

**Министерство Природных Ресурсов Российской Федерации  
Управление геологических основ недропользования  
Московский Государственный Университет  
им. М.В.Ломоносова  
Геологический факультет**

**Е.Ю. Барабошкин, А.Б. Веймарн,  
Л.Ф. Копаевич, Д.П. Найдин**

**ИЗУЧЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ  
ПЕРЕРЫВОВ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ**

**Методические рекомендации**

**Издательство Московского Университета**

**2002**

УДК 551.7  
ББК 26.3  
И 39

Е.Ю. Барабошкин, А.Б. Веймарн, Л.Ф. Копаевич, Д.П. Найдин.

**Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации.** – М.: Изд-во МГУ, 2002.– 163 с.  
ISBN 5-211-04689-7

Сформулированы понятия стратиграфический перерыв и hiatus, приведена классификация стратиграфических перерывов, рассмотрены возможности использования дробных стратиграфических и геохронологических шкал для определения величины hiatus. Охарактеризованы биостратиграфические, тафономические, литологические и геохимические методы выявления и изучения стратиграфических перерывов в мелководных карбонатных и терригенных разрезах.

Приводятся оригинальные данные авторов, полученные при изучении стратиграфических перерывов в меловых и девонских отложениях, которые позволяют восстановить последовательность событий при их формировании. Специально рассмотрены вопросы взаимоотношения перерывов и стратиграфических границ, анализа перерывов на отдельных этапах стратиграфического исследования, реконструкции геологической истории, наименования и обозначения стратиграфических перерывов. Рекомендованы способы отражения результатов изучения стратиграфических перерывов при составлении геолого-съёмочных отчетов.

Для геологов-съёмщиков, стратиграфов, палеонтологов, литологов, геохимиков, студентов, магистрантов, аспирантов и преподавателей ВУЗов.

Илл. 47, табл. 2, фототабл. 12, библиография 137 названий.

Рецензент: доктор геол.-мин. наук, профессор А.С. Алексеев

Рекомендовано к печати Управлением геологических основ недропользования Министерства природных ресурсов Российской Федерации и Ученым советом геологического факультета МГУ

ISBN 5-211-04689-7

©Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П., 2002

©Министерство природных ресурсов РФ, 2002

©Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2002

## ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших проблем при геологическом картировании является выявление стратиграфических перерывов, их учет при составлении геологических карт, местных и региональных стратиграфических схем, а также при поисках некоторых видов полезных ископаемых (разнообразные месторождения, связанные с корами выветривания, фосфориты, глауконититы и т.д.). Большинство стратиграфических перерывов тесно связано с глобальным падением уровня моря или отражает эпохи тектонической активизации, что так или иначе проявляется в разрезах. Известно появление перерывов и под воздействием локальных факторов. При этом перерывы точно фиксируют время проявления локальных событий, но затрудняют расшифровку глобальных явлений. Особенно важную роль стратиграфические перерывы играют в строении маломощного плитного чехла платформ, где за счет них "исчезают" крупные стратиграфические интервалы.

Представляемые методические рекомендации составлены сотрудниками кафедры Региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ по заданию Департамента геологии и использования недр Министерства природных ресурсов Российской Федерации. Работа проводилась в 1998-2000 гг.

В основу методических рекомендаций положены собственные оригинальные материалы авторов, полученные при изучении стратиграфических перерывов в морских карбонатных отложениях верхнего мела и палеогена, а также в терригенных отложениях верхней юры и нижнего мела Русской плиты, Северного Прикаспия, Северного Кавказа, Мангышлака и Крыма; приведены материалы по девону Русской плиты и Урала.

В 2000 г. были опубликованы "Дополнения к стратиграфическому кодексу России", содержащие приложение под номером 11 "Стратиграфические перерывы". Выражая удовлетворение по поводу издания этого приложения, мы останавливаемся на некоторых спорных его положениях в соответствующих главах настоящих методических рекомендаций.

Главы 1 и 7 написаны совместно всеми авторами.

Глава 2 – Д.П. Найдин, Л.Ф. Копаевич.

Глава 3 – Е.Ю. Барабошкин.

Глава 4 – А.Б. Веймарн.

Глава 5 – Д.П. Найдин.

Глава 6 – Е.Ю. Барабошкин и А.Б. Веймарн.

## ГЛАВА 1. ПЕРЕРЫВЫ И ГИАТУСЫ

### 1.1. Необходимые определения

В практике геологической съемки значительная часть картируемых границ связана со стратиграфическими перерывами. Термин "**перерыв**" — один из наиболее широко применяемых в геологии. Литература по перерывам огромна. Смысловое содержание термина, даже в рамках одной ветви наук о Земле, различными авторами понимается различно.

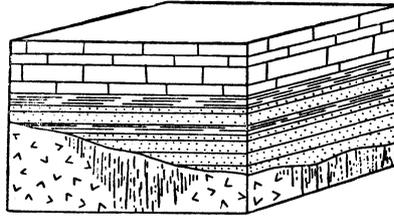
Существует несколько определений перерывов. **В геологии под стратиграфическим перерывом следует понимать выпадение (отсутствие, уничтожение) любого стратиграфического интервала из общей стратиграфической последовательности, обычно выраженное поверхностью контакта слоев или пачек слоев.** При этом под "стратиграфической последовательностью" подразумевается последовательность стратиграфических единиц в сводном разрезе стратисферы (осадочной оболочке планеты), эмпирически обобщенном в Международной стратиграфической шкале (МСШ) (Найдин, 1994).

Наиболее распространенный вариант контакта, связанного с перерывом, устанавливается по следам разрушения (обычно размыва) кровли нижележащего слоя и/или наличию базальных образований (гальки, фосфориты и т.п.) в подошве вышележащего слоя, хотя они могут и отсутствовать (случай "скрытых перерывов").

