ca, общая карбонатность и др.

Петрографо-минералогический состав большинства осадков с $Md > 0,1$ мм резко отличается от более мелкозернистых наиболее полимиктовым составом. Анализ геологического распространения песков показывает, что они приурочены к фациям и литологическим типам, обычно резко отличающимся от всех типов алевритовых фаций той же катенады осадков. Исходя из этих соображений считаем возможным в настоящей работе принять границу песков и алевритов по фракции 0,1 мм. При пользовании всеми названными выше гранулометрическими шкалами нужно также учитывать широкое распространение переходных и смешанных по гранулометрическому составу осадков (в частности, суглинки, супеси, паттумы и др.).

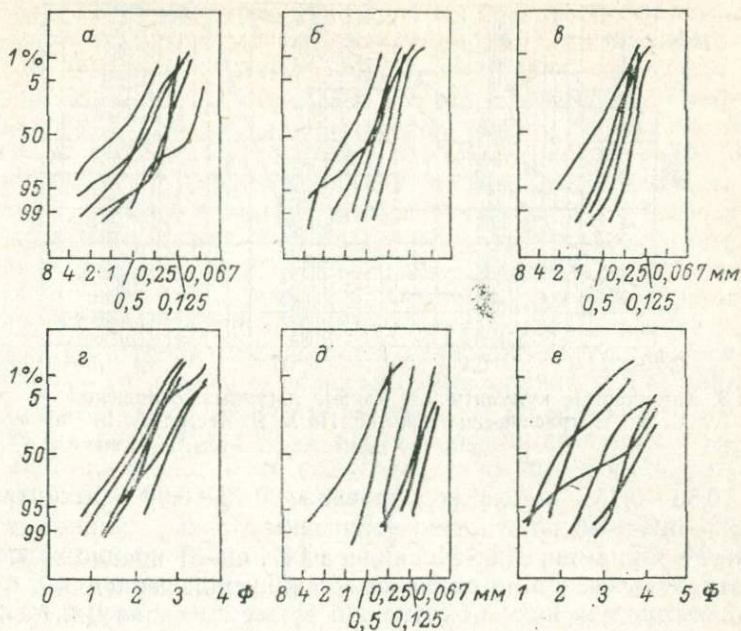


Рис. II.2. Представительные кумулятивные кривые гранулометрического состава песков различных фаций (обстановок) дельты р. Нигер. По Дж. Аллену [39].
 Фациальные обстановки: а — море (подстилающие морские пески, более древние); б — затопляемая половодьями дельтовая равнина; в — желоба в болотах; з — пляжи; д — приустьевые бары; е — дельтовая платформа.

Шкалы с очень дробным шагом, например 19- или 33-ступенные, наиболее точно отвечают реальной сложности гранулометрического состава, но для сопоставлений с другими литологическими признаками и фациями удобнее подразделения менее дробной 9- или 6-ступенной шкалы. При графических изображениях гранулометрического состава нужно пользоваться наиболее дробной шкалой, как это показано на рис. II.1. Общеприняты графические изображения типа разных гистограмм и обобщающих их кривых распределения, кумулятивных кривых (рис. II.2—II.4) и точечных диаграмм. Примеры их можно найти во всех пособиях по литологии. Все графики в той или иной степени являются изображением ведущего признака гранулометрического состава — коэффициента сортировки. Однако принципы математического вычленения и определения самого коэффициента до сих пор также имеют разные варианты.

С. И. Романовский рекомендует «для оценки сортировки осадков в пределах всего интервала размерностей» применение «энтропийной меры сортировки», нормированной энтропии, обозначаемой коэффициентом H_r . Выделяются шесть степеней сортировки осадков с показателем H_r : 0—0,01 — идеально сортированы; 0,1—0,25 — хорошо сортированы; 0,25—0,50 — умеренно сортиро-

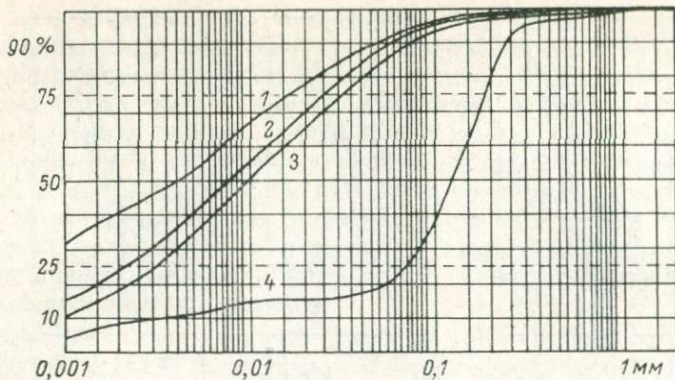


Рис. П.3. Характерные кумулятивные кривые лагунных отложений из разных географических пунктов. По Х. Я. Кессел, А. В. Раукасу [12].
1 — Раннаметса; 2 — Иру; 3 — Вахикуля; 4 — Колга.

ваны; 0,50—0,75 — плохо сортированы; 0,75—0,90 — несортированы; 0,90—1,0 — абсолютно несортированы.

Дж. М. Фридман, Дж. Э. Сандерс [47, с. 73] предложили шкалу сортировки песков по размерам стандартной девиации в Ф-единицах, состоящую из семи ступеней. Классификация Дж. М. Фридмана и Дж. Э. Сандерса обобщает широко распространенные в зарубежной литературе показатели сортировки и их сопоставления с определенными группами геоморфологических фаций. Информативность коэффициента H_r несомненна. Однако уже накоплен огромный фактический материал, в котором сортировка показана коэффициентом Траска — S_0 . Несмотря на некорректность этого коэффициента, он все же отражает существенные реальные свойства, удобен для применения благодаря своей простоте. Поэтому в изложенном ниже материале коэффициенты Траска также используются.

Как и для других литологических признаков, важным показателем является не только статическая, но и динамическая характеристика структурных признаков. Прежде всего их изменений во времени. Наглядным способом изображения этих изменений являются кривые гранулометрического состава, впервые предложенные и примененные Г. А. Ивановым [1950 г.] при изучении древних угленосных отложений; в последние годы разные варианты этих кривых предлагались и применялись советскими и зарубежными исследователями, в том числе при изучении современных осадков гумидных зон. Общий принцип построения состоит в следующем: на оси абсцисс дают гранулометрическую шкалу в условном масштабе, на оси ординат откладывают мощность изучаемого осадка в конкретном разрезе. Кроме гранулометрического состава терригенных компонентов особыми отрезками показывают биогенные и хемогенные осадки [10; Иванов Г. А., 1965 г., 1967 г.].

Для литофациального анализа необходимо кривые гранулометрического состава сопоставлять с колонками, показывающими дру-

гие признаки. Выделяются морфологические типы кривых: по характеру и размеру асимметрии, диссимметрии, симметрии и по вариабельности, т. е. по характеру более мелких вариаций, накладывающихся на основной ход кривых. Основные морфотипы: 1) асимметричные, с уменьшением крупности зерна кверху; 2) асимметричные, с увеличением крупности зерен кверху; 3) диссимметричные, с увеличением крупности зерна кверху до определенного уровня, а затем с новым уменьшением; обе ветви кривых, хотя и несколько подобны, но не равны; 4) диссимметричные, с уменьшением, а затем с увеличением крупности зерен кверху; 5—6) симметричные, с аналогичным ходом уменьшения или увеличения крупности зерна и с более или менее равными ветвями кривых; 7) отрезки без видимых вариаций крупности зерна, более или менее линейные, параллельные ординате. По вариабельности различают: 1) частоты вариаций и 2) их амплитуды. Классификации кривых являются чисто морфологическими и комбинативными, но ход кривых гранулометрического состава отражает изменения основных фациальных факторов.

Комбинации разного типа кривых представляют собой их следующий, типологический уровень, который не менее важен для фациальной интерпретации. Кроме кривых, показывающих сукцессию структурных признаков, практикуют и построение кривых катенад этих признаков, которые всегда связаны с закономерной фациально-геоморфологической и соответствующей гидродинамической зональностью рядов фаций разных уровней.

Универсальная распространенность структурных признаков, конститутивных для всех литотипов, и относительная простота выделения их более или менее крупных подразделений даже при визуальном описании определили широкое распространение различных сопоставлений с группами фаций: современных и предполагаемых древних аналогов. В этих сопоставлениях наибольшее применение получили многочисленные опыты генетического истолкования коэффициента сортировки, асимметрии и эксцессов и в меньшей мере собственно морфоскопические признаки отдельных зерен.

Во всех случаях проверка показала перекрытие полями сходных гранулометрических признаков совершенно разных фаций. Тем не менее все они отражают некоторые реальные особенности гидродинамического режима и петрофонда, и разные принципы построения диаграмм дают разные результаты.

Наиболее адекватными реальному гидродинамическому режиму оказались, по мнению большинства исследователей, генетические диаграммы Р. Пассеги, хотя и они не устраняют общие границы применения структурных параметров. Вместе с тем сравнительная характеристика гранулометрического состава в конкретных регионах и конкретных катенадах и сукцессий этого состава выявила некоторые статистически более или менее устойчивые зависимости. Например, золотые пески в большинстве случаев всегда относительно лучше сортированы, чем пляжевые, чем донные

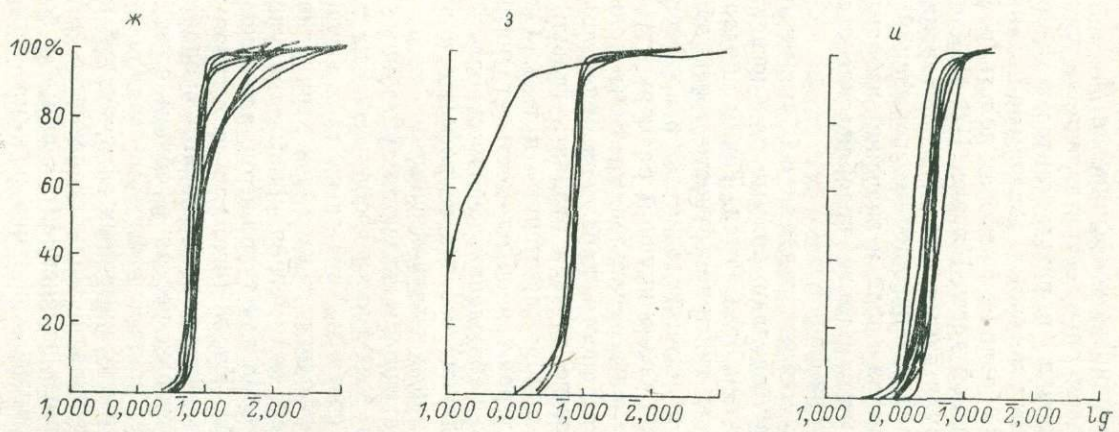
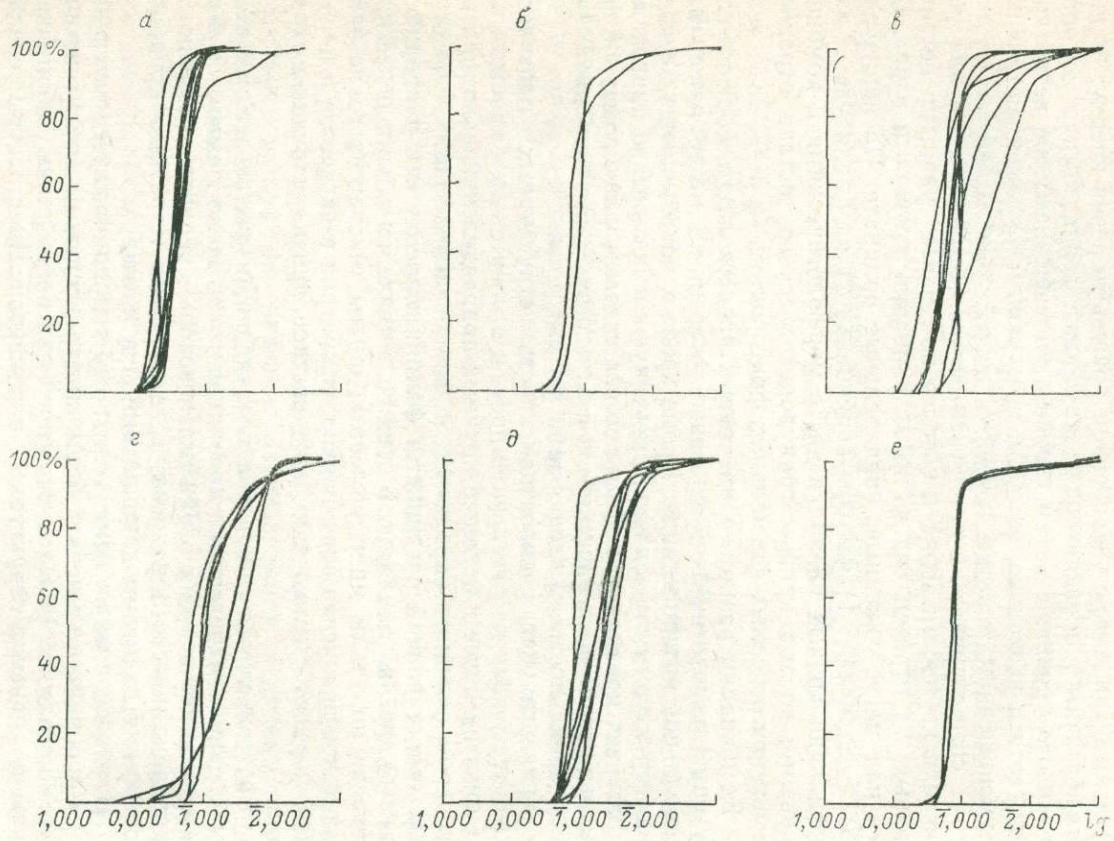


Рис. II.4. Кумулятивные кривые голоценовых отложений дельты р. Неман и Куршской лагуны (по 13 образцам). Составила Ю. А. Кривулина.

Отложения: а — золотые Куршской косы; б — русловые р. Неман; в — пойменные р. Неман; г — зарастающего озерного побережья дельтового оз. Кроку-Ланкос; д — флювиозерные; е — зоны зарастания Куршской лагуны; ж — малоподвижного мелководья литориновой лагуны; з — под-водно-дельтовые Куршской лагуны (береговой вал приморского края дельты); и — пляжевые Балтийского моря.

отложения соседнего бассейна или чем подавляющее большинство речных отложений; склоновые осадки, наоборот, всегда очень плохо сортированы или совсем несортированы. Эти зависимости выявляются при использовании любых коэффициентов сортировки, в том числе и коэффициента Траска, но наиболее четко также при применении энтропийного коэффициента H_r .

На рис. II.1 показан опыт сопоставления крупности зерна и коэффициента сортировки в разных литогенетических группах осадков на двухмерных точечных диаграммах, характеризующих конкретные точки опробования в районах дельты р. Неман, Куршской лагуны и Куршской косы. На рис. II.2—II.4 показаны примеры построения кумулятивных кривых разных фациальных групп определенных регионов и определенных гигафаций. На всех рисунках видны перекрытия полей и значений избранных показателей в различных фациях, а также преобладание отдельных показателей в каждой группе фаций.

Морфоскопические наблюдения над свойствами отдельных зерен также в ряде случаев дают прямые или косвенные указания на фации, в которых они отлагаются. Таким образом были установлены специфические типы поверхности зерен золотого происхождения. Наиболее ценные сведения дают морфоскопические наблюдения над зернами более крупной размерности, в частности галечной. Здесь выделены определенные типы удлинения, уплощенности, степени окатанности, характера ориентации галек, позволяющие в большинстве случаев отличать гальки речные, прибрежно-морские или прибрежно-озерные и т. д. Однако и здесь еще большую роль играют необходимость статистической обработки большого числа наблюдений, невозможность в большинстве случаев исключить влияние состава петрофонда и выделить признаки, относящиеся только к данной фации.

Наиболее информативными являются указанные структурные сукцессии и катенады, в частности изображение их в виде кривых гранулометрического состава. Хотя здесь также существуют конвергенции разных морфологических типов этих кривых в разных обстановках (например, асимметрия кривых гранулометрического состава I типа характерна для турбидитов, аллювия, а также желобов донных течений). Кроме того, для всех типов этих динамических кривых нужно учитывать различные скорости порождающих их процессов, которые нельзя в общем случае увидеть из конфигурации кривых, например быстрые градационные изменения крупности зерна после внезапных взмучиваний или катастрофического приноса материала, затем оседающего в более спокойной воде, и градационные изменения, связанные с более длительным изменением гидродинамического режима при уменьшении скорости течения, и т. д.

Все же некоторые кривые соответствуют сравнительно небольшим группам фаций. Например, кривые II типа характерны для многих подводно-дельтовых и некоторых баровых; III типа — для баровых (морских, озерных), береговых валов, иногда подводных

гряд; IV типа — для многих дельтовых и дельтово-баровых, иногда и собственно баровых, а также пляжевых; VII типа — для многих типов донных осадков с более или менее однообразным режимом седиментации (иногда для баровых и др.). В сочетании с генетическими диаграммами кривые гранулометрического состава могут дать более избирательные указания на соответствующие фации. Информативность этих данных возрастает с увеличением уровня сочетаний разных диаграмм и кривых, а также (и прежде всего) за счет сопоставления с другими признаками: вещественного состава и текстур.

Связь структурных признаков с климатическими факторами проявляется лишь косвенно. В общем гумидные фации характеризуются наибольшим разнообразием структурных признаков: несколько лучшей сортировкой водных осадков благодаря более длительной в среднем обработке волнениями и течениями; более разнообразным составом сукцессий и катенад и некоторыми их структурами, по-видимому, присущими только гумидным фациям.

Оценивая в целом роль структурных признаков при литофациальном анализе и метода структурного анализа, можем констатировать, что данный метод может успешно применяться только в сочетании с другими методами, причем требует проведения трудоемких исследований. Тем не менее, особенно в упрощенной форме, этот метод является необходимым компонентом любого литофациального анализа. При этом особое внимание нужно обратить на динамику изменения структурных признаков в пространстве и во времени.

II.2.3. Методы текстурного анализа

Текстурным признакам осадков пород посвящена обширная литература, разработаны разнообразные детальные классификации их, способы изучения и фациальной интерпретации. Существенное значение этих признаков показано в ряде работ, начиная со статьи Ю. А. Жемчужникова о косой слоистости, и развито рядом исследователей, в том числе в двух фундаментальных монографиях Л. Н. Ботвинкиной [3], в ряде ее статей, в книге Э. И. Кутырева [21] в той или иной степени или форме во всех основных работах по изучению осадков и фаций. Наиболее обстоятельно и подробно на материале современных осадков текстурные признаки и методы их изучения освещены в работе [32, с. 17—112, и др.]. Краткая оценка роли этих признаков на примере анализа текстур и гранулометрического состава рифельных образований дана также С. И. Романовским [33, с. 192—217].

Возможности наглядного макроскопического изображения этих признаков широко использованы в разнообразных атласах, в которых предлагаются их классификации и сопоставления с фациями, например, в известном «Атласе и словаре первичных осадочных текстур» Ф. Д. Петтиджона и П. Поттера [Pettijohn F. G., Potter P., 1964 г.]. Однако в этом издании мало использованы

данные о современных осадках, не показан ряд текстур, созданных волнением, текстур взмучивания, размывов и др. Первичным осадочным текстурам был посвящен специальный Международный симпозиум [Primary sedimentary structures etc. 1965 г.]. Среди отечественных работ наиболее полной до сих пор остается трехтомный «Атлас текстур и структур осадочных пород» [1962—1973 гг.], а среди зарубежных — монография Дж. Р. Аллена [Allen J. R. L., 1982 г.]. В «Справочнике по литологии» текстурам посвящена статья Н. Б. Вассоевича [34, с. 46—83]. Многочисленные текстурные наблюдения и применение их для фациального анализа освещены в большинстве работ по региональной и специализированной литологии. Большое внимание уделено текстурам и в сводке Зд. Кукала [48].

По Н. Б. Вассоевичу [34], классификация текстур осуществляется «по разным категориям признаков: 1) по тем объектам, которые они характеризуют — отдельный пласт, линзу, конкрецию, поверхность наслоения, закономерные сочетания слоев, целую толщу; 2) по типам пород (обломочных, карбонатных) и т. п.; такая классификация учитывает зависимость структурных признаков от состава пород, а в конечном счете от их генезиса; 3) по их морфологическим признакам; 4) по стадиям литогенеза, с которыми связано их возникновение (с учетом возможности изменения характера текстур в последующие этапы жизни породы).

... Конечно, одной из важнейших классификаций текстур является генетическая». Она учитывает все признаки предыдущих классификаций и вообще все признаки пород, вплоть до палеонтологических (экологических). Кроме того, необходимо различать первичные текстуры и текстуры, связанные с постседиментационными изменениями, а по способу образования — абиогенные и биогенные.

С нашей точки зрения, следует выделить три группы классификаций текстур: 1) классификацию самих текстур, 2) классификацию по объектам, с которыми они связаны, т. е. отношений текстурных признаков к другим; 3) генетическую классификацию, т. е. отношений текстур к фациям, в указанном выше понимании этого термина. В основу классификации самих текстур, как и структур, положены два ведущих признака — размер и форма — с их дальнейшими более детальными подразделениями. Однако при классификации текстур, в отличие от классификации структур, ведущим признаком является форма.

Морфология текстур тесно связана с морфологией литотипов. По отношению к ней различают текстуры стратификационные (внутренняя слоистость литотипов) и нестратификационные (нарушающие слоистость или независимые от нее). Слоистость считается главным, ведущим текстурным признаком. Морфологически все группы слоистости сводятся к трем основным формам — горизонтальная, волнистая и косая в разных сочетаниях — с дальнейшим подразделением по размерам и детализацией морфологии. Очень широко распространены линзовидные и косоволнистые.

Особо классифицируются текстуры поверхностей напластования.

Основным фациальным фактором образования всех форм слоистости является, как и при образовании структур, гидродинамический режим, но в отличие от структур гидродинамический режим именно области образования данного литотипа, области седиментации; состав петрофонда на текстурные формы влияет лишь косвенно. Как и структурные признаки, текстурные могут быть сходными в разных геоморфологических и других фациях, если сходен гидродинамический режим, который в свою очередь определяется двумя основными факторами — волнением, течением — и их взаимодействиями.

Неслоистые текстуры также различаются по размерности, морфологии и, кроме того, по отношению к слоистости. Фациальные факторы образования неслоистых текстур делятся на две основные группы: абиогенные и биогенные; главным представителем последних являются так называемые биотурбации.

Сочетания слоистых и неслоистых текстур определяют текстурные типы литотипов и должны сопоставляться с фациями в их целостной систематике. В ней различают также первичные и вторичные текстуры. Классификацию текстур по возникновению их в ту или иную стадию и подстадию литогенеза детально разработал Н. Б. Вассоевич [34, с. 50—51], хотя предложенная им схема не является бесспорной, например поздний седиментогенез, в понимании Н. Б. Вассоевича, точнее называть ранним диагенезом и соответственно выделять три, а не две подстадии литогенеза.

Климатические фации, в том числе гумидного климата, проявляются в текстурах в основном косвенно. По сравнению с другими гумидные зоны характеризуются наибольшим разнообразием текстурных признаков; большим в среднем развитием косослоистых и смешанных косоволнистых текстур; большим развитием биотурбаций, в особенности растительных.

В целом текстурные признаки и их анализ — необходимый компонент любого литофациального анализа (в ряде случаев даже ведущий), хотя опять-таки в сочетании с признаками вещественного состава, структур, морфологии литотипов и указанных индикативных признаков, там, где они имеются.

II.2.4. Морфологический анализ

В число морфологических признаков входят: 1) геометрическая форма тела данного литотипа (конфигурация в плане, в поперечном и продольном разрезах); 2) его размерность (протяженность, мощность); 3) характер контактов с другими телами. На следующем уровне выделяются соотношения одних морфологических типов (морфотипов) с другими в пространстве и во времени, по латерали и нормали, намечаются нерархические уровни

Тип геологического тела и его индекс		в плане	Поперечный профиль	Продольный профиль	Комбинации однотипных форм (в плане)	Фацци
I. Покрытые (плиткообразные)	I ₁ Неправильные I ₁ д/ш - неопределенное					М, О, ЭД, ЭП, Т, ОЦ, ЛЦ
	I ₂ Полосовидные I ₂ д/ш > 3					М, МПМ, ПМ, О, ОП, ОПМ, ЗВ, Т, ПЛ
	I ₃ Изогнуто-лентовидные					ОПл, ЛПл, реже МПл
	I ₄ Субовальные I ₄ д/ш 1,2-3					М, О, ОЦ, Л, ЛЦ, ЗЛ, ОЛ, ЗВ, Т
	I ₅ Изометрические (субокруглые) I ₅ д/ш 1-1,2					О, ОЦ, ЛЦ, реже МО, ЗВ, Т
II. Выпуклые вверх	II ₁ Гребневидные II ₁ д/ш > 10					БВ, АПВ, Б, ОБ, ВПВ
	II ₂ Валовидные II ₂ д/ш 3-10					Б, ОБ, БЗО, реже БВ, БП
	II ₃ Грядовые II ₃ д/ш 1,2-3					Б, ОБ, БЗО, ДБ
	II ₄ Куполовидные II ₄ д/ш 1-1,2					К, ЭО, реже ОБ, ДБ
III. Выпуклые вниз	III ₁ Руслоточечные (каналовые) III ₁ д/ш > 10					Р, (ВР), АР, ДР, МКР
	III ₂ Желобовидные III ₂ д/ш 3-10					ВР, ДР, АР, МКР, ПДР
	III ₃ д/ш 1,2-3					ВР, ЛЦ, ОЦ, ПДР?
	III ₄ Чашеобразные III ₄ д/ш 1-1,2					ОЦ, О-К, ОЛ
IV. Двойные	IV ₁ Вытянуто-линзовидные д/ш > 3					Б, ОБ, ДБ
	IV ₂ Коротколинзовидные д/ш = 3					ДБ, БП
	IV ₃ Линзовидные					

V. Субконические	V ₁ Руслоточечные					Д, ДБ
	V ₂ Грядовокупольные					ДБ, ВРД
	V ₃ Линзоточечные					ДБ, ПД, БП, ВРД?
	V ₄ Плоскоточечные (верные)					МКД, ВРД
VI. Штоковидные	VI					Л, О, СК
	VII. Кольцевидные					Л, О
	VIII. Неопределенной формы					Де, ЭПД
Комбинированные	I ₁ + II					МПМ-Б, ОМ-Б
	I ₂ + III ₁					Л-ВР
	I ₂ + II ₂ I ₂ + III ₂					Б-МПМ, ОБ-ОМ, ЛБ ОБ-ОМ, ЛБ
	III _{1-а} + V ₁					Д, ДП
	II + III + IV + V					Д + ПД (ДБ)

Рис. II.5. Морфогенетические типы осадочных геологических тел.

Фацци: М — морские; МПМ — малоподвижное морское мелководье; ПМ — подвижное мелководье; МПл — морской пляж; МО — морской опресненный бассейн; ОМ — открытое море; МПМ-Б — малоподвижное мелководье — бар; БВ — береговой вал; Б — бар; ОБ — озерный бар; ДБ — дельтовый бар; ЛБ — лагунный бар; БП — баровый «палец»; О — озеро; ОПМ — озерное подвижное мелководье; ОПл — озерный пляж; ОЦ — озеро, центральная часть; ОЛ — лагуна-озеро; Л — лагуна; ЛЦ — лагуна, центральная часть; ЛПл — лагунный пляж; Пл — пляж; ЗЛ — зарастающая лагуна; ЗВ — зарастающий водоём; Т — торфяники; АПВ — аллювиальный прирусловый вал; ВПВ — ваттовый (приливно-отливный) вал; БЗО — баровая золотая гряда; ЭО — золотый купол; ЭД — золотые дюны; К — купол (разного происхождения); СК — соляной купол; Р — русло; ВР — ваттовое русло (желоб приливно-отливного течения); МКР — морское каналобразное русло; ПДР — подводно-дельтовое русло; ДР — русло дельтовых протоков; АР — аллювий русловый; Д — дельтовые; МКД — дельта морского каналобразного русла; ПД — элювиально-пролювиально-дельтавые; ПД — подводная дельта; ВРД — дельта ваттового русла; Де — дельтовый; ЭДП — элювиально-пролювиально-дельтавые; ЭП — элювиально-почвенные; а — а, а₁ — короткий диаметр тела; б — б, б₁ — длинный диаметр тела; д/ш — отношение длины тела к его ширине; двсвоенные штриховые линии — формы, перекрытые вышележащим осадком или перекрывающие подстилающую основную форму.

морфологических признаков. На всех уровнях совокупность этих признаков охватывается термином форма залегания.

Формы осадочных тел в последние десятилетия стали изучаться особенно детально, например в связи с изучением пород-коллекторов нефти и газа [Геометрия песчаных тел, 1961 г.], морфологии песчаников [29 и многие другие работы]. В сборнике «Формы геологических тел (терминологический справочник)» Н. Г. Гореловым, А. А. Коваленко и В. А. Кулындышевым приведены, хотя и недостаточно систематизированные сведения о формах осадочных тел [1977 г., с. 24—31]. На значение морфологического анализа указывали Б. К. Прошляков и В. Г. Кузнецов [32, гл. IX, § 4]. Наметились и некоторые классификации морфотипов пород, сопоставимых с фациями.

Широко распространено в геологической литературе разделение покровных или плащеобразных (blanket или sheet sandstones) и руслообразных песчаников (channel sandstones); последние сопоставляются с желобами наземных или (реже) подводных потоков. В других классификациях учитываются также отношение длины песчаных тел к ширине и некоторые признаки их очертания в плане [29, с. 398—399]. Анализ множества примеров классификаций позволяет установить закономерные связи морфологии осадочных геологических тел — литотипов разных рангов — с фациями соответствующих рангов.

На рис. II.5 на основании большого литературного материала и личных наблюдений автора предложена комплексная морфологическая классификация осадочных геологических тел и обобщены имеющиеся данные о связи этих морфогрупп с определенными фациями или их группами. Как видно из схемы, многие геометрические формы конвергентны в разных геоморфологических обстановках, но выделяются морфотипы, присущие только определенным группам фаций. Еще четче выявляется эта связь для «комбинированных» морфотипов (рис. II.5, внизу), отвечающих по объему мегалитотипам. Эта связь выявляется еще яснее, если учесть также характер контактов и выделить формы залегания с врезом (на рис. II.5 они помечены значком ∇), а также их размерность, ориентацию и соотношения морфологии данного тела с другими, которые будут указаны ниже, при описании соответствующих фаций (например, геометрически сходные «выпуклые вниз» формы — группы III_2 , III_3 нашей схемы — характерны и для аллювия, и для отложений желобов приливно-отливных течений, но существенно отличаются их типичные размерности, ориентация по отношению к суше и морю и некоторые детали площадной конфигурации; показанные на схеме сочетания I_2+III_1 морфотипов присущи только лагунно-ваттовым макро- и мегафациям и т. д.).

Комплекс морфологических признаков определяется в основном рельефом области седиментации, ее скоростью, длительно-стью, характером пространственно-временных изменений и соотношений, отчасти и гидродинамическим режимом. Морфология пород дает информацию, которую нельзя получить с помощью

других признаков, причем, по-видимому, более или менее однозначную во всех современных осадках, даже для всего фанерозоя. Главным методическим условием применения морфологического анализа является изучение геологических тел, именно как тел в трех или по крайней мере двух измерениях. Другое условие — сопоставление формы залегания данного литотипа с сопряженными телами той же катенады и сукцессии литотипов и с общей морфологией и строением более крупных литокомплексов, как это видно в схемах «комбинированных» морфотипов и как будет показано на профилях и блок-диаграммах мега- и гигалитотипов, в которых видны разные морфотипы слагающих их тел и их соотношения. Третье условие — достаточно детальная, генетически обоснованная классификация. Предложенная схема (рис. П.5) только первый опыт в этом направлении.

Климатические отличия морфотипов проявляются прежде всего в количественных соотношениях разных морфотипов. В частности, для гумидных зон характерно массовое распространение комбинированных морфотипов $I_2 + III$, $II + III + IV + V$. Примеры использования морфологического анализа для выделения и классификации литогенетических типов современных и древних осадков можно найти в работах [4, 10, 22, 29; Kraft J. C., Biggs P. B., Halsey S. D., 1973 г. и др.].

П.2.5. Конкреционный анализ

В конкрециях совмещаются признаки вещества, строения и формы, и в этом отношении они представляют собой особые литотипы внутри породного уровня, которые также должны описываться и классифицироваться по пятичленной схеме, сопоставимой с пятичленной схемой описания всех литотипов. Кроме того, классификация конкреций должна осуществляться с учетом стадийности их образования, характера отношения к вмещающим породам и специфическим именно для конкреций форм и структур их сочетаний в пространственно разобщенных комплексах, разделенных неконкреционным материалом.

Принципы, первые опыты региональной и общей систематики конкреций и их применения в литофациальном анализе описаны довольно подробно и разработаны советскими геологами в течение последних десятилетий как особый метод литофациального анализа [Македонов А. В., 1942 г., 1947 г., 1954 г., 1956 г., 1965 г., 1966 г., 1969 г., 1973 г. и др.; Зарицкий П. В., 1956 г., 1970 г., 1971 г. и др.; Македонов А. В., Зарицкий П. В., 1970 г., 1973 г., 1983 г. и др.]. Ряд обобщений в этом направлении намечен также в трудах четырех всесоюзных симпозиумов и конференций по конкрециям и конкреционному анализу [1970 г., 1973 г., 1976 г., 1983 г.]. Современные конкреции в осадках и почвах и их связь с фациями рассмотрены в работе [22], в ряде статей (в частности, Македонов А. В. [1957 г.; Makedonov A. V., 1981 г.]) и в ряде работ об отдельных группах современных конкреций.

Море					Низменная зона					Географические зоны и доминантные элементы конкрецееобразователей	КУ	
АБ	КС	ШН	ШЛ	Л,Б, П,Д	Д, АП	О	Бо	Э	ЭДП			
										I		
										Га	H (H ₂ O)	>1

										а	Fe, (Mn)(Fe-P), Fe-C	>1
										б	Fe(Fe-Mn)(Fe-P)(Fe-Ca)	

										III	Ca, Fe, (Mn), (Fe-P)	1-0,6

										а	Ca (Ca-Fe)	0,6-0,3
										б	Ca, Ca-S (Ca-Si)	

										у	Ca, S, Si	0,3-0,1
										б	Ca, S, Si, Mg	<0,1
										VI	Fe, (Mn, Al)	VI >1
										VII	Ca-S, Si, B	VII <0,05

										VIII	Ca, S, Si, Mg, B	0,3-0,1

										IX	Ca, Si (Mn, CaS)	0,6-0,3

										X	Fe, Al (Ti)	1-0,6

										XI	Fe, Al (Ti)	>1

										XII	Fe	>1

⊗ 1 ⊗ 2 ⊕ 3 ⊗ 4 ⊕ 5 ⊕ 6 + 7 ● 8 ● 9 ○ 10 V 11 > 12 ⊕ 13 ⊕ 14 ⊕ 15 ◇ 16 K 17 ⊕ 18 ★ 19 ⊕ 20 Δ 21 □ 22 ✱ 23 ⊗ 24 ⊕ 25 ⊕ 26

⊕ 27 Ba 28

Рис. II.6. Схема распространения основных групп седиментационных и раннедиагенетических конкреций в современных осадках и почвах.

Фации: ЭДП — подложный (эловый, делювий, колодевий, пролювий); Э — эловый (почва, кора выветривания); Бо — болота; О — озера; Д, АП — дельты, аллювиальные поймы; Л, Б, ПД — лагуны бары, подводные дельты; ШЛ — литоральная (внутренняя) зона шельфа; ШН — наружная (внешняя) зона шельфа; КС — континентальный склон; Аб — абрассаль; I-XII — географические субиррегулярные ландшафтно-климатические зоны низменной платформенной суши и их аналоги в шельфах; I — ледовая; Ia — туандр; II — лесная умеренного пояса (а-б — подзоны; а — тайга, б — смешанная и лиственных лесов); III — лесостепная (семигумидная); IV — степная (а-б — подзоны; а — менее ардная, а-б — более ардная, а-б — каштановая, семаридная); V — полупустыни умеренного пояса и субтропиков (а-б — подзоны; а — менее ардная, а-б — более ардная, субтропическая); VI — субтропические влажных лесов; VII — субтропические и тропических экстрааридных пустынь; VIII — тропических пустынь с периодическими дождями и тропических полупустынь (аридных тропиков); IX — сухих тропических саванн (семиаридных тропиков); X — влажных тропических саванн (семигумидных тропиков); XI — перменно-влажных (муссонных и др.) тропических лесов; XII — тропиков; X — влажных экваториальных лесов, КУ — коэффициент увлажнения. Группы конкреций: 1 — окисножелезные и железисто-марганцевые; 2 — окисножелезисто-марганцевые с Mn/Fe > 1; 3 — железисто-глиноземистые и глиноземистые; 4 — шамозитовые (в основном микрокрекций); 5 — глауконитовые (в основном микрокрекций); 6 — сидеритовые; 7 — железисто-глиноземистые (виниванит и др.); 8 — кальций-фосфатные; 9 — сульфидов железа; 10 — известковые (кальцитовые, арагонитовые); 11 — гипсовые; 12 — ангидритовые; 13 — известково-гипсовые; 14 — карбонат марганца; 15 — известково-магнезитовые; 16 — доломитовые и известково-доломитовые; 17 — кремнеземистые; 18 — известково-кремнеземистые; 19 — смешанные кальций-фосфато-окисножелезные; 20 — боратные (улекситовые и др.); 21 — боратные (улекситовые и др.); 22 — ледовые; 23 — цеолитовые (в основном филлипситовые микрокрекций); 24 — железистые и глинисто-железные конкреционные плиты («пачки»); 25 — известковые конкреционные «коры» и «плиты»; 26 — гипсовые, известково-гипсовые и кремнисто-известково-гипсовые «коры» и «плиты»; 27 — смешанные железисто-гипсовые конкреции; 28 — баритовые.

Сам факт массового нахождения седиментационных или (и) раннедиагенетических конкреций является индикатором существования фаз замедленной седиментации и специфических геохимических барьеров, устойчивых во времени, но с закономерными колебаниями условий. Комплекс свойств конкреций и их ассоциаций — конкреционных комплексов — однозначно зависит от комплекса ландшафтно-климатических и косвенных геотектонических условий образования как непосредственно вмещающих («конкрециеносных») осадков (пород), так и их парагенетических ассоциаций.

Особенно четко в свойствах конкреций проявляются: 1) климат, включая его относительно мелкие, но региональные и даже глобальные вариации; 2) солевой состав грунтовых и иловых вод (и связанных с ним придонных), динамика его изменения во времени; 3) состав и энергия ОВ, участвующего прямо или косвенно в литогенезе; 4) характер изменения геохимических условий во времени, в течение образования конкрециеносной ассоциации пород.

Важнейшим классификационным и фациально-диагностическим признаком конкреций является вещественный состав конкрециеобразователя, т. е. вещества, концентрирующегося в теле конкреций, его доминантных, а также второстепенных и акцессорных компонентов. Установлено более 250 минералов-конкрециеобразователей (из них более 100 в современных осадках) и многие сотни их различных сочетаний. Этот состав близок к об-

щему составу аутигенных компонентов, охарактеризованному выше, но имеет и существенные особенности. В частности, гораздо большую роль играют минералы карбонатов (Ca, Fe, Mg) и окислов железа, марганца, кремния, алюминия, сульфидов железа, фосфатов кальция и железа, сульфатов кальция, составляющие в сумме более 90 % объема всех изученных конкрециеобразователей; в современных фациях преобладают окислы железа, марганца, карбонаты кальция, сульфиды железа, сульфаты кальция.

В общем комплексе раннедиагенетических и седиментационных конкреций в мелководных и наземных фациях рост содержания кальция в конкрециеобразователе указывает на увеличение сухости или континентальности климата или (и) солености водоема; повышение содержания железа (в форме карбонатов, силикатов и окислов), наоборот, — на большую гумидность и (или) меньшую соленость; магнезия в форме сопутствующего (но не господствующего) карбоната (если по другим данным установлен влажный климат) — на режим опресняющейся лагуны или баровой полосы, даже если состав фауны является чисто пресноводным.

На рис. II.6 схематически показана связь состава важнейших химико-минералогических групп конкрециеобразователей в современных осадках и почвах с ландшафтно-климатической, горизонтальной и вертикальной зональностью.

По составу комплексов конкреций четко диагностируются не только аридные и гумидные, но и более дробные климатические подразделения: семиаридные, семигумидные и переходные между ними, а также ряд геоморфологических и геохимических свойств фаций, которые не диагностируются по другим литологическим признакам.

Более детальная классификация конкрециеобразователей, которая на рис. II.6 не показана, позволяет уточнить эту диагностику (ряд примеров см. в работах А. В. Македонова [1957 г.; 22; 1973 г.]; А. V. Makedonov [1981 г.]). Например, абиссальные железомарганцевые конкреции резко отличаются от всех остальных конкреций гораздо большей (на порядок и на два порядка) примесью кобальта, ванадия, меди, свинца и некоторых других элементов, ассоциацией с микроконкрециями филлипсита; железистые конкреции почв и болот гумидных тропиков от конкреций в почвах лесной зоны умеренного пояса характеризуются большим содержанием безводных окислов железа, большей минерализацией, примесью аутигенных глинозема и кремнезема.

Сопоставление составов конкрециеобразователей и других вещественных компонентов, в том числе и аутигенных, литотипов показывает, что конкреции являются особым литолого-геохимическим индикатором, который гораздо четче и однозначнее, чем общий химический и петрографический состав литотипов (в том числе и непосредственно вмещающих конкреций), отражает изменения фаций, прежде всего ландшафтно-климатических факторов. Дальнейшая детализация вещественного состава конкрециеобразователей и его соотношений с составом вмещающих по-

род позволяет еще больше уточнить тесную связь с фациями и со структурным составом вмещающих пород. Конкреции в глинистых, песчаных и карбонатных породах одной и той же климатической зоны и сходных геоморфологических фаций существенно отличаются деталями геохимии конкреццобразователей.

Значение конкреций для фациального анализа еще более возрастает, если классифицировать их не только по составу конкреццобразователей, но и по комплексам остальных признаков — по строению и морфологии. Закономерные сочетания признаков текстуры, формы, структуры объединяются в особые классификационные единицы — литологические ряды. Предложена классификация по сочетанию вещественного состава и других признаков типа разработанной для группы формаций диаграммы [Македонов А. В., 1957 г., 1973 г.]. Например, в лесной зоне умеренного пояса среди озерных конкреций окислов железа выделяются различные литологические ряды, отличающиеся по форме (субсферические, лепешкообразные, дисковидные, субцилиндрические, комковатые, шлакоподобные и т. д.), по текстуре и структуре, и эти ряды позволяют отличать озерные конкреции от болотных, почвенных, лагунно-заливных, морских, а в одном и том же озере — разные фации этого озера.

В целом конкреционные комплексы являются наиболее фациально избирательным литологическим признаком, что определяет их особое значение в системе литофациального анализа. Вместе с тем и этот признак-индикатор в ряде случаев не позволяет различать некоторые фации вмещающих литотипов, и полноценное его применение должно включать в себя не только полное использование всего комплекса признаков самих конкреций, но и сопоставление их с признаками вмещающих пород, с их вещественным составом и строением. Общим методическим условием применения конкреционного анализа является также более или менее полный сбор конкреций в любом данном литотипе с последующей достаточно детальной и комплексной классификацией по методике, описанной в указанной выше литературе.

II.3. ЛИТОБИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

II.3.1. Состояние вопроса

Связь состава и условий захоронения современных и древних организмов, а также следов их жизнедеятельности с определенными фациями является основой фациального анализа. Методике и опыту изучения биофаций посвящена огромная литература.

«Биологические параметры» современных обстановок осадконакопления общенно охарактеризованы в монографии Г.-Э. Рейнека, И. Б. Сингха [32, с. 132—157], где сопоставляются с данными текстурно-структурного анализа и где дополнительно охарактеризованы разные группы современных фаций. Однако в этой работе основное внимание уделено морской фауне. Пресноводная фауна и флора как биофациальные признаки рассмотрены в специальных работах, например в работах о современных моллюсках Я. И. Старобогатова, В. И. Жадиной, Н. В. Толстиковой и других, в специальных геоботанических ис-

следованиях Т. А. Абрамовой, В. Д. Вронского, Д. Г. Панова, Е. В. Корневой.

Общее развитие метода в последние десятилетия привело прежде всего к более тесной увязке изучения органических остатков и литологических признаков пород. Отсюда и особое внимание к тафономическим исследованиям. Происходит дальнейшая разработка экосистемного комплексного литолого-экологического анализа, учитывающего всю совокупность фаунистических и флористических остатков вместе с признаками вмещающих их осадков, прежде всего на материале современных осадков и их группировок разных уровней: типологических и иерархических. Современным осадкам гумидных зон присущее наибольшее разнообразие биофациальных признаков; вместе с тем имеются и общие признаки, связанные именно с гумидным климатом.

II.3.2. Задачи, исходные понятия, объекты, классификация

Основные задачи литобифациального анализа — выявление и систематика первичных геобиоценозов (экосистем), их изменений в ходе образования литотипов. Эти изменения исследуются стадийно в ряду: биоценоз — геобиоценоз — танатоценоз — тафоценоз — палеоценоз — ориктоценоз — литотафоценоз. Термин «биоценоз» всеупотребителен, означает комплекс взаимосвязанных организмов, образующих главную часть, живое ядро геобиоценозов, в понимании В. И. Сукачева и других; «танатоценоз» — сообщество остатков отмерших организмов и следов их жизнедеятельности; «тафоценоз» — часть танатоценоза, погребенная и ставшая частью образующегося литотипа осадков, — кладбище органических остатков. Обычно он существенно отличается от танатоценоза благодаря резкому сокращению первоначального количества органических остатков, их разрушению в ходе действия различных конседиментационных и раннедиагенетических факторов. Поэтому не следует отождествлять эти термины или игнорировать тафоценоз как особую стадию. Следует учесть также, что в геобиоценозах обычно участвуют и остатки отмерших организмов, либо захороненные на месте своего первоначального обитания, либо незначительно перемещенные. Например, количество пустых раковин отмерших моллюсков на площади их биоценоза часто во много раз превосходит число раковин с живыми моллюсками. Известны подсчеты, показывающие связь этих соотношений с различным положением по отношению к береговой линии и другими особенностями первичных биогеоценозов и фаций.

«Палеоценозом» именуется «сохранившаяся в ископаемом состоянии часть биоценоза» [34, с. 260]. Это — часть тафоценоза, которая может совпадать со всем тафоценозом, а может и отличаться от него изменениями свойств и состава тафоценоза в процессе образования литотипа. Понятие «тафоценоз» шире понятия «палеоценоз», поскольку оно включает в себя и признаки захоронения вещества.