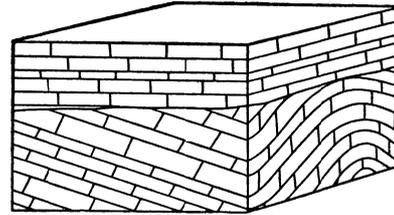
Часто говорят о различных, в том числе — стратиграфических несогласиях, подразумевая, что поверхность контакта отделяет различные в структурном отношении толщи (рис. 1.1). Действительно, любое структурное несогласие (Богданов, 1949; Башарин, 1961; Вылцан, 1989), если оно первично, является стратиграфическим перерывом. На рис. 1.1 приведены четыре типа несогласий (Данбар, Роджерс, 1962). При геологической съемке перерывы, выраженные несогласным перекрытием и угловым несогласием, в большинстве своем хорошо различимы, относительно просто картируются, и, главное, не вызывают больших сложностей в установлении. В силу этого в данной работе такие перерывы почти не рассматриваются. Речь пойдет в основном, лишь о перерывах, при которых наблюдается параллельное несогласие, т.е. визуальное согласное залегание пород, а также о более сложных случаях скрытых несогласий.

В литологическом понимании *перерыв* — *это интервал геологического времени, который не представлен в разрезе отложениями.*

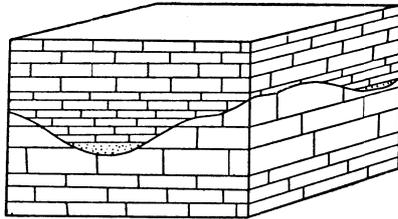
В силу важности понимания роли стратиграфических перерывов в стратиграфии и при геологическом картировании соответствующие дополнения были внесены в Стратиграфический кодекс, где стратиграфический перерыв определяется как "*нарушение непрерывной хронологической последовательности*



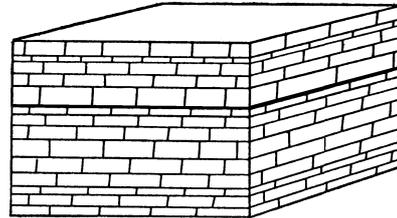
*Несогласное перекрытие  
(Nonconformity)*



*Угловое несогласие  
(Angular unconformity)*



*Параллельное несогласие  
(Disconformity)*



*Скрытое несогласие  
(Paraconformity)*

**Рис. 1.1. Различные типы перерывов (Данбар, Роджерс, 1962): несогласное перекрытие** – слоистые породы несогласно залегают на неслоистых изверженных или метаморфических породах; **угловое несогласие** – две осадочные толщи имеют различное структурное положение; **параллельное несогласие** – две толщи лежат параллельно и разделяются эрозионной поверхностью с ясно выраженным рельефом; **скрытое несогласие** – слои параллельны, а контакт представляет простую поверхность напластования

*напластования в результате временного прекращения осадконакопления и эрозии ранее образовавшихся отложений в субаэральных (наземных) или подводных условиях"* (Дополнения..., 2000). На наш взгляд, это определение несколько ограничивает многообразие типов перерывов и не учитывает диagenетических перерывов (см. ниже).

Понятие "*перерыв*" является необычайно важным для геолога еще и потому, что вводит в геологию понятие о времени. "Во время перерыва происходило то-то и то-то" — этот шаблонный оборот бесконечно повторяется как в опубликованных, так и в неопубликованных геологических текстах. Действительно, в геологии, по своей сути науке исторической, представление о времени имеет исключительное значение. И об этом геолог должен помнить всегда, начиная с работы на обнажении.

Мощность изучаемых им горизонтально залегающих отложений, равная его росту (160-180 см), может соответствовать интервалу времени в тысячи и даже миллионы лет. Уподобление слоистых горных пород "спрессованному времени" (Косыгин, 1990) весьма удачно. К величайшему сожалению, "спрессована" лишь та часть времени, которая представлена породами.

В наиболее общей и доказательной форме Дж. Баррелл (Barrell, 1917) впервые показал, что в конкретных разрезах стратисферы породами регистрируется весьма незначительная часть геологического времени. Важнейший вывод Дж. Баррелла, имеющий значение эмпирического обобщения, состоит в признании того, что осадочные толщи фиксируют лишь ничтожные импульсы времени, а остальной его части отвечает неисчислимое множество коротких перерывов в осадконакоплении. Баррелл назвал их **диастемами** (от греч. *diastema* – промежуток, интервал).

Диастемы неразличимы в разрезах, но их бесконечное количество приводит к весьма реальному результату — сокращению разрезов (рис. 1.2). В слоистых толщах, по-видимому, *поверхности напластования* являются одной из разновидностей диастем, и вопрос М. Кэя "не представляют ли плоскости напластования больше времени, чем сохранившиеся породы?" (Найдин, 1987а) вполне резонен. В частности, в ритмично построенных толщах к поверхностям раздела между ритмами приурочены перерывы (рис. 1.3).

Д.В. Наливкин (1974) отмечает, что в разрезах фанерозоя документально породами зарегистрировано всего лишь 60 млн лет, а остальные сотни миллионов лет приходится на перерывы. По мнению крупнейшего немецкого палеонтолога и стратиграфа О. Шиндевольфа (1975) "осадочными породами как документами наглядно подтверждается лишь ничтожный промежуток геологического времени".

А.А. Свиточ (1974) по разрезу верхнего мела, вскрытому одной из буровых скважин в западной части Прикаспийской впадины, подсчитал, что глинисто-карбонатная толща мощностью 684 м и включающая *все ярусы*

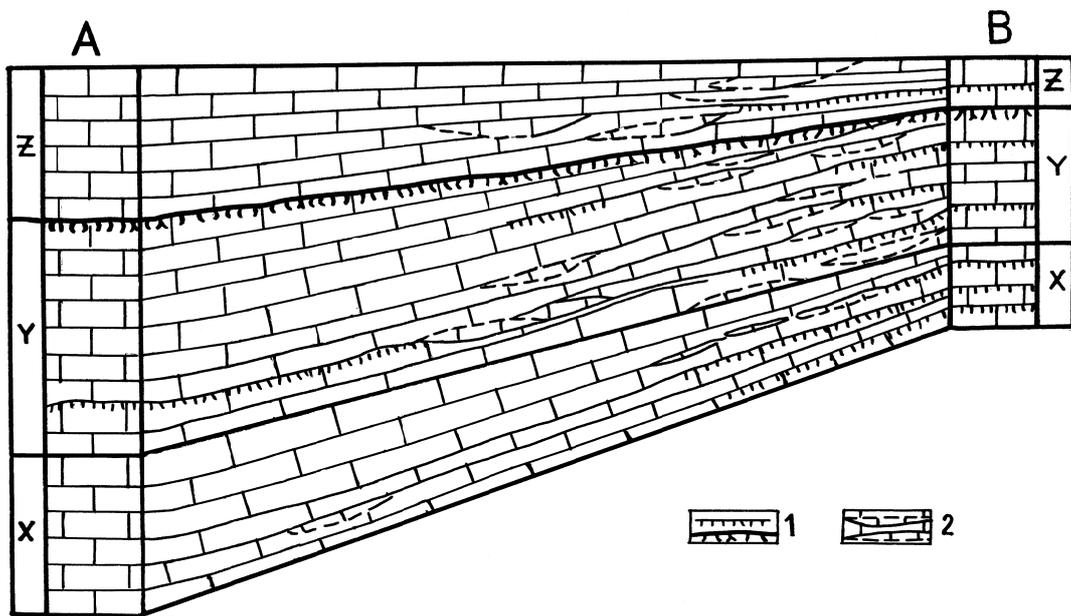
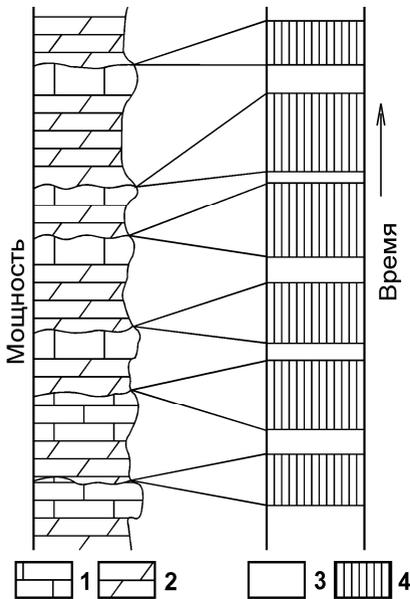


Рис. 1.2. Изменение полноты и мощности разрезов карбонатных отложений в результате развития скрытых перерывов (диаستم) и образований типа "твердого дна" (Найдин, Копяевич, 1984): 1 – образования типа "твердого дна", x, y, z – стратиграфические подразделения, номинативно представленные в разрезах А и Б; 2 – поверхности ненакопления, скрытые перерывы (диастемы)

верхнего мела накапливалась на протяжении 300-400 тыс. лет. А ведь продолжительность позднемеловой эпохи по различным радиометрическим шкалам порядка трех десятков миллионов лет!

Таким образом, существующие материалы подтверждают крайне неприятное для стратиграфов обстоятельство: регионально-конкретные разрезы стратисферы весьма и весьма далеки от стратиграфической полноты. Оказывается, что подавляющая часть видимо непрерывных разрезов является артефактом: в действительности они содержат ускользавшие ранее от внимания исследователей перерывы. Это заставляет практически работающих стратиграфов все больше и больше внимания уделять "перерывам в осадконакоплении как наименее изученной области стратиграфии" (Наливкин, 1974).



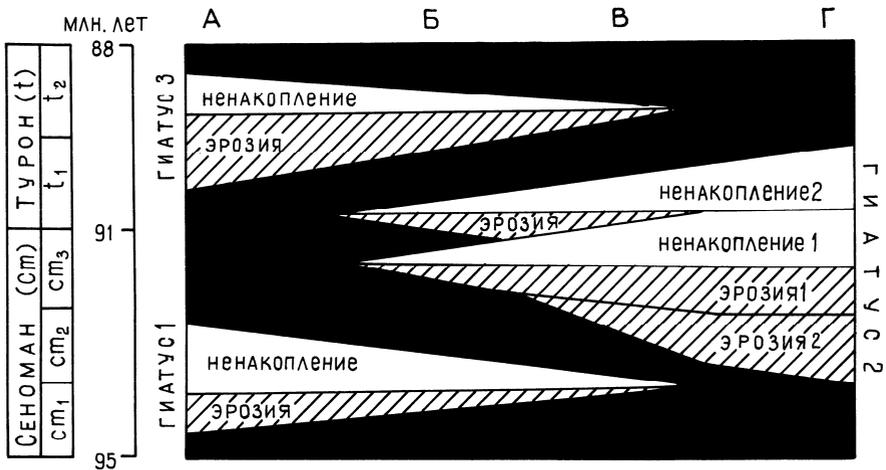
**Рис. 1.3.** Представительность отложений ритмичной толщи (слева) во времени (Найдин, 1987а): 1 – известняки; 2 – мергели; 3 – время накопления присутствующих в разрезе отложений; 4 – временные гиатусы, соответствующие поверхности раздела между ритмами