Термин «ориктоценоз» трактуется разными исследователями по-разному. Мы понимаем под ориктоценозом «любое ископаемое сообщество органических остатков в данном местонахождении (а не только растительных остатков, как пишется в «Геологическом словаре» [1973 г., т. 2, с. 40, 1978 г.]). Такое понимание соответствует и трактовке этого термина в «Палеонтологическом словаре» [1965 г.]. Употребляется также термин «захоронение», под которым понимается «комплекс признаков, характеризующий условия нахождения остатков организмов в изучаемом слое» [Геологический словарь, 1973 г., т. 1, с. 254]. Применительно к растительным остаткам явления захоронения наиболее изучены Г. П. Радченко, Е. М. Маркович, М. В. Ошурковой и другими. По М. В. Ошурковой [1974 г., 1981 г., с. 12], ориктоценоз — это не только ископаемое сообщество органических остатков, но и признаки захоронения, вся «совокупность fossilized органических остатков, захороненных в определенных фациальных условиях и приуроченных к конкретной литологической разновидности пород». По Г. П. Радченко [1964 г., с. 18], захоронением называется именно

«место сосредоточения в осадке любых растительных остатков, то есть слой или линза пород с остатками растений». Термин «захоронение» можно заменить термином «тафолитотип», чтобы сохранить общую системность номенклатуры. Очевидно, что совокупность органических остатков, место и форма их захоронения, хотя неразрывны и взаимосвязаны, но не тождественны, и это отличие должно учитываться как терминологически, так и в ходе биофациального анализа. Поэтому целесообразно сохранить термины «ориктоценоз» и «захоронение» («тафолитотип») в принятой сейчас большинством исследователей трактовке, а для объемлющей категории — литобифациальной системы — можно предложить новые термины: «литотафоценоз» и (или) еще более широкий термин «биолитотип». При всех вариантах и под захоронением, и под литотафоценозом понимается определенное геологическое тело, а не просто совокупность находящихся в нем органических остатков. Термину «захоронение» в зарубежной литературе примерно соответствует термин «залежь окаменелостей», предложенный А. Зейлахером [Seilacher A., 1970 г., с. 34].

Общий корень «ценоз» и понятие «экосистема» указывают на более высокий уровень системности биофациальных признаков по сравнению с другими литологическими признаками; вместе с тем это — признаки индикативные, внутрипородные, за исключением органогенных построек, и среду этих систем характеризуют признаки вмещающих осадков или скрытых фаций перерывов. Системы биофациальных признаков имеют в основном коррелятивный характер, но сочетаются с комбинативно-коррелятивными системами признаков вмещающих осадков.

При изучении современных осадков выявляются все указанные ступени, так как захоронение в ряде случаев происходит уже в течение первых десятков и сотен лет. Их классификация может осуществляться по разным их особенностям, прежде всего по первоначальному местообитанию — экотопу организмов. На этом принципе основано разделение автохтонных и аллохтонных комплексов признаков.

По совокупности наших наблюдений и литературных данных различают комплексы: 1) собственно автохтонные; 2) субавтохтонные, в которых преобладают остатки организмов на местах их обитания при жизни, но с незначительным перемещением в пределах обычно территории микро-, реже мезофаций; 3) субаллохтонные, в которых превалируют принесенные компоненты, но есть и компоненты, образовавшиеся на месте первоначального обитания или перенесенные в пределах той же микро- или соседней микрофации (например, большинство танатоценозов пляжа Финского залива и др.); 4) аллохтонные, в которых отсутствуют компоненты, образовавшиеся на месте залегания, но которые слагают компоненты, принесенные не издалека, в основном из соседней мезофации, обычно на расстояние до первых сотен метров; 5) гипераллохтонные, сложенные компонентами, перенесенными из других макро-, мега- и даже гигафаций на расстояние до многих километров.

В конкретных типах танато-, тафо-ориктоценозов обычно смешаны в различных соотношениях разные типы аллохтонных и автохтонных. Например, характерны береговые ориктоценозы, большая часть остатков фауны которых имеет автохтонный или субавтохтонный характер, а большая часть растительных остатков — аллохтонный и даже гипераллохтонный характер.

Необходимо также уточнить саму исходную категорию «органические остатки». Как уже не раз указывалось в литературе, нужно различать: 1) органические остатки в собственном смысле,

т. е. остатки тех или других частей животных и растений, видоизмененных в той или иной мере в ходе отмирания, погребения и последующих процессов; 2) прямые следы воздействия тел на окружающую среду и взаимодействия с ней в форме так называемых внешних и внутренних «ядер» и «отпечатков» (часто такие формы остатков фауны в гумидных зонах преобладают); 3) косвенные следы воздействия — разнообразные «следы жизни»; 4) различного рода «биотурбации», созданные жизнедеятельностью организмов, включающие в себя как непосредственные следы жизни, так и большой ряд более косвенно связанных с ними текстур и структур, созданных роющими животными, корневыми системами растений и т. д.; 5) минеральные новообразования, созданные или геохимически связанные с биоценозами или танатоценозами. Так, биохемогенные образования, созданные биохимической деятельностью живых или отмерших организмов, например строматолиты, онколиты; конкреции, связанные прямо или косвенно с органической жизнью, например ризоконкреции (или, с другой стороны, фитоциты, «камни в организмах» и др.); биоморфозы; различные биохемогенные образования, в частности бактериальные и др.; различные проявления палеопочвенных процессов; 6) биогенные и биохемогенные осадки и постройки.

В целом литобифациальный анализ включает в себя выяснение и совместное использование следующих данных: 1) систематического состава остатков фауны и флоры и палеоэкологической характеристики всех форм и их сообщества; 2) количества остатков в целом на единицу площади и объема породы, количественные соотношения разных групп; 3) степени и характера сохранности; 4) характера залегания по отношению к текстуре вмещающей породы (осадка); 5) характера распределения в данном литотипе; 6) признаков автохтонных и аллохтонных элементов; 7) признаков вторичных процессов (а — «вторичного седиментогенеза», включающего в себя явления перемыва и переотложения осадков; б — дна- и катагенеза, в частности диагенетического растворения раковин или изменения их вещества, деформаций в ходе литогенеза, обугливания растительных остатков и т. д.; в — последующих вулканических и других эндогенных процессов, если они имеют место); 8) признаков изменения орикто- и литотафоценозов во времени и на площади.

II.3.3. Возможности, границы и методические условия

Ориктоценозы, и особенно литотафоценозы, дают весьма разнообразную и надежную информацию о фациях, незаменимую другими литологическими данными: преимущественно о гидродинамических и геохимических условиях седиментации и диагенеза, косвенно — обо всех фациальных факторах.

Сводка и оценка всей этой информации имеет объективные границы, связанные со свойствами литотафоценозов и их геоло-

гическим распространением. Желательно соблюдение суммы определенных методических условий:

1) по возможности ясно разделить автохтонные и аллохтонные компоненты. Для ряда групп органических остатков, например фораминифер и особенно спор и пыльцы, это сложно. Признаки аллохтонности (сортировка, механическая окатанность раковин, их раздробленность) часто не являются надежными. Наиболее достоверный признак — совмещение в одном тафолитотипе заведомо разновозрастных или заведомо экологически несовместимых групп. При этом, однако, степень несовместимости также устанавливается фаціальным анализом. В случае присутствия в одном тафолитотипе разновозрастных групп автохтонными будут наиболее молодые. Автохтонными являются следы проникновения в субстрат (корневые остатки, ходы роющих организмов) и другие формы прижизненного залегания; сочетания раковин и других остатков одного и того же вида очень хорошей сохранности, разной размерности;

2) проследивать катенады и сукцессии био-, танато-, тафо- и литотафоценозов на площади, выявлять тренды изменчивости. Устойчивое пространственное обособление заведомо одновозрастных и сходных по составу субстратов танатоценозов само по себе указывает на изменение солености и других признаков водоема; например, резкое отличие состава танатоценозов лагунного и морского пляжей Куршской косы на расстоянии всего нескольких километров, без промежуточных переходных звеньев, само по себе указывает на роль этой косы как геохимического барьера и на резкое изменение солености открытого побережья Балтийского моря по сравнению с Куршской лагуной. Катенады и сукцессии показываются графически картами, колонками, профилями, блок-диаграммами, по возможности в сопоставлении с другими признаками литотипов и фаций:

3) учитывать степень и формы «утечки информации» в ряду биоценоз — танатоценоз — тафоценоз — ориктоценоз. Имеющиеся подсчеты показывают, например, что в голоценовых литотафоценозах переходит в ископаемое состояние в среднем менее 1% исходных фаунистических танатоценозов [Approaches to paleoecology, 1964 г., р. 6]. Особенно низок этот процент в осадках мелководных водоемов гумидных зон — лагун, некоторых озер — с низким рН иловых растворов и высокой энергией переработки танатоценозов другими организмами. Более высок процент переходящих в ископаемое состояние фаунистических остатков в семиаридных и аридных обстановках, однако во всех мега- и гигафациях он не превосходит первых десятков процентов;

4) максимальная комплексность данных по фауне, флоре и сочетанию их с литологическими данными. Наметилось несколько типов профилей и карт, различающихся по степени детальности, комплексности, системам обозначений (см. [10; Иванов Е. Н., 1958 г.; Геккер Р. Ф. и др., 1963 г., т. 1, рис. 49, 50, 51; Македонов А. В., Погоревич В. В., 1963 г.; Методы корреляции, 1968 г.,

рис. 3, 22, 78 и др.; Осипова А. И., 1973 г., А. И. Осипова, Р. Ф. Геккер, 1967 г., 1975 г. и др.]».

В легенду некоторых опубликованных серий «литобифациальных карт» включены 193 (!) знака, причем не все важные элементы удалось показать, например растительный ориктоценоз [Бифациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов, 1974 г.]. Комплексы бифациальных признаков и методов их изучения представляют собой многокомпонентные геосистемы, в которых так же как и в других системах, на всех уровнях, выделяются ведущие, дополнительные существенные, сопутствующие и аксессуарные компоненты. Порядок выделения и анализа систем:

1) опробование, сбор, анализ образцов на определенных территориальных единицах и установление их уровней;

2) выделение био-, танато-, тафо-, орикто-литотафоценозов по сопоставимой методике с применением количественных и качественных методов, в частности с выявлением преобладающих групп независимо от количественного распространения наиболее экологически характерных групп;

3) непосредственное сопоставление выделенных литотафоценозов друг с другом и с вмещающими литогенетическими типами того же уровня и по возможности более высоких уровней и фаций; оценка соотношения этих литотафоценозов в пределах как данного уровня, например мезофации пляжа Финского залива, так и более высоких уровней, например макрофации пляжевой и субпляжевой зоны, мегафации побережья залива и т. д.;

4) выявление конвергентных признаков литотафоценозов в различных фациях, созданных различными фациальными факторами — климатическим, геоморфологическим и т. д. — и взаимный контроль классификационных признаков, полученных разными литологическими и бифациальными методами;

5) в ряде случаев, при неопределенности границ признаковых пространств, могут быть рекомендованы факторный анализ и другие геолого-математические методы в сопоставлении с конкретной наблюдаемой фацией и обобщающей фациальной моделью.

II.3.4. Комплексы признаков литотафоценозов

1. Систематический и экологический состав ориктоценозов. Качественная (по возможности наиболее полный список форм) и количественная характеристика с выделением, как указано выше, доминантных, субдоминантных (т. е. всегда встречающихся в данном типе ценозов в большом количестве, но в меньшем, чем доминантных), сопутствующих (т. е. часто встречающихся, но в подчиненном количестве) и аксессуарных (редких или единичных) форм. Желательно со статистическим обоснованием, хотя статистические границы могут сильно варьировать в разных типах ориктоценозов (например, доминантная группа может составлять от

25 до 90 % и более подсчитанных остатков). Соотношения экологических и систематических групп могут быть весьма различные.

2. Формы захоронения отдельных остатков.

3. Степень сохранности.

4. Степень и характер изменения вещества и структуры остатков.

5. Структура литофаоценоза. Термин «структура», предложенный Г. П. Радченко, понимается здесь как расположение органических остатков относительно друг друга и относительно литологических элементов литофаоценоза [Бетехтина О. А., 1966 г.; Иванова Н. В., 1973 г. и др.].

6. Текстура (внутреннее строение литофаоценоза). Обычно эта категория признаков объединяется с предыдущей (Г. П. Радченко, О. А. Бетехтина и другие). Но ее можно выделить как характер группировок и расположения органических остатков:

— общий характер залегания и концентрации органических остатков в литофаоценозе (захоронении): а) единичные находки; б) рассеянные (с разной степенью насыщенности, но без образования выдержанных скоплений); в) с образованием обособленных скоплений — на некоторых расстояниях друг от друга («пятнистое» расположение, в зависимости от расстояний «спорадическое», «сближенное» или «частое»); г) «полосовидные» скопления (узкие, линейно вытянутые, но более или менее непрерывные); д) сплошные или массовые, охватывающие всю площадь захоронения либо весь его объем, е) породообразующие (ракушняка и др.);

— общая степень концентрации — насыщенность остатками данного литофаоценоза (или отдельных скоплений внутри его);

— степень однородности, изменчивости на площади и по нормали распределения остатков и их скоплений внутри одного и того же литофаоценоза.

Все эти признаки определяются относительно данной площади или объема. Очевидно, что «сплошные» залегания (скопления) органических остатков или их «мостовые» в пределах поверхности сечения керна площадью до десятков квадратных сантиметров имеют другое значение как признак, чем аналогичное залегание на площади десятков квадратных метров. Однако и в том и в другом случае важно существование такого типа залегания.

7. Морфология захоронений. Под этим понимается мощность, протяженность, характер контактов тафолитотипа и литофаоценоза.

8. Соотношение с исходными био- и тафоценозами.

Восемь групп признаков в совокупности отвечают трем группам признаков всех геосистем: первые четыре — первой группе признаков геосистем — составу, набору компонентов и их вещественному выражению. В данном случае прежде всего исходному систематическому составу организмов, затем составу их остатков.

Пятая и шестая группы соответствуют строению как общему признаку всех геосистем, седьмая отвечает их морфологии.

В соответствии с общими принципами системного анализа на каждом уровне выделения био-, танато-, тафоценозов и т. д. являются также взаимоотношения каждой данной системы, например данного танатоценоза в береговом валу пляжа Финского залива или данного биоценоза в непосредственно примыкающей к пляжу субпляжевой зоне прибрежного мелководья с соседними и даже пространственно отдаленными системами. Но в отличие от других рассмотренных выше признаков систем главную роль здесь играют геобиологические признаки начиная с исходного состава организмов.

И.3.5. Классификация био-, танато-, тафо-, орикто-, литотафоценозов и их зонально-фациальное распространение

Как и в других предложенных классификациях, данная классификация строится, во-первых, по признакам самих ценозов как географических и геологических тел в особом типологическом ряду геобиоценозов, их связывающих друг с другом и с биологической эволюцией, с классификацией живого вещества, о чем писалось в гл. 1; во-вторых, по соотношениям этих овеществленных ценозов со средой, т. е. с фациями в указанном выше комплексном понимании.

Остановимся на кратком перечне уже наметившихся экологических классификаций. Они строятся также по группам более частных, взаимно пересекающихся признаков. Самый общий из них — разделение организмов на стено- и эврибионтные группы по отношению к какому-либо фактору среды (солености, газовому режиму и др.). Далее по характеру местообитания различают: воздушные, наземные, земноводные, водные, а среди водных организмов — донные (бентос), свободноплавающие (нектон), пассивноплавающие (планктон); внутридонных (бентоса) — инфууну, эпифауну, подвижные, неподвижные; по типу питания — фильтраторы, собиратели, илоеды, трупоеды, хищники и т. д. Кроме того, можно назвать такие классификационные признаки: тип субстрата (твердый, мягкий и т. д.), гидродинамический режим, форма рельефа субстрата (в частности, глубины бассейна, удаленность от берега и т. д.).

Приведем классификацию по солености водной среды обитания, так как она чаще всего применяется в биофациальном анализе. В основе ее лежат различные классификации самой солености водоемов [7; Иванова И. Н., 1973 г.; Хлебович В. В., 1974 г.; Толстикова Н. В., 1976 г.]. Наиболее важные группы вод: 1) повышенной солености, 2) нормальной морской, 3) солоноватые морские (опресненные), 4) солоноватые неморские (т. е. сходной общей солености, но с иным солевым составом), 5) пресные, с дополнительными подразделениями внутри этих групп. Н. В. Толстикова [1976 г.] дает более укрупненное деление вод: морские

(с соленостью $>15\%$), солоноватые ($3-15\%$); пресные ($<3\%$), собственно пресные ($<0,5\%$), «агалинные» ($0,05-0,1\%$).

Несмотря на некоторые вариации границ и терминологии, наиболее обоснованно выделять следующие экологические группы фауны: 1) гипергалинные, приспособленные к водам повышенной ($>40\%$) солености; 2) собственно стеногалинные, живущие в воде соленостью $30-40\%$; 3) морские эвригалинные, выдерживающие некоторое опреснение (а также осолонение): слабоэвригалинные (при солености $30-23\%$), морские солоноватоводные (выдерживающие опреснение до $15-17\%$), очень эвригалинные (до $9-8\%$), ультраэвригалинные (до 1%), гиперэвригалинные, выдерживающие и сильноповышенную соленость; 4) сравнительно малораспространенные, специализированные стеногалинные солоноватоводные, приспособленные главным образом к интервалу солености $5-10$, реже $5-23\%$; 5) солоноватоводные континентального происхождения (соленых озер), приспособленные к сходной вышеуказанной солености, но к неморскому ионному составу; 6) пресноводные эвригалинные (живущие в интервале солености $0,5-10$, изредка до 17%); 7) собственно пресноводные (обитающие при солености не выше 3%).

Широко распространены смешанные орктоценозы. Максимальная частота встречаемости остатков фауны характерна для чисто пресноводных и нормально-морских условий. Вода с соленостью $3-7\%$ наименее благоприятна для жизни моллюсков и большинства других организмов с твердыми раковинами и скелетами. Собственно солоноватоводные формы большей частью эндемичны и приурочены главным образом к интервалам солености $5-10\%$. В современных фациях среди отдельных крупных систематических групп стеногалинными морскими являются планктонные радиолярии, цефалоподы, большинство иглокожих, строматопоры, кораллы, некоторые группы фораминифер и др. Некоторые стеногалинные формы могли заплывать и в зоны с колебанием солености вод, создавая там «кладбища» (например, некоторые головоногие). Аналогичные «кладбища» за пределами своих экологических ниш образуют многие рыбы, амфибии, пресмыкающиеся, водные и наземные млекопитающие. А среди стеногалинных пресноводных форм можно выделить некоторые унго, наземные гастроподы.

В водах с нормальной соленостью обитали крупные фораминиферы, многие мшанки, некоторые группы губок, пелеципод, гастропод. Слабоэвригалинными являются большинство мшанок, ряд групп пелеципод (нукули, пектены, леды и др.); существенно эвригалинными — группы морских животных, выдерживающих понижение солености до $18-19$ и даже до 15% , среди них беззамковые брахиоподы, многие пелециподы (например, кардииды, митилиды, мактриды, остренды, из отдельных родов — миа, макома, остреа, гидробиа, кардиум и др.), гастроподы, ракообразные и т. д. Для каждой группы выявляются определенные пределы эвригалинности. В современную эпоху относительно широко распростра-

нены и представлены большим разнообразием родов и видов моллюски, а среди них — пелециподы (водная форма, распространенная во всех бассейнах разных групп солености, с соответствующими изменениями систематического состава), гастроподы, имеющие еще более широкий, чем пелециподы, экологический диапазон и в водной, и в наземной среде, хотя часто более жестко связанные с определенными геоморфологическими группами фаций. В некоторых группах фаций существенно индикативное значение имеют и сравнительно менее распространенные группы, которые, однако, местами также образуют массовые скопления, например иглы губок. Выделяются наиболее эвригалинные формы среди групп, господствующих в пресноводной среде, но широко распространенных и в солоноватоводных фациях (среди пелеципод — это *Dreissena polymorpha*, встречающиеся в чисто пресноводных фациях, например в низовье р. Неман, с соленостью меньше 0,2‰ и в сравнительно слабоопресненных морских с соленостью больше 15‰).

Имеются и как бы встречные ряды экологических диапазонов. Например, *Cardium edule* отмечаются в водах с диапазоном солености от нормальной морской в Северном море до сильноопресненной в Балтийском и Каспийском морях (с соленостью 10, местами, например в Рижском заливе, 5‰). Для каждой группы выделяются также оптимальные уровни солености, при которых они получают наибольшее распространение, представлены наиболее полно развитыми формами. Установлено, что при изменении солености одна и та же систематическая группа организмов (начиная с вида и подвида) имеет разные размеры, структуру, степень известковистости и другие признаки экзоскелетных и скелетных частей. Например, длина тела, мм, эвригалинной морской пелециподы *Mytilus edulis* в Северном море в водах нормальной солености у английских берегов до 150, в Кильской бухте, в юго-западной части Балтийского моря, не более 110, западнее о. Борнхольм 55, у Лиепая 38,5, у Аландских островов 37,5, у берегов Финляндии 40, в глубинах Ботнического и Финского заливов — лишь 20—25. В наиболее опресненных фациях этих заливов эта пелеципода отсутствует. Длина тела *Cardium edule*, мм: в Северном море 45, к северо-западу от Аландских островов 23, у северной границы распространения 18,5 [7], у побережья Рижского залива, около Дубулты, по нашим наблюдениям, — обычно около 10. Наиболее крупные *Mya arenaria* имеют длину, мм: в Северном море и в Кильской бухте около 100, у о. Гогланд 58, в восточной части Финского залива 36,5; у восточного побережья Финского залива, где соленость снижается до 3‰, этот вид отсутствует.

С понижением солености у форм морского происхождения размеры уменьшаются, у пресноводных — увеличиваются. Однако эта зависимость не является однозначной, линейной, и на ее характер накладываются другие абиотические и биотические факторы, например глубина, положение по отношению к береговой линии, состав грунтов и т. д. Некоторые группы, например *Mасота* мало

изменяют свои размеры с изменением солености. Так длина *Macoma baltica*, мм: в Северном море 22, в опресненном Балтийском при благоприятных условиях питания 21—24. Зато изменение размеров этой раковины отчетливо связано с изменением глубины. Так, в районе Хельсинки на глубине 1—5 м длина 21—24 мм, на глубине 35—36 м [7, с. 246] 15 мм. В Рижском заливе эта форма вместе с *Cardium edule* также приурочена к сублиторали.

Нижние солевые границы у *Mytilus edulis* 4,5—5, у *Mya arenaria* 5, а *Cardium edule* 5,25—5,50, у *Macoma baltica* 3,5—4‰. Связаны с колебанием солености и некоторые формы роста. Например, шиповатые формы роста раковин пеллеципод образуются только при нормальной солености, при ее понижении уменьшаются или редуцируются. Образование шипов связано и с температурой: оно возможно только при температуре не ниже +10 °С, а длинных шипов — не ниже +20 °С [Nicol D., 1965 г.].

Среди растительных организмов наблюдаются аналогичные экологические вариации: «... можно различать морские, собственно солоноватоводные и пресноводные формы, и каждая из этих групп дает и эвригалинных, и стеногалинных представителей» [7, с. 237]. Это относится к фациям не только Балтийского моря, о чем писал Л. А. Зенкевич, но и ко всем современным фациям. Среди наиболее важных и массовых групп для современной эпохи можно отметить группы растительности разного систематического состава, начиная с микроводорослей. Особенно характерны диатомей, встречающиеся в массовом количестве во всех геоморфологических группах водных фаций: от океанических до внутриконтинентальных, главным образом озерных. Среди диатомей выделены как эвригалинные, так и очень узкостеногалинные формы, в том числе стеногалинные и морские и пресноводные.

Из высших растений для водоемов умеренного пояса характерны zostеры, распространенные в воде соленостью от 35 до 5‰, а один из видов — *Zostera nana* — только при солености больше 18‰. Для пресных, солоноватых и сильноопресненных вод характерны тростники (например, *Phragmites communis* живет в воде соленостью 0,1—15‰, осоки отмечаются в еще более узком пресноводном интервале и т. д.); для морских тропиков — мангровые, связанные, кроме того, с определенными геоморфологическими фациями побережий, и выдерживающие некоторое опреснение. Закономерно различаются количественные соотношения зеленых, бурых, красных водорослей при изменении солености.

При оценке экологических закономерностей распространения живых организмов и роли разных организмов в танато-, тафо-, орикто- и литотафоценозах следует иметь в виду резкое изменение распространения разных систематических групп как по составу, так и в количественном отношении после отмирания организмов, и особенно после их погребения, т. е. на стадии тафоценозов. В составе погребенных компонентов в современную эпоху в пресноводных, переходных и некоторых морских фациях еще больше возрастает роль пеллеципод и гастропод; в океанических и неко-

торых морских фациях — фораминифер; все остальные фаунистические группы в общем занимают уже резко подчиненное положение, несмотря на их доминантную роль в современных биоценозах (например, рыбы и другие позвоночные). Организмы, не имеющие скелета или раковины, составляют часто более 90 % современной биомассы (например, в ряде фаций — это черви, некоторые мелкие рачки и др.); однако в ископаемом состоянии они являются только участниками образования рассеянного ОВ, а в ряде случаев влияют на текстуру и структуру.

Вместе с тем переходы от живых биологических компонентов литотипов к погребенным происходят в ряде случаев на том же геоморфологическом уровне, как это наблюдается, например, на большинстве современных побережий, в частности на побережье Балтийского моря, некоторых озер и т. д., где образуются смешанностадийные ассоциации живых и мертвых организмов, частично и некоторых стадий погребений. Таким образом выделяются смешанные литобиофации, особенно характерные для био- и танатоценозов пляжей, береговых и прирусловых валов, подобных геоморфологических пограничных образований. Это определяет их особое индикативное значение. Необходимо также учитывать количественные изменения концентрации одних и тех же биологических групп с изменением солености, т. е. количество биомассы и число особей на единицу площади. Еще больше меняется количественное соотношение определенных групп с другими компонентами био-, танато-, тафоценозов. Например, для большей части Балтийского моря в мелководных фациях при солености 4—11 ‰ характерно доминантное распространение *Macoma baltica*.

Более высокий структурный уровень био-, танато- и тафоценозов характеризуется не только отдельными формами, но и определенными их сочетаниями. Ценозы обычно обозначают именем одной или двух господствующих форм, но при классификации учитывают все формы. Например, сочетание *Macoma* и *Astarta* более характерно для относительно более соленых участков Балтийского моря и его заливов, чем сочетание *Macoma* и *Cardium* и т. д. Для каждой группы фаций выделяются и специфические наборы компонентов, причем для отдельных точек опробования ранга микро- и даже мезофаций обычно в этих комплексах группируются не более первых десятков, а чаще всего меньше десяти компонентов, из них один или два доминантных либо субдоминантных, но среди остальных выбираются имеющие существенное классификационное значение.

Еще более важно выделение смешанных систем флористических и фаунистических остатков. Такие системы особенно характерны для пограничных фаций типа береговых валов, многих мелководных отмелей, прибрежных мелководий и соседних наземных фаций. Сопоставление фаунистических и флористических остатков с выделением аллохтонных и автохтонных компонентов позволяет уточнить, в особенности на примерах пограничных фа-

ций и связанных с ними био-, танато-, тафоценозов, индикаторы солености, ее вариации, закономерности смены в катенадах фацций.

Для дальнейшей разработки систематики существенна классификация не только наземных, но и подводных фитоценозов, особенно в береговых и прибрежных зонах. К. М. Петров [1960 г., 1961 г., 1967 г. и др.] создал на материалах изучения опресненных Черного, Каспийского и дальневосточных морей локальные системы классификации, которые в сумме показывают вариации фитоценозов в различных по солености водоемах и в различных климатических, в том числе гумидных, обстановках. Флористические фитоценозы большей частью тесно ассоциируют с фаунистическими, но несколько отделены, обычно не более сотен метров или первых километров, от них на площади. Но есть типы фаунистических и флористических смешанных биоценозов [Петров К. М., 1967 г., с. 103—157], прослежены их взаимоотношения в одной береговой зоне и в подводном склоне одного и того же бассейна (например, Азербайджанское побережье Каспийского моря-озера [Петров К. М., 1967 г., с. 204—224; Логвиненко Б. М., Старобогатов Я. И., 1967 г., с. 225—235]). При этом иногда наблюдается определенная корреляция танатоценозов моллюсков с растительными фитоценозами, например танатоценоза *Mytilaster lineatus* + *Dreissena elata* (= *D. polymorpha*) + *Cerastoderma lamarckii* (= *Cardium edule*) с зарослями zostеры и «фацией заиленных осадков» [Петров К. М., 1967 г., с. 216]. Связь нескольких групп моллюсков с зарослями водной растительности, служащими для них источником питания, характерна для большинства различных мелководных водоемов: рек, озер, лагун, внутренних шельфов. Эта связь позволяет уточнить и соотношения биоценозов с соленостью.

Кроме солености ведущими фаціальными признаками, положенными в основу классификации, являются другие геохимические признаки: прежде всего содержание O_2 , CO_2 , иногда также H_2S , NH_3 и других газовых компонентов; связанные с ними комплексные гидрохимические показатели (Eh, pH), а также геохимический состав взвесей, растворенного ОВ, геохимические показатели субстрата, среди которых наибольшее значение имеют количество и состав ОВ, состав иловых растворов, их Eh и pH. Для всех раковинных и скелетных, а также для большинства других организмов необходимы некоторое минимальное содержание кислорода, определенные границы содержания двуокиси углерода, pH (как правило, не ниже 6, оптимально выше 7), отсутствие или незначительность примеси сероводорода. Вместе с тем для бентоса необходимо несколько противоречивое сочетание значительного содержания кислорода и усвояемого организмом ОВ.

В гумидных зонах особенно характерны био-, танато- и тафоценозы, представленные группами организмов, способных выдерживать некоторые колебания условий среды в сторону пониженного содержания кислорода и кислых pH. Одной из индикативных форм являются мелкие беззамковые брахиоподы (лингули),

в строении раковин которых кроме CaCO_3 участвуют защитные слои рогового вещества и фосфатов; однако в современную эпоху они относительно мало распространены и приурочены к некоторым специализированным лагунным мелководным фациям. Выделяется и ряд широко распространенных групп, в частности двустворок, гастропод, некоторых остракод, способных выдерживать эти колебания условий среды. Среди морских пелеципод, участвующих в биоценозах с нормальной аэрацией придонных вод и $\text{pH} \approx 8$, имеются формы, приспособленные к указанным колебаниям. Например, среди малоэвригалинных — леды, среди более эвригалинных и обычно мелководных форм — *Mytilus edulis* и другие мидии, которые могут выдерживать бескислородный режим в течение нескольких недель, а также многие устрицы, некоторые миа, большинство дрейссен и ряд других.

Остальные классификационные экологические признаки в совокупности также связаны прямо или косвенно с геохимическими и гидродинамическими признаками водной среды, определяющимися сочетанием признаков рельефа, климата, литологии и геохимии субстрата. В частности, среди признаков субстрата наибольшее значение имеет структура (размер, крупность зерен, характер их сортировки, изменчивости, плотность). Существенным фактором являются скорости седиментации. При прочих равных условиях наиболее устойчивые во времени и на площади биоценозы образуются при медленной седиментации или при отсутствии ее, что, таким образом, косвенно служит индикатором фаций перерыва и конденсации осадконакопления. Поэтому наиболее обильные танатоценозы в большинстве случаев ассоциируют с платформенными и субплатформенными тектоническими режимами, а также с фазами замедленного прогибания или стабильного положения субстрата при любом тектоническом режиме. Вместе с тем необходимость в повышенной аэрации и в приносе питательных веществ в ряде случаев создают оптимальные скопления танатоценозов в более грубозернистых и плохо сортированных осадках [Powers M. C., Kinsman B., 1939 г., с. 229—234, и др.].

По нашим наблюдениям, наибольшие скопления раковинных танатоценозов связаны с приурезовой зоной пляжа, особенно там, где образуются низкие волноприбойные валы, в их основаниях и склонах, направленных в сторону бассейна, и с некоторыми дополнительными условиями. Штормовые волны способствуют наиболее далеким выбросам раковин в сторону берега, но наиболее высокие штормовые валы обычно обеднены раковинами. Оптимальные условия формирования танатоценозов создаются при сочетании более или менее спокойных, слабоотчлененных от открытого бассейна, богатых органическим веществом, но эпизодически хорошо аэрируемых мезо- и микрофаций прибрежного мелководья с широким развитием в них раковинного бентоса и близко расположенных, на расстоянии от уреза воды не более первых метров, береговых пологих валов, более или менее выдержанных вдоль берега, с некоторыми оптимумами размерностей (высотой 0,1—

0,5 м, шириной до 2 м) [Македонов А. В. и др., 1979 г.; Толстикова Н. В. и др., 1983 г.]. Для перехода танатоценоза в тафоценоз необходимо также чередование фаз низкой энергии седиментации и рельефа с более высокой, но не выше определенного максимума, энергией приноса материала, погребаяющего компоненты танатоценоза и сохраняющего их от разрушения.

Климатические и тектонические факторы проявляются менее непосредственно, чем геоморфологические и собственные геобиологические, но косвенно определяют в совокупности основные формы мегарельефа, а в ряде случаев, особенно благодаря действию климатических факторов, формы мезо- и даже микрорельефа. Тектонические факторы особенно влияют на энергию приноса и скорость седиментации.

Прямое действие климата проявляется прежде всего в температуре наддонных, иловых, грунтовых вод, в их сезонных и других временных колебаниях. Отдельные формы и ассоциации их, указывающие на определенный температурный режим, описаны в ряде специальных работ и общеизвестных справочных пособиях. В частности, общеизвестна связь кораллов и коралловых рифов с температурой воды не ниже 20 °С. Среди двустворок типичными указателями температурного режима служат устрицы, которые могут развиваться при температуре воды не ниже 5, а оптимальная для них температура 26—28 °С. Среди холодолюбивых форм общеизвестны иольдин. С тропиками связаны наиболее крупные и толстостенные раковины, часто наиболее сложно построенные. Толщина стенок и сложность строения раковин служат температурным индикатором. Необходимо также особо выделить био- и танатоценозы, объединяющие эври- и стенотермные группы.

Связь с режимом увлажнения проявляется более косвенно, более непосредственно при типизации растительных наземных ассоциаций. За исключением наземной растительности, эти связи изучены гораздо меньше. Однако сравнительный анализ весьма обширных литературных данных и личных наблюдений А. В. Македонова, Ю. А. Кривулиной, Н. В. Толстиковой позволяет сформулировать следующие биогео- и литотафоценотические признаки гумидных зон:

1) наибольшее количественное распространение и разнообразие видового состава пресноводных и опресненно-водных форм фауны и флоры, в том числе наземной флоры лесных гумидных зон, выносов пыльцы и более крупномерных остатков в соседние водоемы;

2) массовое развитие пресноводных групп, приспособленных к солености меньше 10 и даже 5 ‰, в окраинах морских бассейнов, в лагунах, дельтах и даже в крупных внутренних морях (например, в Балтийском море);

3) связь во всех континентальных фациях всех геобиоценозов с соленостью меньше 5 ‰ и широкое распространение «агалинных» групп, обитающих в водах соленостью до 0,5 ‰;

4) возможность растительных остатков образовывать пластовые скопления — малозольные торфяники — мощностью более 0,5 м и площадью более 10 км²;

5) широкое развитие выщелачивания известковых скелетов и раковин всех групп организмов уже на стадии танато- и особенно тафоценозов, часто с полным удалением известкового вещества. Характерны литотафотипы, почти или совсем лишенные фаунистических остатков, несмотря на обилие их в танатоценозах (например, в большинстве лагунных и пляжевых осадков побережий Балтики, других гумидных побережий Европы, США и др.);

6) систематическое замещение первоначального известкового вещества органических остатков окислами, иногда фосфатами и карбонатами железа;

7) резкое уменьшение толщины стенок известковых раковин в гумидных зонах по сравнению с аридными и семиаридными. По данным Н. В. Толстиковой, одни и те же виды организмов, например моллюски гумидных и аридных зон, различаются деталями формы и структуры раковин. Например, раковины гумидных зон имеют более ясно выраженные темноцветные «годовые кольца» роста, обогащенные ОВ, с губчатой структурой (в отличие от более светлых и малообособленных, с более плотным строением колец роста этих раковин в семиаридных зонах, как это показала Н. В. Толстикова, сравнившая раковины *Unio pictorum* L., *Margaritifera margaritifera* L. в водоемах гумидной зоны северо-запада Русской платформы и семиаридных зон Южного Урала и Средней Азии). Характерно также развитие эктостракума, сложенного многоярусными, более или менее прямыми полыми трубочками, значительно увеличивающими прочность раковин и уменьшающими ее общую массу при меньшей затрате монокарбоната кальция, относительно дефицитного в водоемах гумидной зоны;

8) содержание, по данным Н. В. Толстиковой, в раковинах одних и тех же родов и видов в гумидных зонах на один-два порядка меньше магния, стронция и бария, чем в семиаридной зоне;

9) обогащение смешанных геобио- и танатоценозов растительными остатками хорошей сохранности; в тафоценозах часто сохраняются остатки целых листьев и стеблей;

10) наличие специфических почвенных профилей с массовым образованием железисто-гумусовых соединений, с концентрацией железа растительными и другими организмами, в ряде случаев в зональных типах почв — образование железистых, железофосфатных и других конкреций, связанных с геобиоценозами гумидных зон.

Дальнейшая классификация геобиоценозов и стадий их овеществления в гумидных зонах должна осуществляться с дифференциацией по другим фаціальным, в частности геоморфологическим, признакам и по общим признакам литотипов. Необходима разработка комплексных классификаций по совокупности всех признаков, перечисленных выше, путем сопоставления всех частных классифи-

каций друг с другом и с признаками вмещающих осадков. В ходе анализа необходимо учитывать качественный состав, выделяя ведущие компоненты, в частности путем подсчета их сравнительного количественного распространения в одном и том же эко- и литотипе, а также дополнительно наиболее экологически избирательные группы путем сравнительного анализа их распространения в разных фациях, удаленных друг от друга в пространстве.

В тех случаях, когда разные био-, танато-, тафоценозы имеют близкие по качественному составу наборы компонентов, необходимо особое внимание уделять их количественным соотношениям. Прежде всего процентному содержанию разных систематических и экологических групп в каждой данной точке наблюдения, начиная с нано- и микрофаций; абсолютной и относительной концентрации биомассы этих компонентов; общей встречаемости данной фации в единице площади и объема и т. д. Кроме уже общепринятых количественных характеристик заслуживает внимания предложение К. М. Петрова [1967 г., с. 206] систематически использовать для типизации танатоценозов следующие показатели: 1) процент встречаемости каждого типа ρ — отношение числа станций, в которых этот вид встречен, к общему числу станций «данной типической группы», т. е. данной фации определенного уровня и граничных показателей ее; 2) среднее обилие ν — частное от деления суммы значений относительного обилия данного вида на разных станциях на число станций; 3) индекс плотности $\sqrt{\rho\nu}$ — корень квадратный из произведения встречаемости видов на его среднее обилие.

Последующее развитие биофациального анализа должно идти путем дальнейшей дифференциации поведения отдельных групп организмов: их био-, танато- и тафоценозов в строго определенных сопоставимых фациях в пределах единой климатической зоны, прежде всего геоморфологических. В этом направлении особенно перспективным является изучение наиболее характерных для гумидной зоны групп био- и танатоценозов в сходных геоморфологических подразделениях разных фаций, выделенных по комплексам всех их признаков, начиная с более крупных геоморфологических: морей, лагун, озер и т. д. в разных климатических, геотектонических и геобиологических условиях современной эпохи. Особое внимание должно быть обращено и на изучение смешанных и граничных био- и танатоценозов.

III.6. Опыт и методика биофациального анализа группы современных осадков нескольких районов гумидной зоны СССР

С учетом изложенных выше предпосылок авторами были проведены многолетние методические работы по литобιοфациальному анализу достоверно установленных литотипов и фаций гумидной зоны умеренного пояса на примере граничных водоемов Балтийского моря: заливов, лагун, примыкающих дельт, низовий рек и близко расположенных внутриконтинентальных озер. Для сопо-

ставления были отобраны прежде всего одновозрастные береговые и прибрежные фации, геоморфологически гомологичные в разных типах водоемов, пляжей, береговых валов, субпляжевых зон мелководья, баровых образований. Основное внимание было уделено био- и танатоценозам моллюсков (двустворок и гастропод), наиболее характерным и доступным для наблюдения биофациальным признакам современных литотипов. Учитывались по возможности, но в более суммарной форме, и другие компоненты био- и танатоценозов, включая и растительные. Наблюдения проводились в сильноотчлененной опресненной и пресноводной Куршской лагуне (Куршю-Марес); в полуоткрытом сильноопресненном Финском заливе и в Невской губе; в озерах разных геоморфологических районов Эстонии и Карельского перешейка; в низовьях р. Неман и в ее дельте; в низовье р. Сестра, впадающей в Финский залив. Автором с учетом литературных данных было изучено около 70 местонахождений танатоценозов и (частично) соседних биоценозов.

В каждом местонахождении био- и танатоценозы описывались по изложенной выше схеме. Кроме того, исследовались состав, структура и текстура вмещающих и сопровождающих осадков, мезо- и микрорельеф, другие признаки соседнего ландшафта. Выявлялась его фациально-геоморфологическая зональность, составлялись вкрест этой зональности фациально-геоморфологические профили от плейстоценовых террас до латеральной зоны водоема. Исследовались парагенетические соотношения танатоценозов, ландшафтных подразделений и геологических фаций. Главное внимание было уделено более детальному расчленению по геобиологическим признакам пляжевой и субпляжевой зон, т. е. прослеживанию катен ад изменений внутри мезофации в связи с ее разделением на микро- и нанофации, положению этих детальных подразделений в общей системе макро- и мегафаций, охватывающих весь район от внутриконтинентальных озер до открытой части Балтийского моря; т. е. тем же фациальным районам, которые были рассмотрены при анализе геохимических признаков.

Сильноотчлененная Куршская лагуна. На большей части площади соленость колеблется от 0,03 до 0,33‰, т. е. соответствует пресноводным водоемам, и только в узком проливе, соединяющем ее с Балтийским морем, поднимается до 5,2‰. На западном, открытом, побережье Куршской косы — бара, отделяющего лагуну от открытого моря, соленость в субпляжевой зоне резко увеличивается, но не превосходит 10‰. В пределах лагуны установлен 21 вид моллюсков в экотопах площадью от первых квадратных метров до десятков и сотен квадратных метров. Кроме солености, глубины (1,5—4 м) и температурного режима, который мало менялся на площади в период наблюдений, на распределение видового состава моллюсков влияют гранулометрический состав грунтов и микрорельеф прибрежной части берега. В пределах лагуны выделено шесть типов побережий, различающихся по видовому составу моллюсков и по характеру их захоронений.

I тип — песчаный пляж открытого берега лагуны со стороны баровой косы. Он сложен средне- и мелкозернистым полевошпатово-кварцевым песком. Раковины встречаются здесь в десятки и сотни раз реже, чем на южном и восточном берегу лагуны. Преобладает пятнистый и полосовидный, но обычно рассредоточенный тип строения танатоценозов.

II тип — галечно-гравийно-песчаный пляж открытого берега с близким залеганием моренного субстрата. Это неширокие (2—3 м) локальные участки пляжа, в осадках которых преобладают продукты перемыва ледниковых отложений: мелкая галька, гравий, грубозернистый песок. Раковины распределены неравномерно или очень редко, рассеянные или пятнами на небольших площадях (например, 6×1,5 м). Раковины *Dreissena* образуют танатоценозы типа «ракушечная мостовая» со значительной примесью раковинного детрита и песка.

III тип — ракушняковый пляж мелких бухт у восточного берега лагуны (район м. Венте, зал. Княупас). Скопление раковин столь значительно, что образуются «ракушечные мостовые» протяженностью вдоль берега на десятки метров. Доминантом является двустворка *Dreissena polymorpha* (Pallas).

IV тип — низкий берег с неразвитым пляжем (юго-западное побережье, зал. Теплый). Здесь дно лагуны, береговая зона и примыкающая суша сложены торфом. Вдоль уреза протягивается узкая, до 3 м, отмель, образующаяся в процессе абразии торфяника. С поверхности она покрыта намывом торфа с незначительной примесью крупнозернистого песка. Доминанты — гастроподы *Viviparus viviparus* L. Тип структуры танатоценоза — пятнистый и полосовидный, сосредоточенный.

V тип — равномерно зарастающий берег с широкой до 200 м зоной зарастания тростником. Субстрат представлен чередованием глинистого мелкозернистого песка и гумусированного алевролита. Слонистость неясна за счет мелких линз ила и растительного детрита. Танатоценозы моллюсков здесь не выявлены.

VI тип — неравномерно зарастающий берег с неровной, слабоизрезанной береговой линией, с неглубоковрезанными открытыми бухтами и микролагунами. К береговой зоне приурочены массовые скопления раковин моллюсков с преобладанием пятнистого типа, реже образующих «ракушечную мостовую». Субстрат состоит из неслонистого гумусированного алевролита с остатками крупных корней и более мелкого детрита. Примесь песка незначительная. Доминантом является *Dreissena polymorpha* (Pallas).

Массовость скоплений раковин на восточном берегу лагуны, по-видимому, обусловлена не только составом грунта и морфологией берегов, но и преобладанием здесь западных ветров, способствующих во время образования нагонных волн выбросу раковин на берег. Тип танатоценозов определяется образом жизни моллюсков и последующей, после их гибели, динамикой вод водоема. Пятнистой структуре биоценозов отвечают пятнистые структуры танатоценозов, но при этом раковины танатоценозов располага-

ются параллельно урезу воды, образуя более сложные пятнисто-полосовидные структуры. А редкие одиночные моллюски при отмирании образуют рассредоточенный и спорадический типы тана-тоценозов. Процент точек нахождения моллюсков по отношению к общему числу точек наблюдений около 40—50. Наименее благоприятны заболоченные берега и широкие зоны зарастания тростником, вероятно благодаря более кислой и обедненной кислородом среде. В песчаных пляжах находки раковин моллюсков повсеместны.

Полуоткрытая сильноопресненная часть Балтийского моря (Финский залив и Невская губа). Н. В. Толстиковой, А. В. Македоновым и Ю. А. Кривулиной изучены песчаные пляжи северо-восточной части Карельского побережья Финского залива, в районе перехода от Невской губы к открытой части залива, и заболоченные южные берега. Соленость воды здесь несколько выше, чем в Куршской лагуне, но не более 3‰ и меньше варьирует в приурезовой зоне открытого слабонаклонного песчаного пляжа, ограниченного береговым валом или уступом абразионной террасы. Установлено 19 видов моллюсков с доминантной двустворкой *Anodonta minima* (Millet).