Для обозначения подобных, не представленных в разрезах породами стратиграфических интервалов, предлагаются различные термины: пропуск, пробел, gap, omission, hiatus и др. Термин "пробел" наиболее полно отражает суть явления и в русском тексте вместе с термином "перерыв" составляет сопряженную пару понятий. Однако целесообразно остановиться на уже нашедшем достаточно широкое применение в русской и зарубежной литературе латинском *hiatus* (зияющее отверстие, трещина, ущелье и т.п.). **Гиатус – это соответствующий перерыву выпадающий из стратиграфической последовательности стратисферы интервал** (Найдин, 2001). По Э. Пиррусу и Р. Эйнасто (1987) – это стратиграфический пробел. **Стратиграфическая величина гиатуса** оценивается с помощью стратиграфической шкалы. Величиной гиатуса измеряется амплитуда перерыва, и чем детальнее применяемая шкала, тем точнее можно оценить эту амплитуду.

Формирование гиатусов начинается уже на дне бассейна при локальных приостановках осадконакопления вследствие уноса взвеси, в результате смыва еще не уплотненного осадка придонными течениями или по другим

причинам. Образуются **визуально не различимые очень короткие перерывы, которые относятся к категории *диаптем***. Следует отметить, что этот термин понимается различно (Вылцан, 1989; Данбар, Роджерс, 1962; Халфин, 1980; Яблоков, 1973; Дополнения..., 2000; Hudson, 1964).

В подводных условиях формируются также образования типа "*твердого дна*" (хардграунды – hardgrounds) или "*мягкого дна*" (софтграунды – softgrounds) и некоторые другие, развитие которых существенно сокращает полноту и мощности конкретных разрезов (см. ниже). В этом же направлении (но в меньшей степени) действуют *горизонты конденсации*, являющиеся результатом снижения темпов седиментации.



**Рис. 1.4.** Принципиальная схема образования гиатусов: *неаккумуляция* – синседиментационная составляющая, образующаяся в результате устранения осадка из процесса осадконакопления; *эрозия* – постседиментационная составляющая, формирующаяся в результате удаления отложений при их разрушении (размыве); буквы А, Б, В, Г обозначают местоположение разрезов

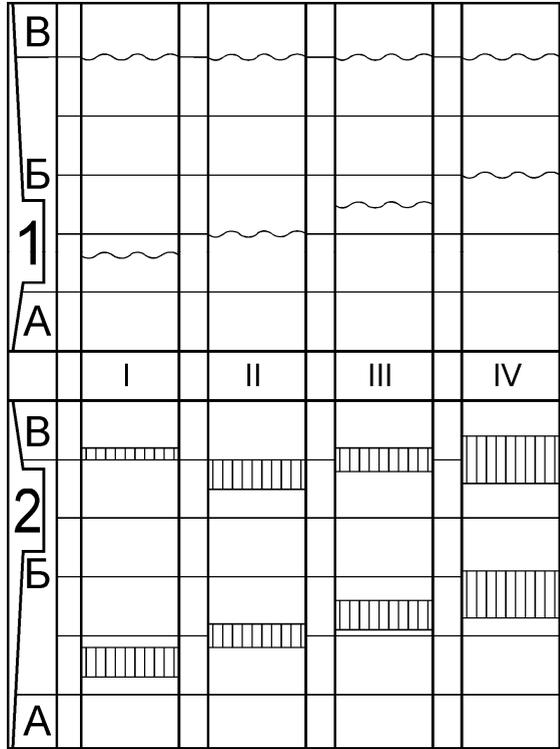
Присутствие внутрислоевых перерывов любых типов распознается по изменению мощности номинативно полных разрезов на различных участках картируемой территории.

Весьма широко распространены гиатусы, которые полностью или частично формируются после завершения осадконакопления в результате разрушения (размыва) осадков, уже превращенных в отложения как в субаквальных, так и в субаэральных условиях.

Каждый гиатус складывается из двух резко различных генетических составляющих – *синседиментационной* и *постседиментационной*. Величина гиатусов в пространстве не постоянна. Это связано, во-первых, с тем, что рассеяна по отдельным разрезам и локально изменчива их синседиментационная составляющая, которая связана с *ненакоплением осадка*. Во-вторых, образование постседиментационной части гиатусов (*эрозия*) контролируется регионально действующими силами, которые проявляются локально и с разной интенсивностью. Влияние двух генетических составляющих определяет изменения в полноте разрезов и в стратиграфической приуроченности гиатусов (рис. 1.4). При корреляции разрезов на площади не следует забывать о том, что диахронные уровни присутствия гиатусов практически более реальны по сравнению с изохронными (рис. 1.5).

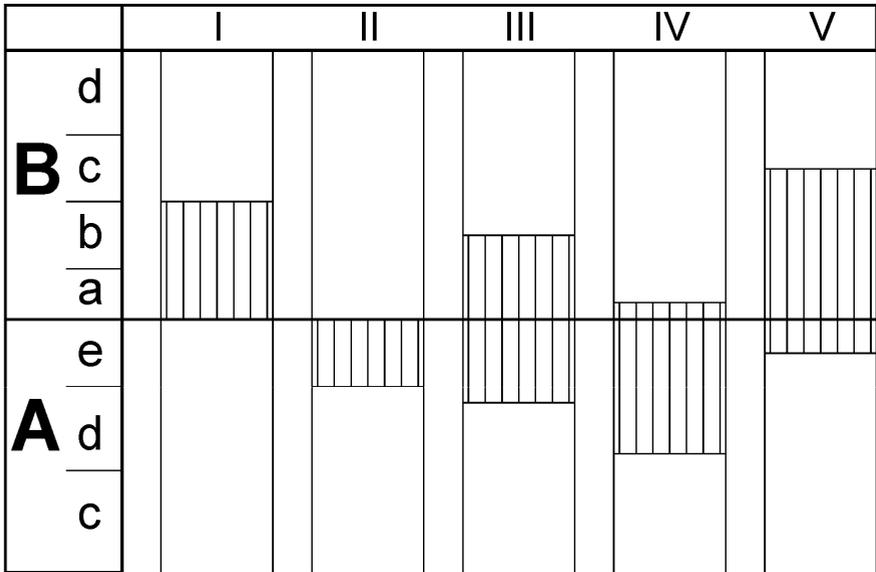
Величина гиатусов, как отмечалось выше, оценивается применяемой стратиграфической шкалой: чем шкала дробнее, тем точнее определяемый стратиграфический пробел (Найдин, 1998). Практически важными при измерении величины гиатусов являются биостратиграфические шкалы, основанные на ископаемых органических остатках массового распространения (фораминиферах, наннофоссилиях и т.п.). Применяемые шкалы, разумеется, должны быть сопоставлены с МСШ.