На низком зарастающем южном берегу с илистым мягким грунтом встречено только 10 видов с доминирующей гастроподой *Viviparus viviparus* L. и с очень редкими раковинами двустворок *An. minima*. В целом видовой состав различных частей этого бассейна близок, но доминанты разные. На северо-восточном берегу залива у пос. Молодежный, где литоральная зона представлена песчаными грунтами, в общем благоприятными для моллюсков, их раковины встречаются очень редко. В то же время несколько восточнее и южнее, на участок пляжа у пос. Комарово с такими же грунтами, моллюски обильны и разнообразны по составу, что объясняется различной степенью открытости берега. У пос. Молодежный широкий песчаный пляж, берег открытый и прямолинейный; у пос. Комарово берег открытый, но более изрезанный, с мелкими лагунами и бухточками, более благоприятными для жизни моллюсков, с обильными материалами их питания и достаточно хорошей, хотя и с колебаниями, аэрацией. Численность живущих и выброшенных на берег раковин подвержена значительным сезонным колебаниям. Для каждого вида существует свой диапазон сезонного максимального распространения: для *Anodonta minima* Millet — июнь — сентябрь; для *Lymnaea tumida* Held — июль; для *Viviparus viviparus* L. — август — сентябрь. Поэтому, чтобы установить доминирующий в конкретном районе вид, следует проводить сезонные многолетние наблюдения. Доминирующий вид приурочен к определенной литобифации или к группе близких фаций. Так, *An. minima* обычна для лишенных водорослей песчаных литоралей северо-восточной части Финского залива; там же, но в зоне развития прибрежной растительности, на песчаных и каменистых грунтах доминируют гастроподы *Lymnaea tumida*, а на заиленных заросших участках преимущественно южно-

го берега залива преобладает другой вид гастропод — *Viviparus viviparus*, зато двустворки *An. minima* встречаются редко (как акцессорный вид), в их числе молодые особи, по-видимому случайно осевшие на неблагоприятные биотопы.

На побережье залива, у пос. Комарово, и на других объектах изучались соотношения биоценозов литорали и соответствующих береговых танатоценозов. Живые двустворки обитают в пределах умеренно уплотненного мелкозернистого песчаного дна, чаще лишнего растительности, с тонкими прослойками или скоплениями ила, богатого пищей для фильтраторов. Для гастропод характер грунта менее важен, но необходимо присутствие водной растительности.

Сохранность раковин разных видов различна уже с начальных моментов образования танатоценозов. Например, *Anodonta minima* имеет прижизненно сильнокорродированную макушку (до перламутрового слоя); вскоре после гибели моллюска раковина растрескивается под влиянием колебания температуры грунта и воздуха. Нередко наблюдаются прижизненно проклеванные до дыр птицами, чаще чайками, участки раковины. Напротив, раковины унью сохраняют целостность створок, хотя макушка также корродирована за счет действия кислых вод.

По видовому составу береговые танатоценозы и биоценозы моллюсков литоралей и сублиторалей очень близки. Наиболее обогащенной является зона уреза воды. По мере удаления от уреза воды в направлении тыловой окраины пляжа видовой состав обедняется, изменяется и доминирующий вид. Уже в 15—20 м от уреза воды в составе танатоценозов остаются только моллюски с крепкой раковиной, в данном случае унью. Они как бы со временем концентрируются, а раковины всех остальных видов разрушаются.

В субпляжевой зоне, ниже уреза воды, на расстоянии 40 м от уреза, встречены 19 видов моллюсков, из них доминантная форма *Anodonta minima* Millet и две субдоминантные: *Pseudoanodonta kletti* Ross m. и *Lymnaea (Radix) tumida* Held. В целом доминируют двустворки. В приурезовой водорослевой зоне (0,1—5 м от уреза) присутствуют все те же виды, но субдоминантные перестают играть такую роль, остается только одна доминантная форма. В первой зоне тростникового детрита (1—3 м от уреза) уже обнаружено только 11 видов без ясной доминанты. В зоне, удаленной от береговых валов в глубину пляжа на 15—20 м от уреза воды, обнаружены уже только четыре вида, в основном двустворок, с доминантом *Unio pictorum* L. И наконец, в тыловой окраине пляжа, в 30 м от уреза воды, отмечены только обломки двух видов двустворок и доминантной *Anodonta*, которая все же встречается во всем едином поле одновременного существования био- и танатоценозов. Прибрежная зона танатоценозов является типичной субавтохтонной и субаллохтонной в принятом выше понятии этих терминов.

Точки наблюдения между районами Финского залива и Куршской лагуны — пляж Рижского залива около пос. Дубулты. Этот фациальный район — промежуточный между открытым морем и полузакрытыми заливами и лагунами. Здесь на широком, сложенном в основном хорошо отсортированным мелкозернистым песком пляже с очень пологими береговыми валами и серией периодически осушающихся и затопляющихся соседних продольных микролагунах, пологих подводных, временами надводных песчаных валов, на протяжении прерывистой, но местами богатой выбросами фауны и водорослей полосы длиной около 1 км определено 11 видов. Доминантной является *Macoma baltica*, составляющая по очень приближенному подсчету более 50 % всех раковин, часто представленная остатками очень хорошей сохранности, с обеими створками. Ей сопутствуют довольно многочисленные *Anodonta minima* Millet, затем *Cyrtoderma lamarcki*. Кроме того, определены относительно редкие *Unio pictorum* L., *U. tumidus* Phil., *U. ovalis* (Mont.), а среди гастропод, приуроченных к отдельным пятнам этой полосы, многочисленные *Viviparus viviparus* (L.), *Lymnaea stagnalis* (L.) и более редкие *Planorbarius corneus* (L.); отмечены двусторонки *Tellina* sp.—эвригалинного мелководного грунтоеда. Массовое скопление *Macoma* и довольно многочисленные находки *Cardium* согласуются и с составом современных биоценозов в ближайших участках Рижского залива, в которых преобладают *Macoma baltica*, *Mya arenaria*, *Cardium edule*. Однако эти участки более удалены от берега, чем таковые Финского залива. Скопление форм разной размерности, но хорошей сохранности, одного и того же вида указывает на субаллохтонные залегания; при этом несколько больше выражены признаки механической сортировки и первичной выщелоченности, чем в пляжах Финского залива.

Рижский залив лучше связан с открытым морем, чем восточная часть Финского залива, но соленость вод в его прибрежной зоне также сильно понижена: 3,5—6 ‰. Тип побережья — более открытый, чем пляж Финского залива, но схема зональности выбросов раковин, их ассоциаций с растительными выбросами примерно та же.

Озера. Береговые литобиофаии озер изучены в Прибалтике и представлены пляжевыми танатоценозами двух групп малых озер Эстонии и Карельского перешейка.

В эстонских озерах Мудаярв и Лийваярв, соединенных всего 30-метровой протокой, совершенно разный видовой состав моллюсков. В глубоком оз. Лийваярв с крутыми, но открытыми берегами, с узким песчаным пляжем, со слабо развитой водной растительностью, присутствуют всего два вида унии: доминант *Unio pictorum* L. и единичные *Un. longirostrum* Ross m. В оз. Мудаярв с низкими зарастающими берегами обитают гастроподы, причем доминируют легочные: *Planorbarius parrura* (Müll.) (доминант), *Lymnaea stagnalis* L., *L. (Radix) tumida* Held, *Planorbarius corneus* (L.), *Planorbis planorbis* L., *Viviparus contectus*

(Millet). Только в протоке, соединяющей оба озера, встречена раковина *Anodonta minima* Millet.

В оз. Красное на Карельском перешейке с узкой литоральной зоной, круто спускающейся к профундали (до 6—12 м), преобладают небольшие двустворки *Unio tumidus* Phil., реже встречаются *Un. pictorum* L., *Lymnaea stagnalis* L., *tumida* Held., *Galba palustris* (Müller) — всего 5 видов. Чаще наблюдается рассредоточенный тип захоронения, реже пятнистый. Другое озеро — Борисовское (в 20 км юго-восточнее оз. Красное) — имеет широкую литораль и небольшие глубины (3—4 м). Здесь преобладают крупные двустворки *Anodonta zellensis* (Gmelin), субдоминантом является *Unio pictorum* L., встречены также *Unio tumidus* Phil. Тип захоронения — пятнистый, реже рассредоточенный. Гастроподы в обоих озерах встречаются редко, в водной растительности как акцессорные виды — *Lymnaea stagnalis* (L.), *Planorbis planorbis* (L.). По сравнению с изученными пресноводными лагунами био- и танатоценозы побережий этих малых озер характеризуются бедностью видового состава.

Низовья рек. В низовьях р. Неман в изученном пункте, немного выше по течению от г. Советск, т. е. на расстоянии около 80 км от начала дельты, в хорошо развитой прирусловой отмели обнаружены рассредоточенные и спорадические, но прослеженные на значительном расстоянии полосовидные и пятнистые танатоценозы с доминантной *Crassiana crassa* Phil., с *Unio pictorum* L., *Dreissena polymorpha* Pallas., *Bithynia tentaculata* (L.), *Viviparus viviparus* (L.).

На Карельском перешейке, в низовьях р. Сестра, определены в левом протоке *Sphaerium corneum* (доминант), *Lymnaea (Radix) lagotis* (Schrank) (субдоминант), *L. (Radix) auricularia* (L.), в южном протоке *Viviparus viviparus* (L.) (доминант), *Lymnaea (Radix) lagotis* (Schrank), *Planorbarius corneus* (L.) и обломок анодонта.

В более отдаленном в глубину суши биоценозе моллюсков р. Селижаровка, вытекающей из оз. Селигер, по сборам О. М. Головенко, в грубозернистой прирусловой отмели У. Н. Мадерни определены три вида: *Unio tumidus* Phil., *Anodonta piscinalis* Nils., *Viviparus viviparus* (L.).

Для всех речных фаций характерны формы, встречающиеся в большинстве озерных и во многих пресноводно-лагунных фациях, но с другими доминантами, часто еще более обедненного состава.

Морские пляжи. Танатоценозы изучены на примере пляжа западного берега Куршской косы. Здесь в выбросах рассредоточенного типа установлены *Macoma ballica*, *Cyprastoderma lamarcki*, *Mytilus edule*, *Mya arenaria*, *Tellina*, что отвечает составу прибрежно-морских биоценозов этого района [Зенкевич Л. А., 1963 г., с. 244—245]. Кроме того, в основании косы, в его наиболее суженном участке, встречены многочисленные раковины *Dreissena polymorpha* (Pallas). Эти танатоценозы менее разнообразны и менее плотны, чем танатоценозы Куршской лагуны.

Некоторые геохимические особенности вещества раковин моллюсков. По данным 145 полуколичественных спектральных анализов с определением 13 элементов установлены сильные колебания вещественного состава, обусловленные систематическим положением и вмещающими их фациями, закономерные изменения содержания некоторых элементов у одних и тех же родов при смене фаций и изменении специфических местных геохимических условий (в том числе связанных с рудогенезом и другими аутигенными новообразованиями того же водоема).

Так, содержание марганца в раковинах разных видов и в разных фациях колеблется от 1 в дрейссенах р. Неман до 500 ppm в унионидах оз. Красное. Во всех исследованных образцах установлены медь, магний, в большинстве образцов — барий, титан. В рудоносных озерах Карельского перешейка, содержащих в большом количестве железо и железомарганцевые конкреции, в раковинах *Unio pictorum* обнаружено ~300, а в *Un. tumidus* 300—500 ppm марганца; на побережье Финского залива в *Un. pictorum* — 100, в оз. Сито — только 60, на р. Десна — 30, на р. Неман — 10. С повышенными содержаниями марганца ассоциирует повышенное содержание бария (25—40 ppm в рудоносных озерах, 3—6 — в тех же видах моллюсков в озерах без рудообразования). Количество железа немного повышено в раковинах озер Карельского перешейка (10—30 ppm по сравнению с 0—3 в других бассейнах) в ассоциации с повышенным содержанием алюминия (30—50 ppm против 0—8 в других бассейнах). Содержание марганца и бария в раковинах моллюсков служит поисковым индикатором на железомарганцевое оруденение; некоторые раковины частично осаждают марганец даже при жизни (Рижский залив, Черное море и др.); характерна чрезвычайно резкая относительная концентрация его по сравнению не только с осадками, но и с железомарганцевыми конкрециями.

Кроме связи геохимического состава вещества раковин с фациями имеются более косвенные связи с общим типом примыкающих к выбросам моллюсков и их биоценозов катенад наземных и подводных фаций. В частности, установлена связь с типами и масовостью заболачивания территорий прилегающей суши. Раковины с повышенным содержанием марганца ассоциируют с территориями, неравномерно заболоченными, с несколько более расчлененным пологоволнистым или волнистым рельефом, часто с присутствием выходов изверженных пород. Побережья, более равномерно и сильно заболоченные, например побережье Куршской лагуны, наоборот характеризуются очень малым содержанием марганца в тех же видах раковин, и очень рассеянным, хотя и широким, распространением железомарганцевых конкреций, главным образом в почвах [Македонов А. В., Кривулина Ю. А. и др., 1979 г.; Македонов А. В., 1966 г., 1971 г.; Толстикова Н. В. и др., 1983 г.].

С соленостью наиболее ясно коррелирует в пределах одной и той же климатической зоны содержание стронция. В раковинах

Unio оно изменяется от 10 ppm в лагунно-заливных фациях до 2—4 во всех внутренних озерах и реках (за исключением оз. Красное, где найдена раковина, содержащая 15 ppm Sr, также, вероятно, в связи с факторами озерного рудогенеза). Содержание стронция, ppm: в *Anodonta minima* на северном побережье Финского залива — 20; южнее, около Сестрорецка, т. е. в более опресненной фации Невской губы,— 10; в эстонских внутриконтинентальных озерах — 2. В раковинах *Dreissena polymorpha* оно колеблется даже в пределах Куршской лагуны: минимальное 6 ppm в наиболее пресноводном юго-западном участке, 10—30 в менее опресненных участках (за исключением повышенного содержания 15 ppm в одной из раковин в низовье р. Неман; это, возможно, указывает на существенно аллохтонное происхождение данного раковинного остатка). У *Viviparus viviparus* содержание стронция колеблется от 10 ppm на северо-восточном побережье Финского залива до 2,5 в наиболее опресненных фациях Куршской лагуны и в низовьях р. Неман.

Сравнительная характеристика био- и танатоценозов моллюсков в береговых фациях. Сопоставление приведенных выше данных показывает существование общего комплекса моллюсков, прослеживающегося в пресноводно-лагунных, озерных и речных фациях, представленного рядом видов двустворок и гастропод на очень большой площади — несколько тысяч квадратных километров — в пространственно разобщенных водоемах.

Наиболее устойчивые на площади признаки танатоценозов прослеживаются в пляжевых и субпляжевых фациях побережий заливов и лагун Прибалтики на расстоянии более 800 км. Но наблюдаются и отчетливые вариации количественных концентраций, деталей видового состава и в особенности структур танатоценозов, соотношений доминантных форм (например, доминирующих анодонт на побережье Финского залива, дрейссен и местами вивипарусов на побережьях Куршской лагуны) при сохранении общих закономерных связей с определенными типами побережий. В ряде случаев только по видовому составу нельзя отличить опресненные лагуны морского происхождения от пресных внутриконтинентальных водоемов. Но вместе с тем дополнительные признаки танатоценозов все же позволяют их разделять.

Вопреки часто высказываемым представлениям, максимальное видовое разнообразие свойственно именно лагунным водоемам, но только в определенной амплитуде солёности: примерно от 0,1 до 5—6‰. Наибольшее влияние на разнообразие танатоценозов оказывают, кроме того, вариации типов побережий в пределах одного и того же крупного водоема; оптимальны сочетания пологих береговых валов и полуотчлененных крайне мелководных небольших бассейнов в прибрежной полосе, богатых органикой, но хотя бы периодически хорошо аэрируемых. Наибольшая густота популяций также характерна для некоторых лагунных фаций, в особенности фаций сильноотчлененной лагуны с впадающей в нее крупной рекой. Отдельные группы моллюсков также довольно из-

бирательно связаны с фаціальными подразделениями. В частности, гастроподы всегда приурочены к более богатым растительностью фациям, в особенности легочные гастроподы, и к соседним наземным фациям; двустворки — к менее богатым растительным биоценозам.

Детальное изучение био-, танато-тафоценозов моллюсков (даже само по себе) в сопоставлении с элементарными признаками литотипов — крупностью зерен и т. п. — и фаций, прежде всего форм рельефа, служит при достаточно комплексном исследовании, включая и геохимические показатели, очень важным средством общего биофацеального и литофацеального анализа.

Сравнение данных Прибалтики и других регионов показывает, что в пределах гумидной зоны умеренного пояса ассоциации моллюсков (двустворок и гастропод) — характерный индикатор большинства фацеальных групп, в особенности переходных фаций: краевых и внутренних морей, заливов, лагун, дельт, их соотношений с примыкающими континентальными водоемами, с одной стороны, и открытыми морскими фациями — с другой. Выделяется несколько особенно широко распространенных и показательных родов, даже отдельных видов и их характерных ассоциаций. Например, кроме описанных выше ассоциаций Прибалтики, ассоциации с гидробиями на побережьях Северного, в Черном море и других водоемах этой зоны. Для южных подзон гумидной зоны умеренного пояса и для субтропиков очень характерны также ассоциации с разного типа устрицами в качестве доминант. Например, в Черном море характерны устричные банки с *Ostrea taurica* в ассоциациях с *Modiolus adriaticus*, *Mytilus edulis*, *M. galloprovincialis*, *Chlamys ponticus*, *Venus (Chione) gallina*, *Pitar rudis*, *Nassa*, *Tapes*. Широко развиты устричные банки в гумидных и семигумидных фациях субтропиков Мексиканского залива. Устрицы лучше выдерживают опреснение, чем повышение солености; и максимум их при несколько пониженной солености воды (29—18‰). В этом отношении они также являются одним из биофацеальных индикаторов краевых зон морей и лагунно-баровых гифаций гумидных зон.

Переходы к морским обстановкам с нормальной соленостью обычно фиксируются по резкому увеличению разнообразия видового состава, а в переходной зоне — по некоторому смешению эвригалинных и стеногалинных морских форм, как это наблюдается в проливах между Балтийским и Северным морем и во многих пограничных фациях Северного моря. Для более подробного анализа необходимы детальное изучение био-, танатоценозов и количественный анализ соотношения всех признаков по указанной выше схеме.

КОМПЛЕКСНАЯ МЕТОДИКА ЛИТОФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА И ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА ОСАДКОВ И ФАЦИЙ

III.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ. КЛАССИФИКАЦИОННАЯ ТАБЛИЦА

Сопоставление всех групп признаков и соответствующих методов их изучения показывает, что ни один метод сам по себе недостаточен для классификации современных фаций в принятом выше понимании их, в том числе и по отдельным группам признаков: геоморфологическим, климатическим, тектоническим, ибо все выделенные группы литологических и литобioфациальных признаков имеют конвергенции в разных фациях. Биофациальные признаки — наиболее чуткий индикатор большинства фациальных факторов, но вместе с тем благодаря способности организмов приспосабливаться к изменениям среды в ряде случаев они не дают однозначного указания на фации как конкреционные комплексы. Еще большие ограничения имеет применение всех остальных признаков. Необходима комплексная методика литофациального анализа и ее развитие на основе принципов современного системного анализа, изложенных в гл. I и показанных в табл. I. 1.

Основным критерием системности и возможности выделения ведущих признаков из бесконечного множества их является связь каждой группы признаков как подсистемы с ее положением в системе более высокого таксономического и типологического ранга, и наоборот, несводимость признаков системы высшего ранга как целостности к сумме признаков ее подразделений. Эти соотношения выявляются построением катенад и сукцессий каждого изучаемого признака с подразделением их типологических рангов. В современных условиях это наиболее просто осуществить, сопоставив признаки климатические, с одной стороны, с геоморфологическими — с другой. Графически эти построения представляют собой системы профилей, карт, диаграмм разных типов. Для каждого отрезка времени, в том числе для современного уровня, выявлены катенеды более или менее разновозрастных геоморфологических фаций и сопряженных с ними литотипов. Литотипы выделяются по принятой выше пятичленной шкале комплексов конститутивных и индикативных признаков.

В табл. III. 1 показана типизация по этой методике осадков основных районов Прибалтики, главным образом на материале района дельты Немана, Куршской лагуны и сопряженных территорий, для трех уровней иерархии литотипов (мезо-, макро- и мегауровней), сопоставляемых с соответствующими уровнями фаций

Литологические типы осадков приморских гумидных фаций Прибалтики (составили

А. В. Македонов, Ю. А. Кривулина, О. М. Головенко, Н. В. Толстикова, Т. А. Ищина)

Название литологической фации и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Золотый макролитогит — дюнных побережий ЭО	Пески мелко- и среднезернистые, иногда с примесью крупнозернистых, существенно кварцевые, белые или светло-желтые, очень хорошо и хорошо сортированные (S_0 до 1,5). Цементы обычно нет, за исключением прослоев почвенного или водного происхождения с проявлениями окисно-железистой и гумусовой цементации	Разнообразная, часто скрытая и неясная слоистость за счет вариаций крупности зерна. Волнисто-клиновидные и косолиновидные серии, до первых м, облегающие дюну с наклоном до 45° , широкое развитие крутонаклонных ($>20^\circ$) косых слойков	М. от сантиметров до 60 м с сильными колебаниями на расстоянии до сотен метров. Нижний контакт часто постепенный; верхний — резкий, крутоволнистый. Гряды шириной от первых м до 1—2 км, длиной до десятков километров	При наложении элювиальных процессов появляются горизонты орштейнов
Крупные дюны ЭО ₁	Прослой, обогащенные глауконитом и другими компонентами преотложенных и переветренных морских песков	Преобладают крупные (длиной до десятков м) серии круто- и косоволнистой слоистости. Много знаков ряби	Преобладают более высокие с крутыми склонами площадью до многих сотен квадратных километров	То же
Мелкие дюны ЭО ₂	Еще больше, чем в ЭО ₁ , слабепеработанных компонентов; сортировка несколько хуже	Преобладают мелкие (мощностью первые десятки сантиметров) серии слоистости, более пологие, чем у ЭО ₁	М. до первых метров; площадь до десятков квадратных метров, часты полосы вдоль ЭО ₁	»
Золотые площади ЭО ₃	Пески, менее переветренные, несколько хуже сортированные, местами с небольшой примесью гумуса	Неслоистые или неясно горизонтальнослоистые, трудно отличимые от текстур водных осадков	М. до десятков сантиметров, овалы и полосы шириной до десятков метров	»

признаки	Органические остатки и типы захоронения		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
	Флора	Фауна			
	Редкий детрит, корневые остатки (при развитии почв в фазы закрепления песков)	Отсутствует. Изредка мелкий переветренный детрит раковин в отдельных слоях	Главным образом регрессивные части голоценового цикла; обычно насажены на береговые валы и бары. Иногда ложатся на торфяники. Верхняя граница обычно фиксируется почвенным горизонтом	Широко развиты в баровых поясах (III и особенно V фациальные зоны). Часто отделяют болота от прибрежной части моря	Эоловые равнины и дюны гумидных побережий заливов и лагун в условиях мало-подвижной древней платформенной формы
То же, иногда крупные остатки корней деревьев	То же	Максимальное развитие в фазы медленных регрессий или стабильного уровня моря	Связаны с наиболее крупными древними и современными баровыми поясами	Крупные дюны на баровых грядах. Максимум в менее гумидные климатические фазы	
Редкие корни деревьев	»	То же, и эпизодические в фазы медленных трансгрессий	Обычно сопровождают ЭО ₁ , но объем относительно незначителен	Мелкие уплотненные береговые дюны	
Мало, но несколько больше и разнообразнее, чем в ЭО ₁ и ЭО ₂	Иногда заносятся мелкие, редкие раковины	В основании ЭО ₁ и ЭО ₂ , прослой внутри них, иногда — прослой в барах и пляжах	Локально — на многих барах, пляжах, береговых валах, но малые объемы	Понижения, котловины выдувания, полосы внутри дюнных поясов	

Название литотипа фаши и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Элювиальные почвы (плакорные) ЭП	Пески, суглинки, супеси, глины гумусированные; неравномерно темные-коричневые до черных. Местами неравномерно ожелезненные или осветленные. Большею частью неравномернозернистые. Состав внизу близок к составу подстилающей породы, кверху — более глинистый, обогащенный растительным ОВ	Обычно неслоистые, комковатые за счет деятельности корней. Реликты слоистости исходного осадка. Почвенные агрегаты. Часты внутренние перерывы, размывы с неровными контактами, карманами, неясная градационная текстура	М. от нескольких сантиметров до 2—3 м; площадь от первых десятков до тысяч квадратных метров. Нижний контакт обычно неровный, с карманами, местами постепенный, местами резкий; верхний — субэвразальный	Микро- и макроконкреции (ортштейны, ортзанды) гидроокислов железа с примесью местами железистого гумуса
ЭП ₁	Глины, суглинки, пески, супеси, сильногумусированные, темно-серые, черные, коричневатые, пятнистые за счет ожелезнения и гумуса. Сильные сезонные колебания влажности, рН и Eh	Почвенный профиль малодифференцирован, часты реликты первичной слоистости	М. от 0,1 до 0,5 м, площадь — до сотен и даже тысяч квадратных метров с латеральными размывами на контактах с руслами; на площади — ленты и лопасти	Ожелезнение по корневым остаткам и пятнам — субконкреции, реже мелкие конкреции, прикорневые и др.
Элювиальные почвы (плакорные) ЭП ₂	Глинистый, средне- и мелкозернистый песок, алевроиты с темными неправильными пятнами (за счет гумуса)	Обычно неслоистая. Почвенный профиль малодифференцирован	М. до первых десятков сантиметров, нижний контакт чаще постепенный. Полосы вдоль водоемов	Микроконкреции (мало), иногда мелкие прикорневые; субконкреции

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фаши)
Органические остатки и типы захоронения				
Флора	Фауна			
Многочисленные, различной сохранности и размерности, главным образом не по напластованию. Иногда фюзенизированные или ожелезненные	Наземная фауна. Реликты фауны первичного осадка. Иногда занесенные полководьями остатки раковин	Прослой в разных элементах регрессивной части ритмолитов, главным образом в элементе <i>b</i> (см. рис. III.3), замещающая торфяники и застойные водоемы, часто завершают регрессивные сукцессии	I и II, реже также (местами) III и V зоны ландшафта. Объемы невелики, площади значительные	Плакорные и переходные к ним (слабогидроморфные) почвы прибрежной равнины лесной зоны (умеренного пояса)
Преимущественно корни. Много мелкого детрита, шлама мезо- и гигрофитов	Ходы червей. В дельте местами во время половодий аллохтонные остатки наземных моллюсков	Залегает главным образом на поймах и прирусловых валах или лагунных осадках; переходит на площади в ДП, АПВ, АП, ЗВ, Т, ЭП ₂ , ЭП ₄	Наибольшее распространение в зонах I и II, особенно в действующей дельте, где преобладают на площади	Дельтовые и аллювиальные почвы, слабогидроморфные, с переходами в гидроморфные и собственно плакорные
То же, но местами меньше гигрофитов	Часто реликты фауны исходного осадка и занесенные раковины	На прибрежно-озерных и лагунных осадках (в том числе ЗВ), на площади переходят в них	Обычно во II и III (иногда V) зонах	Молодые почвы лагунных и озерных террас, местами слабогидроморфные

Название литотипа фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
ЭП ₃ Элювиальные почвы (песчаные)	Лучше сортированные и несколько более крупнозернистые, чем в ЭП ₂ , пески; гумуса обычно меньше	То же или несколько более дифференцированный профиль, часто слабое оподзоливание	М. до 1 м (обычно до 0,5 м); нижний контакт обычно резкий по окраске и текстуре	В основании пологих склонов и на контактах с болами ортштейны
ЭП ₄ Элювиальные почвы	Гумусированные пески; суглинки, супеси, переходящие вниз в белесый подзол, а затем в ортштейн	Слонность обычно незаметна, но почвенный профиль ясно дифференцирован	До 2—3 м. Устойчивость на площади сильно варьирует. Нижний контакт резкий, неровный	Интенсивное неравномерное ожелезнение (ортштейны, ортзанты)
А Аллювий (мегалитотип)	Обломочные осадки с резко подчиненными хемо- и фитогенными компонентами, с уменьшением крупности зерен вверх. Сортировка разнообразная, но чаще плохая. Многообразие и большая изменчивость по площади и в разрезе количества и состава водной фазы, почти исключительно пресной	Яснослонистые, внутри слоев обычно слоистые. Обязательно присутствие серий односторонней косой слоистости, текстур размыва в основании мегалитотипа и многих мелких размывов внутри его на разных уровнях	М. от первых сантиметров до десятков метров. Непрерывные, сильно вытянутые полосы, выпуклые вниз, более или менее извилистые; по вертикали резко асимметричные, нижний и большая часть боковых контактов эрозионные, верхний контакт — более ровный	Приурочены в основном к наиболее мелкозернистым породам в верхней части мегалитотипа; главным образом железистые; толщина до первых см

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Флора	Фауна			
Относительно сухолюбивая, часто древесные корни	Обычно отсутствует, иногда реликты мелководной фауны	На баровых осадках ЭО; на площади переходят в ЭО, ЭП ₂ , ЭП ₄ , Т	Обычно в III и V зонах, где местами господствуют на поверхности	Почвы надводных баров и береговых дюн, большей частью незрелые
Преимущественно корни, а также детрит и кусочки угля	Возможны остатки и следы наземной фауны	Обычно на песках и алевролитах разного генезиса. Латерально переходит в ЭО, ЭП ₃ , ЭП ₂ , ЭП ₁	Господствующий тип плакорных почв — субаэральные фации V, III и отчасти I зон	Подзолистые почвы на более или менее дренированных водораздельных участках
Многочисленные остатки, в том числе в некоторых слоях корневые, обычно плохой сохранности, соответственно напластованию	В ископаемом состоянии отсутствуют или немногочисленны остатки пресноводной и наземной фауны, главным образом в наиболее мелкозернистых осадках верхов разреза	Начало в регрессивную стадию, перекомпенсация — в трансгрессивную. Наибольшие мощности в перекомпенсированную трансгрессивную стадию. Залегают с размывом на ледниковых, озерных и лагунных осадках	На всех гумидных ландшафтах в I, II, отчасти III зонах. Кроме I зоны, всегда в резко подчиненном (по площади и мощности) количестве. Дренируют и ограничивают болота	Долины рек гумидных низменностей, главным образом приустьевых крупных рек, а также более мелких транзитных, с разнообразными вариациями режима и строения

Название литотипа фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Русловый микролитотип AP	Главным образом пески (фракция 1,0—0,01 мм) с примесью более грубозернистых, реже более тонкозернистых. Сортировка разная. Закономерное (с ритмичной ярусной сортировкой) уменьшение крупности зерна сверху. В водной фазе преобладают $pH > 7$, высокие Eh (сотни милливольт)	Преобладает полисерийная одностороннекосая (в направлении течения и субперпендикулярно), косолинзовидная, козоволнистая слоистость. Участки волнисто-горизонтальная и неясная	М. до 15—30 м, ширина до сотен, обычно до десятков метров. Протяженность до многих километров. Форма желобобразная, выпуклая вниз, с эрозионным врезом глубиной от первых метров до 25 м	Не обнаружены (в некоторых типах возможны окисно-железистые микроконкреции в небольшом количестве)
Русловые прибрежные AP ₁	Пески неравномерно- и мелкозернистые, иногда более грубые, с гравием. В низах слоя бывает крупнообломочный перлювий	Есть серии (особенно внизу) крупной односторонне косой и косолинзовидной слоистости	М. до первых метров. Нижний и боковые контакты резкие, карманообразные	Не обнаружены
Русловые отмели AP ₂	Песок обычно мелкозернистый, кварцево-полевошпатовый, буровато-серый, местами с прослоями супесей, алевроитов и глин (до 0,1 м). Сортировка разнообразная, местами хорошая	Слоистость разнообразная. Характерна односторонне косая и козоволнистая, крупно- и мелкосерийная, в двух направлениях; мелкая за счет растительного детрита, скоплений слюды	М. несколько метров. Нижний контакт эрозионный или (с AP ₁) постепенный. Полосы шириной до десятков метров и длиной многие километры, часто полого-валообразные	Обычно отсутствуют, иногда перлювий железистых конкреций и мелкие Fe—Mn-конкреции на контактах с AP

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Флора	Фауна			
В крупных реках немногочисленны (детрит), обычно по напластованию; в мелких местами много и не по напластованию	Остатки рако-виной фауны отсутствуют или редки (за исключением иногда устьевой части)	В основании асимметричных аллювиальных ритмов, с дополнительной внутренней аналогичной ярусной ритмичностью. Вверху и латерально обычно (не всегда) переходят в пойменные осадки	Обычно мелкие, шириной до первых десятков метров, реже крупные, шириной до сотен метров и более, пересекающие прибрежные низменности	Русла рек указанных ниже типов (кроме самых мелких, дренирующих болота, и болотных)
Детрит, щепки, стволы, иногда крупные аллохтонные	Раковинные остатки редки или отсутствуют	Базальные слои крупных аллювиальных ритмов	Небольшое. Ограничено пределами крупных русел (р. Неман и др.)	Стрежневая и соседние полосы русел рек, а также перекаты
Многочисленные, крупные, аллохтонные остатки наземных и автохтонные в «затонах» гидрофильных растений	Местами в устьях рек пресноводные и эстуарные моллюски, донные или прикрепляющиеся к растениям	Залегают обычно над AP ₁ и замещают их латерально, в других направлениях переходят в прирусловые валы, вниз по течению — в подовдно-дельтовые	Небольшие между водоразделами и болотными массивами, но в крупных пачках AP слагают большую их часть по объему и площади	Прирусловые отмели и отчлененные участки низовой крупных рек с медленным течением. Две мезофации: валообразные субазральные и понижения, заводи

Название литогиты фаши и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Русловые малых рек AP ₃ (AP—AII)	Суглинки и супеси с подчиненными линзами песка, примесь гумуса; в застойных участках черный ил с торфяной крошкой и примесью песка; рН и местами Eh меньше, чем в других AP	Неясная с неровными контактами, косоволнистая, близкая к горизонтальной (серии мощностью до первых десятков сантиметров) или неправильно-линзовидная за счет изменений состава. Участками незаметна	М. обычно менее 1, иногда до 1,5 м. Полосы шириной до нескольких метров (реже до первых десятков метров). Нижний контакт слабоэрозийный	Местами неясные агрегаты с примесью гидроокислов железа (гумуса—сапропеля)
Прирусловые валы АПВ	Пески мелкозернистые и глинистые, желтовато-серые, частично аналогичные AP ₂ ; сортировка разнообразная, большей частью плохая. Пленки гидроокислов железа, в небольшом количестве гумус	Слоистость отчетливая, крупносерийная, однонаправленная, с углами наклона до 35°, линзовидно выклинивающаяся за счет изменений крупности зерна и растительного детрита. Часто слоистость облекания	М. от 0,5 до 1,5—2 м. Нижний контакт резкий, верхний постепенный (с АП) или субаэральный. Прерывистая цепочка валов шириной в несколько метров	Не изучены
Пойменные низины АП	Частое чередование в разрезе и на площади глинистых песков, алевроитов, супесей, суглинков, реже глини и фитогенных осадков. Сортировка в основном плохая. В водной фазе значительные вариации рН и Eh, преобладание нейтральных и слабощелочных рН и высоких Eh	Слоистость (местами отсутствует) за счет вариаций механического состава и скопленного фитогенного материала; тонкая, неправильная волнистая, а также односторонне мелкокосящая или косоволнистая. Комковатая текстура, размытки	М. обычно до первых метров, площадь до 1 км ² , но в ископаемом состоянии обычно до сотен квадратных метров. Полосы шириной иногда до первых километров. Контакты различные; боковые нередко эродированные	Связаны главным образом с почвенными процессами, а также с выходами грунтовых вод (гидроокислы железа, реже гидросульфиды и др.)

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Органические остатки и типы захоронения				
Флора	Фауна			
Множество обрывков растительных плохой сохранности, кусочков торфа, примеси и линзочки сапропеля	Не обнаружена	Обычно там же, где основные торфяники. Латеральные переходы в пойменные торфяники или в более древние осадки	Небольшие площади и объема, но специфичные для II зоны (реже для I, V зон)	Русла небольших рек и ручьев, дренажируемых болота, с неясным разделением поймы и русла
Многочисленные растительные остатки (до 5 см) плохой сохранности по слоистости. Много корней (шламы)	Иногда детрит раковин, преимущественно в песчаных прослоях (главным образом в дельте р. Неман)	Обычно выше AP и латерально переходят в пойменные или в ЭП и ЭО, вниз и латерально — в AP	Вдоль русел крупных рек равнинного типа; ассоциируют с пойменными торфяниками	Прирусловые валы (местами серии) крупных равнинных рек, главным образом с хорошо развитыми поймами, реже менее крупных малых рек
Много аллохтонных (главным образом плохой сохранности и детрита), меньшего размера и более многочисленных, чем в AP, и автохтонных, в том числе корневых остатков	Местами раковины наземных и пресноводных моллюсков, чаще гастропод, обычных ходы червей и другие следы жизни, главным образом наземных животных	Обычны над AP или АВП либо линзы внутри них. С одной стороны, по латерали переходы в АПВ, AP, с другой — в ЭП, ЭО и более древние осадки с эрозийным контактом, по течению реки — в ДП	Обязательное присутствие (особенно во II зоне), но в очень подчиненном по мощности и протяженности размере	Периодически затопляемые низменные зоны — поймы рек, за пределами прирусловых валов

Название литогина фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Приречная пойма АП ₁	Тонкое переслаивание мелкозернистого и глинистого песка (желтовато-серого), алевролита и глинистого алевролита, супесей и буроватых суглинков. Сортировка плохая. Примесь гумуса 1—10 % и более	Неправильная, горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость за счет смены гранулометрического состава, с подчиненной односторонней косой внутрипесчаных прослоев; деформации за счет корней и ходов червей	М. до первых метров. Площадь очень изменчивая. Нижний контакт отчетливый, неровный; верхний — субаэральный, либо постепенный. Полосовидное залегание	Местами ожелезнение, слабая гумусированность (пятнистая окраска), мелкие прикорневые конкреции
АП ₂	Алевриты, гумусированные мелкозернистые алевриты, плохо сортированные, супеси, суглинки	Неслоистая или неяснослоистая, местами комковатая	Нижний контакт ясный, иногда эрозионный; боковой эрозионный и постепенный	Местами новообразования гидрокислов железа, глинистого вещества
Поймы малых рек АП ₃	Алеврит мелкозернистый, темносерый, с подчиненными прослоями песчаного алевролита, супеси и песков	Тонкая слоистость, аналогичная АП ₁ , но менее ясная и еще более нарушенная корнями (как в АП ₂)	М. 1—3 м. Нижний контакт четкий. Полосы вдоль русла шириной до 100—150 м	Ожелезнение по трещинам и растительным остаткам
Поймы малых рек АП ₄	Чередование торфа с прослоями песка и ила; мощность прослоев от нескольких сантиметров до 0,5 м	Неясная, неправильная, текстуры перемешивания, размывчики	М. до 0,8 м. Сер- ширина до 100 м (обычно до первых десятков метров)	Не обнаружены
Старичные АС	Темный ил, переходящий по разрезу в сапропель, иногда прослой глинистых алевролитов, реже глинистых песков	Неслоистая или неяснослоистая, местами переслаивание с АП, иногда текстуры взмучивания и неравномерного осаждения	М. до 0,8 м. Серповидные или округлые линзы, площадь до сотен, реже тысяч квадратных метров	По литературным данным местами железистые конкреции

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Флора	Фауна			
Многочисленные корневые остатки, мелкие растительный детрит, включения переложного торфа	Иногда многочисленные обломки раковин унионид, гастропод, есть ходы червей	Чаще всего над АПВ и АР, регрессивная часть аллювиального цикла; перекрывается ЭП или Т. Латеральные переходы в АПВ, АС, Т, Д	В долинах крупных рек в I и II зонах	Приречная (внутренняя пойма) крупных равнинных рек с хорошо дифференцированным зональным строением
Как в АП ₁ , но в основном не по напластованию	Ходы червей	Сопровождает и замещает АП ₁	Малые площади	Притеррасная (внешняя) пойма
Много остатков корней, листьев, стеблей (частично вертикальные), детрита	Местами остатки унионид и гастропод	Вниз по разрезу и по латерали часто контактирует с низинным Т или ЭП	Малые площади, в зоне II	Долины низовьев рек со слабо дифференцированным строением
Много прослоев торфа, сапропеля и растительного детрита	Не обнаружены	Аналогично АП ₃ и местами АП ₁ . Переходы в АП ₃ , ЭП, АС (?), ТАП	Распространение невелико, но типично для всей зоны II	Поймы, слабоотделенные от русел, в долинах мелких рек
У берегов гидрофильные растения: кувшинковые и кубышки. Много водорослей (хары и др.)	Полуразложившиеся раковины аллохтонных гастропод и двустворок, мелкие гастроподы in situ	Вверх по разрезу и латерально переходят в пойменные и болотные отложения, иногда примыкают к склоновым фациям	Малое, в зоне IIв (старица р. Миния и др.)	Старицы и вторичные пойменные водоемы разного размера

Название литологии фашии и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Дельтовые половодья (флювиолагунные) ДП—ФЛ	Переслаивание крупнозернистого алеврита, мелкозернистого песка с небольшой примесью среднезернистого с глинистым алевритом; большое количество фитогенных примесей. Большой частью плоская сортировка	Слонность косая и горизонтально-волнистая за счет смены механического состава и растительного детрита; мощность прослоев 15—20 см; комковатость и деформации, но меньше, чем в АП	М. изученная до 3,5 м. Нижний контакт — резкий. На площади широкая (до нескольких километров) лопасть — полоса вдоль берега, расчлененная руслами протоков	Окисно-железистые конкреции желваковой и субцилиндрической формы (до нескольких миллиметров в диаметре)
Приустьевые бары подводных дельт ДБ—ПД	Пески мелкозернистые с примесью среднезернистого, главным образом кварцевого, большей частью хорошо сортированные и резко подчиненные алевриты, неравномерно- и буровато-серые, местами бурые	Полого-косая и горизонтально-волнистая слоистость и слойчатость, с наклоном главным образом к лагуне, разных размерностей за счет вариаций механического состава, примесей фитогенного вещества, раковинного детрита	М. до первых метров, залегают пологой (ширина до первых километров) в виде серии валов и отмелей, субпараллельно лагунному краю дельты. Контакты разнообразные	Очень мало; местами мелкие и очень мелкие железистые (и другие?). Мало изучены
Береговые валы подводных дельт ДБ—ПДБ ₁	Пески мелко- и среднезернистые, существенно кварцевые, хорошо сортированные. В водной фазе рН=6,9÷7,3; Eh=170÷130 мВ	Аналогичная слоистости приустьевых баров и косолизовидная, с наклоном к лагуне (8—15°). Толщина слоев до первых сантиметров, единичных до 25 см	То же, но более мелкие формы, высотой 0,25—1,5 м, шириной до первых десятков метров, протяженностью до 60 м	Не установлены (не изучены)
Береговые валы подводных дельт ДБ—ПДБ ₂	Переслаивание алеврита и песка мелкозернистого, темно-бурого. Крупность зерна уменьшается кверху. Участки слабожелезистой цементации	Слойчатость за счет смены механического состава, растительных остатков и шлама горизонтально, местами косоволнистая	М. до первых десятков метров, серповидные? и линзовидные тела длиной до сотен метров и первых километров и шириной до сотен метров	В верхней части зародышевые железистые ризоконкреции

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фашии)
Флора	Фауна			
Обрывки тростника, осоки, залегают беспорядочно и по напластованию; вертикальные корневые остатки	Редкие створки унио	Залегают на других дельтовых терригенных осадках, местами — на низинном высокозольном торфе; латерально переходит в АР, АПВ, ЛО—ДП, Т, ПД—Л	В районе дельты р. Неман (зона IIб)	Прилагунный край растущей и старой дельты. Смешанные осадки половодий рек, соседней лагуны и остаточного озера
Растительный детрит разных количеств, ориентации и размеров; шлам	Местами линзы — скопления детрита и целых раковин пресноводных пеллеципод и мелких гастропод	Залегают на лагунных (?) осадках, перекрываются наземно-дельтовыми (ЛПл и др.) или Л. Латерально переходят в Л и в Б, с другой стороны в АР, ДП	Во всех гумидных ландшафтах в зоне IV, причленяется к зоне III (и V?), разнообразного размера (дельта р. Неман, Лиелупе и др.)	Отложения подводных дельт. Намытые волнами лагуны у переднего края наземной дельты за счет выноса рекой в форме островов или валов-гряд
То же, и вертикальные корни тростника (мало) в верхней части наземных трав	То же	Регрессивная часть подводно-дельтового комплекса или начало погружения наземной дельты	В краевой (к лагуне) зоне IIб—III повсеместно, но площади и объем незначительные	Дельтовые береговые валы, образованные деятельностью волн лагуны или залива, длиной (с перерывами) до первых километров
Обильные остатки тростников и других водозатопляемых растений	Встречаются прослои с остатками гастропод и двустворок	Регрессивные и трансгрессивные части лагунно-дельтового комплекса, элементы d, e, e ₁ , d ₁ (см. рис. III.3)	В участках IV зоны, сопряженных с зоной II. Объемы местами большие, местами малые	Островные и соседние подводные (малоизученные), приустьевые бары

Название литологии фаши и интаск	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Лагунное озеро — зона лагунного зарастания ЛО-3ЛЗ	Сапропели, глины, алевриты и мелкозернистые пески со значительной примесью сапропелей и других фитогенных веществ; pH от 5,4 до 7,1—7,5; Eh от 30—80 до 350 мВ. Местами накопление H ₂ S	Тонкая и очень тонкая (1—3 мм, реже до 10 см) горизонтальная пологоволнистая и мелколинзовидная слоичатость за счет вариаций механического состава, количества и состава фитогенных компонентов. Местами неслойчатые сапропели	М. до первых метров, субовальные площадки до первых десятков квадратных километров. Нижний и верхний контакты ровные или пологоволнистые	В сапропелях микро-, реже мелкие макроконкреции, псевдоморфозы дисульфидов и сульфидов Fe, CaCO ₃ , иногда S
Остаточное лагунное озеро ЛО ₁	Крупнозернистые алевриты, мелкозернистые и алевритовые пески с подчиненными прослоями мелкозернистого алеврита и фитогенного материала. Подтипы: с преобладанием песка и с преобладанием алеврита	Горизонтальная, волнистая и линзовидная слоичатость (0,1—3, реже до 10 см) за счет вариаций механического состава, растительного детрита и шлама, местами нарушенная корнями	М. до первых метров, на площади выдерживается до нескольких квадратных километров; контакты постепенные с другими О и резкий с торфом	Не установлены
ЛО ₂	Песчаные алевриты с примесью гумуса; местами генерация H ₂ S	Неяснолинзовидная слоичатость (толщина первые сантиметры), за счет растительного детрита и гумуса	М. — десятки сантиметров, первые метры. Площадь изометричная, до 3 км ²	То же
ЛО ₃	Сапропель глинистый, торфяно-, известково-глинистый, песчаный, известковый	Слоичатость горизонтальная, неотчетливая, осадки рыхлые	М. до 1 м; площадь до десятков квадратных километров. Форма овальная	Дисульфиды железа, известковые стяжения по растительным остаткам

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фаши)
Флора	Фауна			
Многочисленные остатки разнообразной сохранности по напластованию и секущие его (главным образом гидрорифтов, реже водорослей)	Раковины мелких, тонкостенных гастропод (часто выщелоченные), иногда двустворок	В кровле или в почве торфяников (конец регрессии или начало трансгрессии) или в кровле регрессивной серии Л. Переходы в ЛЗ, Т, ДП	Во всех гумидных ландшафтах. Относительное содержание по площади разнообразное, по объему малое. II и IV-зоны	Небольшие (до десятков квадратных метров) глубиной до первых метров, более или менее растающие озера, остатки лагун
В основании автохтонные. Есть вертикальные стволы до 10 см длиной, намывтый торф; аллохтонная пыльца	В субквальной полосе гастроподы	В кровле регрессирующих озерных отложений; в краевой (и на суше) полосе погребает береговой торфяник. Элементы <i>b</i> , <i>c</i>	В зоне II — первые квадратные километры, у границы дельтовых, лагунных и торфяных отложений	Озеро — бывшая лагуна, затопляемая половодьем реки и современной лагуны. Глубины меньше 1 м
Харовые, мхи и другие остатки согласно и несогласно слоичатости	Гастроподы, униониды, в осадке выщелоченные	Вверх и по латерали переходит в ЛО ₁ , вниз предположительно в Л	То же, но дальше от берега; элемент <i>c</i>	Открытая, менее мелководная (глубина до 2 м) часть того же озера
Многочисленные остатки и вертикальные стволы хвощей, осоки	Мелкие и крупные раковины пресноводных моллюсков	В основании торфяника, элемент <i>b</i> ₁	Встречается часто во II зоне на значительных площадях	Заливающиеся остаточные озера в крупных торфяниках

Название литотипа фации и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Лагунное озеро зарастающее ЛО-03 ₁	Сапропель глинистый: а) торфяно-глинистый (неравномерноплатный) от светло- до темно-коричневого; б) торфяно-глинистый с примесью и прослоями песка (до 50%), темно-коричневый, черный	Слойчатость неотчетливая, горизонтальная	М. до 1,0 м. Контакт нижний четкий, ровный; верхний (с низинным торфом) постепенный — через тонкое переслаивание	Дисульфиды железа: мельниковит, микроконкреции ($\leq 0,1$ мм) пирита
Лагунное озеро зарастающее ЛО-03 ₂	Сапропель известковый, иногда до 25% алевропелита. Осадки заражены сероводородом; $\text{CaCO}_3 = 52 \div 92,2\%$	Осадки однородные, слойчатость отсутствует или очень неясная	От сантиметров до 1 м; площадь сотни квадратных метров и больше	Многочисленные известковые трубочки, фитоморфозы; микроконкреции дисульфидов железа
Озерный мега- и гилалитотип О	Пески мелко- и среднезернистые, с прослоями грубозернистого песка, гравия, линзами галечника, реже галечники; алевроиты с растительным детритом по напластованию; линзы аллохтонного торфа; глины, гиттии, сапропели, диатомиты, реже озерная известь; неравномерное слабое ожелезнение. $\text{pH} = 6,0 \div 7,1$; $\text{Eh} = 370 \div 310$ мВ	Горизонтальная (преобладающая), пологоволнистая, линзовидная за счет вариаций механического состава, цвета, растительных остатков и детрита; местами очень тонкая (ленточная), на периферии местами косая; рябь волнений и течений	От сантиметров до десятков метров. Площади разнообразны, главным образом овалы; на периферии валы протяженностью на десятки километров. Контуры разнообразные, нижний часто постепенный. Плащеобразное и блюдобразное залегание	Железомарганцевые конкреции, рудные корки в озерах Карельского перешейка, местами крупные; гидротроилит (в других фациях), мелкие фосфаты; Fe (вивианит) и др.

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Флора	Фауна			
Остатки хвощей, осоки, тростников (часто в прижизненном положении), гумус	Мелкие, хрупкие гастроподы от единичных до многочисленных, отдельные раковины унионид. Остатки рыб	Почва низинного торфяника: среди сапропелей других типов	Встречается в зоне II	Зарастающие, заиляющиеся остаточные озера на территории торфяников
Многочисленные остатки хвощей, в меньшем количестве тростник, осока	Мелкие раковины гастропод от единичных до скопления	В почве и прослоях современных низинных торфяников	Встречается часто, но относительно мал. Только в зоне II (Кемери)	Остаточные озера, зараженные сероводородом, на территории крупных торфяников
Разнообразный растительный детрит, остатки тростника, хвощей, осок в зоне зарастания. Аллохтонный детрит соседней суши, в меньшем количестве водоросли (диатомовые и др.)	Униониды, гастроподы мелкие, разнообразные, черви. Раковины разной сохранности, автохтонные и автохтонно-аллохтонные танатоценозы	Залегают на ледниковых, реже на лагунных отложениях, слагают озерно-баровые комплексы, перекрываются болотными, почвенными; по латерали переходят в ЭП, Т, реже в А, иногда в ЭО	Широко распространены на разных субстратах, чаще ледниковых зон I—V	Разнообразные замкнутые депрессии, котловины, расширенные участки долин, остаточные лагуны и озера, образовавшиеся после отступления ледников в голоцене

Название литотипа фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Раннеголоценовое приледниковое озеро ОГл	Пески мелко- и среднезернистые, с подчиненным гравием, галькой, алевритами, реже глинами; кварцевые местами с примесью обломков пород; неравномерно-серые и буро-серые; сортировка разнообразная	Разнообразная слоистость (доля миллиметра — десятки метров) поло-лого-волнистая, мульдобразная, линзовидная, в некоторых типах ко-сая из-за вариаций состава. Бывают внутренние размывы	М. до нескольких метров. Площадь до сотен и даже тысяч квадратных километров. Контакты разнообраз-ные, преобладают ровные, но с мелкими эрозионно-абразионными несогласиями	Гидроокисно-же-лезистые и мар-ганцево-желези-стые; местами так-же вивианит
Озерные бары приледниковых озер ОБГл	Пески неравно-мерно-, мелко-, среднезернистые, местами с про-слоями галечника, реже — тонких глин. Сортировка разнообразная. Тяжелая фракция местами сконцен-трирована в от-дельных тонких слойках	Слоистость волни-стая, линзовидная, косоволнистая, клиновидная, с увеличением круп-ности зерна книзу, с наклоном 3—30°, толщиной серии 5—50, слойков 0,5—10 см	М. до первых де-сятков метров. По-логие валы, вытя-нуто-овальные, шириной до пер-вых километров, длина отдельных тел до сотен мет-ров, а цепочек их — до сотен ки-лометров	Не обнаружены
ОБГл ₁	Галечник, валун-ный галечник, окатанный, галь-ка 1,5—2, иногда 2—4 см, единич-ные валуны до 20 см. Заполняю-щий материал — разнозернистый кварцевый песок	Линзы гравийно-галечные с косой слоистостью, одно-направленной к суше под углом до 25°. Мощность слойков 0,08—0,5 м	М. 0,5—0,6 м. Пр-тяженность не ме-нее 10 м; залега-ет на песках ОБГл ₂	То же
Озерные бары приледниковых озер ОБГл ₂	Разнообразное переслаивание, местами ритмич-ное, песка грубо-зернистого, гравийного, гравия, окатанной гальки. Хорошая послый-ная сортировка	Косые слои (0,1 до 0,5 м), парал-лельные, реже сходящиеся к основа-нию; наклоны 10—30°	М. до 10 м. Пр-тяженность не ме-нее 15—20 м. Ниж-ний контакт рез-кий	Верхняя часть раз-реза обычно силь-но ожелезнена

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предпола-гаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Органические остатки и типы захоронения				
Флора	Фауна			
Макроостатков нет или очень мало, есть ино-гда споры, шлам (боль-шей частью мало)	Не обнару-жена	Начало трансгрес-сивной или рег-рессивной серии, залегают на лед-никовых и эпи-континентальных морских, перекры-ваются ЛЗ, Л, Т, ЭО, ЭП	Часть зоны I, II, часть суб-страта зон II, III, IV, V(?)	Отложения Балтийского ледникового озера и круп-ных приледни-ковых озер, крайне мелко-водных
То же	То же	На озерно-лагун-ных (ОЛ) и дру-гих (?) ОГл, вверх переходят в ЭО, ЭП, О, Л; ла-терально — в дру-гие О, Т, ЭП, ОЛ	Широко рас-пространены в раннем голо-цене, в зонах III и V; суб-страт более поздней III зо-ны	Баровая поло-са большого, но мелковод-ного озера, от-делявшая крупную озер-ную лагуну (ОЛ), впо-следствии бо-лото
»	»	Верхняя или сред-няя часть озерно-барового комп-лекса, его отдель-ные участки	Небольшие? площади вытя-нутой формы (Кемери, Кар-ельский пе-решеек)	Подводный склон в на-правлении к суше бара крупного озе-ра; высокая динамика вол-нений и тече-ний, перемывы
Не обнаружена	Не обнару-жена	На озерных, озер-но-ледниковых, флювиозерных; выше переходят в ОП, ЭО и (или) другие ОБГл	Развиты широ-ко в раннем голоцене При-балтики в III, V зонах	В условиях интенсивного движения бара в сторону су-ши, на глубине до первых мет-ров

Название литогина фации и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Озерные бары приледниковых озер ОБГ _{Л3}	Пески неравномернозернистые (от преобладающих средне- до грубозернистых, с галькой и редкими валунами), местами с линзами гравелитов до 0,5 м. Есть (мало) тонкие слои естественных шлихов. Иногда окисно-железисто-марганцовистый цемент	Сложное, с внутренними размывами, волнистое, косоволнистое, линзовидное переслаивание (0,5—3 м) песков с внутренней односторонне клиновидной, косякой, линзовидной слоистостью (0,1—5 см)	М. до нескольких метров. Пологие гряды шириной десятки и сотни метров, длиной до нескольких километров и более	То же
	ОБГ _{Л4}	Пески мелко- и среднезернистые (с примесями других фракций), в основном хорошо отсортированные	Неслоистые и горизонтально-, волнисто-, полого-, линзовидно-, местами косоволнисто-слоистые	М. до первых метров; широкие (до 1 км), очень пологие серии валов, длиной до многих километров
Зарастающее мелководье озера ОЗ	Мелкозернистые алевриты, илы с большим количеством крупных растительных остатков и детрита; неравномерная примесь растительного ОВ, неравномерно железистые (до 10 % Fe)	Неслоистые или с нарушенной и неясной горизонтально- и мелкокосоволнистой слоистостью; часты комковатость, биотурбации	М. до 0,7—1,5 м. Контакты обычно постепенные; прерывистые полосы разной ширины	Широко распространены ореолы ожелезнения вокруг растительных остатков
Прибрежное мелководье озера ОПМ	Песок: 1) разнозернистый с галькой и гравием, несортированный, главным образом кварцевый; 2) мелко- и средне-мелкозернистый, хорошо сортированный, местами слюдистый	Слоистость: 1) неясная косая за счет смены гранулометрического состава; 2) горизонтально-волнистая	М. до 3 м. Контакты разные. Неправильные полосы, сегменты шириной до 250 м	Железомарганцевые конкреции, субсферические, реже лепешки

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта фации)
Флора	Фауна			
То же	То же	Большая часть сложнопостроенных баровых комплексов, образующих единый элемент циклотемы	Широко: зоны III, V, местами переход к зоне VI	Подводный склон баровой полосы озера с моренным субстратом, с интенсивными волнениями и течениями
»	»	Большая часть субстрата донных поясов. Переходы по латерали в О, Т, ОП	Широко, в районе Кемери с наиболее интенсивным торфонакоплением	Подводные, затем надводные отмели
Крупные растительные остатки гидро- и гидрофитов разной сохранности	Редкие аллохтонные гастроподы, мелкие ракообразные (не сохраняющиеся)	По латерали и вниз по разрезу переходят в донные илы ОПТ, реже в ОГЛ, по другой латерали — в ЭП и Т	II зона, элемент b_1 регрессивной фазы, главным образом в эвтрофных озерах и локально в других типах	Зона зарастания озер, поросшая тростником и другими гидрофитами; иногда целиком мелеющее озеро
Редкие вертикальные корневые остатки (ближе к берегу)	Крупные униониды	По латерали переходят в ОП, ОЗ, ОПТ, ОБ	II—III зоны. Широко распространены в большинстве озер, особенно крупных	Отложения латерали и сублатерали озер на ледниковом субстрате

Название литогипа фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Озерный пляж ОПл	Песок средне-, крупнозернистый, с крупной галькой, валунами, с прослоями мелкозернистого песка, хорошо сортированного	Пологая косяя (до 7°) за счет смены вещественного состава, неясных прослоев гумусированного песка	М. до 1,5—2 м, ширина до 4—6 м. Вытянутые полосы, параллельные берегу, обычно прерывистые	Неясное послонное ожелезнение, иногда значительное до сильного
Глубоководная часть озера ОГ—ОЦ	1) Глинисто-алеврито-песчаный ил (песка 30—55 %) от зеленовато-серого до черного, с зернами кварца, слюды, слабжелезистый; 2) серая глина; 3) ленточные глинистые алевриты; 4) глинистая диатомовая гиттия, pH=6,0 ÷ +8,4	Горизонтальная тонкая слоистость, часто микрозональная. Толщина темных слоев (за счет сульфидов) 1—10, светлых, обогащенных вивианитом, 3—15 мм	М. 1—6,5 м. Верхний контакт чаще резкий; нижний с озерно-ледниковыми глинами постепенный. Неправильные овалы, местами полосы	Гидросульфиды в виде аморфных комочков и шариков (микроконкреции); реже — вивианит
Озерная прибрежная терраса ОПТ	Глина песчаная с многочисленными растительными остатками, голубовато-серая, с пятнами бурого цвета	Отсутствует или неясная	М. 1,3—1,6 м. Вытянутые широкие (до десятков и сотен метров) полосы	Многочисленные ореолы ожелезнения вокруг растительных остатков

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Флора	Фауна			
Редкие тонкие намывы растительного детрита	Крупные унниониды, редкие лимнейды	Вниз переходят в осадки мелководья, вверх в осадки зоны зарастания, по латерали в ОПМ, ЭП	Обычно II—III зоны. Развиты фрагментарно на участках размыва ледниковых валунно-галечных осадков IV и V зон	Пляжи озер бывшей ледниковой области; обычно связаны с отмельным побережьем
Пыльца, споры диатомовые (до 30 %)	Спикулы губок	На озерно-ледниковых глинах; по латерали переходят в пески латерали ОПМ, реже в прибрежные или ОЗ	Развиты локально, главным образом в крупных озерах и олиготрофных мелких	Относительно глубоководная часть дна оз. Красное (профундаль), обычно в центральной части
Остатки осок, тростника согласно залегающую, вертикальные корни	Не встречена (редкие выбросы)	По латерали переходят в ЭДП озерной котловины, с одной стороны, в ОГ, ОПМ — с другой	III—IV зоны, чаще в регрессивной фазе озерного ритма	Низкая (до 0,7 м) озерная терраса, по окраинам спущенных или обмелевших приледниковых озер

Название литотипа фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные	признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования	Флора	Фауна			
Лагунный мегалитотип Л	Чередование мелко (редко) -среднезернистых песков, часто глинистых, гумусированных или сапропелевых, иногда слюдястых; меньше — алевритов, глин, сапропелей (иногда карбонатных). В цементе фитогенное вещество, гидроокислы железа (обычно мало), пленки сернистого железа. В водах $pH = 6,5 \div 9,5$; $Eh = 180 - 350$ мВ и больше. В осадках $pH = 6,0 \div 7,6$; разнообразные Eh (местами низкие). Иногда накопление H_2S	Слоистость (от долей миллиметра до 10 см, реже до 50—70 см) горизонтально-волнистая, меньше мелкая косая, клиновидная за счет изменений механического состава, фитогенных компонентов, иногда слюды; изредка неслойчатые пески (до 1 м и более). Мелкие деформации, связанные с корневыми системами, ходами организмов, размывами и др.	М. первые метры. Иногда весьма устойчивая на площади. Протяженность от первых сотен квадратных метров до сотен и тысяч квадратных километров. Контакты разнообразные, но зачастую ровные. Часто через переслаивание. В плане крупные овалы, их цепочки, сильновытянутые	Местами микроконкреции и субконкреционные «пятна» гидроокислов железа, реже сернистого железа	Разнообразной сохранности, количества и размерности по и не по напластованию, иногда корни водных растений. Аллохтонные и автохтонные: от древесной пыльцы до водорослей	В некоторых типах раковины (целые и детрит) пелеципод (унио до 1,5 см и др.), гастропод, пресноводные и солоноватоводные формы	Преобладает в трансгрессивных частях торфоносного ритма, но слагают и регрессивные части. Элементы c, c_1 , реже b, d ; Б, О, Т, реже Д и А, даже ЭО и ЭП; перекрываются Б, О, Г, ДП, ДБ	IV зона и в субстрате других зон, особенно II, III и V. Занимает вместе с О большую часть площади. Наиболее крупные по площади ассоциируют с крупными торфяниками	Сильноопресненные и пресноводные лагуны, часто крупные (до тысяч квадратных километров), большая часть не несколько вытянутые вдоль побережий, с разной степенью отчленения от более открытого, но внутреннего опресненного моря, с заболоченными по бережьями
Лагуна зарастающая ЛЗ	Пески мелко-, средне (неравномерно-)зернистые, глинистые, гумусированные; глины алевритовые, сапропелевые, гумусированные; $pH = 6,9 \div 6,6$; $Eh = 2 \div 150$ мВ. Местами накопление H_2S	Неслойстые и не отчетливо слоистые за счет линзочек и тонких примазок ила, рыхлительного детрита; реже (в глинах) очень тонкая (1—5 мм) горизонтальная слоистость	М. до первых десятков сантиметров, полосы шириной до нескольких десятков метров, длиной до многих сотен метров	Не изучены	Мелкий детрит по и не по напластованию; вертикальные стебли и корни тростника, осоки	Редко рассеянный по всему слою очень мелкий ракушечниковый детрит	Почвы, подпочвы торфяников; залегают на других Л; регрессивная фаза; элемент b_1	IV зона, переходящая в зону II на границе III или II, относительно малый объем, но повсеместно	Заболачивающаяся, зарастающая опресненная морская лагуна
Лагуна зарастающая ЛЗ ₁	Глина сапропелистая, очень тонкодисперсная, сильногумусированная, темно-коричневая, темно-серая, почти черная	Слоистость очень тонкая, горизонтальная; чередование более (1—2 мм) и менее (2—5 мм) гумусированной	М. первые десятки сантиметров; верхний контакт (с торфом) ясный, нижний — резкий	То же	Обильные разложенные растительные остатки (тростника, осоки) и детрит	То же	Почва торфяников; по латерали переход в другие ЛЗ, Л и в баровые? осадки	IV зона, переходящая во II и в III (Куршская лагуна)	Заболачивающийся участок — застойные воды пресной приморской лагуны

Название литотипа фаши и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Лагуна зарастающая ЛЗ ₂	Песок мелкозернистый, заиленный, гумусированный (или сапропелевый), светло-серый (подтип темно-коричневый). Вода из песка: рН=6,9÷7,0; Eh=110÷150 мВ	Неотчетливая за счет линзочек (до 1 см, длиной до 15 см) и примазок ила с растительным детритом или неслойчатый	М. десятки сантиметров; контакты постепенные	Не изучены
	Песок сапропелевый, неравномернозернистый, глинистый, буровато-черный, гумусированный. Местами неравномерно ожелезнен	Неслойчатый	М. до первых десятков сантиметров. Морфология не изучена. Контакты ясные	»
Лагуное подвижное мелководье ЛПМ	Пески мелкозернистые, алевритовые и глинистые, с подчиненными среднезернистыми и алевритами; большей частью гумусированные. Серые, буровато-серые, местами пестрые за счет ожелезнения. Иногда тонкие прослойки намывного торфа, песчаного сапропеля	Горизонтально-пологоволнистое переслаивание (по 0,1—0,7 м) за счет изменения крупности зерен, органических остатков, иногда тонкое переслаивание (до нескольких сантиметров); участками линзовидное, полого-косое	М. до нескольких метров; площадь значительная (сотни квадратных километров и более?). Контакты разнообразные, местами с мелкими размывами	Не установлены
	Пески мелкозернистые, алевритовые, реже среднезернистые, участками сапропелевые и гумусированные	Горизонтальная и полого-косоволнистая, редко мелкоклиновидная (до 0,10 м)	М. до 1 м. Площадь — сотни квадратных метров и больше	То же

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фаши)
Флора	Фауна			
Мелкий растительный детрит; много вертикальных стеблей, корней	?	Подпочвы торфяников, залегают под ЛЗ ₁ ; элемент с ₁	Зона IV, переходящая в зону II. Частое распространение	Начальная стадия заболачивания лагуны
Многочисленный мелкий детрит, корешки, мелкие водоросли	Рассеянный мельчайший детрит, иногда целые раковины	Регрессивная часть лагунной пачки; элемент с ₁	Зона IV, переходящая в зоны III или II. Частое распространение	Прибрежная терраса зарастающей лагуны, периодически затопляемая
Растительный шлам, гумус, в верхней части мелкий детрит, корешки, местами крупный детрит по напластованию	Есть прослойки с детритом и целыми раковинами двустворок, гастропод, которые, однако, в ископаемое состояние обычно не переходят	Трангрессивные и (меньше) регрессивные части лагунного комплекса, залегают на О и Л; элементы d, d ₁ , реже с	В зоне IV широкие, большие площади; так же как элемент или субстрат зоны III	Прибрежно-лагунное мелководье крупных лагун, более или менее подвижное
Местами скопления детрита по напластованию	Немногочисленные крупные гастроподы	Регрессивная часть голоценового лагунного комплекса	В IV зоне широко распространены по площади (Куршская лагуна)	Лагунное прибрежное мелководье, с переменным режимом

Название литогина фаши и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Лагунное подвижное мелководье	ЛПМ ₂ Песок неравно- мернозернистый, с преобладанием среднезернистого. Внизу более гру- бый	Линзовидная и волнистая за счет гумусированных полосок и линзо- чек	М. десятки санти- метров. Протяжен- ность не изучена	То же
	ЛПМ ₃ Песок мелкозер- нистый, полево- шпатово-кварце- вый, сортировка высокая; нередки железистые плен- ки на зернах	Слоистость отсут- ствует или неяс- ная, горизонталь- ная	М. первые метры. Верхний контакт постепенный или субазеральный, ме- стами резкий	»
Лагунные пляжи	ЛПЛ ₁ Песок мелкозер- нистый, светлый, хорошо сортиро- ванный, с про- слоями песка алевропелитового, бурого. В воде рН=5,4; Eh= =370 мВ (июль)	Слоистость четкая, полого-косая, с на- клоном к лагуне до 5°	М. первые десятки сантиметров. Уз- кая (до 30 м) по- лоса длиной до 1 км. Верхний контакт четкий	Гидроокислы Fe; выполнение тре- щинок и лепешко- видные стяжения до 2,5 см
	ЛПЛ ₂ Тонкое переслаи- вание песка мел- козернистого (1— 1,5 см) со слабо- гумусированным растительным дет- ритом (0,1— 1 см); рН=6,0 ÷ ÷6,2; Eh=180 ÷ ÷260 мВ (июль)	Слоистость четкая, косая за счет ра- стительного детри- та, с наклоном до 1—2° в сторону лагуны	М. до 0,2 м. Верх- ний контакт по- степенный; нижний четкий. Полосы до 30 м шириной	Не обнаружена
ЛПЛ ₃ Торфянистый пе- сок и песчаный аллохтонный торф	Слоистость неяс- ная за счет об- рывков водорос- лей и др.	М. до десятков сантиметров. Верхний и нижний контакты резкие. Локальное распро- странение	Сульфиды железа в небольшом ко- личестве	

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предпола- гаемый генезис (тип ландшафта, фаши)
Флора	Фауна			
Растительный шлам	Детрит и це- лые раковины гастропод, об- ломки двуст- ворок	То же	Менее распро- странен, но в той же зоне	То же
Часто макро- остатки отсут- ствуют; редкая пыльца дере- вьев, трав	Иногда выще- лоченные рас- сеянные створ- ки эвригалин- ной фауны, со- лоноватовод- ных двустворок	На ледниковых (в озерных?) осад- ках; перекрывает- ся Л-3, Л, ЛО, Т, Б, а иногда ЭО?, ЭП	Широко развит в зоне III и местами как субстрат зон II, IV, V. Ли- торинговая ла- гуна	Лагунное мел- ководье, более или менее под- вижное
Не обнаруже- на, кроме шла- ма (мало)	Не обнаружена	Регрессивная фа- за. На ЛПМ или ЛЗ перекрывается ЭП (или Т?)	На границе IV или IV и II зон повсемест- но, но объем относительно небольшой	Низкая осу- шившаяся ла- гунная терра- са. Пляж ла- гуны со сто- роны суши
Водорослевый детрит, гумус, шлам в значи- тельном коли- честве	Редкий ракуш- няковый дет- рит, аллохтон- ный	Вверх и вниз пе- реходит в другие ЛПЛ и вниз — иногда в торф	Придельтовый берег лагуны, у подножья зоны III	Низкая лагу- нная терраса, субпляжевая зона и низкий пляж
Обломки (ока- танные) древе- сины, чешуйки шишек и дру- гой раститель- ный детрит по напластованию	Не обнару- жена	Вверх переходят в пляжевые пес- ки; вниз — в пе- ски песчаного вала	Придельтовый берег лагуны, вблизи размы- ваемых торфя- ников	То же

Название литотипа фаши и шлеса	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Лагунный пляж — лагунное подвижное мелководье ЛПл—ЛПМ	Алеврит сильно-глинистый, местами песчаный или глина алевритистая, торфянистая, буровато-темно-серая	Слоистость неясная	Первые десятки сантиметров. Контакты не изучены	То же
Лагунное малоподвижное мелководье — лагуна зарастающая ЛММ—ЛЗ	Песок мелкозернистый глинистый, с прослойками темно-серого ила и фитогенного вещества. Воды рН=8,4÷9,2 (сред. 8,7); Eh=—300÷370 мВ	Слоистость нечеткая (толщина слоев до нескольких сантиметров) горизонтально-половолистная за счет смены механического состава и растительных остатков	М. от десятков сантиметров до первых метров. Контакты не изучены. Полоса шириной до первых километров и длиной до десятков? километров	Не установлены
Центральная часть лагуны ЛЦ	Глины силикатно-карбонатно-сапропелевые с прослойками заиленного мелкозернистого песка (м. 1—3 см), темно-серые и без прослоев песка, зеленовато-серые; преобладает глинистый сапропель	Слоистость горизонтальная, тонкая; не всегда четкая за счет смены механического состава и примесей органики, а также скрытая слоистость; местами отсутствует	М. первые метры (2—5). Площадь до десятков квадратных километров субовальной формы	Кристаллы доломита (?), кальцита; глауконит, марказит; железомарганцевые конкреции
Подводные бари — лагунное подвижное мелководье БЛПМ	Песок от мелко- до крупнозернистого, иногда с линзами галечника, желтовато-серый, с бурыми пятнами. Сортировка большей частью хорошая	Слоистость неясная, близкая к горизонтальной, разной размерности	М. несколько метров. Полосы шириной до десятков километров. Контакты резкие и постепенные	Неправильные пятна ожелезнения. Местами орштейны с пятнами вианита?

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фашии)
Флора	Фауна			
Много мелко-растительного детрита, корневые остатки	Мелкий детрит раковин (местами)	Конец? трансгрессивной, начало регрессивной фазы	Часто встречается, но на небольших площадях	Береговая зона, лагуны, полустойные участки
Местами заросли камыша рдеста и др.; много детрита и шлама	Участками много пресноводных двустворок	К берегу перекрываются ЛЗ и ДП; вниз переходят в илы и сапропели Л	Зона IV; в основном в придельтовой части лагуны	Лагунное малоподвижное
Шлам, гумус, водоросли. Сапропель	Много остатков мелких моллюсков (гастропод и др.); остракоды	В основном в регрессивной фазе. Подстиается песками более ранних этапов развития лагуны	В наиболее глубоководной части Куршской лагуны. IV зона	Центральная часть лагуны, относительно глубоководная (до нескольких метров) и защищенная от волнений
Растительный детрит и редко обломки янтаря. В верхнем горизонте иногда современные почвы	Местами звригаллиная, хорошей сохранности, но выщелоченная внизу	Трансгрессивная (максимум) и регрессивная фазы. Перекрываются торфяниками и ЛО, местами ЭП, Б—ЭО	Субстрат II зоны, а также III—V зон литоринового времени на большей площади Прибалтики	Подводные бари? и примыкающее подвижное мелко-лагуны-залива

Название литогина Фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
ЛБП _{Л1}	Песок среднезернистый, с небольшой примесью крупнозернистого, в основном кварцевый, желтовато-серый. Воды рН=7,0; Eh=380÷500 мВ	Слоистость косая, нечеткая, с наклоном к лагуне за счет смены механического состава; слойки 0,2—0,3 см	М. десятки сантиметров, первые метры. Контакты постепенные. Узкая полоса (3—10 м) вытянута на сотни метров	Не отмечены
Лагунный пляж бара ЛБП _{Л2}	Песок мелко- и среднезернистый, полевошпатово-кварцевый, обогащенный тяжелыми минералами	Слоистость очень тонкая, полого-косая, темные и светлые слойки по 1—2 мм	М. до 1 м. Нижний контакт резкий, верхний — субаэральный; полоса длиной 15—20 м	То же
ЛБП _{Л3}	Переслаивание ракушнякового детрита с фитогенной примесью разной крупности, редкие слойки песка разнозернистого, гравийного. Воды рН=6,5; Eh=220 мВ	Полого-косая с наклоном к лагуне до 5—6°; толщина слойков от 0,5 до 1—2 см	М. десятки сантиметров. Нижний контакт четкий. Узкие полосы шириной 4—6 м	Гидроокислы Fe (в том числе гётит, гидрогётит), цемент прослойка до 1 см
Баровое поле (мегалитогит) Б	Преобладают пески мелко- и среднезернистые, местами крупнозернистые с гравием; местами линзы — прослойки алевроитового, глинистого торфянистого материала. Сортировка разнообразная, чаще хорошая	Разнообразно слойчатые и неслойчатые, преобладает пологовогнзистая и линзовидная слойчатость; по периферии часто косоволнистая, косолинзовидная, косая	М. от первых метров до 10 м. Площадь до сотен квадратных километров. Ширина до первых километров, длина до многих километров. Пологие гряды, вытянутые «острова»	Есть железистые конкреции, орштейны и др.

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Флора	Фауна			
Редкие обрывки тростника согласно слоистости	Не обнаружены	На осадках лагунного мелководья; сверху чаще всего эоловые	На берегу лагуны со стороны зоны V (Куршская коса) повсеместно	Пляж у подножия дюн надводного барового пояса
Редкие обрывки растительных тканей	То же	На песках лагунного мелководья, латерально переходят в отложения берегового вала	Эпизодически на лагунном берегу Куршской косы	Пляж (штормовой?) лагуны со стороны надводного крупного бара
Обрывки водорослей, по наслоению, длиной до 15 см	Многочисленные обломки раковин двустворок, гастропод	На осадках лагунного мелководья	Пляж глубоких бухт («окна» среди тростниковых зарослей) на границе зон IV и V	Ракушняковый пляж со стороны лагуны
В надводных разнообразная, вплоть до крупных деревьев и их корней; в подводных большей частью немногочисленная	Иногда обломки и целые раковины моллюсков в низах разреза	Трангрессивные и начало регрессивных фаз. Вверх переходят в ЭО, Л, ЭП, А, мелкие Т; латерально и вниз — в мелководно-морские и Л	Главный элемент III и V зон, вместе с ЭО их основная площадь (местами в ассоциации с реликтами ледниковых гряд)	Баровое поле или полоса — подводные и надводные бары, косы и протоки (понижения), между ними и внутри их (см. рис. III.10, III.11 и III.21)

Название литологии фацций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Баровое поле Б ₁	Песок среднезернистый с примесью крупнозернистого, полевошпатово-кварцевый; рН грунтовой воды 6,7; Eh = 360 ÷ ÷ 390 мВ	Однонаправленная полого-косая слоичатость в сторону суши (вариации крупности зерен)	М. первые десятки сантиметров. Нижний контакт отчетливый, верхний неясный	Не отмечены
	Песок разнозернистый (в основном грубозернистый), гравийный. Линзочки (0,5—1,5 см) и примазки гумуса	Слоичатость ко-сая, мелкая, линзовидная (вариации крупности зерна и растительных остатков)	М. до 0,5 м. Контакты четкие. Полосы шириной до 1,5—2,5 м, длиной до 10 м	Гидроокислы железа плотные, округлые и плоские конкреции
Мористый склон бара БМ ₁	Песок мелко- и среднезернистый, кварцевый, с примесью полевошпатового, местами с глауконитом (переотложенным)	Горизонтальная и волнистая слоичатость (по составу), реже косо-линзовидно-волнистая и косая, местами неясная	М. до 10 м. Ширина до нескольких километров, длина до сотен километров (обычно меньше). Контакты чаще постепенные	Ожелезнение песчинок, иногда окисно-железистые стяжения
Мористый склон бара — пляж БМ ₂	Песок мелкозернистый, кварцевый, светло-серый, хорошо сортированный	Отчетливая слоичатость, перекрестная, мульдобразная. Серии 5—8 см, слойки 0,1—1,5 см	М. первые метры. Контакты постепенные. Вали длиной до десятков километров	Не отмечены
	Песок среднезернистый, кварцевый, хорошо сортированный; воды рН 7,7 ÷ 8,2; Eh = 350 ÷ 370 мВ. Нанослойки темновцов	Слоичатость косая, клиновидная, с наклоном к морю 3—5° (вариации крупности зерен и их состава)	М. до первых метров; контакты постепенные? Полосы шириной до 40 м, длиной до десятков километров	То же

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фацции)
Органические остатки и типы захоронения	Флора			
Обычно не встречены, иногда детрит, корни?	Не обнаружена	Вверх и вниз по разрезу переходят в пески зарастающей лагуны (ЛЗ)	III зона (прилагунный край) в районе Куршской лагуны	Береговые валы литориновой лагуны
Мелкий растительный детрит и шлам по напластованию	Присутствуют битые ракушки (обломки)	Перекрывают ЛПл; вверх переходят в ЭП, по латерали — в другие Б и Пл	В III и V зонах, площади и объемы относительно незначительны	Серия мелких береговых валов в крупных надводных барах
Немногочисленные макроостатки (иногда скопления и крупные стволы), детрит, шлам	Местами очень устойчивые на площади отдельные горизонты эвригалинной фауны	Конец трансгрессии — начало регрессии. На мелководно-морских или лагунных; под другими Б и ЭО	Распространены широко в зонах V или III	Основные площади крупных баровых полей, главным образом подводные (пересыпи)
Корневые остатки длиной до 20 см и плавник до десятков сантиметров и крупнее	Изредка мелкие обломки раковин	На пляжевых песках; перекрыты чаще всего ЭО	Повсеместно в зоне V, вдоль границы с зоной VI, но площади небольшие	Мористые побережья надводных крупных баровых кос, островов
Отсутствует	Редкие раковины, более мористые, чем в других Б	На песках морского мелководья; перекрываются ЭО и БВ	Повсеместно вдоль берега Балтийского моря; границы зон V и VI	Пляжи открытого морского побережья надводных баров

Название литотипа фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещственный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Мористый склон бара — пляж БМ—П ₁₂	Галечник (1,5—3 см) с примесью песка разнозернистого, с прослойками хорошо сортированного крупного гравия; Eh (воды) = =425 мВ	Аналогичная, но менее тонкая; соответственная ориентировка длинных осей плоских галек	М. до 0,5 м. Верхняя поверхность выпуклая, субэвральная; нижний контакт резкий	»
Мористый склон бара — пляж БМ—П ₁₃	Переслаивание песка мелко- и среднезернистого, редкие прослойки грубозернистого с гравием, с единичной мелкой галькой, угловатыми плоскими обломками. Сортировка разнообразная	Слойчатость по механическому составу четкая, косая, клиновидная, пологая, с наклоном 3—6°; преобладающе к заливу, реже разнонаправленная	М. от первых десятков сантиметров до 1—2 м. Подолы вдоль береговой линии длиной сотни метров, километры; ширина до 15—30 м	»
Торфяно-болотный макролитогип Т	Торф более 50 об. % породы; остальное кластогенные и хемогенные минеральные компоненты. Среди хемогенных — сульфиды, гидрокислы и фосфаты железа; карбонаты железа, кальция, марганца, реже сера и др. В ОВ фрагменты растений, гумус, гуминовые и фульвокислоты, лигнин, примеси и прослой сапропелей. Структуры главным образом	Слоистость и слойчатость в основном горизонтальная, пологоволнистая или линзовидная за счет изменения состава и структуры торфа, а также местами прослоев и линз сапропеля, кластогенных и (реже) хемогенных пород. Встречаются комковатость за счет деятельности корневых систем, своеобразные фитогенные (пнистость) и другие текстуры	М. от сантиметров до 10—12 м, преобладает до 5 м. Протяженность от первых квадратных метров до нескольких десятков, а с перерывами до сотен и тысяч квадратных километров. Форма на площади разнообразна, но чаще овальная, часто слабовыпуклая вверх и вниз. Контакты разнообразные, но чаще резкие, ровные, реже через переслаивание	Немногочисленные сульфидов, гидрокислов, фосфатов Fe; меньше — карбонатов Са, Fe, Мп. Аморфные выделения, линзы, вкрапленности тех же компонентов, а также иногда кремнезема, глинистых минералов, серы и др.

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Флора	Фауна			
То же	То же	На песках песчаного пляжа; перекрываются песками переднего пляжа	Распространены локально на границе зон V и VI	Пляжевые (формирующийся шторновой вал)
Обломки древесины, мелкий растительный детрит. Обильные скопления аллохтонных водорослей	Редкие обломки двустворчатого опресненного залива, иногда целые створки и их скопления	На баровых или прибрежно-заливных осадках. Регрессия или начало трансгрессии, или стабильная фаза	Повсеместно, но объем осадков относительно невелик. VI зона на границе с V	Современный пляж залива — мористый край осушившегося литоринового бара; местами перемычки морены
Разнообразных размеров (от крупных створков и пней до пыльцы), степени изменчивости и состава. Болотная флора Прибалтийской торфяной провинции с примесью аллохтонных спор и пыльцы из соседних ландшафтов	Скелетные и раковинные остатки редкие и сильно выщелоченные. Изредка в краевых зонах и на верхней поверхности детрит аллохтонных раковин, очень мелких; в сапропелевых прослоях иногда автохтонная специализированная фауна	Регрессивные и начало трансгрессивных фаз. Главным образом на Л и ЛО, а также ЭП и ледниковых; реже на Д, Б, ДБ, АП и ЭО. Покрываются Л или О, реже ЭП, ДП, АП, ЭО, Б. По латерали переходят в ЭП, О, Л, реже Б, ЭО, ДП, АПВ; элемент а, подэлемент эле-ментов a ₁ , b ₁ , d, e	Обязательный компонент, но площадь и объем разные; всегда меньше, чем терригенных осадков. Небольшие непрерывные площади внутри II зоны, локально и мало также внутри I, III, V зон	Торфяные болота гумидной приморской равнины лагунного и лагунно-дельтового побережья внутреннего эпиконтинентального моря и его заливов в условиях ландшафтно-климатической лесной зоны умеренного пояса северо-запада Русской платформы

Название литотипа фаши и индексы	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Торфяно-болотный макролитотип	фрагментарные, волокнистые, а также сгустковые. рН = 3 ÷ 7 (реже до 8); разнообразные Eh (преобладают окислительные). Местами накопление H ₂ S. Цвет темно-коричневый, черный			
Торфяники зарастающих лагун и водоемов Т—ЛЗВ	Низинный водный торф, автохтонный и частью аллохтонный, сапропелево-гумусовый и гумусовый. Много кластогенных примесей (20—50%). Водной фазы более 80%. Часто накопление H ₂ S, рН открытой воды 5,6—6,3; Eh торфа от —55 до +30; торфа с запахом H ₂ S — 80 мВ	Очень неясная слойчатость за счет изменения количества и состава фитогенных и кластогенных компонентов. Типичны комковатые, расплывчато-пятнистые текстуры	М. десятки сантиметров. Полоса вдоль берега шириной до первых десятков, длиной до многих сотен метров. Контакты часто постепенные, местами резкие, большей частью ровные	Микроконкреции гидросульфидов железа
Торфяник низинный пойменный ТАП	Низинный, часто топяной, поверхностное и грунтовое водное питание. Преобладают высокие Eh. Зольность более 40%. Переходы в торфянистые пески и супеси	Обычно ясная сезонная или другая слойчатость за счет терригенных примесей и вариаций типов торфа, текстуры	М. до первых метров. Площади до первых сотен гектаров. Нижние контакты разнообразные, иногда с «карманами»	Местами конкреции и выделения гидроокислов Fe, иногда фосфатов и др.

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фации)
Флора	Фауна			
Остатки осоки тростника, меньше водно-погруженных и планктона. Примесь аллохтонной пыльцы, спор, мелких листьев и др.	Много мелких живых гастропод на поверхности, в обводненных участках. Внутри торфа — мельчайший раковинный детрит	Такое же, как ЛЗВ и ТУ. Регрессивные и стабильные фазы лагунных комплексов, иногда и в начале трансгрессивных	В небольших объемах и на площадях повсеместно на границе IV и II или IV и III зон (побережье Куршской лагуны и др.)	Заболачивание прибрежной зоны лагун или лагунных участков озер. Застойные водоемы с эпизодическими слабыми волнениями и течениями
Резко преобладают кустарники, осоки, тростники, гигрофиты и часто мезофиты	Раковины отсутствуют или местами на поверхности аллохтонные	Залегают на АПВ, ДП, реже АР ₂ ; Д по латерали переходят в ДП, АП, АПВ, реже АР ₂ . Регрессивные фазы	Небольшие «мозаичные» площади внутри дельты и долины во II и меньше в I, иногда в V зонах	Низинные торфяники в поймах, зарастающих старицах, междуречных низинах в дельте

Название литотипа фацции и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Торфяник дельтовый ТД	Торф низинный, лесной, реже лесотравяной. Высокозоленный, с переходами в торфянистые пески и глины, большей частью плохо сортированные	Слоистость неясная горизонтальная за счет смены типов торфа и прослоев кластогенных пород	М. от первых метров до 10 м; площадь до сотен и первых тысяч гектаров. Контакты разнообразные	Мало изучены. Есть конкреции сульфидов Fe
ТУ	Фитогенное вещество больше 60 %; обычно больше 80 % сухого вещества. Неорганические компоненты, в основном алевроглинистые, аллотигенные; рН=3÷7, обычно до 6,5. Торф низинный, смешанный и верховой, возможны прослой сапропеля	Слоистость в основном горизонтальная за счет переслаивания различных геоботанических типов торфа; прослой терригенных компонентов редкие и тонкие	М. средняя, отдельные залежи не менее 2 м, площадь не менее 1000 га. Контакты почти всегда резкие и на большей части площади болот более или менее ровные	Немногочисленные, относительно преобладают микроконкреции, главным образом гидросульфидов и гидроокислов Fe на периферии
ТУ ₁	Верховой, олиготрофный, с подчиненными прослоями (в низзах залежи) переходного и низинного торфа; зольность меньше 10, обычно менее 5 %; рН=3÷4; Eh от отрицательных до 560 мВ; чаще резко окислительные. Преобладает дождевое питание	Горизонтальная, местами очень пологосегментарная (выпуклая вверх) слойчатость за счет изменения состава торфообразователей и структуры	М. в центральной части до 9—10 м. Площадь до тысяч гектаров. Строение нормальной болотной сукцессии, но по окраинам бывает и «регрессивное»	Очень мало, микроконкреции сульфидов железа. Иногда мелкие выделения самородной S

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафта, фацции)
Флора	Фауна			
Много ольхи, в подчиненном количестве различные кустарники, травы	Не обнаружена	В основном конец регрессии. Залегают на ДП, АС, перекрывается ЛЗВ ДП или ЭП	В районе дельты р. Неман зона IIв (см. рис. III.21)	Болота (лесотопяные и др.) старой, брошенной, дельты
Относительно много мхов и (в низинных торфах) древесных остатков	Очень редко пресноводная	Залегают над ЛЗВ и ОЗВ, реже ДБ и Б, еще реже ДП. Латеральные переходы, главным образом в Л, Б, О, ОБ. Элемент а полноразвитых ритмов	Только во II зоне, за пределами действующих дельт; внутри этой зоны—до 50 % и более ее площади	Только побережье крупных современных и более ранних голоценовых лагун — морских и озерных — и их площади после регрессии
Олиготрофная. Резко преобладают сфагновые мхи и ассоциирующие с ними болотные растения (пушица, шейхцерия и др.)	Не установлена	Залегают на О и Л, частично Б, ОБ, ЭП, по латерали переходит в О, ЛО, Л и Б, иногда также и другие ТУ	Там же. Обычно у контакта зон II и III. Главные местонахождения Кемери, меньше побережье Куршской лагуны	Там же; максимальное развитие в ассоциации с хорошо развитой III зоной (дюнными поясами), в отдалении от речных протоков и дельт

Название литотипа фаций и индекс	Конститутивные признаки			Индикативные
	Вещественный состав и структура	Строение, текстура	Морфология пласта, характер контактов	Конкреции и другие аутигенные образования
Углеобразующий торфяник ТУ ₂	Мезотрофный (местами эвтрофный) низинный и переходный торф, лесной, осоковый. Зольность больше, чем в ТУ ₁ , но обычно меньше 20 %; рН = 5,7 ÷ ÷ 6,2; Eh = 70 ÷ ÷ 310 мВ. Есть прослой сапропеля	Слоистость за счет смены типов торфа и примесей терригенного материала. Встречаются пнистые и другие специфические текстуры	М. до 5 м. Площадь до тысяч гектаров. «Задержанная» нормальная сукцессия, но часты и возвратные «регрессивные»	Конкреции сульфидов Fe

Примечание. М — мощность.