При изучении биостратиграфической границы, которая приурочена к перерыву, применение дробной шкалы позволяет подойти хотя бы к ориентировочной оценке того, что же охватывает гиатус: нижние горизонты верхнего



**Рис. 1.5.** Перерывы (1) и гиатусы (2) на изохронных и диахронных уровнях: А, Б, В – стратоны; I–IV – разрезы. Горизонтальные линии – абстрактные изохронные уровни

биостратона (рис. 1.6–I), верхние горизонты нижнего биостратона (рис. 1.6–II), либо те и другие (рис. 1.6–III–V). Варианты I и II возможны, но маловероятны. Наиболее реальны варианты IV и V. Их возникновение отражает действие региональных факторов; например, в случае IV – фиксируется интенсивный размыв верхних горизонтов стратона А, а в случае V – интенсивный размыв нижних горизонтов стратона В и т.п. При проведении историко-геологического анализа геолог оперирует геохронологическими, временными терминами – период, эпоха, век и др. (Найдин, 1994), поэтому предлагается различать не только **стратиграфический гиатус**, но и **временной гиатус**, или **хроногиатус**. Оценка величины гиатусов по данным абсолютной геохронометрии имеет первостепенное значение. В настоящее время стратиграф



**Рис. 1.6.** Соотношение гиатусов и биостратиграфической границы: *A* и *B* – ярусы, разделяемые на зоны; *I–IV* – разрезы с гиатусами

имеет возможность располагать пока лишь точечными радиометрическими датировками, довольствуясь преимущественно рассчитанными радиометрическими данными. Возможность их применения обеспечивается использованием палеонтологических материалов и привлечением седиментометрического метода. Здесь уместно заметить, что интересные, очень важные, давно опубликованные работы П.П. Зотова (1972, 1973), посвященные применению этого метода для определения геологического времени, остались невостребованными геологами и стратиграфами. Между тем о сборе седиментометрических данных (скорости накопления осадков, их диагенетических преобразо-

ваниях, темпе формирования отложений и т.п.) стратиграф должен заботиться на всех стадиях проводимого им исследования (Найдин, 1987а). Без их хотя бы предварительного анализа изучение синседиментационной составляющей гиатусов невозможно.

В целом приемлемые на современном уровне развития стратиграфии оценки величины гиатусов можно получить **только** в результате комплексного применения различных стратиграфических методов, в первую очередь – биостратиграфического (палеонтологического), седиментометрического и радиометрического.

Количественное суждение об относительной стратиграфической полноте фациально однородных разрезов можно получить с помощью простой формулы (Wetzel, Aigner, 1986):

$$\text{стратиграфическая полнота (\%)} = \frac{\text{мощность сокращенного разреза}}{\text{мощность полного разреза}} \times 100$$

## 1.2. Классификация стратиграфических перерывов

Как уже отмечалось, существует несколько категорий перерывов, различающихся своими морфологическими и структурными признаками, происхождением, а также своей продолжительностью. Ниже приведены определения основных типов перерывов, о которых пойдет речь в данной работе. Каждый из приведенных типов представлен различными видами, которые будут рассмотрены в последующих разделах.

В зависимости от характера процесса, приводящего к образованию перерыва, можно говорить о следующих, наиболее распространенных типах перерывов (табл. I).

**Синседиментационные перерывы** – это перерывы, образующиеся во время осадконакопления. Среди них различается ряд типов.

**Эрозионные синседиментационные перерывы** формируются вследствие высокой скорости водного потока, превышающей силу сцепления осадка. При образовании перерывов такого типа происходит смыв рыхлого осадка. При дальнейшем увеличении энергии потока начинается размыв погребенных пород и, таким образом, намечается переход к постдиагенетическим эрозионным перерывам.

**Диастемы**, как уже говорилось, обычно не различимы в разрезах и сложно доказуемы. Перерывы такого типа часто разделяют слои с резко различным литологическим составом, к примеру, в толщах переслаивания карбонатных пластов, известняк (мергель, мел) и мергель – отделены между собой поверхностями такого рода. Им в общем случае соответствует приостановление осадконакопления или незначительный смыв рыхлого осадка. Если осадкообразование не происходит длительное время (сопоставимое с точностью используемой стратиграфической шкалы, применяемой для установления перерыва) без видимой смены литологии пород, то говорят о **перерывах ненакопления**.