и их парагенетиков. Распределение литотипов в таблице отвечает естественной фациально-геоморфологической зональности: от подножий склонов области сноса в период их образования до прибрежного мелководья конечного водоема седиментации. Эта последовательность в той или иной мере отвечает той геоморфологической последовательности фаций, которая сейчас разработана и описана в обширной литературе о фациях. Выделенные в таблице литотипы обобщают данные о конкретных разрезах конкретного региона. Однако они широко распространены и за его пределами, поэтому табл. III. 1 может послужить основой для построения системы таких классификационных таблиц.

Геоморфологическая зональность фаций в глобальном масштабе отмечена в ряде работ [15, 28 и др.]. Разнообразные региональные и надрегиональные систематики гумидных фаций и литотипов частично уже предложены и для современных осадков и фаций [10, 22, 23, 24; Ботвинкина Л. Н., Македонов А. В. и др., 1973 г.].

III.2. ФАЦИАЛЬНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЗОНЫ, СИСТЕМЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ РЯДОВ ЛИТОТИПОВ И ФАЦИЙ

Для всех современных осадков в глобальном масштабе общую схему геоморфологической зональности предложил Эд. Кукал [48, с. 11]. Эта схема с некоторыми дополнениями и интерпретацией по зонам А. В. Македонова показана на рис. III. 1. Схема очень упрощена. Внутри горной области, которая служит высшей континентальной границей схемы, выделены типы водоемов и осадков

Продолжение табл. III.1

признаки		Положение в ритмолитах (циклотемах)	Распространение внутри гумидных формаций	Установленный или предполагаемый генезис (тип ландшафтофацции)
Органические остатки и типы захоронения				
Флора	Фауна			
Мезотрофная, местами подчиненная эвтрофная. Ольха, ива, осока и др.	То же	Залегают на ЗЛЗ и озерном сапропеле, иногда на ЭП. Латерально переходит в О, Л, ЭП	Эпизодически во II зоне (болото Бундулине, побережье Куршской лагуны, старая дельта)	Лагунное околodelьтовое побережье; зарастающие водоемы с притоком грунтовых вод

со своей дополнительной зональностью, более малой размерностью, более контрастными формами рельефа, иным составом литотипов, последовательностью набора фаций: от местной области сноса до местного конечного водоема седиментации. Последний в свою очередь может быть источником сноса материалов в соседнюю крупную фациально-геоморфологическую зону (например, горными реками и т. д.). Такие дополнительные подразделения с зональностью разного масштаба, связанные иерархической последовательностью, выделяются во всех зонах, включая конечную океаническую, где существуют своеобразные кольцевые зоны вокруг подводных вулканов и т. д. Во всех случаях сохраняется принцип подобия последовательности границ зональности (от области сноса до конечного водоема седиментации) и структур промежуточных подразделений, варьирующих как по числу и по соотношению зон, так и по их внутренней структуре.

Сопоставление этой схемы с данными многочисленных конкретных региональных схем и обобщающих фациальных классификаций позволяет охарактеризовать в определенном порядке систему зональности, изображенную на рис. III. 1. Некоторая детализация этой схемы для зон III—V показана на рис. III. 2, она дополнена и уточнена автором в соответствии с принятой общей схемой фациальной зональности. Дальнейшая детализация схемы позволяет выделить конкретные признаки этой зональности и составляющих ее литотипов для групп фаций, наиболее распространенных в гумидных ландшафтных зонах. Ряд конкретных и обобщенная схема трех основных типов структур катен над фациями современных гумид-

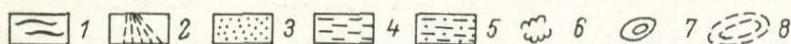
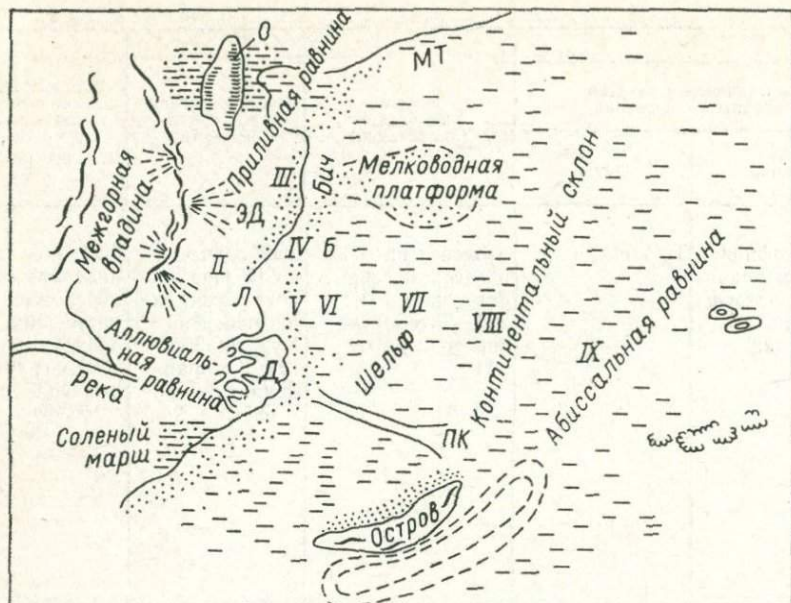


Рис. III.1. Схема расположения современных обстановок осадконакопления (мега- и гигафаций). По Эд. Кукалу [48] с дополнениями.

1 — горные хребты; 2 — аллювиальные конусы выноса; 3 — прибрежно-морские бары и дюнные пески; 4 — морские отложения; 5 — песчано-глинистые осадки маршей и лагун; 6 — коралловый риф; 7 — подводное поднятие; 8 — глубоководный трог. I—IX — фацциально-геоморфологические зоны по А. В. Македонову. О — озеро; МТ — мангровый торфяник (болото); ЭД — дюны; Б — песчаный бар; Л — лагуна; Д — дельта; ПК — подводный каньон и его конусы выноса.

ных зон (рис. III.3) характеризуются наиболее интенсивным современным торфонакоплением, сопоставимым с древними (углеобразующими) ландшафтами. Три показанных на схеме типа катенад являются разными иерархическими ступенями и типологическими рядами: группа А может включать в себя как низшую свою ступень и частный случай группу Б, обе группы могут включать в себя группу В. Обычно и наблюдаются те или другие их сочетания в рамках единых фацциальных ний, иногда гигафаций. Тем более существенно подобие этих структурных последовательностей, обобщающих реальные последовательности конкретных современных фацций. По отношению к схеме рис. III.1 тип А может охватывать весь набор фацциально-геоморфологических зон от I до VI, тип Б — набор зон от I до III, но так, что выделяются аналоги тех же шести зон. Во всех случаях зональность связана с образованием торфяников, значительных по площади и по мощности, сопоставимой с теми торфяниками, из которых могут образоваться новые угольные пласты, особенно в

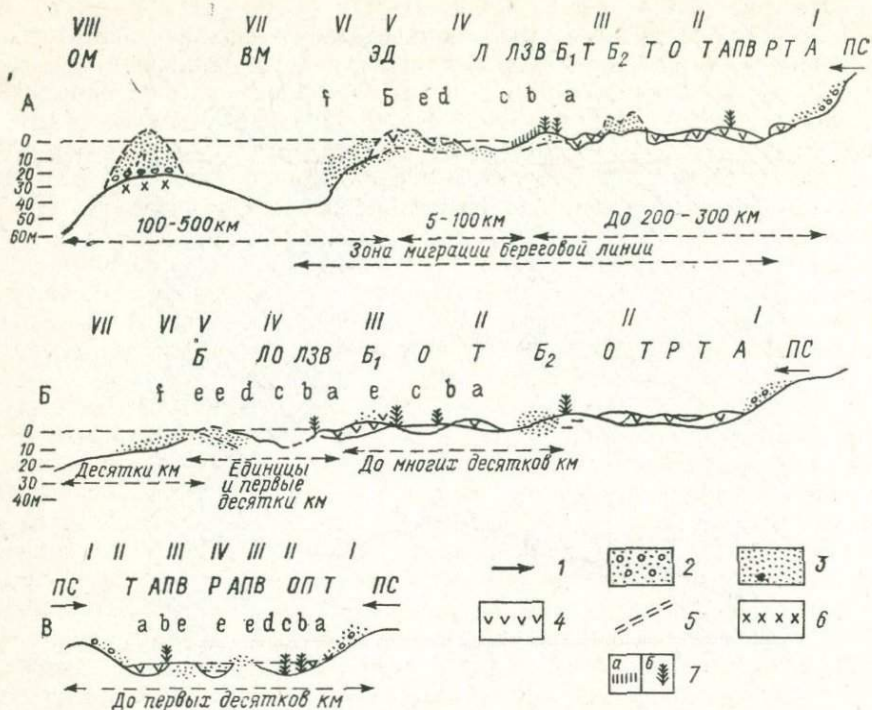


Рис. III.3. Схема зональной структуры торфо- и углеобразующих катенад фаций и групп осадков вкрест фациально-геоморфологической зональности.

1 — основные направления приноса осадков; 2 — грубообломочный материал (галечно-песчаный); 3 — преимущественно пески; 4 — торф; 5 — границы вариаций поверхности барьерных тел; 6 — породы фундамента барьера между открытым и внутренним морем; 7 — лесоболотная (а) и водно-болотная (б) растительность. А-В — фации: А — параличские (прибрежно-морские); В — лимнические (прибрежно-озерные и выполения озер); В — внутренние (долинные). ОМ — океанический шельф и открытое краевое море; ВМ — внутреннее и полуоткрытое краевое море (или залив); Л — лагуна; Б, Б₁, Б₂ — барьерные (баровые) полосы разных генераций; ЭД — эоловые дюны в барьерном поясе; ЛЗВ — лагунный зарастающий водоем; АПВ — пойма и аллювиальный прирусловый вал; О — озеро; ЛО — лагуна-озеро; А — аллювий, делювий, фации склонов; ОП — озеро пойменное; Р — русло реки, аллювий, склоновые отложения, элювий; Т — торфяники; ПС — постоянная суша (хинтерланд). Римские цифры — фациально-геоморфологические зоны; а-б — элементы образующихся угленосных циклотем.

группах структур А и Б, которые служат, таким образом, современными областями потенциального углеобразования с оговоркой, что для этого необходима определенная миграция зон во времени и развитие внутри них фаций прибрежных торфяников, структурно отвечающих границам зон III и IV (см. рис. III. 1).

На рис. III. 3 буквенными индексами показаны элементы парагенетических ассоциаций осадков, которые возникают при трансгрессии бассейнов на соседнюю сушу с образованием современных погребенных торфяников. Регрессивная последовательность элементов на рис. III. 3 не приведена, обычно она показывается буквенными индексами с дополнительными значками, согласно схеме, изложенной выше в гл. I.

На рис. III.4, III.5, III.9—III.17, III.20, III.22—III.25 и III.28—III.30 приведен ряд конкретных профилей вкрест фациально-геоморфологической зональности современных гумидных гига-, мега- и макрофаций в разных регионах СССР, Западной Европы и США. На рис. III.9—III.19 показаны строение сукцесий трансгрессивного и регрессивного рядов, отвечающих образованию ритмолитов I порядка в плейстоцене и голоцене, разные способы их изображения (с разной степенью детализации). Приведенные профили отвечают набору фаций от I до VI, реже VII и VIII зон обобщенной схемы рис. III.1 и ее вариаций на рис. III.3—III.4. Наибольшее внимание уделено профилям, иллюстрирующим строение как наиболее гумидных, с массовым распространением торфяников структур этой зональности, так и другие варианты гумидной обстановки.

На рис. III.4 показаны типы фациально-геоморфологического профиля параличских фациальных мега- и гигафаций. Резко отличается от других северофранцузский тип (рис. III.4, профиль *в*) с сокращенным набором зон, сравнительно слабой торфоносностью и узостью сопровождающей барьерной зоны. Рис. III.5—III.13—III.18, III.21—III.27 иллюстрируют другие варианты параличских гигафаций и мезонимий умеренного пояса, а рис. III.4, профиль *г*, рис. III.14—III.15 — типы терригенно-карбонатных гумидных современных формаций, распространенных в субтропиках и тропиках, с сохранением той же схемы зональности, но с изменением деталей строения и преобладанием карбонатно-терригенных литотипов. На рис. III.17 приведена обобщенная схема типичного голоценового ритмолита I порядка в условиях лагунно-барового побережья — одного из вариантов схемы А (см. рис. III.3) и типов *а—г* (см. рис. III.4). Этот тип ритмолитов отвечает промежуточным условиям между нидерландским (подтип *а*) и северофранцузским (тип *в*) типами (см. рис. III.4). На схеме показано соотношение трансгрессивных и регрессивных последовательностей и элементов ритмов, обозначенных разными буквенными индексами на рис. III.3 и III.4. Другие варианты этих последовательностей показаны на рис. III.9—III.12; детализация зоны IV дана на рис. III.13. На рис. III.19—III.20 приведен особый профиль через гумидные тропики со сложным сопоставлением разных фаций. На рис. III.16—III.26 показан картой и профилями наиболее изученный авторами фациальный округ (мезонимия) современной гумидной зоны умеренного пояса с набором фаций зон I—VIII схемы рис. III.1, но с соответствующим уменьшением таксономического ранга, а на рис. III.27—III.30 приведен аналогичный по рангу и строению фациальный округ влажных субтропиков.

Приведенные профили иллюстрируют геоморфологические, климатические и геотектонические типы зональности. В наибольшей степени представлены современные гумидные фации платформ умеренного пояса, что отражает и реальные площадные соотношения их. В пределах платформенных групп в свою очередь показаны типы гумидной зональности фаций и состава литотипов, отвеча-

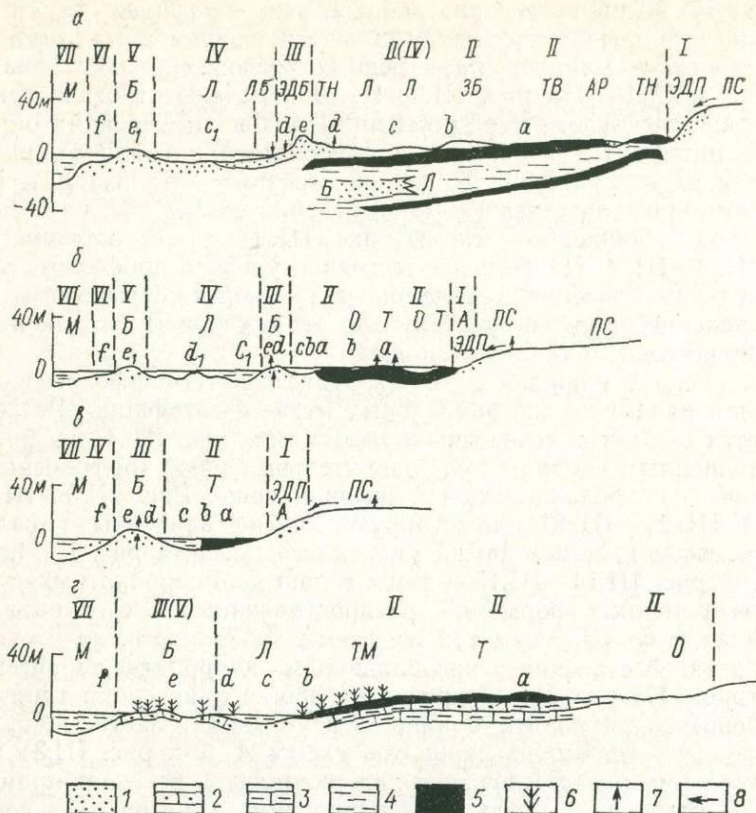


Рис. III.4. Схематические фашиально-геоморфологические профили четырех подтипов торфоносных прибрежно-морских гигафаций гумидных ландшафтных зон умеренного пояса (а—в) и тропиков (г).

а, б — паралические продуктивные типы торфоносных потенциальных углеобразующих ландшафтов: а — нидерландский подтип [VII — Северное море, V — Фризские острова, IV — крупная современная лагуна — Ваттовое море, III — современный дюнный пояс на разновозрастных голоценовых барах (ЭДБ), с погребенными лагунными глинами и торфяниками, местами небольшими торфяниками в междюнных понижениях, II — основное поле торфяноскопления II (IV) — то же, но перекрытое глинами]; б — приатлантический североамериканский подтип; в — северофранцузский малопродуктивный тип (VII — Ла-Манш); г — флоридский тип с полосой мангровых прибрежных торфяников и баровой полосой, представленной известковыми отмелями с манграми (VII — открытый шельф Мексиканского залива).

1 — пески; 2 — известковые пески с примесью терригенного материала; 3 — известняки и мергели; 4 — глинисто-алевритовые осадки; 5 — торфяники; 6 — мангровые и другие затопляемые береговые болота; 7 — лесная наземная растительность; 8 — главные направления сноса обломочного материала; 0 — средний уровень моря. Фашии: М — море; ПС — постоянная суша (хинтерланд); ЭДП — фашии склонов и подножий; А — аллювий; АР — аллювий русловый; О — озеро; Т — торфяник; ТН — торфяник низинный; ТВ — торфяник верховой; ТМ — торфянистые мангры; Л — лагуна; ЛБ — лагунный бар; Б — баровые поля и острова; ЗБ — заболоченный берег. Римские цифры — фашиально-геоморфологические зоны, в скобках — индексы зон, отвечающих другим фазам развития той же территории в голоцене; а—f — элементы парагенеза — ритмического чередования осадков при трансгрессиях и регрессиях (элементы торфоносных и потенциально угленосных ритмов).

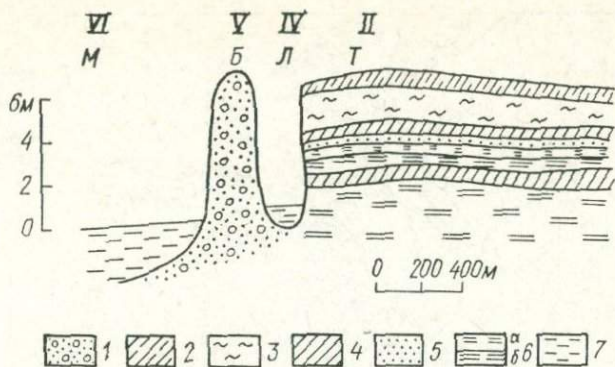


Рис. III.5. Схематический профиль типичного торфяника западного побережья Камчатки у р. Кихчик. По М. И. Нейштадту [1936 г.].

1 — морская галька; 2—5 — торф: 2 — гипново-осоковый, 3 — сфагновый, 4 — глинистый, 5 — осоковый; 6 — глина (а) и глинистый ил (б); 7 — современные водоемы. М — море; Б — бар (галечниковая коса); Л — лагуна; Т — торфяник. Фациально-геоморфологические зоны: VI — Охотское море; V — морская коса; IV — устье — эстуарий р. Кихчик; II — торфяник.

ющие разной степени подвижности платформ, их возрастам, начиная с наименее подвижной древней Русской (Восточно-Европейской) платформы и кончая высокоподвижными эпигерцидскими платформенными гумидными фациями юго-восточного побережья Северного моря и Атлантического побережья США, с дополнительными вариациями по характеру их рельефа, условий торфонакопления, деталей геотектонического и климатического режима, эволюции в течение голоцена, строения катенад и сукцессий, образующих ритмолиты. Современные орогены показаны на профиле побережья Западной Камчатки (рис. III.5), в условиях прохладно-умеренного климата; еще более подвижные орогены — в условиях гумидной тропической зоны — на рис. III.14, III.19, III.20, а в субтропиках — на рис. III.27—III.30.

Приведенные профили, схемы, блок-диаграммы не охватывают всего многообразия современных гумидных фаций, однако они все же достаточно представительны для суждения об основной зональности, типах строения фаций и литотипов разных иерархических уровней с точки зрения методики их литофациального анализа, принципы которой показаны в табл. III.1. Ниже предлагаем следующее схематическое описание зональности катенад гумидных фаций в связи с их торфоносностью, парагенезисами торфяников, динамикой миграций (рис. III.6—III.8).

Зона I — зона склона и подножия области сноса (хинтерланда); зона II — поле низменной суши, образовавшееся при миграции переходных фаций и площади затопления при максимальных трансгрессиях конечного водоема; вместе с тем это зона оптимального образования прибрежных болот, озер, дельт; зона III — первая барьерная зона, отделяющая предыдущую от соседнего водоема — моря, озера, русла реки; это или осушившиеся бары, обра-

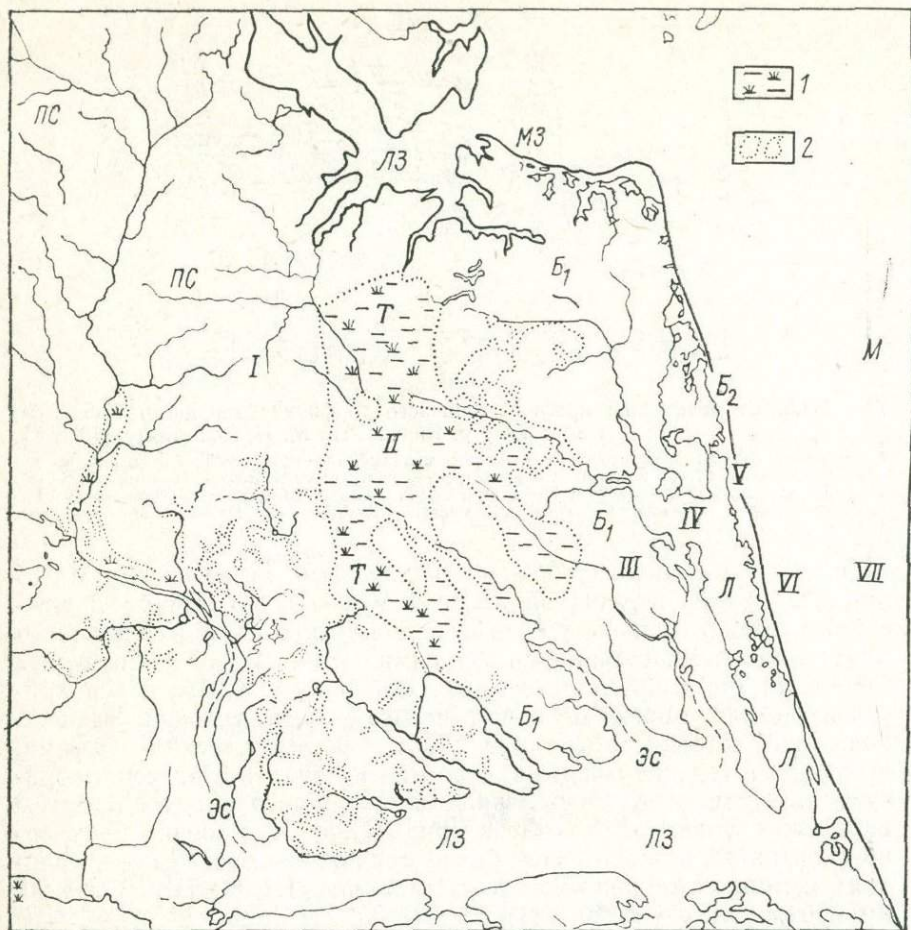


Рис. III.6. Геоморфологическая схема Большого Гиблого болота на юго-востоке США. По Дж. Кларку [1920 г.].

1 — торфяник; 2 — песчаные косы. ПС — постоянная суша (хинтерланд); Т — торфяник; Л — узкая лагуна (лагуна-пролив); ЛЗ — лагуна-залив, переходящий к суше в эстуарий (Эс); МЗ — открытый морской залив; Б₁ — первая (внутренняя) баровая полоса (барьерная зона пологих береговых валов и пляжей — осушенные бары бывшей лагуны); Б₂ — вторая (внешняя) баровая полоса, отделяющая современную лагуна от Атлантического шельфа, с выровненной береговой линией со стороны моря; М — открытое море (шельф). Римские цифры — фациально-геоморфологические зоны.

зовавшиеся, когда зона II была покрыта водой лагуны, или озера, или возникший другим путем береговой вал, дюнный пояс, прирусловой вал. Барьерная зона является важным фактором заболачивания, но иногда она может отсутствовать и в «углеобразующих» гигафациях. Зона IV — лагуна (морская или озерная) или (иногда) речная заводь; зона V — вторая, главная, барьерная зона, отделяющая лагуна от открытого бассейна (примеры — Куршская

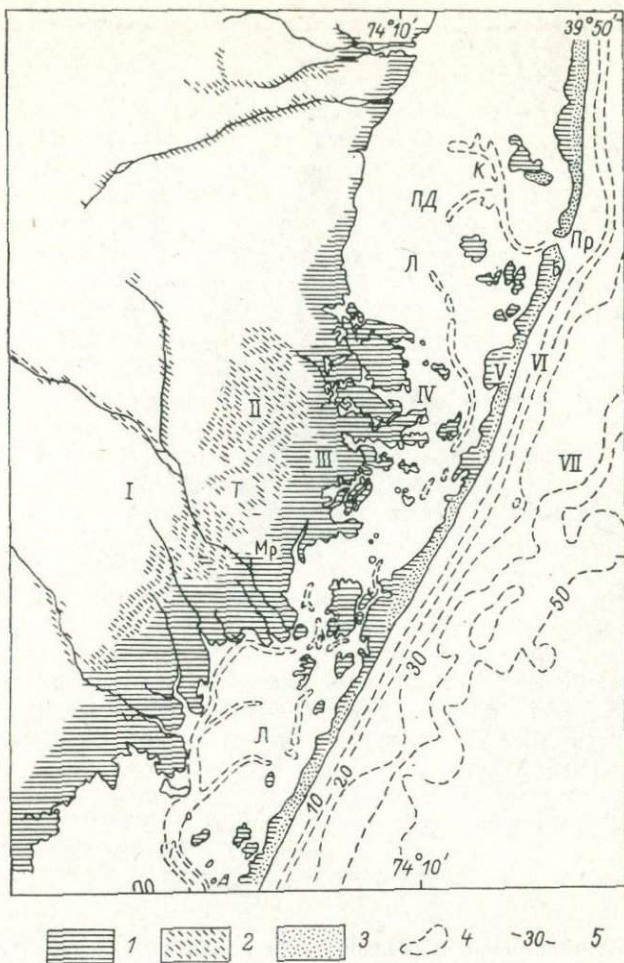


Рис. III.7. Схема расположения и зональности болотно-лагунно-барово-шельфовых мега- и гигафаций фациальной мезонимии гумидной зоны умеренного пояса (на примере Атлантического побережья США). По Э. Дж. Фишеру [1961 г., с. 1659] с дополнениями.

1—2 — болота: 1 — солоноватоводные (марши), 2 — пресноводные; 3 — песчаные осадки баровых островов; 4 — контуры приливно-отливных дельт и русел в лагунной зоне; 5 — изобаты, м. Фации: Т — торфяник пресноводный; Мр — марш; К — «канал» — желоб течения; Б — бар; Пр — проток через баровую полосу; Л — лагуна; ПД — приливо-отливные дельты. Римские цифры — фациально-геоморфологические зоны.

коса, Фризские острова и др.). При регрессии зона III может заболачиваться и сливаться с зоной II, которая в таких случаях разделяется на подзоны IIIa и IIIб. Зона VI — склон баровой полосы к открытому бассейну. Обычно это зона подводных валов, которая может превратиться в новую баровую полосу. Зона VII — примыкающий конечный бассейн — залив, шельф, открытая часть

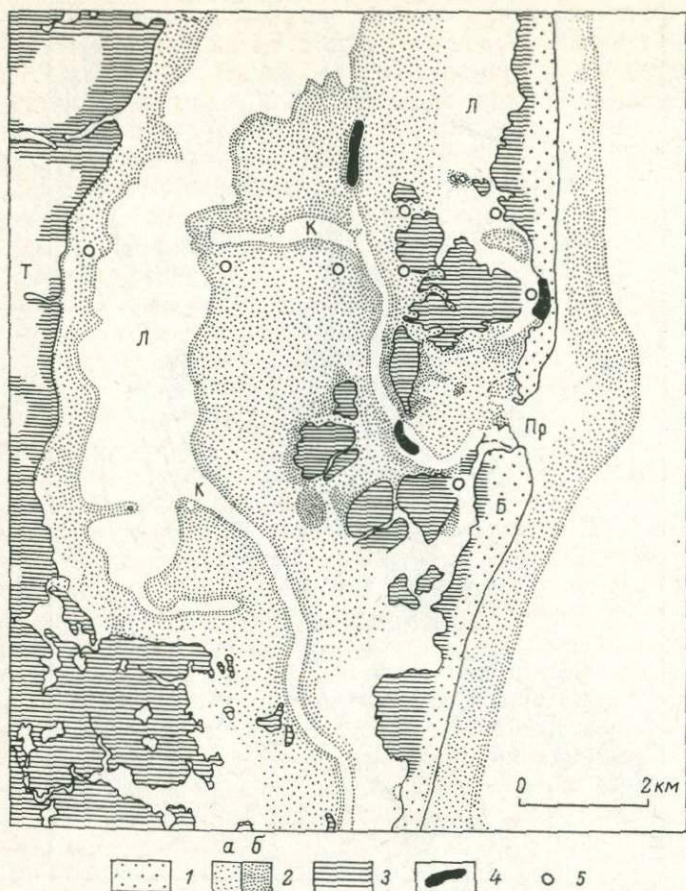


Рис. III.8. Схема рельефа и осадков части лагунного побережья с береговым торфяником, показанного на рис. III.7. По Л. Люки [1935 г.].

1—2 — пески: 1 — баровые (среднезернистые), 2 — крупнозернистые (а) и мелкозернистые (б); 3 — болота (марши); 4 — глинистые илы, богатые органическим веществом; 5 — опорные буровые скважины.

озера. Иногда это — полуотчлененный бассейн (как Рижский залив, Балтийское море). В этом случае выделяется еще зона VIII — зона шельфа океана или крупное краевое море. И наконец, зона IX — зона Мирового океана — конечного бассейна всех бассейнов.

Геоморфологическим зонам соответствуют ряды описанных выше геологических фаций. Свойства осадков в них зависят также от тектонического режима субстрата, соседних зон и хинтерланда, причем главную роль играют режим скоростей движения субстрата и их соотношение на площади и во времени с движениями хинтерланда, от энергии рельефа, от связанной с ними скорости осадко-накопления и захоронения, т. е. от первых двух фациальных фак-

торов (третий фактор — климат, четвертый — ступени геобиологического развития). Фации и типы осадков каждой зоны связаны определенным парагенезом, отражающим общность генезиса и развития данной территории; таким образом выделяются и элементы ритмических парагенов осадков, показанные на рис. III. 3, III. 22, III. 25 и III. 28 буквенными индексами для наиболее типичных структур. Климатические факторы и глобальные уровни геобиологического развития отражены на приведенных в книге схемах лишь косвенно и должны быть сопоставлены со схемой зональности (см. табл. I. 1). Общая последовательность от I до IX зон (см. рис. III. 1) прослеживается во всех климатических зонах, но в каждой резко отличается не только составом литотипов, и в особенности их индикативных признаков, но и существенными особенностями самого строения зональности.

Присутствие торфяников в том или ином количестве характерно для всех фациальных подразделений гумидных зон гигафаций и более крупных рангов, но положение их внутри этих рангов и конкретные признаки состава, морфологии, строения резко различаются, как и признаки парагенезиса с другими литотипами и фациями. Количественно в современную эпоху преобладают очень неравномерно распределенные на площади гигафаций болотные мезофагии с торфяниками и соответственно неравномерно распределенные парагенетически с ними связанные литотипы и их индикативные признаки, в частности железистые аутигенные компоненты. В пределах одной гигафации можно наблюдать все варианты типов торфонакопления, как это показано на рис. III. 22. Но вместе с тем выделяются доминантные для каждого типа торфонакопления и их парагенезисы, как мы видели и на примере сопряженных с ними групп биофациальных, геохимических и других признаков конкретных литотипов. В частности, как видно из рис. III. 4, III. 6, III. 9, III. 10, III. 19—III. 22, III. 24—III. 25 и III. 29—III. 30, с оптимальными условиями торфонакопления связано образование широких барьерных зон, обычно песчаных, отчленяющих заболоченные депрессии и определяющих условия их длительного существования и размерности. Комплекс признаков гумидных зон четко выявляется во всем наборе от I до VII зон, менее четко в зоне VIII, а в зоне IX (см. рис. III. 1) намечается уже своя система климатической и геоморфологической зональности, отличающаяся от системы зональности и соответствующих литотипов всех континентов, переходных и шельфовых фаций, хотя и сопряженная с ними в рамках общей глобальной системы.

Во всех зонах и в их сочетаниях в фациальных подразделениях крупных размерностей необходимо выявлять определенные типы чередования элементов, образующихся ритмолитов и соответствующих фаций, с формированием динамических комбинативно-коррелятивных и частично параметрических систем. По структурам чередования выделяются трансгрессивные, регрессивные, трансгрессивно-регрессивные системы, подразделяемые в свою очередь по строению на асимметричные, приблизительно симметричные,

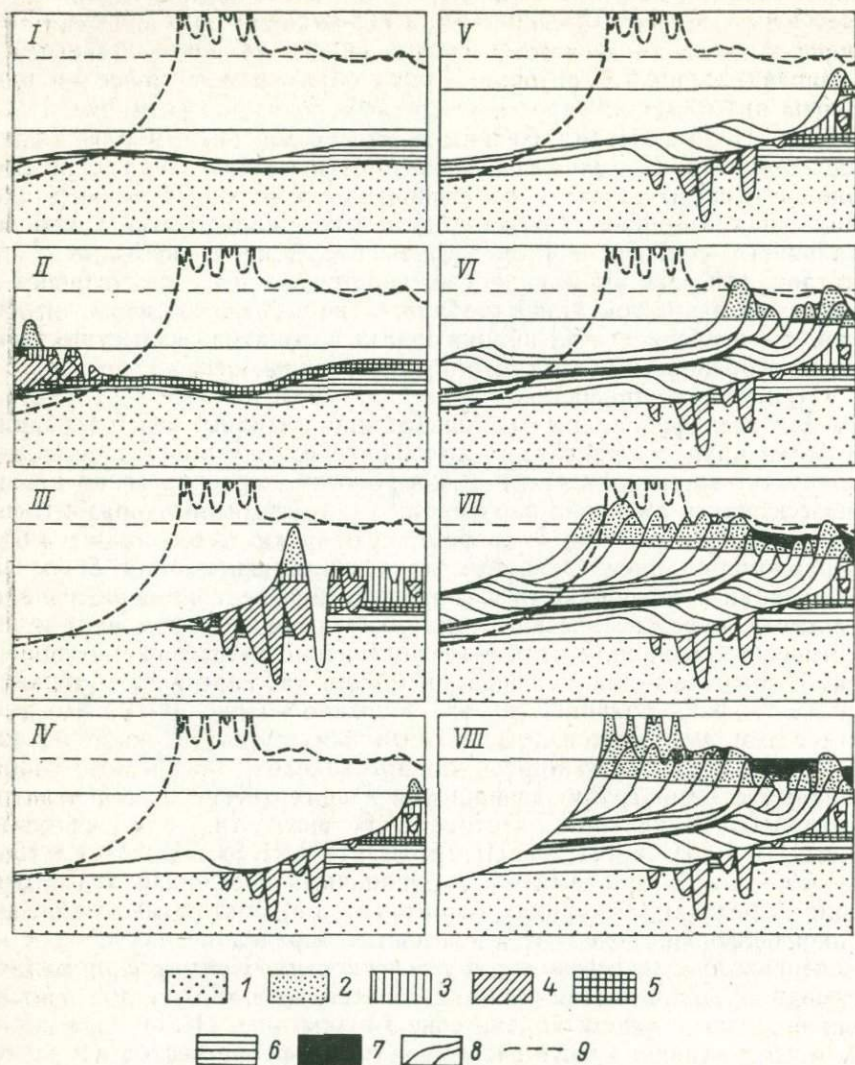


Рис. III.9. Стадии эволюции побережья Нидерландов и лагунно-барового комплекса. По Л. Ван-Страатену [1965 г].

Стадии: I — озерная (около 4750 лет до н. э., 6750 лет назад); средний атлантик; глины мощностью до 2 м с пресноводными гастроподами; уровень моря ниже современного около 10 м; II — лагунная, начало формирования приливо-отливных дельт (4200 лет до н. э.); средний атлантик; глины с гидробиями; уровень моря ниже современного на 8 м; III — приливо-отливной лагуны — глубокие приливо-отливные желоба, частичная эрозия осадков предшествующей стадии, береговой бар состоит из тонкого клина пляжевых песков и узкого дюнного пояса; поздний атлантик (около 3400 лет до н. э.); уровень моря ниже современного на 6 м; IV — завершение формирования внутреннего барьерного гребня (около 2800 лет до н. э.); уровень моря ниже современного около 4,8 м; V — образование широкой депрессии между барьерными грядами, рост надводного и образование подводного бара, дюнного пояса на надводном баре, илов с тыльной стороны дюн; ранний суббореал (около 2500 лет до н. э.); уровень моря ниже современного около 4,3 м; VI — завершение

диссимметричные с преобладанием как трансгрессивной, так и регрессивной ветвей. Графическим изображением этих структурных типов могут быть кривые изменений крупности зерна обломочных компонентов, но в сочетании со всем остальным комплексом признаков литотипов (рис. III.11 и III.28).

Как предложили Н. Б. Вассоевич и вслед за ним ряд других исследователей, по динамическому механизму чередования литотипов и фаций выделяются две основные группы «слоистости» в широком понимании этого термина как механизма слоеобразования: мутационную и миграционную. В действительности они всегда в той или иной мере сочетаются, как это хорошо видно и на рис. III.9—III.13, III.17 и III.28—III.30. Поэтому можно выделять смешанные мутационно-миграционные типы [Македонов А. В., 1965 г.] с различными соотношениями мутационных и миграционных процессов.

Мутационные факторы в наибольшей степени резко проявляются на низших уровнях литотипов — нано и микро, например при образовании ленточных глин и аналогичных форм чередования слоев в разных водоемах, а также при формировании почвенных профилей и других литотипов, меняющих свои свойства без передвижения на площади. Но мутационные факторы действуют и во всех рангах литотипов и фаций. Наиболее универсальными мутационными факторами являются: 1) одновременные изменения климата в результате астрономических или других надрегиональных воздействий; 2) изменение энергии и состава приноса вещества благодаря землетрясениям, вулканическим извержениям и тому подобным практически мгновенным и одновременно на огромных площадях действующим факторам, что в особенности проявляется в образовании турбидитов и ряда других фаций и литотипов VIII и IX зон; 3) эвстатические трансгрессии и регрессии, которые в свою очередь определяются или кардинальными изменениями климата, например в ледниковые фазы, или крупными тектоническими движениями, например на дне океанов при образовании глубоководных трогов и т. п.

Миграционная слоистость создается движением границ фаций, прежде всего геоморфологических, наиболее наглядно при движении береговых линий, как это было впервые в 1868 г. показано Н. А. Головкинским, затем И. Вальтером и другими.

Применительно к древним толщам разделение мутационной и миграционной слоистости было впервые четко сформулировано на

формирования второго (подводного) главного барьерного гребня и его миграция к берегу; средний суббореал (около 2200 лет до н. э.); уровень моря ниже современного на 3,8 м; VII — максимум наступления берега; поздний суббореал (около 850 лет до н. э.); уровень моря ниже современного около 2,2 м; VIII — современное побережье, новое отступление берега, углубление морского побережья до 16 м. 1 — плейстоценовые отложения; 2 — дюнные и пляжевые пески, образовавшиеся выше среднего уровня моря; 3 — ваттовые (приливные) отложения; 4 — отложения желобов приливных течений; 5 — лагунные отложения; 6 — озерные глин; 7 — торф; 8 — открыто морские (мористо-баровые) отложения с обозначением стратификации; 9 — современный уровень моря. Жирные штриховые кривые — современный поперечный профиль побережья.

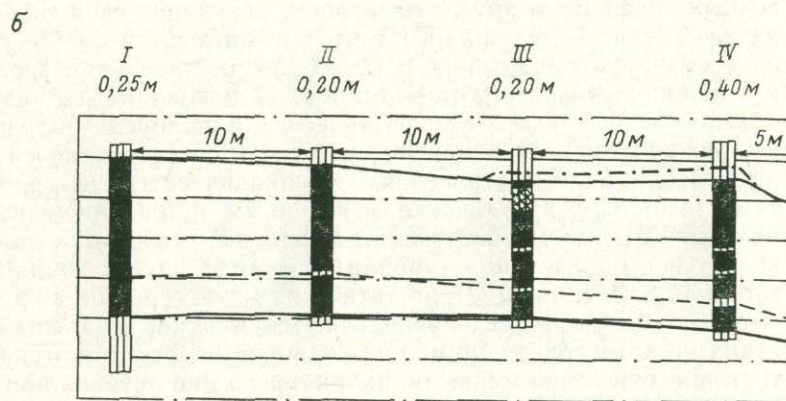
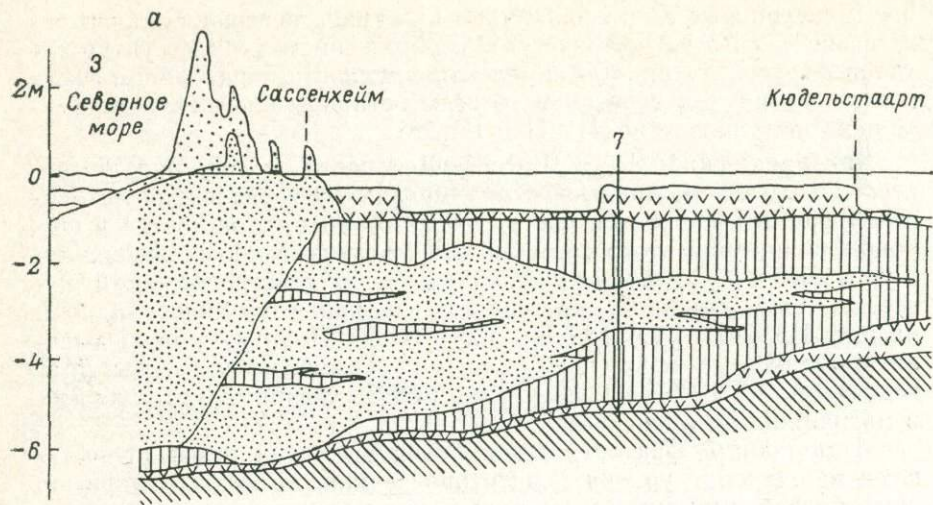
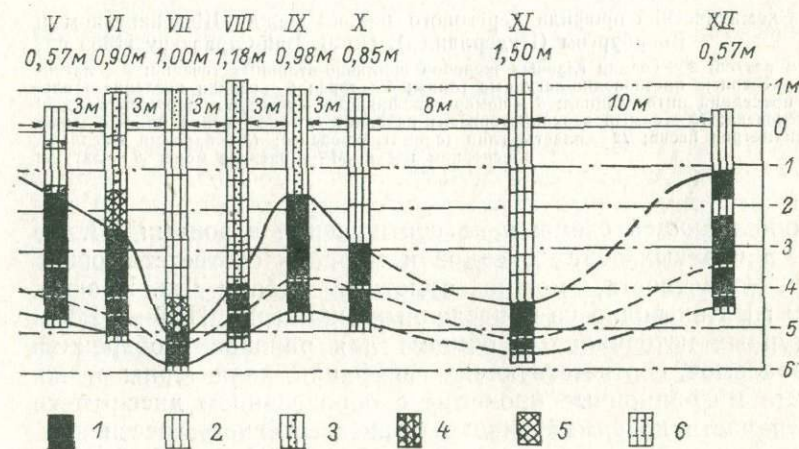
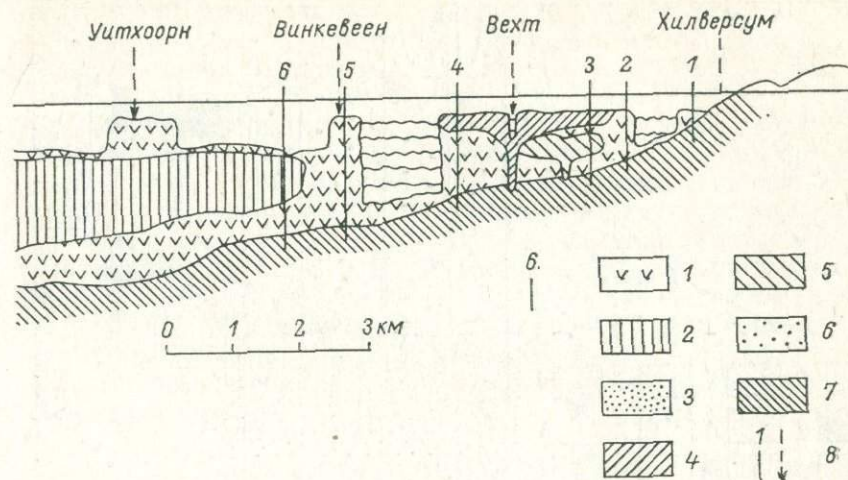


Рис. III.10. Разрезы голоценовых торфяников и вмещающих осадков Нидерландов.
a — схематический разрез Западных Нидерландов от Северного моря (на западе) до Хилверсума (на востоке); 1 — торф; 2 — морские (лагунные) глины; 3 — морские (баровые) пески; 4 — речные отложения (р. Вехт); 5 — более древние речные отложения (р. Вехт); 6 — дюнные отложения; 7 — положение и номера опорных разрезов и географических пунктов.
b — разрезы прибрежных торфяников около Роттердама: 1 — нижний голоценовый торфяник;

примере флишевых толщ Н. Б. Вассоевичем, а различные миграционные и мутационные формы слоистости наиболее полно исследованы геологами-угольщиками (Г. А. Ивановым; Ю. А. Жемчужниковым, К. Г. Войновским, А. В. Македоновым, В. Н. Волковым и др.). Общая теория разделения этих типов слоистости предложена С. И. Романовским [1980 г.]. Изучение современных осад-



сума (на востоке): 1 — торф; 2 — морские (лагунные) глины; 3 — морские (баровые) пески; 4 — речные отложения (р. Вехт); 5 — более древние речные отложения (р. Вехт); 6 — дюнные отложения; 7 — положение и номера опорных разрезов и географических пунктов.
 2 — глина; 3 — песчаная глина; 4 — гиттиевая глина; 5 — гиттия; 6 — ленточное переслаивание глины и песка.

ков позволяет достоверно и непосредственно выявлять соотношения мутационных и миграционных факторов на примере эволюции осадконакопления в голоцене. Примеры разных соотношений этих процессов в ходе эволюции показаны на рис. III.9—III.17. Эти вопросы также специально рассмотрены в некоторых работах на других примерах, хотя также главным образом касающихся

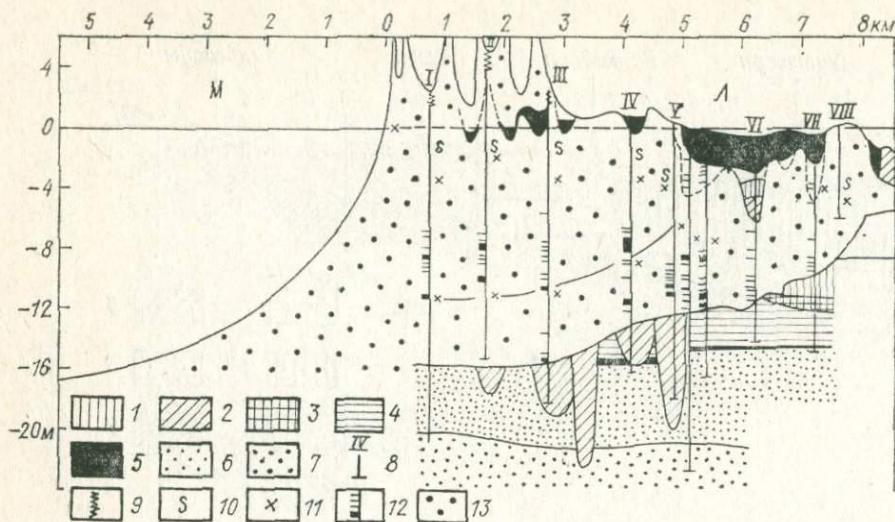


Рис. III.11. Схематический профиль берегового района между Шевенингином и Вoorбургом (Нидерланды). По Л. Ван-Страатену [1965 г.].

1 — отложения ваттов; 2 — осадки главных желобов приливо-отливных течений; 3 — лагуная глина; 4 — озерные пресноводно-лагунные глины; 5 — торф; 6 — осадки последнего оледенения; 7 — последний интергляциал; 8 — номер скважины; 9 — текстуры, нарушенные деятельностью человека; 10 — самый верхний горизонт раковин; 11 — положение максимальных медианных диаметров песка; 12 — пласты глин (схематизировано); 13 — баровый комплекс, в основном пески. М — Северное море; Л — лагуна.

зоны IV обобщающей схемы и ее соотношений с зонами III, V, VIII, т. е. в краевых зонах океанов и морей и соответствующих побережий. В частности, можно отметить работы Дж. Крафта и др. [1979 г.]. Как видно из приведенных схем (рис. III.9—III.30) и литературных источников, в общем для районов побережий крупных водоемов, соответствующих гигафаций, характерны резко выраженные миграционные процессы с образованием диссимметричных или частично симметричных трансгрессивно-регрессивных последовательностей, типа показанных на рис. III.17, III.28. И в этом отношении справедливо правило Головкинского — правило подобия смены фаций и литотипов во времени и на площади. Но вместе с тем практически нет случаев применения этого правила без отклонений. Отклонения обусловлены тем, что на миграционный процесс накладывается мутационный [Македонов А. В., 1965 г.], разной размерности и скорости. Кроме того, сам миграционный процесс несколько эволюционирует во времени в связи с общей ландшафтно-климатической, геотектонической, геобиологической ритмически-поступательной эволюцией региона и всей Земли, а также в связи с проявлениями устойчивой во времени фациально-геоморфологической и геотектонической зональности. Благодаря этому, например, наряду с миграцией барьерных литотипов и фа-

ций — баровых песков, кос и пр., — которая показана на рис. III.9, наблюдается и образование устойчивых во времени геоморфологических барьеров и соответствующих литотипов, которые ограничивают поле этой миграции (см. рис. III.10 и III.17). Кроме того, в ходе эволюции ландшафтов возникают временные, исчезающие затем литотипы и фации.

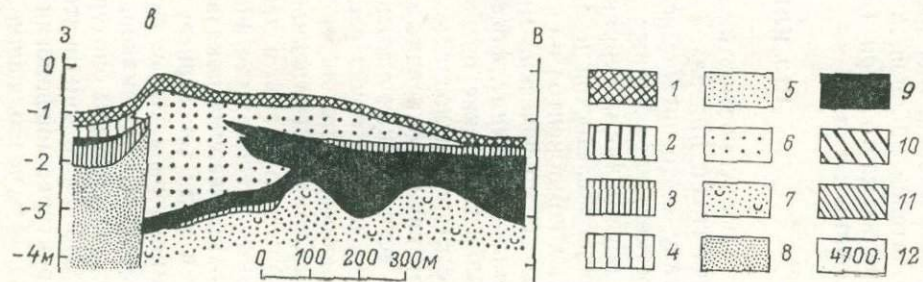
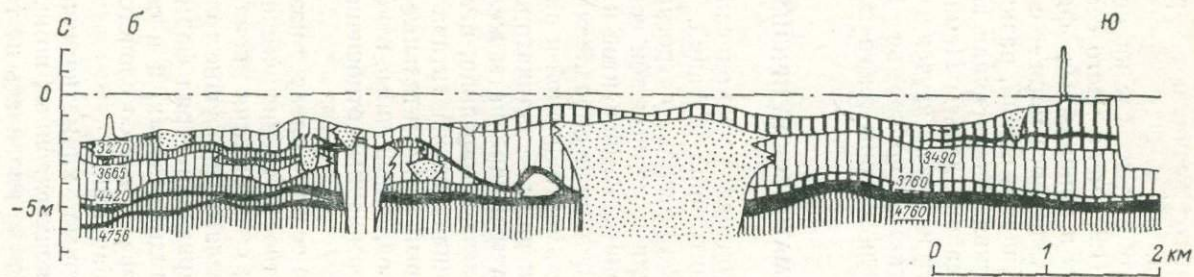
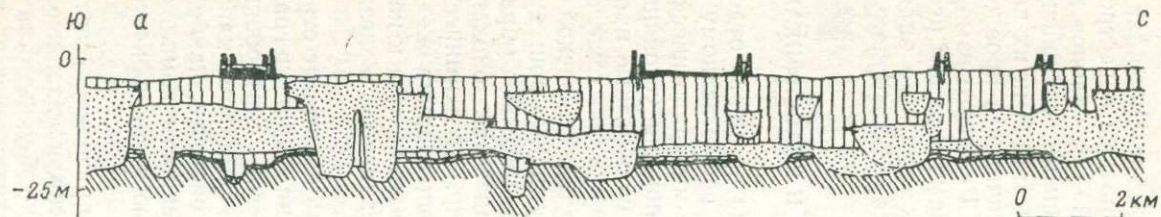
На протяжении всего 10 тыс. лет на побережье Нидерландов, как показано на рис. III.9, имели место семикратные перестройки всего набора береговых и прибрежных фаций — от склонов хинтерланда до открытого Северного моря — с разными соотношениями образующихся литотипов и фаций, разными деталями их внутреннего состава и строения. Аналогичная изменчивость прослежена и при образовании района дельты Немана, Рижского взморья, Колхидской низменности и других изученных нами и рядом исследователей районов, а также побережья Мексиканского залива, Средиземного моря (дельта Роны), юго-запада Экваториальной Африки и т. д.

III.3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И КЛАССИФИКАЦИЯ

Совокупность этих признаков уже описана на примерах отдельных групп признаков литотипов и фаций. По вещественному составу — это прежде всего признаки петрографо-минералогического состава, характерные для гумидных зон соотношения устойчивых и неустойчивых терригенных компонентов и разнообразные проявления железистой цементации и образования аутигенных железистых компонентов на седиментационной и раннедиагнетической фазах (специфические минералы — индикаторы гумидных зон: аутигенные каолинит, фосфаты и карбонаты железа, массовые образования гидроокислов железа и марганца, в тропических зонах также гидроокислов алюминия, иногда титана и др.); геохимические признаки — описанные выше относительные концентрации железа во всех группах литотипов, повышенные отношения железа к кальцию, в ряде случаев повышенные отношения закисного железа к окисному и др.

Кроме вещественного состава следует назвать некоторые структурные признаки, в частности специфические типы кривых гранулометрического состава, соотношения показателей сортировки с геохимическими показателями, присущие только гумидному климату и т. д.; текстурные признаки — ряд форм слоистости, наиболее широко развитые в гумидных зонах, и в особенности комплексы текстурных признаков, связанные со слоистостью и специфически для этих зон биотурбациями.

Наиболее индикативные климатические признаки — состав, структура, морфология конкреционных комплексов, показанные на рис. II.6, позволяющие четко различать не только крупные климатические группы, по Н. М. Страхову, но и переходные — весь ряд климатических изменений: гумидных и разной степени гумидности зон умеренного пояса, субтропиков и тропиков, семигумидных, се-



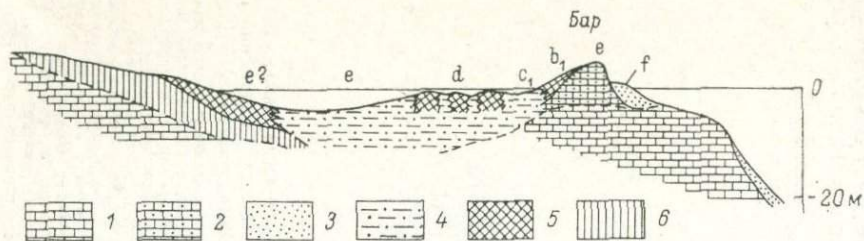


Рис. III.14. Схематический геологический разрез в районе архипелагов Сабана и Камагуэй (Куба).

1 — известняки; 2 — оолитовые песчаники; 3 — пески пляжа и подводного склона; 4 — пясчано-иловые осадки с ракушей; 5 — известково-органогенные илстые осадки мангровых зарослей; 6 — кора выветривания.

миаридных и собственно аридных, с их дальнейшим делением по термическому режиму и с дополнительными подразделениями климатических особенностей конкреций, связанных с геоморфологическими и геотектоническими вариациями в пределах одних и тех же климатических зон и с учетом стадийных изменений признаков конкреций в ходе литогенеза и общей эволюции их состава в ходе геохимической эволюции Земли. Особое внимание при этом уделяется соотношению конкреционных комплексов с геобиологическими признаками и связанными с ними процессами, в частности почвообразовательными. В большинстве конкретных случаев литофациального анализа находка нескольких специфических окисно-железистых, окисно-железисто-фосфатных конкреций в мелковод-

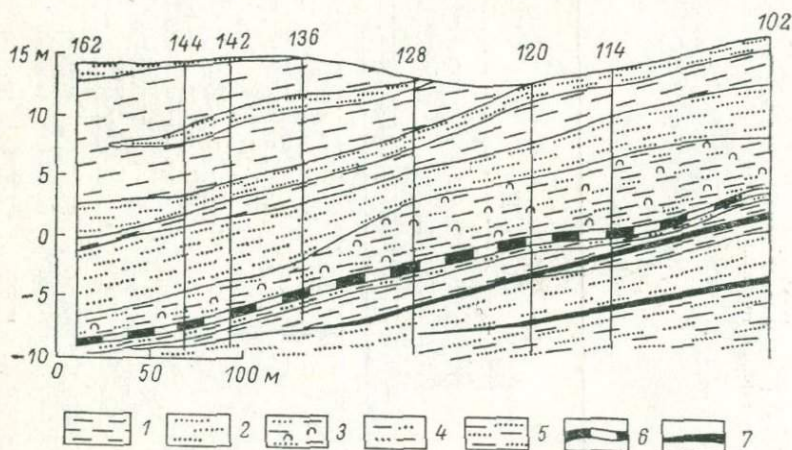


Рис. III.15. Строение разреза плейстоценовых отложений (с торфяниками) Флориды. По Р. Тайхмюллеру [1955 г.].

1 — мергелистые и частично мергелистые глины; 2 — песок; 3 — песчаные глины с морскими раковинами; 4 — мергелистый песок с пресноводными раковинами; 5 — глинистый песок; 6 — торф с признаками проникновения морских вод; 7 — пресноводный торф.

Рис. III.16. Схематический разрез береговой зоны (Северная Франция, около Кале), показывающий соотношение между береговым валом (баром) Пьерретт и прибрежным торфяником. По Ж. Дюбуа [1924, с. 65].

I—IV — разрезы прибрежно-морских осадков в районе Кале. 1 — галечники Пьерретт; 2 — серовато-голубые пески; 3 — глина польдера; 4 — торфяник; 5 — песок с *Cardium edule*; 6 — море; 7 — дюны и золотые пески; 8 — делювий и отложения дождевых вод и мелких ручьев.

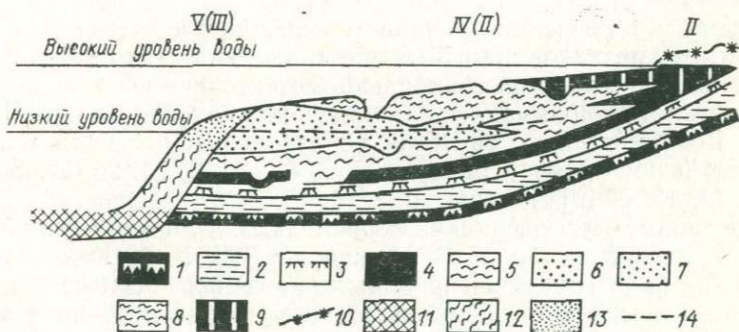
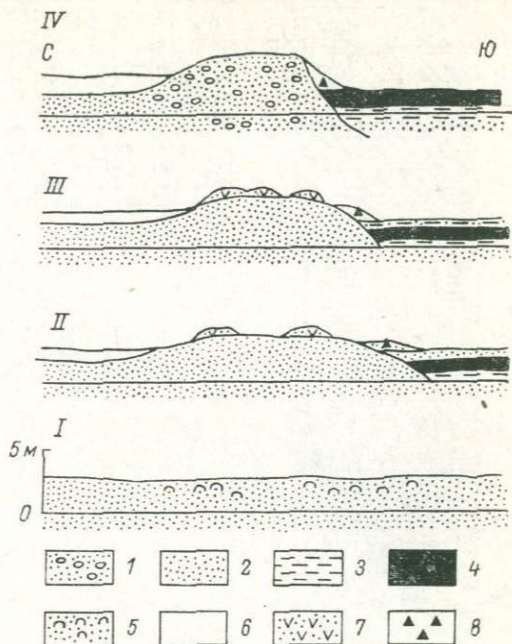


Рис. III.17. Полный разрез трансгрессивной и регрессивной серий. По Г. Рейнеку [1974 г.].

1—6 — отложения трансгрессивной серии: 1 — торфяники, 2 — глины, отложившиеся в солоноватых водах, 3 — осадки маршей, 4 — илы, 5 — смешанные осадки, 6 — песчаные; 7—10 — отложения регрессивной серии: 7 — песчаные, 8 — смешанные, 9 — илы, 10 — солончаки; 11—13 — отложения приливных русел: 11 — грубозернистые осадки, ракушечники, алевроитовые гальки, 12 — смешанные осадки, 13 — песок; 14 — изохрона; II, IV—V — фациально-геоморфологические зоны.

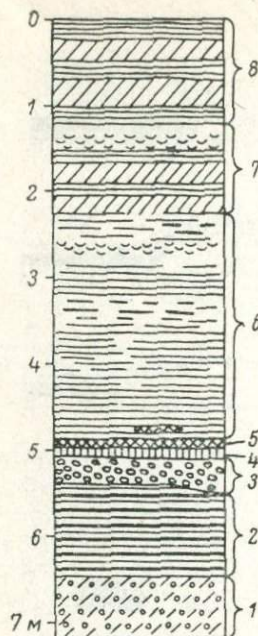


Рис. III.18. Колонка озерных, болотных и прибрежно-морских отложений побережья Эстонии, стенки Тимм-канала [12].

1—2 — плейстоценовые отложения: 1 — морена, 2 — ленточные глины; 3—8 — голоценовые отложения: 3 — гравий и галька Анцилового озера; 4 — торф, 5 — лагунный ил, 6 — горизонтальнослоистые песчаные алевриты (реже пески) с «галечками» торфа и линзами органического вещества в нижней части (мощность 1,25—2,5 м), в верхней части прослой с остатками звригалиновых морских пелеципод, 7 — косо- и волнисто-слоистые мелкозернистые пески с горизонтом ракуши, 8 — золотые пески, косослоистые.

ных или континентальных фациях дает возможность довольно однозначно выделять климатические обстановки; этот индикатор дополнительно контролируется другими признаками, в особенности геохимическими и геобиоценологическими.

Общим методическим принципом выявления и диагностики климатических признаков гумидных зон также является связь их анализа с общей системой фациально-геотектонического анализа в указанном выше понимании. Ряд признаков показан на рис. III.3—III.30. Дополнительные сведения по отдельным регионам и группам фаций приведены в работах [5, 7, 8, 17, 18, 20, 25, 26, 39, 40, 42, 43, 44, 45, 49 и ряде других].

Имеющиеся классификации современных и древних фаций, начиная с классификаций Д. В. Наливкина [24], Г. Ф. Крашенинникова [15] и ряда других авторов, чьи работы перечислены в предисловии, охватывают очень большой набор групп литотипов и фаций, но часто без четкого разделения их признаков и их генетического истолкования. В частности, недостаточно разработана типология, иерархия и систематика группы переходных фаций, правильно выделенных еще Д. В. Наливкиным. В ряде случаев не описываются отдельно лагунные фации, барьерные фации рассмотрены только как фации надводных барьерных островов; нечетко выявляется их соотношение друг с другом и с дельтовыми фациями разных размерностей. Отдельно описываются как равноправные самостоятельные группы приливно-отливные отложения,

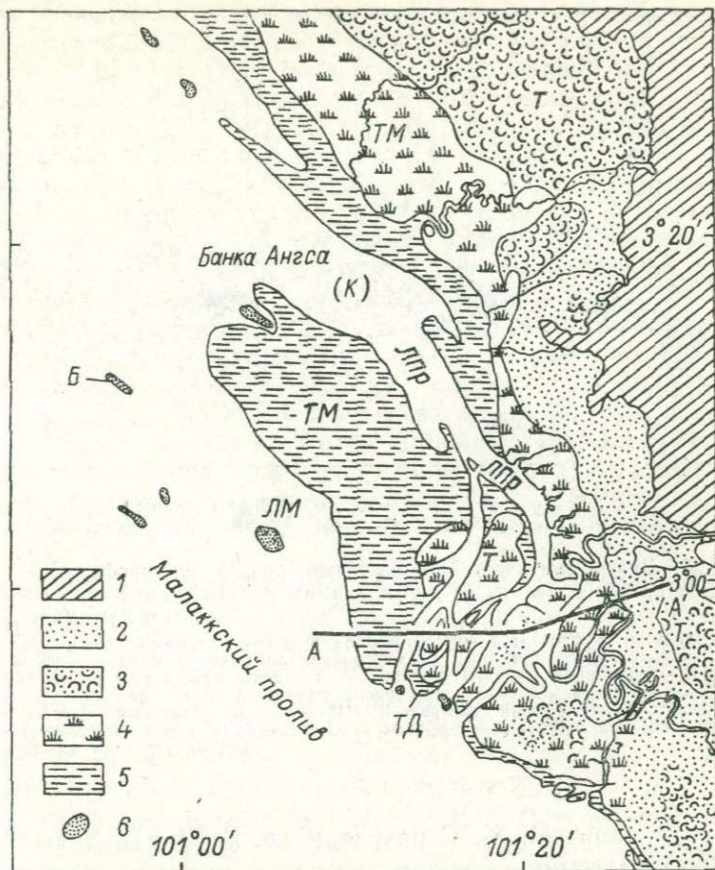


Рис. III.19. Обстановки седиментации в дельте Кланг-Лангдат (юго-западное побережье п-ова Малакка). По [42].

1 — бедрок; 2 — современная и молодая дельтовая равнина; 3 — пресноводное болото; 4 — мангровое болото; 5 — отливная равнина (осушка); 6 — баровые острова. Фашии: Б — подводные бары, мели; ЛМ — мористая лагуна; ТМ — торфяник мангровый; ЛПр — приливно-отливной желоб — русло-протока в заболоченной лагуна; (К) — лагуна-залив Кланг; Т — торфяник пресноводный; ТД — торфяник дельтовый.

хотя в действительности — это подтип лагунных фаций в морях с сильноразвитыми приливно-отливными течениями.

Есть множество описаний современных лагун гумидной зоны, но в сводных работах не выделены общие признаки лагун и сопряженных с ними баровых комплексов гумидных зон. Недостаточно четко или совсем не выделены климатические типы и других фаций, несмотря на то что уже много работ посвящено современным и древним климатам, их классификациям. Общеизвестны работы Н. М. Страхова [1960 г., 1962 г., 1963 г., 1973 г.], где впервые четко определены три климатических типа литогенеза, современного и древнего: гумидного, аридного и ледового. Эта схема легла

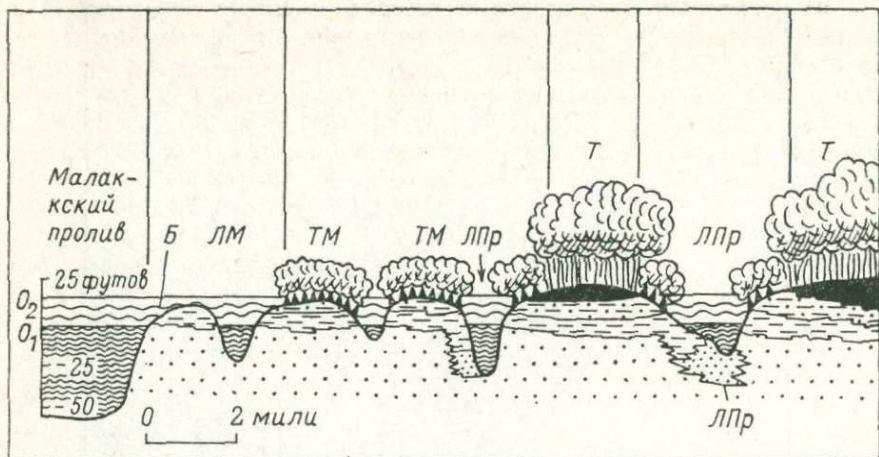


Рис. III.20. Диаграмматический поперечный разрез по профилю А—А' (см. рис. III.19) активной дельты (с торфяниками), показывающий отношения фаций и литотипов. По [42].

1 — песок дельтового фронта; 2 — песок желоба приливо-отливного течения; 3 — песчаная глина приливо-отливной равнины; 4 — мангровая глина (торф с корневыми остатками); 5 — торф; 6 — воды ниже среднего уровня; 7 — слой воды между средним низким и средним высоким уровнями. ЛМ — лагуно-морские фации — приливо-отливная равнина и желоба течения; ТМ — торфяник мангровый; ЛПр — приливо-отливный желоб — русло-протока в заболоченной лагуне; Т — торфяник пресноводный; O_1 — средний низкий уровень воды; O_2 — средний высокий уровень.

в основу и работ Н. М. Страхова и др. [1954 г.] об осадках современных водоемов.

Однако более детальные климатические классификации фаций и осадков на современном материале были разработаны значительно раньше. Основопологающими были работы почвоведов и географов, прежде всего В. В. Докучаева [1899 г.] о зональности минерального царства, затем Л. С. Берга [2; 1945 г., 1946 г., 1947 г.], где изложено учение о ландшафтно-климатической зональности континентальных отложений на материале СССР, дополненное работами А. А. Григорьева [1946 г., 1947 г., и др.], А. А. Григорьева и М. И. Будыко [1956 г.] и ряда других географов и почвоведов. Были предложены и определенные количественные показатели климатических зон [Григорьев А. А., 1947 г.; Иванов Н. Н., 1948 г.; А. Г. Исаченко, 1962 г. и др.; А. А. Блютген, 1973 г.; А. А. Борисов, 1975 г.; Г. Н. Витвицкий, 1975 г., 1983 г. и др.]. Во всех этих работах кроме аридных, гумидных и ледовых зон предлагались и более дробные ландшафтно-климатические подразделения, указывались их комплексные ландшафтные признаки: типы растительности, почвы, отчасти и некоторые типы осадков и т. д., но не указывались конкретные типы литогенеза.

Применительно к геологии и географии современных осадков первые опыты более детального расчленения климатических типов литогенезов были предложены в связи с изучением закономерностей образования и распространения конкреций в современных осадках и почвах [22; Македонов А. В., 1957 г. и др.] на глобальном материале, с попыткой сопоставить признаки конкреций и связанных с ними геологических фаций и географических ландшафтов. В. М. Сеницын [1967 г., 1968 г.] несколько детализировал схемы Н. М. Страхова. На материале главным образом древних осадков и фаций в специальном небольшом разделе он отметил «значение представлений о современном климате для палеогеографических реконструкций» [1967 г., с. 8—13]. В. М. Сеницын выделял «страны жаркого влажного», «сухого жаркого» и «холодного климата (тундр)», отмечал значение таких географических категорий климата, как «материковый, океанический», западных и восточных берегов континента. Н. А. Ясаманов [1976 г.] выделил три климатические группы — аридные, семиаридные и гумидные — и их подразделения по термическому режиму. И. Д. Данилов [1978 г.] разделил ледовый тип Страхова на два, описал «полярный тип литогенеза».

В схеме Ю. П. Казанского [11] на двухмерной матрице сопоставлены «типы автохтонных образований в различных современных ландшафтно-климатических зонах» шести зон: 1) тундр и лесотундр; 2) лесов умеренного и холодного климата; 3) степей и саванн; 4) пустынь и полупустынь; 5) тропиков и субтропиков с сухими периодами; 6) влажных тропиков. Каждой зоне отвечает пять типологических рядов автохтонных образований: а) почв, б) минералогии, преобладающих глинистых образований в почвах; в) преобладающих процессов перемещения элювиальных продуктов; г) аккумулятивных продуктов; д) состав стяжений и конкреций. Эта схема, однако, охватывает только континентальные фации и объединяет весьма разные группы, например степей и саванн, без их дальнейшего подразделения; конкретное описание комплексов признаков содержит и некоторые фактические ошибки. Но тем не менее она была шагом вперед и предлагала некоторые интересные показатели, например процессы перемещения элювиальных продуктов.

В статье Э. Кросби [1974 г.] о классификации обстановок седиментации не выделяются климатические типы, но для смешанных геоморфологических групп отмечается существование аридных и гумидных. Общая климатическая типизация современных осадков и фаций до сих пор не разработана, отсутствует она и в сводке Зд. Кукала [48]. Дж. М. Фридман и Дж. Э. Сандерс [47, с. 242—245] различают умеренные, тропические и особо аридные типы озер.

Климатические типы внутренних и краевых морей описаны в статье Э. Зейболда [Seibold E., 1970 г.] и более кратко в его книге [Seibold E., 1974 г., с. 118—123]. В статье Э. Зейболда выделены только два типа — гумидные и аридные краевые моря — на при-

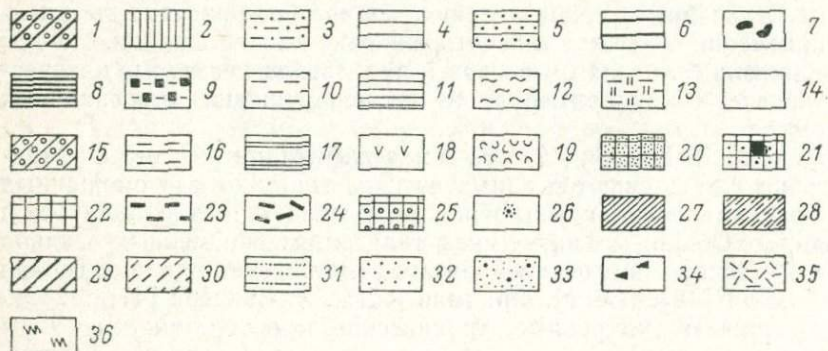
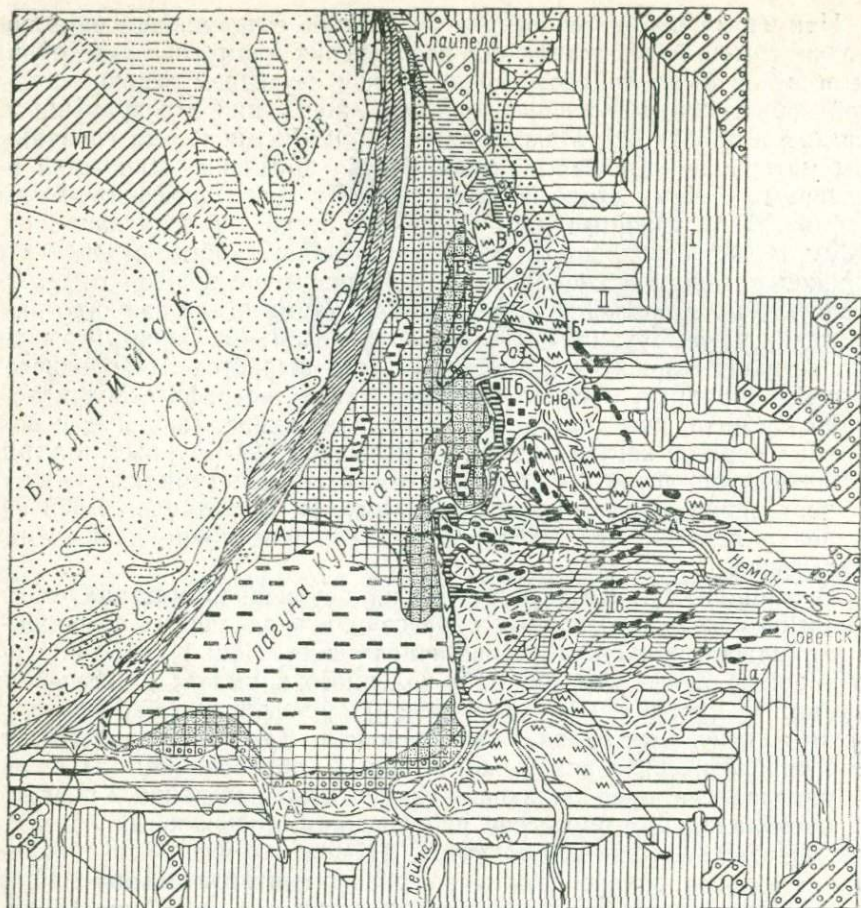


Рис. III.21. Литолого-фациальная карта дельты р. Неман, Куршской лагуны и примыкающей части дна Балтийского моря. Составила Ю. А. Кривулина с использованием материалов А. И. Блажчишина, Ю. В. Казакова, Р. Кунсаса, Э. П. Макаровой и Б. Раупшлауките.

мере Балтийского моря и Персидского залива. Кроме того, названы в качестве примеров современных гумидных зон Гудзонов залив в умеренном климате, Сиамский залив, бухта Као в тропическом климате, дана схема географического распространения гумидного и аридного типов. Климатические типы разделяются им по балансу атмосферных осадков и испарения, а также по гидродинамическим признакам, режиму солености, гидрохимическим показателям, некоторым свойствам вещества: содержанию CaCO_3 , SO_4 , SiO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn. Баланс соотношения атмосферных осадков и их испаряемости в Балтийском море +479, в Персидском заливе —255; pH поверхностных вод в Балтийском море 8,0, у дна 7,0, в Персидском заливе 8,1—8,2 и 8,0—8,2; соленость в гумидном климате пониженная, в аридном повышенная; в гумидном климате преобладают входящие донные течения и выходящие поверхностные, в аридном — наоборот; стратификация вод по солености в гумидном климате отчетливая, благодаря чему в понижениях образуются застойные воды с генерацией H_2S , в аридном четкой стратификации, как правило, нет. В осадках Персидского залива $\text{CaCO}_3 > 50$, в Балтийском море 0—5%. Для гумидной зоны умеренного климата характерно присутствие окислов железа и мар-

1 — зона хинтерланда и его склонов: 1 — холмистый рельеф краевых ледниковых образований среднеледниковой стадии отступления ледника — тяжелые суглинки, валунные глины; 2 — волнистая моренная равнина — суглинки и супеси с валунами и гравием основной морены; 3 — пойменный и русловый аллювий нижнего течения р. Неман — пески мелкозернистые, алевроиты, прослой песчаного торфа. II — зона аккумуляции: IIa — аккумулятивная озерно-ледниковая равнина (4 — всхолмленная равнина, частично заболоченная, с участками развития аккумулятивных береговых форм — пески, алевроиты, 5 — плоская равнина долины стока ледниковых вод р. Миния — флювиогляциальные суглинки, 6 — равнина, значительно заболоченная на озеро-ледниковых суглинках, глинах, 7 — останцы мелкозернистых песков — береговые образования конца литоринового времени); IIб — IIв — зона современной аккумуляции — дельтовая равнина: IIб — действующая дельта (8 — низкая затопляемая терраса, маршевая полоса, 9 — зона интенсивного нарастания дельты — алевроиты, пески мелкозернистые с растительным шламом, 10 — заболоченная низменность флювиоогунно-озерная — крупные алевроиты с растительными остатками), IIв — старая, брошенная дельта (11 — заболоченная равнина — пески гумусированные, алевроиты, 12 — плоские понижения на месте бывших озер — гумусированные глинистые алевроиты, 13 — аллювий главной дельтовой протоки — песок средне- и мелкозернистый, 14 — русловый и пойменный аллювий дельтовых проток и рек — алевроиты). III — первая барьерная зона: 15 — останцовые моренные гряды северолитовской стадии отступления ледника — валунный суглинок; 16 — заболоченная равнина на мелкозернистых литориновых песках с грядой дюн высотой до 8—10 м — переработанные ветром береговые образования литориновой лагуны. IV — Куршская лагуна: 17 — прибрежная абразионно-аккумулятивная слабоаклонная терраса на ледниковом доколе — перемытые валунные суглинки, глинистые разнозернистые пески; 18 — зона нарастающего прибрежья лагуны — глинистый ил с корнями тростника; 19 — приустьевый бар — отмели и низкие острова — мелкозернистый песок, крупный алевроит; 20—25 — донные осадки лагуны (по В. Гуделису, А. Гасюнас) (20 — песок мелкозернистый, 21 — песок илистый, 22 — песчаный ил, 23 — глинистый ил, 24 — торф, 25 — реликтовые плейстоценовые отложения — суглинок, валунный суглинок, частично перемытые). V — Куршская коса (вторая, главная, барьерная зона): 26 — золотые дюны и гряды высотой 50—60 м — песок среднелазернистый, с погребенными почвенными горизонтами. VI—VII — Балтийское море — мористый склон баровой полосы (по А. И. Блажчишину): 27—30 — современные донные отложения (27 — подводный береговой склон, глубина 10—15 м, — фаши вдольбереговых потоков наносов, пески мелкозернистые, у абразионных берегов среднелазернистые, 28 — крупные алевроиты, хорошо сортированные, 29 — склоны глубоководной Гданьской впадины, наклонные равнины на глубине 65—115 м — алевроиты крупные и мелкие, 30 — периферия глубоководной зоны, наклонная эрозионно-аккумулятивная равнина — участки с замедленной седиментацией — песчано-алевритовые осадки с железомарганцевыми конкрециями); 31—34 — древне-голоценовые (реликтовые) отложения (31 — внешняя зона древних береговых склонов — крупные алевроиты, 32 — реликты пересыпей, баров, валов — пески средне- и мелкозернистые, 33 — абразионно-аккумулятивная равнина на ледниковом субстрате — остаточные песчано-гравийные осадки с галькой и валунами, 34 — лагунные алевроитовые илы); 35 — болота низинные; 36 — болота верховые. А—А' — профиль, показанный на рис. III.22; Б—Б' — то же, на рис. III.24; В—В' — то же, на рис. III.25.

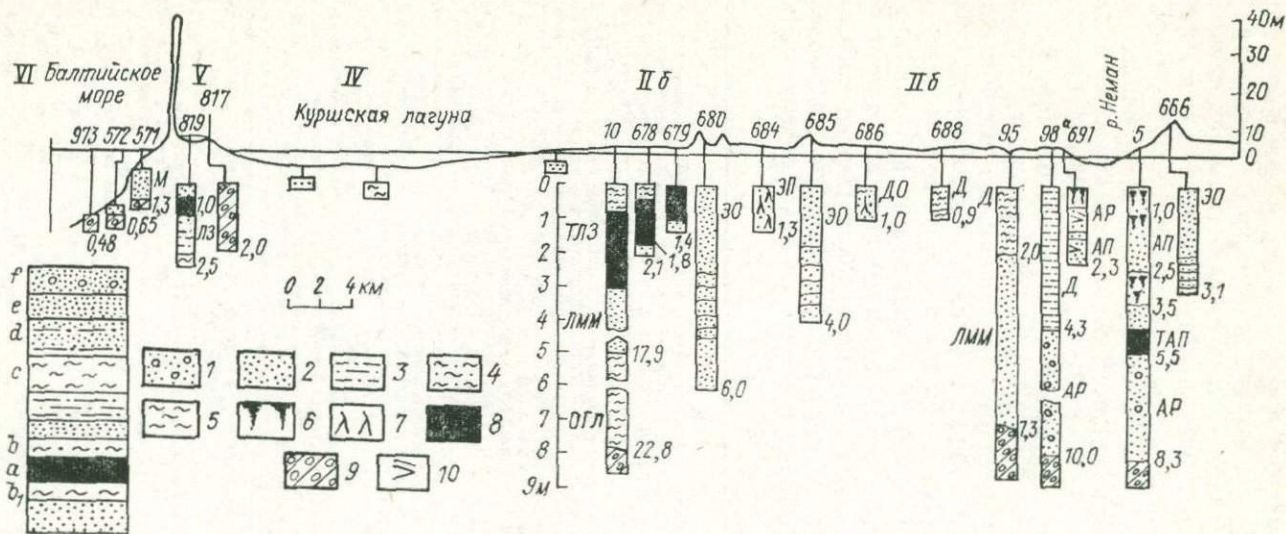


Рис. III.22. Схематический профиль А—А' (см. рис. III.21) по линии Неман—старая дельта—Куршская лагуна—Куршская коса.

1—песок крупнозернистый; 2—песок мелкозернистый; 3—алеврит; 4—ил с песком; 5—глина; 6—почвенный горизонт; 7—растительные остатки; 8—торф; 9—морена; 10—косая слоистость; а—f—индексы элементов циклотем I порядка (основных ритмов). Фацис: ЭО—эоловые пески; АР—русловый аллювий; АП—пойменный аллювий; ТАП—торфяник низинный пойма; Д—дельтовые осадки; ДО—дельтовое озеро; ЛММ—лагунное малоподвижное мелководье; ТЛЗ—торфяники зарастающей лагуны; ЭП—почвенный горизонт; М—морские; ОГЛ—озерно-ледниковые пески и глины.

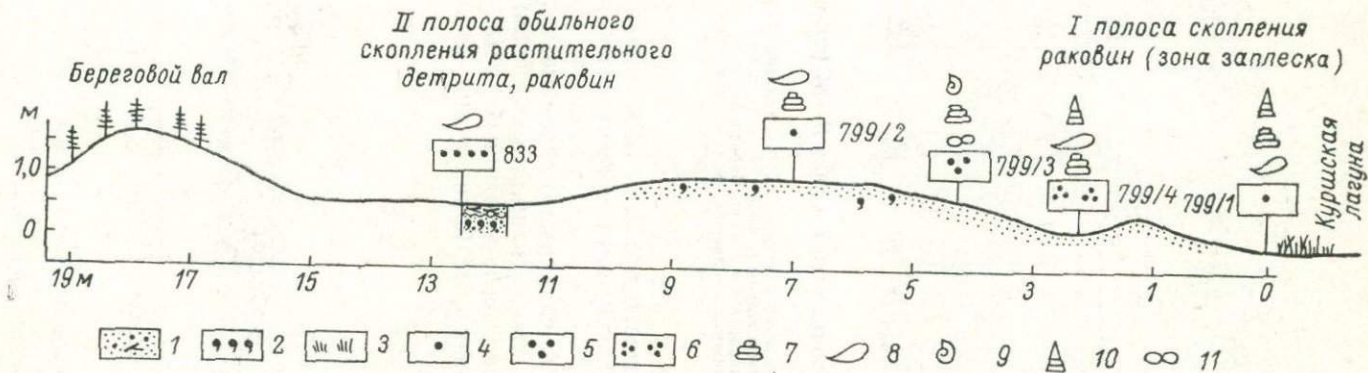


Рис. III.23. Строение берега и типы захоронений (моллюсков) на западном берегу Куршской лагуны к пос. Лесной.
 1 — песок среднезернистый с растительными остатками; 2 — раковинный детрит; 3 — заросли камыша; 4—11 — типы захоронений моллюсков: 4 — беспорядочный, 5 — рассредоточенный, 6 — пятиный, 7 — вивипарус вивипарус; 8 — дрейсена, 9 — планорбарийус, 10 — битиния, 11 — псевданодонта.

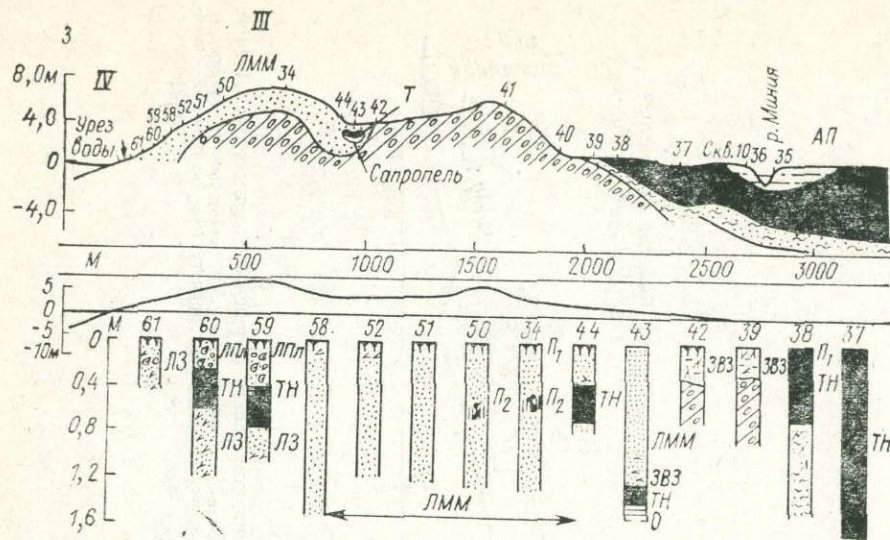


Рис. III.24. Геолого-геоморфологический профиль В—В' (см. рис. III.21) побережья

1 — гравий; 2 — песок среднезернистый; 3 — песок мелкозернистый; 4 — алевроит; 5 — глина; 6 — низинный торф; 12 — почвенно-растительный слой; 13 — растительные остатки; 14 — фауна. ценовая озерно-ледниковая равнина; III — первая барьерная зона — конечно-моренная гряда; мелководье; ЛПЛ — лагунный пляж; ЛЗ — лагуна зарастающая; ЗВЗ — зона зарастающего во

ганца. В осадках тропического залива гумидной зоны 10—20 % CaCO_3 , есть аутигенный глауконит и зерна латерита, нет фосфатов и окислов марганца.

В наиболее подробных сводках о современных осадках [31, 47, 48, 50] климатическая классификация не предложена, но особо выделены группы ледниковых и пустынных обстановок и описаны как частные примеры некоторые фации гумидной зоны. В. И. Сла-

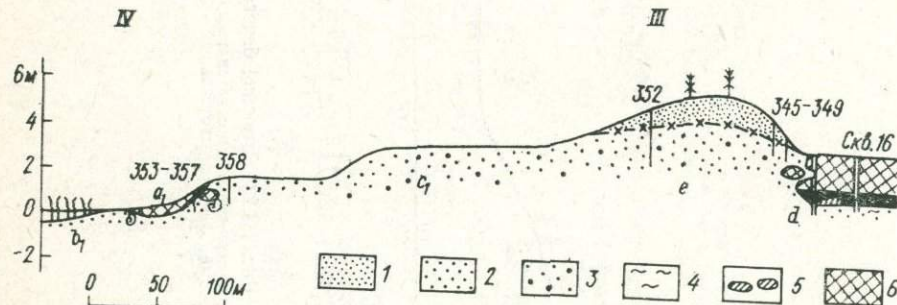


Рис. III.25. Фациально-геоморфологический профиль В—В' (см. рис. III.21) побережья Куршской лагуны в районе торфяника Свентеле. Составила О. М. Головенко.

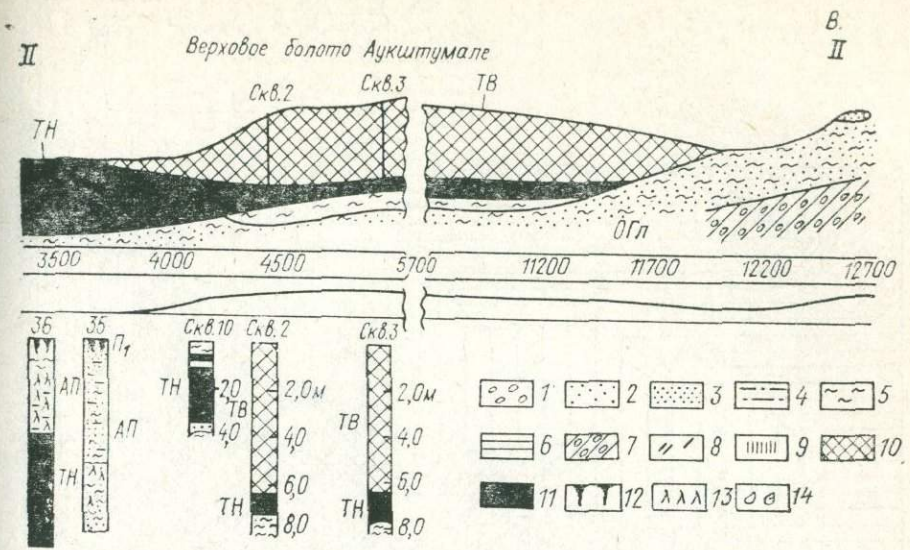


Рис. III.26. Геолого-геоморфологический профиль В—В' (см. рис. III.21) побережья Куршской лагуны с верховым болотом Аукштумале. Составила Ю. А. Кривулина с использованием материалов Р. Куяскаса.

сапропель; 7 — моренный суглинок; 8 — ортштейны; 9 — ожелезнение; 10 — верховой торф; 11 — Фациально-геоморфологические зоны: II — аккумулятивная позднеплейстоценовая — раннеголоценовая; IV — Куршская лагуна. Фации: АП — пойменный аллювий; ЛММ — лагунное малоподвижное домея; ТН — торфяник низинный; ТВ — торфяник верховой; ОГЛ — озерно-ледниковые пески и глина; П1 — почвенный горизонт; П2 — погребенный почвенный горизонт.