К числу видимых перерывов следует относить **перерывы типа твердого дна** (ТД, английский – hardground, немецкий – hartgrund). Под "твердым дном" понимаются твердые, каменистые поверхности, возникающие на дне морского бассейна с преимущественно карбонатным седиментогенезом при остановке или замедлении осадконакопления. В таких условиях мягкие карбонатные илы (осадки) цементируются на глубину (иногда в несколько десятков сантиметров), и поверхность дна литифицируется. В условиях терригенной седиментации ТД также образуется в результате откапывания конкреционных горизонтов или при формировании "фосфоритовых плит". В стенках обнажений ТД четко визуальное прослеживаются либо отдельными выступающими пластами, либо в виде узловато-ноздреватых прослоев или фосфатизированных и железненных горизонтов. Необходимо заметить, что авторы данной работы придерживаются "широкой" трактовки ТД, относя к ним как раннедиагенетические, так поздние и постдиагенетические образования. Эта

Таблица I. Классификация стратиграфических перерывов.

Перерывы			Характер процесса
Группы	Типы	Виды	
Синседиментационные	Эрозионные		Эрозия и удаление осадка (штормовая эрозия, придонные течения и др.)
	Перерывы ненакопления		Отсутствие осадкообразования
	Диастемы		Отсутствие осадкообразования или падение скорости седиментации
	Твердое дно (ТД)	1 – незрелое ТД; 2 – зрелое ТД; 3 – фосфоритовые плиты	Субаквальное или субаэральное выветривание (элювиирование); частично - эрозия
	Мягкое дно		
	Каменное дно		
	"Глинистые прослой"		Растворение карбонатов ниже КГНК
Перерывы смешанного типа		Воздействие комплекса синседиментационных факторов перерывообразования	
Диагенетические	Стилолиты, флазерные текстуры		Растворение под литостатическим давлением и / или в условиях стресса
Постдиагенетические	Эрозионные		Эрозия породы
	Стилолиты		Растворение под литостатическим давлением и / или в условиях стресса
	Элювиальные		Выветривание

трактовка близка к пониманию ТД геологами европейской школы и отличается от американской школы (Wilson, Palmer, 1992), понимающей ТД *исключительно как раннедиагенетическое образование*.

**Перерывы типа мягкого дна** (МД, английский – softground) появляются при замедлении осадконакопления в бассейнах с терригенной седиментацией (когда карбоната в осадке слишком мало или он вообще отсутствует). Перерывы МД в общем случае различимы хуже, чем ТД, и устанавливаются обыч-

но по ходам и норам бентосных организмов, имеющим выполнение, отличное от вмещающей породы.

**Перерывы типа "глинистых прослоев"** формируются при растворении карбонатного осадка, связанного с резким повышением содержания  $\text{CO}_2$  в воде, понижением температуры воды или при погружении осадка ниже критической глубины накопления карбонатов (КГНК). При этом происходит полное растворение карбоната, и в осадке остается только нерастворимый пелитовый материал.

Одновременное или переменное воздействие различных факторов перерывообразования (элювиирование, эрозия или ненакопление) ведет к формированию **синседиментационных перерывов смешанного типа**.

**Диагенетические перерывы** формируются на стадии диагенеза и связаны с преобразованием пород. Наиболее частыми случаями для *карбонатных пород* являются стилолиты и флазерные текстуры, образующиеся при перераспределении и выносе карбоната в результате воздействия литостатического давления и/или стресса.

К категории **постдиагенетических перерывов** можно отнести **эрозионные перерывы**, образующиеся при эрозии (абразии) пород, **элювиальные перерывы** – результат субквального или субэразального выветривания пород, а также **стилолиты**, возникшие после диагенеза.

Разрезы, охватывающие большие стратиграфические интервалы (несколько зон, подъярус, ярус) и имеющие очень небольшую мощность, формируются при замедленном осадконакоплении, прерываемом эпизодами ненакопления, эрозии или формирования других типов перерывов. Такие разрезы получили название **конденсированных разрезов**. Их отличительной чертой является номинальная полнота – т.е. присутствие *всех* (или почти всех) зональных подразделений, имеющих крайне малую мощность (сантиметры). Классическим примером таких разрезов может служить фация "Ammonitico Rosso" (в русской литературе она часто называется "цефалоподовыми известняками"), широко распространенная в пелагических разрезах Средиземноморья, Крыма и Кавказа. Мы предлагаем различать конденсированные разрезы и **горизонты конденсации** (ГК), отличающиеся от первых тем, что органические остатки, содержащиеся в них, преимущественно переотложены. Другими словами зональные (подзональные) подразделения, номинально присутствующие в ГК, не имеют собственного физического объема, в то время как в конденсированных разрезах большинство зон имеет небольшую мощность.

### 1.3. Стратиграфические и геохронологические шкалы для определения величины гиатусов

Алгоритм определения величины гиатусов сравнительно прост. Во-первых, в конкретных разрезах по комплексу различных признаков выявляет-

Рис. 1.7. Дробная зональная шкала по бентосным фораминиферам для географической области (Beniamovskii, Koraevich, 1998): I. Zone – зона частичного распространения