вин, Н. А. Ясаманов [1982 г.] предложили обобщающую схему «приуроченности типов осадочных пород и фаций к климатическим зонам», выделили гумидный переменено-влажный и аридный типы, а с температурными вариациями — до 11 климатических типов. Предложены некоторые количественные показатели климатических типов фитоценозов — коэффициенты термофильности и ксерофильности.

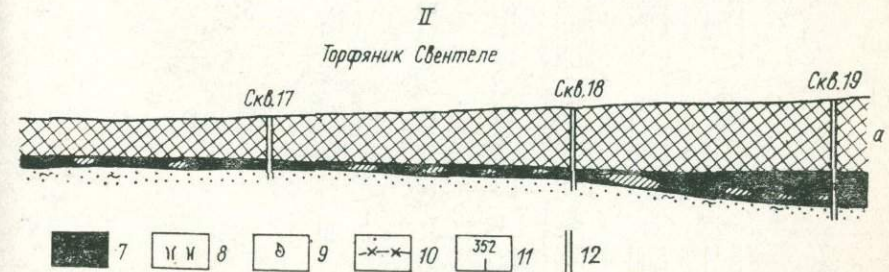


Рис. III.27. Фациально-геоморфологический профиль В—В' (см. рис. III.21) побережья Куршской лагуны в районе торфяника Свентеле. Составила О. М. Головенко.

суглинок; 5 — сапропель; 6 — торф верховой; 7 — торф низинный; 8 — заросли тростника; 9 — зоны: II — основная зона заболачивания; III — литориновая терраса с грядой дюн; IV — при-Куршской лагуны. а, с, d, e — индексы элементов циклотем I порядка (основных ритмов).

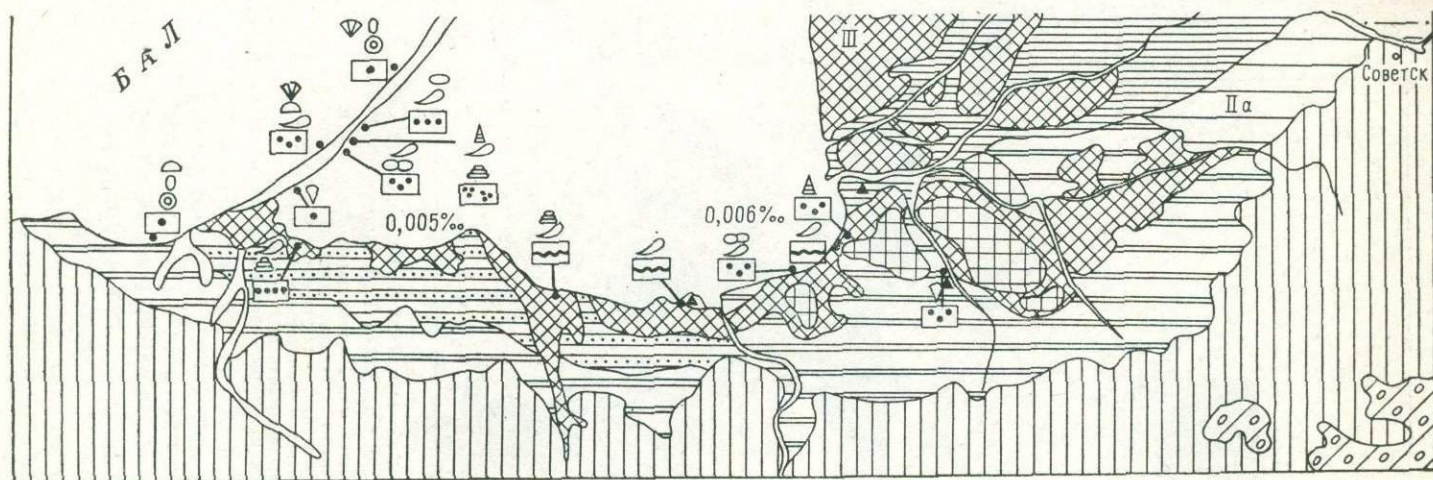
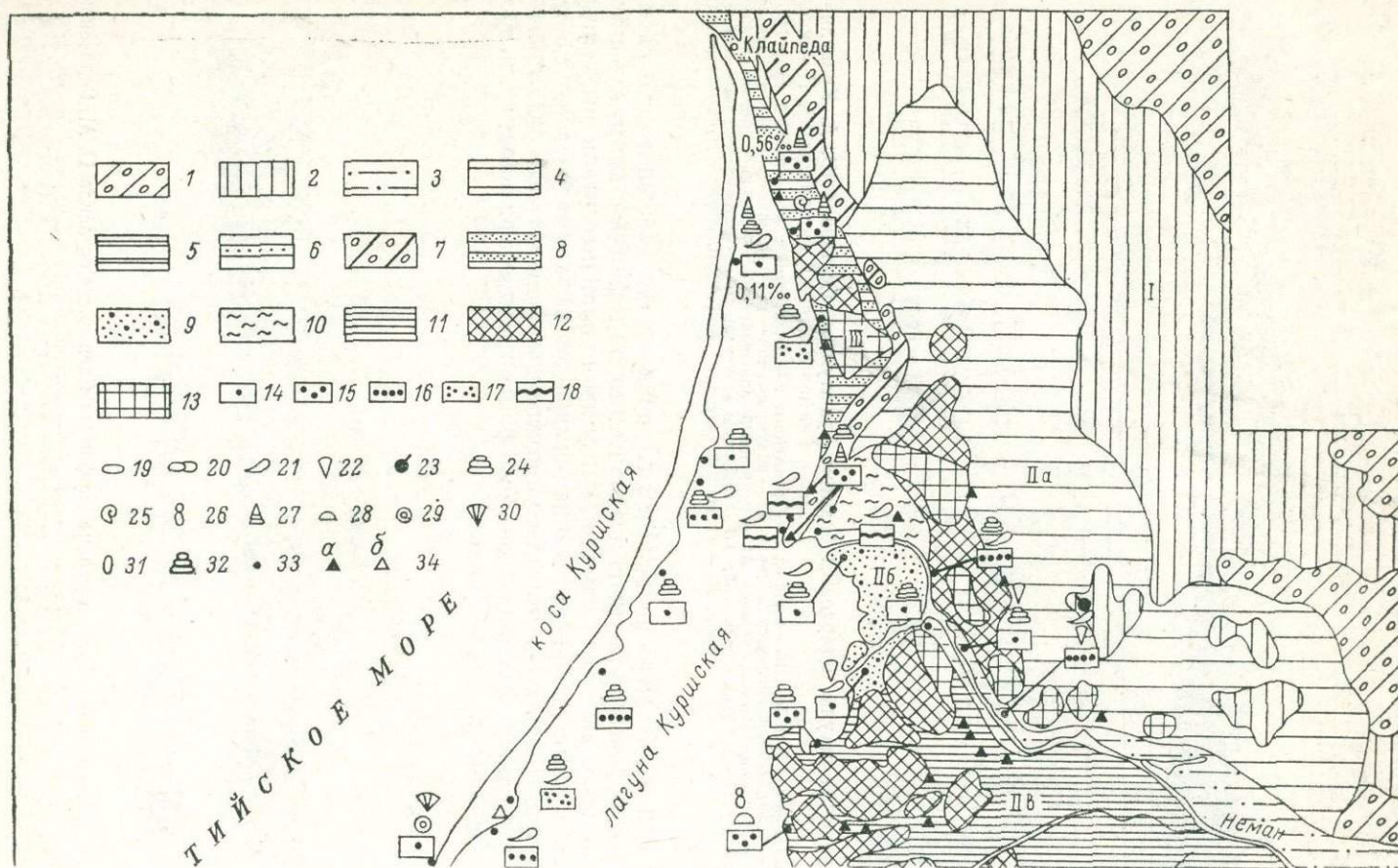


Рис. III.26. Схема распределения современных береговых танатоценозов моллюсков района Куршской лагуны и дельты р. Неман.

I — зона хинтерланда: 1 — конечно-моренная гряда среднелитовской стадии отступления ледника, 2 — волнистая равнина на основной морене, 3 — пойма р. Неман; IIa — зона озерно-ледниковой аккумуляции; 4 — всхолмленная озерно-ледниковая равнина; 5 — заболоченная равнина на озерно-ледниковых глинах, 6 — прибрежная абразионно-аккумулятивная наклонная равнина; IIb — зона современной аккумуляции, действующая озерно-ледниковая дельта; 7 — интенсивно нарастающая дельта, 8 — аллювиально-лагуно-озерная терраса, 9 — сильнозаболоченная низменность; IIIa — старая брошенная дельта; 10 — низинные торфяники, 11 — верховые торфяники; III — первая барьерная зона; 12 — останцы конечно-моренной гряды, 13 — равнина на мелкозернистых песках литоринового возраста, с прибрежными торфяниками; 14–18 — типы танатоценозов: 14 — беспорядочный, 15 — рассредоточенный, 16 — полосовидный, 17 — пятнистый, 18 — «ракушечная мостовая», 19–31 — виды раковин: 19 — *Anodonta complanata*, 20 — *Pseudoanodonta anatina*, 21 — *Dreissena polymorpha*, 22 — *Unio pictorum*, 23 — *Sphaerium corneum*, 24 — *Viviparus viviparus*, 25 — *Planorbium corneum*, 26 — *Lymnaea auricularis*, 27 — *Bithynia tentaculata*, 28 — *Macoma baltica*, 29 — *Mya arenaria*, 30 — *Cardium edule*, 31 — *Mytilus edulis*; 32 — утолщенное изображение раковины — преобладающий вид танатоценоза; 33 — местонахождение изученного танатоценоза; 34 — повышенная концентрация железа: а — в наземных отложениях (горизонты ортштейнов и ортсандов), б — в донных отложениях озера.

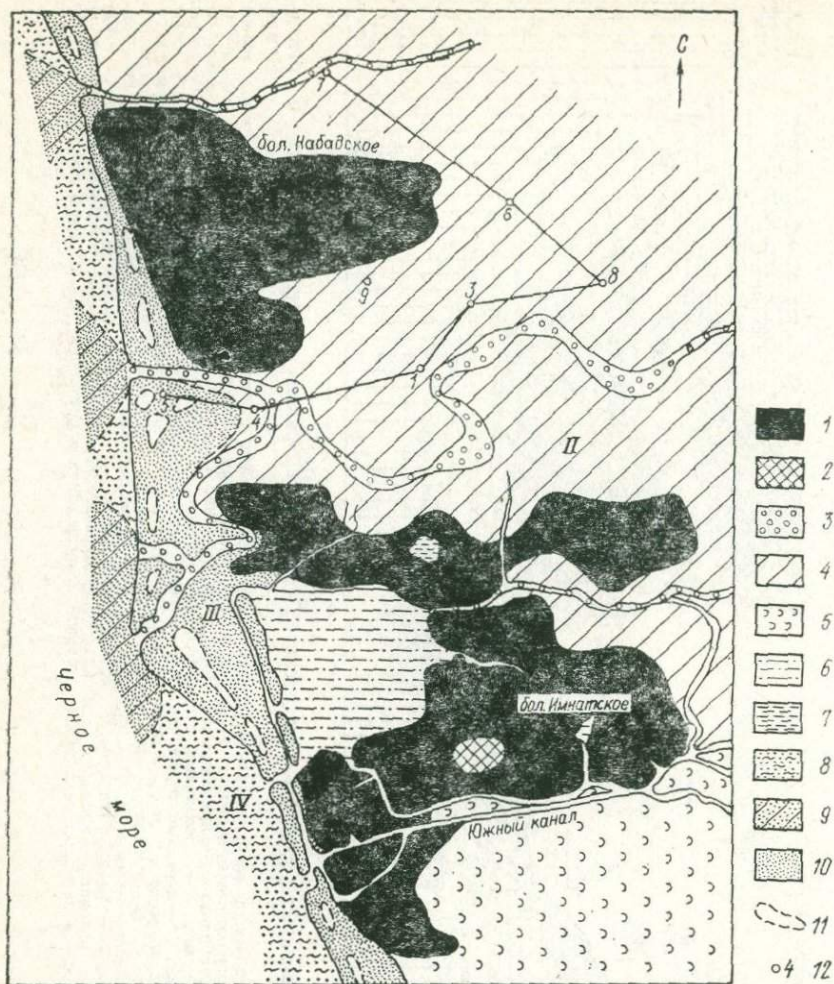


Рис. III.27. Схема современных фаций изученной (наиболее заболоченной) части Колхидской низменности. Составили Т. А. Ишина, Ф. Т. Парцвания.

1—2 — торфяники (1 — низинные и смешанные, 2 — верховые); 3 — русла и прирусловые валы крупных рек; 4 — область распространения осадков половодий (пойменных и флювио-лагунных); 5 — коры выветривания, коллювий; 6 — лагуна-озеро Палеостоми; 7 — Болотное озеро; 8 — прибрежно-морское мелководье; 9 — подводные дельты; 10 — береговые валы, бары, пляжи; 11 — «зачаточные» лагуны (в межваловых понижениях); 12 — буровые скважины. Римские цифры — фациально-геоморфологические зоны.

Вопросы климатической зональности океанов и отчасти всех морских фаций рассмотрены в работах А. П. Лисицына [1981 г.] и О. К. Леонтьева [1982 г.]. А. П. Лисицын доказывает универсальность закона зональности Докучаева и для суши, и для моря. Он выделяет крупные субширотные климатические зоны осадкообразования наряду с вертикальными зонами: три субширотные гумидные зоны — экваториальную и две в умеренных поясах. Кроме

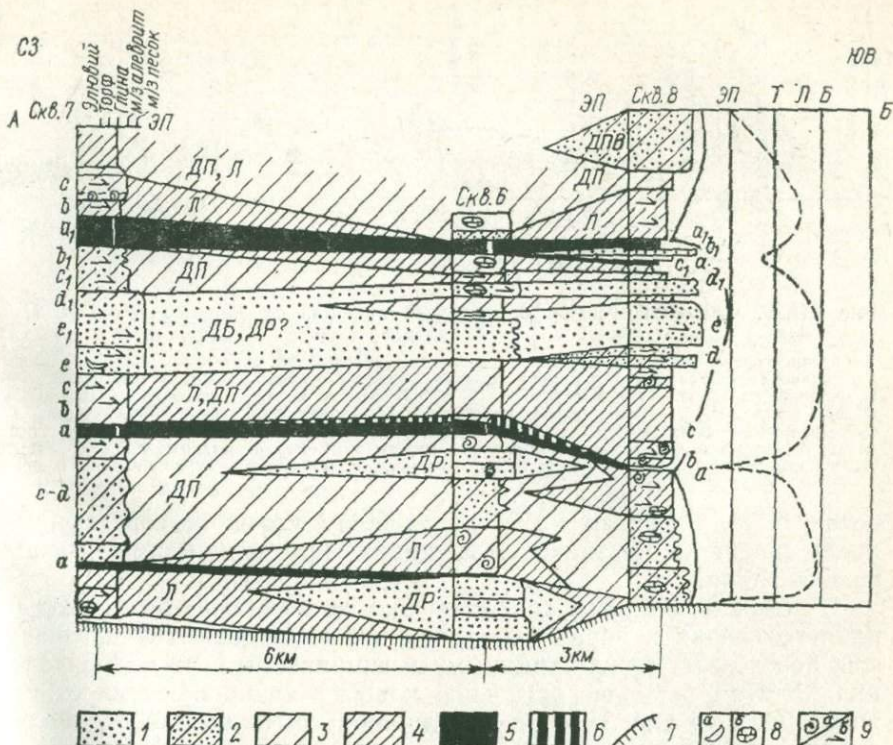


Рис. III.28. Схематический литофациальный разрез голоценовых отложений части Колхидской низменности по опорным скважинам (положение скважин — см. на рис. III.27). Составили Т. А. Ишина по материалам Ф. Т. Парцвания [1971 г.]. Фациальная интерпретация и индексация элементов ритмолитов Т. А. Ишиной, А. В. Македонова. Кривая колебательных движений построена по методике Г. А. Иванова.

1 — песок мелко- и среднезернистый; 2 — песок глинистый; 3 — мелкозернистые и глинистые алевролиты; 4 — глины алевроитовые; 5 — торф низинный; 6 — сапропель; 7 — признаки кор выветривания и почвообразования; 8 — конкреции карбонатные и смешанно-карбонатные: а — «черепковидные», известковистые, с примесью железа; б — желваковые железисто-известковые; 9 — органические остатки: а — фауна, б — флора. Фации: ЭП — элювий, почвы; Т — торфяники, ДВП — прирусловые валы дельтовых протоков; ДР — русла дельтовых протоков и низовий рек; ДП — осадки дельтовых половодий (флювиолагунные); Л — лагунные; ДБ — дельтово-баровые. а-е — индексы элементов ритмолитов 1 порядка (основных ритмов).

того, он отмечает особенности седиментации в каждой зоне, отличия их от аридной зоны, но переходные зоны также не выделяет. Аналогичные вопросы обсуждаются группой авторов в их работе о климатической зональности и осадконакоплении [14]. О. К. Леонтьев [1982 г.] также выделяет области аридного и гумидного литогенеза в океанах и морях, в частности гемипелагические зоны умеренного и экваториального поясов. Вопросы климатической зональности четвертичных осадков рассмотрены в статье Ю. М. Васильева [1982 г.] и в ряде конкретных региональных работ. В ра-

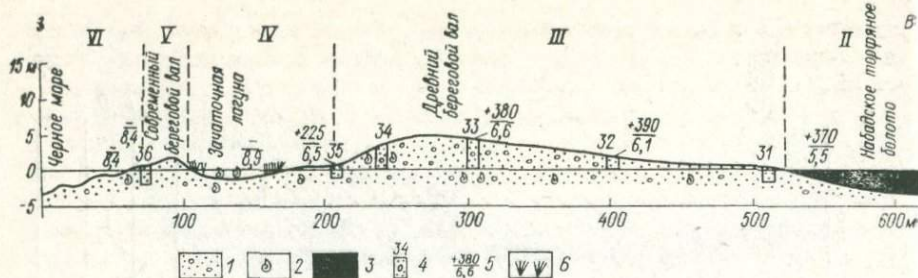


Рис. III.29. Фациально-геоморфологический профиль от Черного моря до Набздского болота Колхидской низменности.

1 — пески, хорошо отсортированные, с рассеянной уплощенной окатанной мелкой галькой; 2 — солоноватоводная и эвригалинная морская фауна; 3 — торф; 4 — номер выработки; 5 — измерения (по Н. И. Луи) в грунтовых и поверхностных водах; в числителе — Eh, мВ, в знаменателе — pH; 6 — зарастающее побережье. II — приморский край болота (зона II современного профиля); III—VI — зоны голоценового профиля — древние и современные песчаные береговые валы, бары, в понижениях между ними мелкие лагуны; левее — субляжьевый склон с зародыщами IV и V зон современного профиля и переходом к VI зоне.

ботах Г. Н. Витвицкого [1975 г., 1983 г.] уточнены современные представления о признаках и границах крупных климатических поясов Земли.

В целом во всех названных трудах, за исключением некоторых работ о почвах и корах выветривания, не выделяются признаки зон, переходных между аридными и гумидными, и их подразделения. Опытом наиболее детальной классификации остается схема, показанная на рис. II.6. Но она должна быть дополнена более подробной характеристикой других литологических признаков с учетом новых данных. Климатическая зональность по-разному про-

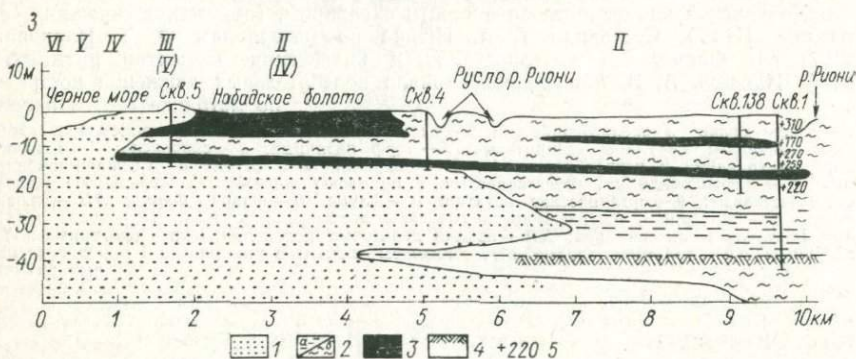


Рис. III.30. Схематический литологический разрез через прибрежно-морскую часть Колхидской низменности в районе Набздского болота. По Ф. Т. Парцвания, с дополнениями фациальной интерпретации.

1 — пески, в основном хорошо сортированные, баровые и пляжевые (морские по Ф. Т. Парцвания), в нижней части, по-видимому, дельтово-баровые; 2 — глины (а) и алевроиты (б), главным образом подводно-лагуно-дельтовые, частично переднего края наземной дельты (фации половодий), а также лагунные и маршевые; 3 — торф, с переходами в торфяные глины и пески; 4 — кора выветривания и погребенная почва; 5 — значения Eh, мВ. Римские цифры — номера зон общей схемы зональности ландшафта, в скобках — предполагаемое положение этих зон в начале раннего голоцена.

является в разных геотектонических обстановках, наиболее четко в платформах, в разных крупных высотных подразделениях литосферы и гидросферы, наиболее четко в амплитуде высот между 500 и —200 м по отношению к уровню Мирового океана. Нужно также учитывать отклонения от общей астрономической широтной зональности, связанные с конфигурациями материков по отношению к океану, с положением их приокеанических и внутриконтинентальных секторов, с внутренним расчленением континентов горными хребтами, ориентация которых отклоняется от субширотной зональности (например, границы гумидного, семигумидного, семиаридного климата в Северной Америке сильно отклоняются от этого типа зональности).

Количественным показателем климатической зональности на рис. II.6 принят коэффициент увлажнения K , представляющий собой отношение суммы годовых атмосферных осадков и испаряемости в миллиметрах. Более детальные характеристики предлагают «индекс сухости» [Будыко М. И., 1951 г.] — отношение годового радиационного баланса R , скрытой теплоты испарения L , помноженной на сумму годовых атмосферных осадков r . Нужно также учитывать динамику их вариаций в течение года и более крупных промежутков времени осадкообразования, специфические вариации температурного режима (среднегодового, сезонного), режимов давления, направления и силы ветров, в частности пассатов и муссонов, пространственного распределения этих показателей в связи с влияниями мегарельефа и т. д. Тем не менее накопившиеся данные позволяют уже дать хотя бы суммарную характеристику вариаций осадков и фаций в разных ландшафтно-климатических зонах со степенью детальности, показанной на рис. II.6, и с некоторой их детализацией, по крайней мере для наиболее изученных гумидных зон.

III.4. ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Учитывая данные, показанные на рис. II.6 и III.4—III.30, совокупность накопленных в литературе и собранных при проведении автором и его сотрудниками исследований новых материалов, можно выделить следующие ландшафтно-климатические глобальные зоны, охватывающие основные группы литотипов геоморфологических зон и фаций зон I—VIII схемы (см. рис. III.1), т. е. зоны, охватывающие всю сушу, переходные фации и шельфовые моря.

1. Ледовая зона — арктическая и антарктическая, с ледовым покровом в течение всего или подавляющей части года. Современный седиментогенез, кроме накопления ледовых масс, происходит только локально. К этой зоне в качестве переходной подзоны можно отнести и полярные пустыни — каменистую тундру, с локальными участками вытаивания и образования пятен лишайников. Режим увлажнения в зоне — аридный.

2. Субарктическая зона — зона полярного литогенеза, по И. Д. Данилову [1978 г.]. Режим увлажнения колеблется от семиаридного до гумидного, соответственно выделяются подзоны по увлажнению и температурному режиму с дополнительными интразональными вариациями. Для всех водных фаций характерны резкое преобладание терригенных осадков, присутствие среди них плохо сортированных ледово-морских, отсутствие хемогенного карбоната, смешанный состав аутигенных компонентов с преобладанием гидрослюды, с примесями окислов железа и марганца, присутствие железомарганцевых конкреций, холоднолюбивой фауны и флоры, наземной и подводной, малоразвитые почвенные профили со значительным содержанием гумуса, обычно кислого. Площадь этой зоны охватывает тундру и примыкающие субарктические моря, заливы, лагуны: Баренцево, Карское моря, Сибирский шельф Северного Ледовитого океана (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское), по-видимому, часть морей и островов Северной Канады. В некоторых переходных лагунных и дельтовых фациях встречаются также в небольших количествах конкреции с участием CaCO_3 , в других — конкреции сульфидов железа.

В северной подзоне присутствуют характерные арктические почвы с неразвитым почвенным профилем, очень разреженным растительным покровом из мхов и лишайников, фульвокислотным составом гумусов, нейтральной или слабощелочной реакцией вверху профиля ($\text{pH}=6,8\div 7,4$), слабощелочной в низу, местами с образованием даже солевых корочек [Почвы СССР, 1979 г., с. 104—108], с множеством ледовых конкреций и жил в почвах и болотах. В большей части зоны преобладают специфические тундровые почвы трех главных типов: тундрово-глеевые с растительным покровом из мхов и лишайников, фульвокислотным гумусом, pH от кислого до нейтрального; неглеевые иллювиально-гумусовые почвы с кислым pH в верхней части; и наконец, тундровые болотные почвы с маломощными (до 20—25 см) торфяниками с кислыми pH . Местами отмечены мелкие окисно-железистые конкреции в зародышевом иллювиальном горизонте, особенно в реликтовых, связанных с более теплой фазой голоцена почвах южной подзоны. На юге выделяется переходная зона лесотундр — постепенный переход к следующей зоне [Почвы СССР, 1979 г., с. 104—120].

3. Северная гумидная зона умеренного пояса ($K \geq 1$), которой на суше отвечает северная лесная зона Евразии и Северной Америки с подзонами хвойных и смешанных лесов, а на море — Охотское и Берингово моря на востоке, Белое, Баренцево, Балтийское, Северное, Норвежское моря и Северный шельф Атлантического океана — на западе. На западном побережье Северной Америки к этой зоне относится узкая полоса внутреннего шельфа и заливов гумидного Тихоокеанского побережья, зал. Аляска. На суше границы зоны в основном совпадают с границами распространения подзолистых, частично бурых и серых лесных почв. Во всех осадках и почвах прослеживаются признаки гумид-

ной зоны, описанные выше в разделе I.3 (см. также [4, 5, 7, 9, 12, 26, 27, 40, 44, 49], рис. III.5—III.13, III.18, III.21—III.26).

Контуры этой зоны в общем совпадают с контурами массового распространения окисно-железистых и марганцовистых конкреций на суше и в шельфовых морях. В водных осадках среди терригенных компонентов преобладают кварц и другие устойчивые минералы; среди глинистых — гидрослюды, местами с подчиненным участием каолинита и хлорита. В некоторых внутриконтинентальных водоемах активизированных платформ широко распространены и полимиктовые осадки (например, в оз. Байкал). Для древних платформ характерны минеральные ассоциации с повышенным содержанием кремнезема, высоким отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Кроме терригенных на суше широко распространены биотерригенные, с повышенной примесью растительного ОВ, и фитогенные осадки — торфяники, в болотных фациях достигающие площадей в тысячи и сотни тысяч гектаров, мощностью больше 2 м, в том числе малозольные олиготрофные торфяники. Самый общий геохимический признак зоны — очень низкое содержание (0—5 %) хемогенного CaCO_3 ; среди аутигенных компонентов — постоянное участие во всех типах осадков гидроокислов, местами смешанных гидроокислов железа и марганца; отсутствие или крайняя редкость известковых образований, повышенное содержание во многих фациях закисного и несколько повышенное валового железа в зернистых осадках; специфические типы нахождения железа в почвах, описанные выше по С. В. Зонну. Основные гидрохимические признаки — массовое распространение опресненных внутренних морей, заливов, местами совершенно пресноводных лагун, с соленостью, пониженной до 5‰ и ниже, широкое распространение во внутренних морях солености 10—25‰; преобладание несколько пониженной рН (около 7 и ниже в поровых водах); чисто пресноводный характер всех озер и наиболее массовое их распространение (Великие озера Америки, Ладожское, Онежское, Байкал в СССР и др.). В пределах зоны развиты торфяносыльные гигафации типов А и Б (см. рис. III.3, рис. III.4—III.13, III.21—III.25). Наиболее характерен и высоко зонально устойчив конкреционный комплекс во всех основных группах фаций, кроме грубозернистых: 1) присутствие и массовое распространение железных и железомарганцевых конкреций, слагающих более 95 % всех конкреций в почвах, болотах, озерах и морях и поймах рек; 2) сравнительно широкое распространение конкреций фосфатов железа в болотах, озерах, лагунах, западинах внутренних морей, местами в пойменных водоемах; 3) находки в некоторых фациях или примесь в конкрециях карбонатов железа, иногда марганца; 4) находки мелких конкреций лептохлоритов.

Выделяются субширотные подзоны и субмеридиональные сектора. Северная — подзона хвойных лесов с высоким коэффициентом увлажнения ($>1,2$), с высоким развитием (максимальным) болотных фаций и торфяников, в том числе олиготрофных верховых; с резким преобладанием кислых подзолистых и дерново-под-

золистых, местами болотно-подзолистых почв; наиболее массовым распространением окисно-железистых конкреций; полным отсутствием известковистых конкреций даже на почвах с известковистым субстратом. Коэффициент ксерофитности, по В. И. Славину и Н. А. Ясаманову, %: 0,1—0,2 в западном секторе наиболее постоянно влажных таежных лесов; 0,2—2,8 — в более переменновлажных темнохвойных таежных лесах умеренно холодного климата восточных секторов.

Южная — подзона смешанных лиственных и хвойных лесов в Сибири, в Восточной Европе, а также в Канаде, влаголюбивых широколиственных лесов — буковых и других — в Западной Европе и в западном секторе зоны в Северной Америке. Она характеризуется кроме состава растительности меньшим развитием подзолистых почв; массовым более выщелоченных, с менее расчлененным профилем и более бедных конкрециями бурых и серых лесных почв; меньшим торфонакоплением и олиготрофных торфяников, хотя местами, в западных приокеанических секторах, также отмечается массовое их распространение. В некоторых фациях зоны, особенно у южной границы, увеличивается содержание CaCO_3 , хотя в основном только биогенного за счет раковинного материала и некоторых групп водорослей; встречаются смешанные железисто-известковистые аутигенные компоненты в песчаных, прибрежных, хорошо прогреваемых литотипах и в дельтах; больше относительное распространение в болотных, озерных и лагунных фациях фосфатов железа, находок карбонатов железа и марганца. Особо выделяются районы с интенсивным развитием современного вулканизма (Камчатка, Исландия, Курильские острова и др.), с образованием специфических комплексов вулканогенно-терригенных осадков, иногда пепловых горизонтов, часто грубообломочных, граувакковых, с повышенным содержанием валового железа (до 10 % и более) за счет обломков и частично цементации. Сектора различаются также геодинамическими и гидродинамическими особенностями. (Интенсивное развитие приливно-отливных отложений в приокеанических секторах, массовое распространение лагун типа лагун-проливов в западном секторе Евразии и восточном Северной Америки и т. д.).

4. Семигумидная зона умеренного пояса (лестепь и ее аналоги; $K=0,60\div 0,99$) четко [Классификация и диагностика почв СССР, 1977 г., с. 8—9] выделена в континентальных фациях, резко отличается от предыдущей типами почв: появлением и массовым распространением черноземов и переходных к ним типов, местами, в северной подзоне, также серых лесных сильновыщелоченных почв; общим увеличением содержания CaCO_3 в почвах и осадках всех водоемов, с колебаниями от первых процентов до десятков процентов, иногда и более, при одновременном в ряде литотипов высоком содержании валового железа (но другого типа, по данным С. В. Зонна и других); отсутствием выдержанных на большой площади торфяников, их локализацией только на побережьях озер и в поймах рек, преобладанием высокозольных ни-

зиных типов. Характерны резкое обновление состава конкреций, смешанный железисто-известковый конкреционный комплекс с резким преобладанием известковых (см. рис. II.6), повышенное содержание примесей марганца в железистых конкрециях; резкое изменение состава фитоценозов: широколиственные травянистые леса в сочетании с высокотравной луговой степью, в водоемах местами массовое развитие известковых водорослей.

Выделяются южная и северная подзоны, приокеанические и внутриконтинентальные сектора. Северная подзона характеризуется преобладанием серых лесных почв, местами, в нижней части профиля, слабокислых, почти без конкреций, с журавчиками CaCO_3 в почвенном горизонте *BC*, и выщелоченных северных черноземов, часто почти лишенных карбоната или с карбонатом в форме псевдомицелий. На участках с избыточным увлажнением довольно многочисленны мелкие железистые конкреции, иногда сильнообогащенные марганцем, на фоне общего преобладания в плакорных почвах все же известковых конкреций.

В южной подзоне развиты черноземы; в основном чисто известковые конкреции; встречаются участки солонцеватых почв, обогащенных известковыми водами понижений, со специфическими смешанными известково-железистыми и окремненно-известковистыми конкрециями в этих почвах. Морские аналоги этой зоны недостаточно выяснены, но, по-видимому, к ним надо относить часть шельфов с аналогичным климатом, северные, северо-западные, западные районы Черного моря и часть Средиземного моря с особым вариантом средиземноморского климата и растительности, с преобладанием сложного терригенно-известковистого комплекса осадков, иногда железисто-известковистых при общем преобладании CaCO_3 .

5. Семинаридная зона умеренного пояса ($K=0,30 \div 0,59$, по другим данным $0,6-0,85$ [Классификация..., 1977 г., с. 42—43]), к которой относятся на суше зона степей Евразии и большая часть зоны прерий в США; аналогом зоны в Южном полушарии является большая часть пампасов Аргентины. Границы зоны приблизительно совпадают с границей распространения обыкновенных черноземов на севере и каштановых почв на юге. Самым надежным индикатором, в отличие от предыдущей зоны, является конкреционный комплекс почв элювиального ряда с резким преобладанием известковых конкреций, приуроченных к почвенным горизонтам *B* и *BC*. В южной (реже в северной) части зоны, в южных черноземных и каштановых почвах, в более глубоких горизонтах почвенного профиля залегают мелкие конкреции гипса. В горизонте *C*, особенно в северной части зоны, встречаются специфические очень мелкие (не более 3 мм в диаметре) магнезиально-известковисто-железисто-марганцовистые конкреции.

Конкреции почв гидроморфного ряда — также в основном известковистые, но в солонцеватых и солончаковистых почвах они зачастую в той или иной степени окремнены. Иногда встречаются известково-гипсовые конкреции. Некоторые известковистые кон-

креции имеют значительную примесь карбоната магния. Встречаются также мелкие выделения («трубочки» и др.) гидроокислов железа и марганца, особенно в аллювии.

Конкреции в озерных осадках представлены главным образом известковистыми, магниально-известковистыми, изредка гипсовыми (южная подзона, озера каштановых сухих степей). Известковистые конкреции в степных озерах резко отличаются по составу, морфологии, текстуре и структуре от аналогичных конкреций подзоны лиственных лесов предыдущей зоны (например, «кристаллы» оз. Севан, туфовидно-желваковатые известковые конкреции озер Кулундинской степи и т. д.). Во всех фациях они представлены мелкими формами и не образуют сплошных поверхностных известковых кор.

Резко отличаются от фаций предыдущей зоны также болотные фации, гораздо менее распространенные и лишенные торфяников, за исключением мелких торфопоявлений в поймах крупных низменных рек.

Содержание железа в почвах в целом несколько ниже, чем в предыдущей зоне, и представлено оно другими формами.

Северная подзона приблизительно отвечает подзоне обыкновенных черноземов и разнотравных степей с высоким содержанием гумуса, нейтральной и слабощелочной реакцией. Характеризуется отсутствием гипсовых конкреций, может быть названа собственно известковисто-конкреционной зоной; в интразональных избыточно увлажненных фациях встречаются в незначительном количестве железистые и марганцовистые конкреции. Южная подзона характеризуется значительным уменьшением коэффициента увлажнения, увеличением коэффициента сухости, преобладанием менее богатых гумусом каштановых почв, другим составом степной растительности («попынные степи» и др.), широким распространением кроме известковистых гипсовых конкреций (в более глубоких — с глубины 110—150 см — горизонтах почв), в южной полосе — в озерах специфическими туфовидными желваковатыми известковистыми и магниально-известковистыми конкрециями. Южная наиболее сухая полоса приблизительно совпадает с распространением так называемых темно-каштановых почв и низкотравных степей. Характерны также интразональные солончаки и солонцы.

6. Зона полупустынь умеренного пояса и субтропиков — переходная зона, границы которой по-разному определяются в географической литературе. Значение коэффициента K , по Н. Н. Иванову, колеблется от 0,13 до 0,29. В условиях теплого умеренного климата эта зона характеризуется суммой годовых осадков 200—300 мм, хотя со значительными отклонениями, и наличием сезона со значительным увлажнением и интенсивным развитием растительности, образующей местами сомкнутые фитоценозы. Границы зоны приблизительно отвечают границам темно-каштановых почв попынных степей предыдущей зоны и светло-каштановых, серых и бурых почв полупустыни. Резко увеличивается содержание CaCO_3 во всех фациях в сочетании со зна-

чительным содержанием сульфата кальция (иногда локально) и других сульфатов в отдельных мелких водоемах; в некоторых озерах отмечены значительная примесь доломита в известковых илах, иногда его новообразования.

Конкреционный комплекс почв включает известковые конкреции в форме как отдельных, изолированных, так и слитных конкреционных плит (в гидроморфных почвах), а также в виде поверхностных известковых корок; широко распространены гипсовые конкреции. Характерны значительные примеси в известковых конкрециях аутигенного кремнезема (кремнисто-известковых конкреций солончаков), гипса и карбоната магния. В широко развитых засоленных гидроморфных почвах (солончаках) кроме известковых, гипсовых и гипсово-известковых образуются еще иногда смешанные железисто-магнезиально- и магнезиально-известковистые или железисто-доломито-известковистые конкреции. Озерные конкреции представлены известковыми и магнезиально-известковыми, реже гипсовыми формами. В целом конкреционный комплекс можно определить как магнезиально-кремнисто-гипсово-известковистый.

7. Зона периодически увлажняемых пустынь с общей суммой годовых атмосферных осадков меньше 200 мм, со среднегодовой температурой выше 15 °С. Коэффициент $K < 0,13 \div 0,15$, но в отдельные месяцы резко возрастает благодаря периодически повторяющимся сезонным дождям или ливням. Характерны пустынные сероземы. Общее содержание аутигенных компонентов уменьшается, преобладают карбонат кальция, сульфаты, кремнезем в разных соотношениях. Конкреции почти исключительно связаны с интразональными гидроморфными или переходными к ним почвами. Конкреционный комплекс включает гипсовые конкреции, часто в верхних горизонтах почвенного профиля, в том числе крупные розеткообразные формы более увлажненных за счет оттока грунтовых вод песчаных осадков; гипсовые туфы, места гипсовые и известковые корки, в некоторых фациях субтропических и тропических пустынь кремнистые корки. Встречаются специфические прикорневые ветвистые известковые конкреции типа аккырш и родственные им кремнисто-известковые. Некоторые фации — гипсоносные сероземы, такыровидные солончаковатые сероземы — содержат гипсовые конкреции, но лишены известковистых конкреций. В некоторых областях намечается четкая смена зоны известковых корок зоной гипсовых корок (Северная Африка); границы смены отвечают переходу от полупустынь к периодически увлажняемым пустыням.

8. Зона экстрааридных пустынь характеризуется преобладанием каменистых и песчаных дефляционных поверхностей и золowych дюн в основном за счет перевывания более древних или латерально приносимых осадков. Современный седиментогенез отсутствует или приурочен к редким оазисам. Почвообразовательный процесс также протекает узколокально в связи с приносом транзитных вод. Образование конкреций не происходит за

исключением некоторых эпигенетических, возникающих путем дегидратации вещества первичных конкреций (например, ангидрита).

В морях зонам 7—8 отвечает зона карбонатных хемобиогенных осадков с примесью эоловых частиц, в лагунах — эвапоритов.

9. Зона субтропических влажных лесов представлена на суше субтропическими подзолами, красноземами, желтоземами среди плакорных почв. Характерно массовое развитие в гидроморфных почвах и болотах аутигенного каолинита, местами с примесью аутигенного глинозема, с содержанием железа в отдельных литотипах более 10 %. В водных осадках присутствуют сильнообогащенные окислами железа, а местами и марганца разности. В дельтах рек и лагунах отмечены смешанные известково-железистые аутигенные компоненты вместе с преобладающим аутигенным, хемогенным и биогенным CaCO_3 . Местами встречаются и примеси обломочных карбонатов.

Конкреционный комплекс представлен в основном окисно-железистыми и частично глиноземисто-железистыми конкрециями, местами марганцовисто-железистыми, местами (в дельтах и лагунах) сложным комплексом известковистых, железисто-известковистых, железисто-магнезиально-известковистых с участием в небольших количествах анкерита, местами многочисленных мелких сферолитов сидерита.

К этой зоне приурочены специфические типы болот и торфяников в ассоциации с известковистыми и мергелистыми осадками, например во Флориде (см. рис. III.15), а также специфические дельтовые и лагунные комплексы, детально изученные на северо-восточном побережье Мексиканского залива, частично в Колхидской низменности и в других районах, с разнообразными наборами терригенных и переходных к ним карбонатно-терригенных литотипов, с сочетанием в разнообразных соотношениях, часто повышенных CaCO_3 и окислов железа, участвующих даже в эоловых отложениях. Среди геобиоценозов преобладают специфические комплексы умеренно теплолюбивых эвригалинных (приспособленных к значительному распространению и временным дефицитам кислорода), устричных и других ассоциаций, а также большое количество фораминифер. В торфяниках характерно сочетание наземных древесных и высокотравянистых форм, прибрежных затопленных водой мангровых солонатоводных болот, с разнообразной, иногда очень кислой реакцией.

10. Зона сухих саванн выделяется на контактах четко в обоих полушариях и приблизительно отвечает областям распространения черных и бурых почв сухих саванн и тропических степей, особенно четко в Африке, где, судя по карте З. Ю. Шокальской [1948 г.], протягивается широкой полосой южнее Сахары почти от Атлантического до Индийского океана; ясно выражена также на п-ове Индостан, в Южной Америке, Южной Африке, Австралии. По площади распространения превышает зону субтропических лесов и лесостепи и не уступает степной зоне умеренного пояса. Коэффициент K , по Н. Н. Иванову, около 0,60—0,30; температур-

ный режим — тропический. В растительном покрове резко преобладают ксерофитные и мезофитные травянистые фитоценозы и кустарники; сомкнутые лесные фитоценозы отсутствуют; рН почвенных горизонтов от 6,0 до 8,7; в водоемах преобладают слабо- (местами локально), сильнощелочные. Характерны черные почвы сухих саванн типа «черных хлопковых почв» (от бадоб до тинсуда Африки, регура Индии).

Конкреционный комплекс характеризуется резким преобладанием известковых конкреций. В почвах северной, более сухой подзоны к ним присоединяются в более глубоких горизонтах почвенного профиля гипсовые. В ручьях и реках местами широко развиты мощные известковые травертины и другие известковые конкреции. Фацция морских известково-песчаных валов у побережий Бразилии, а также в Индии генетически связаны с этой и со следующей зоной.

Намечаются морские аналоги этой зоны, хотя в еще недостаточно ясных границах. К ним можно отнести участки Атлантического и других шельфов с массовым образованием фосфоритов и местами, по-видимому, известковых и известково-доломитовых конкреций.

11. Зона влажных саванн на суше сопоставляется с более влажной подзоной зоны саванн в понимании Л. С. Берга [2]. Коэффициент K , по Н. Н. Иванову, от 0,60 до 1,0. По комплексу физико-географических признаков в наибольшей степени отвечает зоне тропической лесостепи. Основной климатический признак — резкое чередование влажных и сухих сезонов, как и в предыдущих зонах, но с общим балансом влаги, близким к нейтральному. Широко развиты красные почвы влажных саванн и собственно латеритные. В составе аутигенных компонентов осадков и почв наблюдается сочетание высоких (более высоких, чем в лесостепи умеренного пояса), хотя и неравномерных примесей карбоната кальция вместе с повсеместным распространением гидроокислов и окислов железа, марганца, часто также глинозема, местами титана. Растительность характеризуется чередованием травянистых и островных, но сомкнутых лесных фитоценозов при преобладании мезофитов с опадающей в сухие сезоны листвой.

Конкреционный комплекс изучен главным образом в почвах. Он включает в себя окисно-железистые конкреции типа саванных железняков (господствующий элемент), глиноземисто-железистые и железисто-глиноземистые; окисно-железистые и глиноземисто-железистые конкреционные корки и панцири на поверхности почвы; иногда собственно глиноземистые конкреции, реже своеобразные кремнистые и железисто-кремнистые, резко отличающиеся от кремнистых конкреций полупустынь своей губчатой текстурой, примесью железа и другими признаками. Местами участвуют фосфат-глиноземистые конкреции. В целом конкреционный комплекс этой зоны сходен с комплексом таежной зоны резким преобладанием в конкрецнеобразователях окислов железа, но железистые конкреции описываемой зоны характеризуются гораздо большей

мощностью, значительно более высоким (часто на порядок выше) содержанием железа [Фридланд В. М., 1960 г., 1964 г.; Makedonov A. V., 1981 г.] с образованием в гидроморфных участках мощных железистых кирас, имеющих кое-где рудные значения; специфическими ячеистыми текстурами, постоянной ассоциацией со свободными глиноземами; присутствием и массовым образованием безводных комплексов.

Для аллювиальных фаций, например, центральной части Нигерии, характерно сочетание в почвенных профилях относительно более зрелых почв известковых конкреций размером до куриного яйца и железистых пизолитов; и те и другие связаны с корнями растений. Конкрекции водоемов этой зоны изучены мало. В частности, отмечены своеобразные кремнисто-известково-марганцово-железистые конкреции (лагуна Араруама в Бразилии). Установлены также конкреции смешанного сложного состава: кремнисто-железисто-известковистого. В морских аналогах этой зоны отмечено современное образование глауконитов и местами, в дельтовых выносах, мелких конкреций лептохлоритов, вероятно, в сочетании с окисно-железистыми и железисто-марганцовистыми.

12. Зона или подзона переменного-влажных тропических лесов по резко выраженному чередованию сухих и влажных сезонов сходна с предыдущей, от которой отличается значительно более высоким годичным коэффициентом K и резким преобладанием сомкнутых лесных фитоценозов. Больше развиты здесь кислые и слабокислые гидроморфные почвы, болота, местами со значительным торфонакоплением, образованием мощных, хорошо выраженных на площади торфяников. По составу конкреций и почв она во многом близка предыдущей зоне, но, видимо, отличается от нее несколько пониженным конкрециеобразованием и иным положением (в более глубоких горизонтах) железистых конкреций. Местами в гипсометрически более приподнятых фациях отмечено массовое образование остаточных бокситов с развитым латеритным профилем, с глубокими корами выветривания.