ВРЕМЯ, МЛН. ЛЕТ	Подъярусы и их подразделения			Бентосная фораминиферовая зонация для ЕПО					
	Мангьш-лак, При-каспий	СЗ Германия							
66.5	m <sub>2</sub>	m <sub>2</sub>	m <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Hanzawaia ekblomii/ Pseudotextularia elegans		BF13			
			m <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Gavelinella danica/ Brotzenella praeacuta		BF12			
68	m <sub>1</sub>	m <sub>1</sub>	m <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Bolivinooides draco draco		BF11			
69.7			m <sub>1</sub> <sup>2</sup>	m <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Bolivinooides paleocenicus/	Brotzenella complanata		BF10b	
			71.6			m <sub>1</sub> <sup>1</sup>	m <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Neoflabellina reticulata	Neoflabellina reticulata/ Bolivina decurrens
73			cp <sub>2</sub>	cp <sub>2</sub>	cp <sub>2</sub> <sup>4</sup>	Angulogavelinella gracilis/ Bolivinooides peterssoni		BF9	
75.1	cp <sub>2</sub> <sup>3</sup>	cp <sub>2</sub> <sup>2</sup>				Neoflabellina praereticulata/	Osangularia navarroana		BF8b
						Brotzenella taylorensis	Bolivinooides decoratus giganteus		BF8a
77	cp <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Bolivinooides draco miliaris				BF7			
78.8	cp <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Globorotalites hiltermanni (= G.emdyensis)				BF6			
80.6	cp <sub>2</sub> <sup>1</sup>	cp <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Brotzenella monterelensis/ Heterostomella leopolitana		BF5				
81.9	cp <sub>1</sub>	cp <sub>1</sub>	cp <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Bolivinooides decoratus decoratus	Cibicoides aktulagyensis/ C. voltzianus		BF4c		
					Cibicoides temirensis/ Gavelinella clementiana usakensis		BF4b		
					Bolivinooides decoratus decoratus/ B. granulatus		BF4a		
83	cp <sub>1</sub> <sup>1</sup>	cp <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Gavelinella clementiana clementiana		BF3				
84.1	st <sub>2</sub>	st <sub>2</sub>	st <sub>2</sub>	Bolivinooides strigillatus	Stensioeina pommerana		BF2b		
					Gavelinella stelligera		BF2a		
84.5	st <sub>2</sub>	st <sub>2</sub>	Stensioeina granulata perfecta		BF1				

верхнесантонского - маастрихтского интервалов Европейской палеобио-интервал - зона; C.R. Zone – зона совместного распространения; P.R. Zone –

<b>Региональные фораминиферовые схемы</b>			
<b>Восточная часть ЕПО</b>		<b>Западная часть ЕПО</b>	
Найдин и др., 1984а,б; Акимец, Беньямовский, Копаевич, 1991		Koch, 1977	Schönfeld, 1990
Pseudotextularia elegans	XXVI	Pseudotextularia elegans	Pseudotextularia elegans - I.Zone
Brotzenella praeacuta	XXV	Gavelinella danica	
Bolivinooides draco draco	XXIV	Bolivinooides draco draco	paleocenicus/ reticulata P.R.Zone
Brotzenella complanata	XXIII	Neoflabellina reticulata	
Angulogavelinella gracilis	XXII		decurrans - I.Zone
Brotzenella taylorensis	XXI	Bolivinooides draco miliaris	peterssoni/hiltermanni - C.R.Zone
Bolivinooides draco miliaris	XX		navarroana/ cristata - P.R.Zone
Brotzenella monterelensis	XIX		miliaris/incrassata - P.R.Zone
Cibicidoides voltzianus	XVIII	Neoflabellina numismalis	gracilis - P.R. Zone
Cibicidoides aktulagayensis	XVII		leopolitana - P.R.Zone
Cibicidoides temirensis	XVI	Bolivinooides decoratus decoratus	laevigatus - P.R. Zone
Bolivinooides decoratus decoratus	XV		voltzianus - P.R. Zone
Gavelinella clementiana clementiana	XIV		Bolivinooides strigillatus
Bolivinooides strigillatus	XIII	clementiana - P.R. Zone	
Stensioeina granulata perfecta	XII	Stensioeina granulata perfecta	
			concinna - I. Zone
			pommerana / frankei P.R. zone
			strigillatus - P.R. Zone

ся положение перерывов (за исключением скрытых перерывов, которые обнаруживаются на следующем этапе). Во-вторых, с помощью стратиграфических шкал (в первую очередь – биостратиграфической) выявляются интервалы, отсутствующие в разрезе и, таким образом, устанавливается *стратиграфический объем гиатусов*. Естественно, чем дробнее шкала, тем меньший перерыв можно выявить. В-третьих, выявленные стратиграфические интервалы сопоставляются с подразделениями Международной стратиграфической шкалы и, благодаря тому, что для последних методами абсолютной геохронологии установлен возраст в единицах времени, появляется возможность судить о *величине выявленных гиатусов* в годах.

Следует заметить, что существует достаточно большое количество геохронологических шкал, которые постоянно совершенствуются, благодаря развитию методов абсолютной геохронологии. Поэтому все хронологические оценки, которые используются в данной работе, равно как и в других работах, не следует воспринимать как окончательные и не подлежащие пересмотру. Подчеркнем еще раз, что при проведении геологической съемки наиболее важным является установление стратиграфического объема гиатусов.

Ниже кратко рассматриваются те стратиграфические шкалы и их геохронологические основы, которые будут использованы в последующих разделах.

Практически важными при измерении величины гиатусов, особенно для закрытых регионов, являются биостратиграфические зональные шкалы, основанные на ископаемых группах массового распространения (фораминиферы, наннофоссилии, конодонты и т.п.). Для разрезов верхнего мела территории Европейской России и прилегающих регионов наибольшую детальность при высоком корреляционном потенциале обеспечивают шкалы, основанные на бентосных и планктонных фораминиферах. Так, шкала для кампанских и маастрихтских отложений по бентосным фораминиферам содержит 14 зональных подразделений при продолжительности кампанского и маастрихтского ярусов 11 и 7 млн лет соответственно. Отложения кампанского яруса содержат 8 зон (рис. 1.7) и таким образом средняя продолжительность каждой из них не превышает 1,4 млн лет. Если учитывать и подзоны, то кампанские отложения можно подразделить на 10 фораминиферовых единиц, продолжительность каждой из которых не более 1,1 млн лет. Среднюю продолжительность маастрихтских зон и подзон можно оценить в 1,4 млн лет. При наличии более точных абсолютных датировок, оценка гиатусов становится еще более точной. Если учитывать абсолютную продолжительность подъярусов, то продолжительность зон колеблется от 0,4 до 3,3 млн лет, а продолжительность подзон – от 0,1 до 1,9 млн лет (рис. 1.7). Самые короткие интервалы приходятся на поздний сантон, ранний и терминальный кампан. Именно здесь продолжительность локальных и региональных гиатусов может быть установлена с наибольшей точностью.