В озерах наблюдаются окисно-марганцово-железистые конкреции и осадки, местами с высокой примесью магнезия в прибрежных озерах или лагунах; вивианитовые и приуроченные к вивианитовым линзам в небольшом количестве конкреции сидерита мощностью не более 10 см. Озерные фации тесно связаны с болотными. Зональные компоненты растительности очень богаты фосфором и основными окислами. Для морских аналогов этой зоны характерны повышенные примеси окислов алюминия и железа за счет выноса продуктов латеритного процесса, обогащение каолинитом, аутигенным (?) монтмориллонитом.

13. Зона постоянно влажных тропических лесов с почти сплошным покровом высокой и многоярусной влажно-тропической растительности — экваториальной гилей, с менее ясно выраженными сезонными колебаниями. Для этой зоны характерны высокий коэффициент увлажнения ($>4,5$), высокие температуры, обильные сильноокислого гумуса ($pH=3-4$); местами, главным об-

разом в отдельных прибрежных фациях, переходных по климатическому режиму к предыдущей зоне, образование мощных и устойчивых на площади торфяников разных типов с участием своеобразных олиготрофных древесных (острова Калимантан, Суматра, п-ов Малакка и др., см. рис. III.19), но на большей части площади зоны торфонакопление незначительно из-за очень высокой энергии разложения органического вещества и его выноса поверхностными и грунтовыми водами.

Конкреции относительно менее многочисленны, представлены чисто железистыми формами. В поймах крупных рек отмечены случаи массового конкрециеобразования, например окисно-марганцовистых и железомарганцевых конкреций в пойме р. Амазонка, в парагенезисе с каолинитом, с другими особенностями, еще не изученными. Этой и, возможно, предыдущей зоне отвечает экваториальная гумидная зона океанов и морей, по А. П. Лисицыну. Она характеризуется высоким уровнем образования растительного и животного планктона, пониженной карбонатностью осадков, но вместе с тем относительной бедностью железомарганцевыми конкрециями в глубинных водах; местами специфическими карбонатными, главным образом фораминиферовыми, осадками. По А. П. Лисицыну [1984 г.], к зонам 12—13 приурочена основная масса терригенной «лавинной седиментации» в дельтах, лагунах, подводных каналах, в сумме слагающая более 75 % объема современных осадков планеты.

III.5. ОБЩАЯ СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ

Климатическая классификация осадков и фаций сочетается с геотектонической и геоморфологической. Среди гумидных зон выделяются следующие главные геотектонические типы: 1) современных платформ, как отмечено выше, с дальнейшей дифференциацией их по возрасту, степени и характеру подвижности; 2) современных орогенных областей разных стадий (ранне- и позднеорогенных), гораздо менее распространенных в пространстве, но местами с интенсивным осадконакоплением, дифференцированным по разным климатическим и геоморфологическим типам, отмеченным выше и показанным на рис. III.5, III.19—III.20, рис. III.27—III.30; 3) «паралиагеосинклинальных» обстановок на границе активизированных эпигерцинских платформ и современных миогеосинклинальных морей, например на побережье Мексиканского залива; с этим типом связаны определенные структуры типов дельт, лагун, внутреннего шельфа и т. д.; 4) современных геосинклиналей, с которыми можно в той или иной мере сопоставить отдельные районы Зондского архипелага, Средиземноморья и др.; 5) современных областей рифтогенеза в океанических и озерных обстановках, с которыми связано в свою очередь несколько разновидностей рифтов (Атлантического океана, Восточной Африки, оз. Байкал). Кроме того, во всех типах выделяются дополнительные подразделения по динамике геотектонического режима, всегда

проявляющиеся в особенностях рельефа, ходе и скорости осадко-накопления, режиме торфяников (например, интенсивная обводненность торфяников в орогенной Колхидской низменности с преобладанием быстрого погружения субстрата).

В современной литературе, как указывалось выше, преобладают классификации по геоморфологическим признакам. В пределах общих принципов комплексной классификации геоморфологические признаки наиболее доступны наблюдению, наиболее закономерно изменчивы в рамках единых климатических и тектонических обстановок и вместе с тем достаточно четко выражаются. Не останавливаясь на разборе этих разновидностей классификаций, предлагаем применительно к гумидным зонам схему, в основу которой положена схема геоморфологической зональности (см. рис. III.1—III.2) с дополнительной детализацией (см. рис. III.3) соответственно уровням, выделенным в табл. I.1, т. е. десяти уровням, в отличие от трех-пяти уровней, принятых в других наиболее детальных классификациях (за исключением некоторых четвертичных) и с несколько другой последовательностью, исходящей из стремления более строго применить принципы системного анализа, обоснованные выше.

В основном автор исходил из системы типизации, показанной в табл. III.1, но с распространением ее за пределы освещенного в этой таблице региона и расширением ее фациального диапазона. Необходимо оговорить, однако, что кроме этой классификации, являющейся основной, возможны и дополнительные классификационные системы: по геоморфологическим признакам, по типам среды и способам перемещения, а также по характеру динамики смены, структуры катен и т. д. В частности, в последние годы было предложено разделение на нормальные, аномальные и исключительные фации. Нормальные отвечают непрерывной последовательности сукцессий, аномальные — внезапным отклонениям (например, в результате землетрясений, вулканических выбросов, размывов и т. д.), исключительные характеризуют совершенно особые, не повторяющиеся больше события. Эта классификация может быть сопоставлена со схемой мутационных, миграционных и смешанных последовательностей.

В рамках данной книги ограничимся кратким перечислением основных разделов классификации, применимой ко всем современным гумидным зонам, в нисходящем иерархическом порядке и соответственно в типологической последовательности девяти зон схемы, приведенной на рис. III.3. Выделим только подразделения, отвечающие 10, 5, 4, 3-му, местами 6-му и 2-му уровням табл. I.1.

1. **Континентальные фации.** 1.1. Элювиальные (Э): 1.1.1. — почв; 1.1.2. — кор выветривания, 1.1.3 — элювиальных россыпей. 1.2. — Склонов и подножий хинтерланда (ЭДП, табл. III.1), с подразделениями, намеченными в табл. III.1 и в соответствии с классификацией Г. С. Ганешина и др. [27]. 1.3. Эоловые с подразделениями по табл. III.1. 1.4. Временных потоков (в гумидных зонах встречается всегда в сочетании с ЭДП и А). 1.5.

Речных долин (аллювий А): 1.5.1. — русловый (АР), 1.5.2. — прирусловых валов (АПВ), 1.5.3 — пойм (АП), 1.5.4 — стариц (АС) с более дробными, до трех ступеней, подразделениями, частично отмеченными в табл. III.1 и подробно описанными А. А. Лазаренко [18], Е. В. Шанцером [36 и др.], Дж. Р. Алленом [38 и др.], рядом других исследователей, а также Ю. А. Кривулиной, Т. А. Ищиной, О. М. Головенко, Л. Т. Кыштымовой в изученных нами районах. 1.6. Озера (табл. III.1; рис. II.1, II.5, III.1—III.4, III.18, III.21—III.22, III.27): 1.6.1 — зарастающие побережья, 1.6.2 — лагуны, 1.6.3 — пляжи (литораль), 1.6.4 — бары и косы, 1.6.5 — подвижное мелководье (сублитораль), 1.6.6 — профундаль, 1.6.7 — желоба протоков. 1.7. Болота. 1.8. Ледниковые отложения, также с дополнительными подразделениями по аналогичным таксономическим ступеням.

Все группы континентальных фаций приурочены к зонам I, II, III схемы рис. III.1: 1.1 — к зонам I—III и к хинтерланду; 1.2 — к I зоне; 1.3 — к I, II, но главным образом к III зоне; 1.4 к I и II зонам; 1.5 к II и III зонам, реже к I зоне; 1.6 и 1.7 — к II и III зонам; 1.8 — ко всем трем, но главным образом к хинтерланду и к I зоне.

2. Переходные фации. Приурочены к зонам IV, V (рис. III.1) и III, IV, V (рис. III.3) и приведенных профилей торфообразующих гигафаций и мезонимий. 2.1. Дельтовые (Д, ПД, табл. III.1; рис. II.1, II.2, II.4, III.2, III.19, III.21—III.27—III.30); см. также работы [15, 28, 34, 39, 48, 50 и др.): 2.1.1 — наземные дельты [2.1.1.1 — дельтовые протоки, 2.1.1.2 — их прирусловые валы, 2.1.1.3 — прорвы, 2.1.1.4 — затопляемые низины (поймы) — 2.1.1.4.1 — внутренней дельты, 2.1.1.4.2 — передней дельты (флювиолагунные, флювиоморские фации), 2.1.1.5 — дельтовые озера, 2.1.1.6 — дельтовые болота — 2.1.1.6.1 — болота верхней дельты; 2.1.1.6.2 — приморской дельты (марши)]; 2.1.2 — подводные дельты [2.1.2.1 — дельтовый фронт — главным образом 2.1.2.1.1 — пояс дельтовых «поперечных» приустьевых баров (ДБ, табл. III.1), 2.1.2.1.2 — устьевых прирусловых отмелей («баровых пальцев»), 2.1.2.1.3 — дельтовые заливы-лагуны (култуки); 2.1.2.2 — дельтовый склон (продельта); 2.1.2.3 — дельтовое подножие (предельта), с дальнейшими подразделениями (подводно-дельтовые борозды, конусы выноса и др.)]. 2.2. Лагуны и бары (Л, Б, ЛБ, табл. III.1 и рис. III.1—III.17, III.19, III.21—III.30; ряд данных в работах [4, 5, 7, 10, 25, 35, 40, 43, 45, 49, 50 и др.): 2.2.1 — лагуны (Л) [2.2.1.1 — лагунные береговые образования (2.2.1.1.1 — пляжи, 2.2.1.1.2 — береговые валы), 2.2.1.2 — прибрежно-лагунное мелководье (2.2.1.2.1 — открытое, 2.2.1.2.2 — зарастающее), 2.2.1.3 — подвижное мелководье, 2.2.1.4 — малоподвижное мелководье, 2.2.1.5 — глубинная центральная часть лагуны (ЛЦ), 2.2.1.6 — баровый склон лагуны, 2.2.1.7 — лагунные протоки, 2.2.1.8 — псевдодельты, 2.2.1.9 — лагунные острова. Кроме того, лагуны делятся по стадийности образования, степени отчлененности от открытого бассейна (лагуны-заливы, собственно лагуны,

лагуны-озера), морфологии, степени опреснения, роли приливно-отливных течений (подразделения «ваттовой» лагуны, см. рис. III.13); 2.2.2. Баровые — баровое поле (Б, БМ, БО и др., табл. III.1) [2.2.2.1 — надводные бары (2.2.2.1.1 — тыл; 2.2.2.1.2 — фронт), 2.2.2.2 — подводные бары, 2.2.2.3 — протоки, 2.2.2.4 — прорвы, 2.2.2.5 — рифы]; с дополнительными подразделениями, частично показанными в табл. III.1, на рис. III.7, III.9, III.21, III.22, III.27—III.30. 2.3. Эстуарии (Эс) с подразделениями по сопоставимой таксономической шкале (см. рис. III.2, III.5—III.6).

3. **Морские фации.** Приурочены к зонам VI—IX [рис. III.1; М, ПМ, ПММ (табл. III.1, рис. II.1, II.2, II.6, III.1—III.5, III.18—III.21, III.30 и др.)]. 3.1. Литораль: 3.1.1 — супралитораль, 3.1.2 — собственно литораль, 3.1.3 — сублитораль, 3.2. Внутренний шельф. 3.3. Наружный шельф. 3.4. Иловые впадины. 3.5. Подводные каньоны. 3.6. Континентальный склон: 3.6.1 — русла, 3.6.2 — конусы выноса. 3.7. Континентальное подножие. 3.7.1 — глубоководные конусы выноса, 3.7.2 — батальные равнины (3.7.2.1 — аккумуляционные, 3.7.2.2 — контурных течений, 3.7.2.3 — застойных котловин). 3.8. Океаническое дно.

Дальнейшие подразделения выделяются по аналогичной шкале. Примеры их описаны в работах [7, 8, 15, 19 (общая классификация), 26, 28, 32, 34, 36, 47, 50 (наиболее подробная)], хотя по другой системе.

Кроме того, в группах 3.1 и 3.2 выделяют краевые и внутренние моря с аналогичной внутренней зональностью; в группах 3.2 и 3.3 — подразделения макрофаций течений, в том числе приливно-отливных, грядово-ложбинных форм и другие с дальнейшими подразделениями в сочетании с остаточными образованиями и выносами дельт — их «веерами».

Предложенная схема может быть по состоянию изученности конкретизирована и описана по указанным комплексам признаков фаций и литотипов по всей 10-ступенной таксономической шкале.

СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ ФОРМАЦИИ ГУМИДНЫХ ЗОН, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Литогенетические типы и фации разных уровней и разного пространственно-временного распределения характеризуются, как видно из предыдущих глав, системой парагенетических ассоциаций разных рангов, которые являются формациями в принятом выше понимании этого термина и соответствуют всем формационным уровням табл. I.1. Понятие современной формации часто употребляется и в литературе о современных осадках, разных их группах (от континентальных до океанических); предлагались схемы их классификации. Например, парагенетических рядов генетических типов в континентальных и мелководных морских и четвертичных отложениях в работе Г. С. Ганешина и др. [27], морских формаций в работах Н. В. Логвиненко [19] и других; океанических в работах А. П. Лисицына, который наиболее четко связывает группировки формаций с климатической зональностью. Однако общая систематика, охватывающая все современные формации, до сих пор не разработана и даже не предложена.

Объем сукцессий литотипов и элементов парагенезов во всех выделенных современных формациях обычно отвечает объему микроформаций, реже мезоформаций. Но горизонтальные последовательности — катенады литотипов и фаций, как показано на рис. III.1—III.5 и других, — отвечают всем рангам формационной шкалы.

При конкретном выделении катенад и сукцессий, образующих парагенетические ассоциации, нужно учитывать, что на одном и том же современном геоморфологическом уровне образуются единые катенады разновозрастных осадков, включающих в себя не только осадки разных фаз голоцена, но и реликты плейстоценовых, иногда даже еще более древних формаций. Типичный пример — литофациальная карта района и профили дельты р. Неман (см. рис. III.21—III.22). Обычно, однако, реликты более древних уровней отчетливо выделяются и сохраняется структура общей геоморфологической зональности ассоциаций.

Таким образом, можно выделить современные формации гумидных зон разных уровней (начиная с уровня микроформаций) с подразделением их по климатическим, геотектоническим, геоморфологическим признакам. Для всего голоцена намечается регио-

нальная, зональная и даже глобальная стадийность смены формационных признаков во времени. Для всех морских и переходных фаций эта стадийность характеризуется общей трансгрессивной направленностью, связанной с эвстатическим подъемом уровня Мирового океана после таяния ледников. Кривые глобальных изменений этого уровня, соответствующих скоростей и фаз трансгрессивного движения широко освещены в литературе, в частности, можно отметить одну из последних схем А. Н. Ласточкина [1978 г., с. 60—61]. Эти кривые показывают изменения скоростей трансгрессий и регрессий, в ряде случаев — и обратные движения, которые создавались, с одной стороны, региональными и над-региональными тектоническими факторами, с другой — различными колебаниями климата, иной раз даже локальными местными явлениями, например отмеченные выше прорывы в баровых фациях на Нидерландском побережье, явления перекомпенсации в дельтовых и других фациях, благодаря которым продолжающееся погружение субстрата могло сопровождаться регрессивным движением береговой линии. Но для каждой глобальной и региональной стадии выделяются общие системы формационной зональности, отвечающие принятой нами схеме фациально-геоморфологической зональности.

Классификация формаций должна опираться на эти стадийно-зональные закономерности и на общие принципы выделения формаций всех рангов, обоснованные в гл. I и показанные в табл. I.1. Как и при выделении отдельных литотипов, их парагенетические ассоциации классифицируются по той же пятичленной формуле системообразующих комплексов признаков (см. также [Македонов А. В., 1984 г.]). В принятых классификациях современных формаций ведущим признаком обычно является вещественный состав, который сопоставляется с современным геоморфологическим и тектоническим распределением выделенных по этому составу групп «генетических типов» с учетом также некоторых структурных и других особенностей слагающих формации литотипов. Исходя из этого принципа все современные формации гумидных зон можно разбить на следующие группы: 1) существенно терригенные; 2) биогенные; 3) хемогенные; 4) фитогенно-терригенные; 5) хемогенно-терригенные; 6) хемогенно-фитогенно-терригенные.

Кроме того, вещество всех групп существенно меняется в зависимости от положения в современной климатической зональности, и поэтому для каждой группы выделяются как наиболее крупные подгруппы формаций гумидных зон умеренного пояса и тропических с дальнейшим подразделением их по деталям вещественного состава и по другим признакам, которые определяются другими фациальными факторами.

С вещественным составом парагенетически связаны и некоторые другие признаки, поэтому и намечается закономерное размещение групп по вещественному составу в схеме фациально-геоморфологической зональности.

Смешанные хемогенно-фитогенно-терригенные (группа 6) представлены особыми типами торфогенных («флоридский» тип — см. рис. III 4 и рис. III 15), а хемогенно-карбонатно-терригенные — с подчиненными фитогенными компонентами («кубинский» тип — см. рис. III.14).

Конкретные парагенетические ассоциации, связанные с каждой из этих групп, однако, характеризуются и совокупностью других признаков литотипов: строением, морфологией, набором элементов и соответственно строением и морфологией ассоциации в целом; кроме того, типы, разные по вещественному составу, даже при более детальном разделении состава, могут встречаться в пределах одной и той же фашиально-геоморфологической зоны и входить в единый парагенез более высокого ранга, как это и показано на наших профилях (см. рис. III.4, III.5, III.8—III.17, III.23—III.25, III.28—III.30).

На примере конкретной макроформации района дельты р. Неман — примыкающих к лагуне баров побережья открытого внутреннего моря (показаны на рис. III.21—III.26) — видно сочетание в единой системе катенад на сравнительно небольшой площади одного геоморфологического района или округа парагенезов групп 1.1 и 2.1; общий набор и систематика литотипов, описанных по всем комплексам признаков, приведены в табл. III.1.

Полный формационный анализ должен включать совместные описания разных типов формаций, выделенных по какому-либо одному ведущему признаку. Тем не менее формации, классифицируемые только по вещественному составу и являющиеся элементом более сложных последовательностей, могут описываться отдельно, с дополнительными подразделениями. Например, группа 1 — существенно терригенные, олигомиктовые с очень подчиненными примесями фитогенных и хемогенных компонентов формации. Кроме основного набора терригенных компонентов разной размерности, с очень слабой железозночностью, содержат валовое железо от долей процента до 10 %, в отдельных элементах до 5 % аутигенное железо, рассеянное, в основном фитогенное, ОВ (от долей процента до 10 % в отдельных элементах); в них отсутствуют пластовые обособления фитогенных и хемогенных компонентов. Эти общие признаки вещества сочетаются с такими признаками, как строение и морфология. По строению формации этой группы на уровне микроформаций характеризуются отсутствием ясной ритмичности, хотя занимают положение в элементах ритмов более высоких порядков, чередованием от трех до четырех элементов, различающихся петрографо-минералогическим составом и структурой. Чередование имеет асимметричный или слабовыраженный диссимметричный характер при сопоставлении со схемами чередований элементов торфоносных формаций, показанных на рис. III.4. Это очень обедненные наборы компонентов, сопоставимые с отдельными компонентами более сложных чередований, например по схеме *a, b, aca', aea', abca', acde*. Характерны немногочисленность или отсутствие конкреций, представленных в ос-

новном зональном типом конкреций гумидной зоны; в геобиоценозах и тафоценозах слабо развита болотная растительность, отмечается резко контрастное сочетание разных систематических экологических групп или их бедность и однообразие.

Основные фациальные факторы образования этой группы формаций — сильная расчлененность рельефа, но отсутствие ясно выраженных барьерных фаций и фаций застойных водоемов и болот, большинства всех фаций переходной группы; тектонический режим — главным образом платформенный, с резкими колебаниями по площади или во времени; для побережий водоемов этой группы фаций характерны открытые, но углубые побережья. Дальнейшие подразделения связаны с вариациями петрографического, химического, структурного состава в пределах общих признаков группы, которые в свою очередь связаны с вариациями типов рельефа и геотектонического режима. Поэтому относящиеся к этой группе существенно терригенные неторфоносные микроформации некоторых участков побережья и мелководья Ладожского озера, представленные главным образом кварцевыми песками, местами галечниками с прослоями алевритов и реже заиленных прослоев, резко отличаются от аналогичных микроформаций оз. Байкал, с полимиктовыми и местами гораздо более грубозернистыми парагенетическими системами чередований литотипов.

Точно также относящиеся к этой группе терригенные микроформации речных долин на участках, где совершенно нет пластовых концентраций торфа, представлены в долинах рек Восточно-Европейской платформы главным образом сочетанием маломощных и морфологически очень пестрых чередующихся песков с зернами разной крупности, подчиненных алевритов и тонких невыдержанных заиленных прослоев, с асимметричной последовательностью набора до четырех элементов, с эрозионным врезом и желобообразным залеганием.

В зонах VI—VIII формации этого типа образуют трансгрессивные или трансгрессивно-регрессивно-трансгрессивные последовательности с характерными овально-полосовидными формами, цепочками овалов (форма которых частично унаследует затопляемые формы трансгрессий лагунных и баровых литотипов), значительной выдержанностью на площади, присутствием терригенно-биогенных ракушняковых и других известковых компонентов, гораздо более высоким содержанием железа (до 5—10 %) по сравнению с долинными формациями.

Формации группы 4 везде резко отличаются от формаций группы 1 присутствием пластовых обособлений фитогенных и других биогенных компонентов, составом и структурой всех парагенов, начиная с микроформационного уровня; вещественным составом самих терригенных компонентов, характеризующимся гораздо большим содержанием в них железистых аутигенных компонентов, главным образом в форме гидроокислов, но иногда и других соединений железа, более значительной примесью аутигенного каолинита, а в тропиках также и глинозема, присутствием в некото-

рых литотипах и фациях фосфатов и карбонатов железа, литотипов, сильнообогащенных ОВ. По текстурным признакам формации группы 4 в отличие от формаций группы 1 имеют более разнообразную и обычно более четко развитую слоистость, более сложное чередование литотипов с выделением до 12 (обычно не менее 6 элементов), четкую ритмичность чередования, большей частью диссимметричный характер, обычно трансгрессивно-регрессивный, с фазой почти стабильного положения субстрата и береговой линии; в их составе обязательно участвуют барьерные и другие переходные фации (см. рис. III.4—III.5 и др.).

Пример набора литотипов для конкретного крупного региона этой группы формаций показан в табл. III.1, но в сочетании с подчиненными литотипами группы 1, участвующими в общем формационном комплексе макро- и мегарангов. Не останавливаясь на других подразделениях этой группы, отметим лишь особенности смешанных торфоносно-железоносных формаций, для которых характерны: 1) присутствие пластовых торфяников разнообразной мощности и разнообразного геоботанического состава, но без формирования выдержанных больших полей сплошного торфонакопления; 2) большая пестрота чередования литотипов, отсутствие четкого диссимметричного строения, массовые рудопроявления в форме скоплений железистых и железомарганцевых конкреций водоема, входящих в единую с торфяниками группу элювиальных образований; 3) другие типы водоемов и другая парагенетическая последовательность фаций, как было показано на примере рудоносных озер Карельского перешейка.

Иногда признаки этой группы совмещаются и с признаками высокоторфоносных формаций, образуются особые группы парагенов мезо- и макроуровня, включающие и малозольные продуктивные торфяники, и концентрации железистых конкреций, но на некотором (до десятков километров) удалении от них, как мы видели на примере катенады литотипов и фаций прибрежно-морской Латвийской низменности и Рижского залива с массовым образованием в заливе железистых и железомарганцевых конкреций. Важным индикативным признаком всех этих групп формаций является широкое распространение железистых конкреций с их дальнейшим подразделением по составу и по парагенезу с разными литотипами и разными элементами формаций.

Сопоставление этих данных позволяет констатировать, что выделяется не менее 50 типов формаций микро- и мезоуровня, характерных для современных гумидных зон и различающихся по распределению в них разных полезных ископаемых. Для каждой из описанных выше фациально-геоморфологических зон и групп фаций выделяются соответствующие группы формаций, со своими наборами литотипов. Например, в I зоне в условиях умеренного пояса — формации склонов и подножий, формация чередования литотипов группы ЭДП (табл. III.1) с подчиненным участием речных выносов и проявлений торфонакопления; в той же зоне I, но в тропиках — группа сидеролитовых формаций с различными

сочетаниями элювиальных, гидроморфных, почвенных склоновых, подчиненных озерных и других фаций с разными проявлениями боксито- и железорудного процесса. В тропиках особо выделяется также нулевая зона — зона плоского, но несколько расчлененного хинтерланда с образованием формаций кор выветривания, боксито- и железоносных формаций. Разные группы формаций выделяются и для всех основных зон*, наиболее разнообразна группа зоны IV (см. рис. III.4). В зоне II основное поле торфообразования и континентального рудогенеза связано с максимальным развитием озерных и болотных руд, сочетанием типов 1, 2, 4 вещественного состава. Зоны III—V схемы (см. рис. III.4) или зоны III, IV более обобщенной схемы (см. рис. III.1) характеризуются образованием группы переходных формаций с обязательным участием лагунных, баровых и дельтовых микро- и мезоформаций, с массовым формированием торфяников (причем в чередование входят и торфяники зоны II), с железо- и марганцеворудными проявлениями; с этими зонами связаны и наибольшие по мощности формации, проявления газоносности. К зоне VI приурочены формации меньшей мощности, с более однообразным составом, обычно с преобладанием песчаных компонентов, которые иногда участвуют и в образовании парагенезов зон IV—V; специфические наборы полезных ископаемых — главным образом некоторые пески с примесью тяжелых минералов и их россыпи. В формациях зон VII и VIII наблюдаются проявления железомарганцевого оруденения, иногда концентрация аутигенного и обломочного глауконита, а в зоне VIII — иногда фосфоритов и железистых фосфоритов.

Совокупности типов формаций по предварительным данным содержат не менее 200 мезолитогенетических типов со специфическими комплексами признаков, сопоставимых с комплексами признаков литотипов табл. III. 1, но с гораздо более широким и разнообразным набором. К разным литогенетическим типам приурочены дополнительные парагенетические ассоциации на уровне микро- и нанолитотипов и связанные с ними внутривидовые образования (конкреции, литотафоценозы и т. д.).

Сравнение современных формаций гумидных зон с древними формациями показывает как их закономерное сходство, так и закономерное отличие. Современные потенциально углеобразующие торфоносные формации вполне подобны по структуре и основному набору литотипов древним угленосным формациям, поэтому схемы, приведенные на рис. III.3 и III.4, представляют собой схемы строения древних «углеобразующих ландшафтов» соответствующих микро- и мезоформаций (см. также [Осадочные формации, 1984 г.]).

* Обобщенная схема размещения древних и современных осадочных формаций и парагенезов полезных ископаемых, отвечающих набору I—VI фашиально-геоморфологических зон (см. рис. III.1) данной работы, предложена автором в книге «Осадочные формации» [Л., Недра, 1984 г., с. 24—27].

Строение современных торфоносных ритмолитов, показанное на рис. III.9—III.13, III.28 и III.30, также сопоставимо с ритмолитами I порядков многих древних угленосных формаций. Имеют древних аналогов и современные железоносные формации, хотя они резко отличаются от древних масштабом оруденения и хотя в современную эпоху основная масса железомарганцевых конкреционных руд сконцентрирована в абиссальных океанических формациях. Очень характерны и аналоги индикативных признаков конкреционных комплексов и литофаценозов. В древних угленосных формациях наблюдается господство в конкреционном комплексе или постоянное участие железистых компонентов в закономерных сочетаниях с известковистыми. Но вместе с тем намечается и резкое отличие: в древних формациях железистые конкреции представлены главным образом сидеритом и анкеритом, в современную эпоху имеющие лишь очень подчиненное распространение. Древние железорудоносные формации VII и VIII зон представлены в основном лептохлоритовыми и смешанными железисто-окисно-карбонатно-силикатными рудами, в современную эпоху — только отдельными мелкими рудопроявлениями. Отсутствуют в современную эпоху и аналоги древней зоны марганцевого рудообразования.

Геобиоценозы и литофаценозы представлены очень сходными экологическими группами. В частности, и для древних прибрежно-морских и лагунных угленосных формаций очень характерно широкое распространение биоценозов пресноводных лагун, экологически подобных современным биоценозам Куршского залива и восточной части Финского залива. Эти биоценозы и соответствующие им ориктоценозы часто ошибочно описывались как индикаторы речных и внутриконтинентальных озерных обстановок. Для современных и древних лагунных фаций и литотипов также характерны специфические соотношения кальция и магния, сульфат- и бикарбонат-ионов, резко отличающиеся от соотношения во внутриконтинентальных водоемах даже при том же уровне общей минерализации, а также присутствие пресноводной фауны. Существенно подобны и другие основные комплексы признаков литотипов, в частности всех основных геоморфологических групп фаций всех гумидных формаций по крайней мере начиная с карбона.

Основные отличия современных формаций гумидных зон от древних обусловлены общей необратимой эволюцией Земли, особенностями современной геологической эпохи. К числу геохимических особенностей относится высокий Eh, благодаря которому место карбонатов железа в парагенетических ассоциациях занимают различные группы окислов железа и не происходит массового образования лептохлоритов в зонах V—VII. Кроме того, современная эпоха характеризуется высокой геократичностью, сильной расчлененностью рельефа, с чем связано относительно малое распространение наиболее крупных лагун и сильноопресненных внутренних морей, хотя в меньшем масштабе эти геоморфологические группы также распространены и представлены сопоставимыми

группами литотипов и их парагенов. Наконец, современной эпохе присущ другой геобиологический уровень, чем и обусловлен ряд особенностей современных биогенных литотипов и литотафоценозов. С этим, по-видимому, связаны исключительное развитие диатомей; отсутствие хемогенного кремнезема в современных водоемах (кроме водоемов вулканического происхождения); максимальное распространение железистых фосфатов, в частности в болотных и лагунных водоемах; приуроченность сапропелеобразования в основном к малым водоемам гумидной зоны; максимальное развитие моховых торфяников, минимальное олиготрофных древесных болот, относительно слабое торфяников тропической гумидной зоны.

Эти аналогии и эти отличия могут быть использованы как диагностические признаки при литофациальном анализе древних пород и формаций и как поисковые признаки при поисках и разведке современных и древних полезных ископаемых гумидной зоны. В частности, типы структур оптимального торфонакопления и погребения торфяников, показанные на рис. III.3 и III.4, служат поисковыми признаками оптимального угленакопления, а в древних осадочных толщах — дополнительными признаками, учитывающими особенности каждого историко-геологического этапа. Точно также даже незначительные находки лептохлоритов в современных обстановках дают довольно достоверные указания на комплекс условий образования и парагенезисов определенной группы рудоносных фаций древних толщ. Поисковым во всех случаях является весь комплекс признаков, выделенных по предложенной выше пятичленной схеме, хотя для разных групп литотипов и фаций относительная диагностическая и поисковая роли отдельных признаков различны.

В качестве показателей климатических обстановок особенно ценными признаками являются состав и распределение конкреционных комплексов, контролируемых другими признаками. Состав конкреционных комплексов позволяет достаточно достоверно разделять все внутриконтинентальные, лагунные, баровые и морские фации, контролируя их признаками литотафоценозов. В некоторых случаях, как мы видели на примере признаков вещественного состава и структур распределения современных моллюсков в современных танатоценозах береговых фаций (см. II.3.6), даже детали состава литотафо- и танатоценозов служат существенными поисковым и диагностическим признаками.

Конкретный анализ по конкретным регионам позволяет выделить дополнительные поисковые признаки для всех групп полезных ископаемых, включая горючие ископаемые, агрохимическое сырье, железисто-марганцевое оруденение, бокситообразование, фосфориты, различные типы песков и т. д. Например, наличие хорошо развитой и устойчивой на площади баровой полосы служит надежным индикатором присутствия устойчивых на площади торфяных болот, отстоящих на километры и даже десятки километров от песков этой баровой полосы. Точно также повышенное

содержание марганца в раковинах некоторых пелеципод, обнаруженных на побережье Финского залива,— индикатор для нахождения скоплений железистых и железомарганцевых конкреций в более отдаленных участках залива и в озерах Карельского перешейка, отстоящих друг от друга на десятки километров, а повышенное содержание марганца в раковинах танатоценозов озерных пляжей может служить индикатором присутствия соответствующего оруденения в соседнем озере. Но наиболее надежным индикатором во всех случаях следует считать весь комплекс признаков современных формаций, выделенных по предлагаемой методике, с их общим системным анализом, разделением ведущих и второстепенных системообразующих компонентов и факторов; с общей классификацией естественных литофациальных систем как открытых динамических с различными типологическими подразделениями.

Указанные закономерности — основа их дальнейшей детализации и применения как диагностических и поисковых критериев образования и размещения полезных ископаемых.

КРАТКИЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Методические рекомендации вытекают из вышеописанного и сводятся к необходимости последовательного литологического комплексного описания наблюдаемых геологических тел, их классификации, типологии и систематики по предложенным выше схемам. Особое внимание нужно обращать на выявление общих зональных ландшафтно-климатических признаков и фациально-геоморфологических зон, сопоставимых с намеченными выше схемами их расположения, и внутренних структур. Важным методическим приемом является построение соответствующих профилей, карт и классификационных таблиц, в основу которых может быть положен тип табл. I.1 и III.1. Опираясь на такую методику, в ряде случаев можно получить существенные диагностические и поисковые критерии даже при сравнительно ограниченном объеме точек наблюдения, лабораторных исследований, горных работ, как это показано на примере районов дельты р. Неман и Колхидской низменности, где основным было полевое изучение с помощью неглубоких канав и закопушек. Очень важна при этом совместная система наблюдений группы специалистов разного профиля по единой методике и программе с использованием всех данных предыдущих исследований, начиная с данных съемки масштаба 1 : 200 000.

Приведенный нами комплекс наблюдений и система описанных методов могут широко применяться на всех стадиях геологической съемки, в том числе крупномасштабной (1 : 50 000 и еще более крупной), и на всех стадиях поисково-разведочных работ на все группы осадочных и гипергенных полезных ископаемых.

Рассмотренные в книге принципы типизации, классификации, систематики типов осадков и фаций, начиная с анализа основных категорий и принципов классификации, типологии, систематики применительно к особенностям исследуемых геосистем гумидных современных зон, а также и других геосистем (см. гл. I), позволили выявить общие типологические и иерархические структуры литологических признаков, определяющих их фациальных факторов и соответствующих методов литофациального анализа, конкретной типизации и систематики (см. гл. II). Сравнительный анализ конкретных групп признаков, их иерархических систематических соотношений на материале современных осадков гумидных зон, со-

поставленных с осадками других зон и древними аналогами, позволяет сформулировать общую 10-степенную матрицу типологической классификации и таксономии литотипов, литогенетических типов, фаций, ландшафтных подразделений, парагенезисов литотипов и фаций и соответствующих формационных подразделений разных уровней, схематически обобщенную в табл. I.1 и прокомментированную в тексте, и конкретизировать принципы построения трех- и четырехмерных признаков матриц по всем этим группам и уровням.

Среди отдельных методов особое значение имеют геохимические методы в сочетании со структурным анализом. Предложена схема пятичленной структуры классификации литотипов: по сочетанию их состава, строения, морфологии (как конститутивных признаков), аутигенных новообразований (конкреции и др.) и геобиоценозов — литофаценозов (дополнительных индикативных признаков). Сравнительный анализ позволяет выявить в огромном многообразии признаков ведущие, второстепенные, существенные, сопутствующие и аксессуарные и обосновать возможность объективного выделения конечных множеств системообразующих признаков, которые служат основой общей комплексной методики литофациального анализа как системы методов изучения с их дополнительными подразделениями, которые также оказалось возможным сформулировать пятичленными схемами разных уровней, структурно подобными схемам других уровней. Пример методики классификации и типологии показан в табл. III.1.

Систематика, типология и таксономия осадков и фаций в пределах единой ландшафтно-климатической гумидной зоны может быть детализирована и конкретизирована как по комплексам признаков самих литотипов, так и по соотношениям этих литотипов с общей схемой классификации фаций, причем в качестве ведущего признака фаций принимается их геоморфологическое положение в пределах одного и того же иерархического уровня. Многообразие этих подразделений, их классификационных признаков подчинено единой структуре фациально-геоморфологической зональности: разных иерархических уровней, начиная с мезофаций и кончая уровнем всех современных осадков и фаций в планетарном масштабе. В соответствии с этим принципом удалось выявить в глобальном масштабе девять основных фациально-геоморфологических зон и структурно-подобную им зональность всех более низких уровней. Это позволило предложить систему фациально-геоморфологических профилей и их собственную типологию, связанную с различными вариантами климатических, геотектонических, геоморфологических обстановок всего комплекса признаков современных фаций, и сопоставить эти варианты с определенными типами наиболее важных для гумидной зоны полезных ископаемых.

Рассмотренные в этой книге комплексная методика литофациального анализа и основанная на ней типология осадков и фаций гумидных зон является в целом опытом системного анализа

геологических тел и процессов на материале их большой естественной группы, содержащей ряд важнейших полезных ископаемых. Этот анализ может способствовать и более конкретному пониманию общей специфики осадочных геологических систем. Анализ показал, что они являются особой группой динамических открытых пятимерных систем смешанного комбинативно-иерархического и в определенной мере коррелятивного типа. Анализ позволил также уточнить представление об уровнях этих систем, как уровнях организации вещества, в пределах гумидных зон и вместе с тем выявить определенные подобию структур этих систем на всех уровнях и в разных типологических рядах организации вещества, в частности литотипов и фаций, с уточнением определения исходных категорий и их соотношений. Эти общие черты организации и их дифференциация по уровням и различным типам осадков и фаций позволяют разработать модели систематики геологических процессов и тел в современных гумидных зонах, которые являются основой для научно обоснованного прогнозирования образования и размещения полезных ископаемых, их поисков и разведки и которая может быть в дальнейшем применена для сравнительного историко-геологического анализа типов осадков и фаций гумидных зон геологического прошлого. Намечившаяся специфика этих геологических систем в упрощенной форме показана в табл. I.1 и для большого региона в табл. III.1. Дальнейшие исследования должны теперь продолжить конкретизацию выделенных типов осадков и фаций и их парагенезисов для разных уровней на более широком материале, с использованием уже накопившегося фактического материала. Эта работа должна быть предметом следующей монографии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас текстур и структур основных горных пород. Ч. 1. Обломочные и глинистые породы. М., 1962. 567 с.
2. Берг Л. С. Географические зоны СССР. М., 1947. 397 с.
3. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., 1962. 538 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 59).
4. Геологические и геохимические условия современного торфонакопления (на примере некоторых торфяников северо-запада Русской платформы)/А. В. Македонов, И. Э. Вальц, О. М. Головенко и др. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., 1970, с. 161—167.
5. Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс, 1973. 244 с.
6. Дмитриевский А. Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М., 1982. 230 с.
7. Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., 1963. 739 с.
8. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962. 711 с.
9. Зонн С. В. Железо в почвах (генетические и географические аспекты). М., 1982. 203 с.
10. История угленакопления в Печорском бассейне. М.—Л., 1965. 248 с.
11. Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск, Наука, 1976. 272 с.
12. Кессел Х. Я., Раукас А. В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин, 1976. 133 с.
13. Классификация и кластер. М., 1980. 389 с.
14. Климатическая зональность и осадкообразование. М., 1981. 199 с.
15. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., Высш. школа, 1971. 366 с.
16. Крашенинников Г. Ф. Понятие «фация» и методические вопросы фациального анализа. — Литология и полезн. ископ. 1983, № 5, с. 21—30.
17. Кункас Р. По поводу развития залива Куршю-Марес, дельты реки Нямунас и прибрежных болот. — В кн.: История озер. Вильнюс, 1970, т. 2, с. 391—414.
18. Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М., 1964. 236 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 120).
19. Логвиненко Н. В. Морская геология. Л., Недра, 1980. 343 с.
20. Ложек В. Значение моллюсков для изучения континентального голоцена. — В кн.: Голоцен. М., 1969, с. 58—78.
21. Любищев А. А. Проблемы, формы систематики и эволюция организмов/ Отв. ред. С. В. Мейен, Ю. В. Чайковский. М., 1982. 277 с.
22. Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., 1966. 284 с.
23. Мейен С. В. Таксономия и меронимия. — В кн.: Вопросы методологии в геологических науках. Киев, 1977, с. 25—33.
24. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977. 158 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 288).
25. Наливкин Д. В. Учение о фациях. В 2-х т. М., 1955—1956. Т. 1. 534 с., т. 2. 393 с.

26. *Невесский Е. Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., 1967. 254 с.
27. *Общая генетическая классификация четвертичных отложений/Г. С. Ганешин, Е. С. Минина, Ю. Ф. Чемяков и др.—Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1982, т. 19, с. 17—30.*
28. *Осадкообразование в Балтийском море./Под ред. А. П. Лисицына и Е. М. Емельянова. М., 1981. 247 с.*
29. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М., 1976. 536 с.
30. *Прокаев В. И.* Основы методики физико-географического районирования. Л., 1967. 168 с.
31. *Прошляков Б. К., Кузнецов В. Г.* Литология и литологофациальный анализ. М., 1981. 285 с.
32. *Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления с рассмотрением терригенных кластических осадков. М., 1981. 440 с.
33. *Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. Л., 1977. 408 с.
34. *Справочник по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. М., 1983. 509 с.*
35. *Типы торфонакопления, их пространственная и временная локализация в угленосных формациях/А. В. Македонов, И. Э. Вальц, О. М. Головенко и др.—В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., 1973, с. 42—52.*
36. *Чистяков А. А.* Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов. М., 1980. 164 с. (ВНИТИ. Итоги науки и техники. Сер. общая геология, т. 10).
37. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 161).
38. *Юдович Я. Э.* Региональная геохимия осадочных толщ. Л., 1981. 276 с.
39. *Allen J. R. L.* A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. — *Sedimentology*, 1965, vol. 5, N 2, p. 89—191.
40. *Allen J. R. L.* Late Quaternary Niger delta and adjacent areas sedimentary environments and lithofacies. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1965, vol. 49, N 5, p. 574—600.
41. *Barrier islands/Ed. M. Schwartz. Straudsberg, Pennsylvania, 1973. 451 p.*
42. *Bigarella J. J., Mousinho M. R., Silva da J. X.* Processes and environments of the Brazilian quaternary. Imprensa da universidade Parana, Curitiba, Brazil, 1965. 71 p.
43. *Coleman J. M., Gagliano Sh. W., Smith W. G.* Sedimentation in a Malaysian high tide tropical delta. — In: *Deltaic sedimentation. Modern and ancient/Ed. J. P. Morgan.* — *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 1970, N 15, p. 185—197.
44. *Curray J. R.* Shore zone sand bodies: barriers, cheniers and beach ridges. — In: *The new concept of continental margin sedimentation. Philadelphia, 1969, p. IC-II-I-IC-II-18.*
45. *Dubois G.* Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. — *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 8. Lille, 1924. 355 p.
46. *Fischer A. G.* Stratigraphic record of transgressing seas in light of sedimentation on Atlantic coast of New Jersey. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1961, vol. 45, N 10, p. 1656—1666.
47. *Friedman G. M., Sanders J. S.* Principles of sedimentology. M. G. Ch. — *Br. Toronto*, 1978, XIII. 792 p.
48. *Kukal Zd.* Geology of recent sediments. — *Prague, Centr. Geol. Surv.*, 1970. 490 p.
49. *Mulder de E. F. G., Bosch I. H. A.* Holocene stratigraphy, radiocarbon datings and paleogeography of Central and Northern Holland (the Netherlands). — *Mededelingen rijks geologische dienst*, 1982, n. 36, N 3, p. 113—160.
50. *Sedimentary environments and facies/Ed. H. G. Reading. Oxford etc., 1979, XI. 557 p.*

Предисловие	3
Глава I. Принципы и категории литофациального анализа, типизации осадков, пород и фаций	6
1.1. Исходные положения, определения. Литотипы и фации	—
1.2. Парагенезы, формации	14
1.3. Таксономические системы	19
1.4. Классификация, типология, систематика, их соотношения	23
Глава II. Методы литофациального анализа	39
II.1. Общие замечания. Классификация методов	—
II.2. Литологические и литолого-геохимические методы	45
II.2.1. Методы анализа вещественного состава Петрографо-минералогический метод (46). Геохимические методы (51). Петрофизические методы (88). Исследование цвета осадков и почв (89)	—
II.2.2. Методы изучения структурных признаков	89
II.2.3. Методы текстурного анализа	99
II.2.4. Морфологический анализ	101
II.2.5. Конкреционный анализ	105
II.3. Литобиофациальный анализ	109
II.3.1. Состояние вопроса	—
II.3.2. Задачи, исходные понятия, объекты, классификация	110
II.3.3. Возможности, границы и методические условия	112
II.3.4. Комплексы признаков литотафоценозов	114
II.3.5. Классификация био-, танато-, тафо-, орикто-, литотафоценозов и их зонально-фациальное распространение	116
II.3.6. Опыт и методика биофациального анализа группы современных осадков нескольких районов гумидной зоны СССР	125
Глава III. Комплексная методика литофациального анализа и общая систематика осадков и фаций	135
III.1. Общие замечания. Классификационная таблица	—
III.2. Фациально-геоморфологические зоны, система парагенетических рядов литотипов и фаций	178
III.3. Климатические признаки и классификация	195
III.4. Ландшафтно-климатическая зональность	215
III.5. Общая схема классификации	225
Глава IV. Современные и древние формации гумидных зон, закономерности образования и размещения полезных ископаемых, диагностические и поисковые критерии	229
Краткие методические рекомендации	238
Список литературы	241

А. В. МАКЕДОНОВ

МЕТОДЫ ЛИТОФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА
И ТИПИЗАЦИЯ ОСАДКОВ ГУМИДНЫХ ЗОН

Редактор издательства Э. М. Бородянская
Переплет художника Ю. Б. Осенчакова
Технический редактор С. А. Кодаш
Корректор В. Н. Малахова

ИБ № 5717

Сдано в набор 13.06.85. Подписано к печати 25.10.85. М-32309.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать
высокая. Усл. печ. л. 15,25. Усл. кр.-отт. 15,25. Уч. изд. л. 17,0.
Тираж 710 экз. Заказ 337/667. Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

103

1

1р.20к.

55-10