Биостратиграфическая шкала, используемая для расчленения и корреляции нижнемеловых отложений, основана преимущественно на аммонитах.

Это связано с тем, что аммониты, хотя и отличаются довольно высоким провинциализмом, для нижнего мела обеспечивают максимальную детальность биостратиграфических шкал. Как видно на рис. 1.8 А-Б, для различных геологических регионов, в зависимости от их принадлежности к той или иной палеобиогеографической области, используются разные зональные (подзональные) виды-индексы.

Это вызывает определенную сложность при установлении продолжительности гиатусов, например, в бореальных разрезах по геохронологическим шкалам, калиброванным по средиземноморской зональной последовательности. Сложности иного рода возникают в тех случаях, когда стратиграфический объем *одних и тех же* зональных подразделений для разных регионов *различен*. Такое возможно, когда длительность существования вида в центральных и периферических частях ареала отличается или находки ископаемой фауны являются крайне редкими (например, зона *Riasanites rjasanensis* в разрезах Русской плиты, на Мангышлаке и на Северном Кавказе, рис. 1.8 А). Единственным методом, который может в какой-то мере справиться с подобными проблемами, является стратиграфическая корреляция. По такому пути пошла группа европейских стратиграфов, предпринявшая попытку межпровинциальной корреляции средиземноморской и бореальной<sup>1</sup> шкал (de Graciansky et al., 1998). Дополнительно были привлечены данные магнитостратиграфии, секвентной стратиграфии, изменения стабильных изотопов углерода и кислорода, анализа циклов Миланковича. На основе проведенной корреляции и геохронологической шкалы Ф. Градштейна и др. (Gradstein et al., 1994), были получены абсолютные датировки для границ аммонитовых зон, секвенций, моментов высокого и низкого стояния уровня моря. Используя эти данные, но исходя из собственного варианта корреляции зональных шкал, мы привели наши разбивки в соответствие с нижнемеловым средиземноморским зональным стандартом (Hoedemaeker, Rawson, 2000) путем его корреляции с зональной биостратиграфической схемой Крыма (как наиболее близкой к этому стандарту: Барабошкин, 1997а). На полученных возрастных оценках и основаны схемы, предлагаемые в данной работе (рис. 1.8 А-Б, 3.12, 3.13). В соответствии с этими разбивками продолжительность аммонитовых (частично – белемнитовых) зон колеблется от 0,25 до 2,3 млн лет (в среднем порядка 1,3 млн лет), составляя в большинстве случаев около 0,5-1 млн лет.

Одним из значительных достижений биостратиграфии является разработка стандартных зон<sup>2</sup> по конодонтам. Особенно детально разработаны и эффективно применяются в глобальном масштабе зоны по конодонтам для отложений девона. На рис. 1.9 приведены стандартные зоны для конца

<sup>1</sup> В действительности – суббореальной, основанной на разрезах Западной Европы. Термин "бореальный" используется для более высоких широт.

<sup>2</sup> Определение зонального стандарта см. в разделе 6.2.

ЯРУС	ПОДЯРУС	Милл. лет	ГОРНЫЙ КРЫМ		СЕВЕРНЫЙ КAVKAZ	
			ЗОНА, ПОДЗОНА		ЗОНА, ПОДЗОНА	
БАРЕМСКИЙ	ВЕРХНИЙ	121	Patrullisceras uhligi	Matheronites ridzewskyi		
				Colchidites securiformis		
		122		Imerites giraudi		
			Hemihoplites feraudianus			
		124	Gerhardtia provincialis	?		
	НИЖНИЙ	125	Hoicodiscus caillaudianus	Moutoniceras moutonianum		
126		Nicklesia pulchella	?			
		Taveraediscus hugii				
ГОТЕРИВСКИЙ	ВЕРХНИЙ	127	Pseudothurmannia catuloi		Craspedodiscus discofalcatus	
			Pseudothurmannia ohmi			
		128	Milanowskia speetonensis			
		128	Speetonicerases inversum	Speetonicerases inversum		
			Crioceratites duvali			
	НИЖНИЙ	130	Lyticoceras nodosoplicatum	Crioceratites nolani		
131		?Crioceratites loryi				
		Leopoldia desmocerooides	Acanthodiscus radiatus			
ВАЛАНЖИНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	132	Elenicerases tauricum		?	
			Teschenites callidiscus			
			Himantoceras trinodosum			
		134	Neohoploceras submartini	? Vahrieidites peregrinus	Saynoceras verrucosum	
				?		
	НИЖН.	136	Campylotoxia campylotoxa	Campylotoxia campylotoxa		
		Thurmannicerases pertransiens	Слой с Requienia baksanensis			
		Kilianella otopeta	Thurmannicerases thurmanni			
БЕРРИАССКИЙ	ВЕРХНИЙ	137	Слой с Megadiceras koinautense		Слой с Advenina ullucolensis	
			Слой с Zeillerina baksanensis			
			Слой с Symphythyras arguinensis			
		138	Tauricoceras crassicostatum	Riasanites rjasanensis	Tauricoceras angulicostatum	
			Euthymiceras euthymi		Euthymiceras euthymi	
					Riasanites subrjasanensis	
НИЖНИЙ	140	Dalmasiceras tauricum	Dalmasiceras crassicostatum			
		Tirnovella occitanica	Tirnovella occitanica			
	142		Mazenoticeras malbosiforme			
	143	Pseudosubplanites ponticus	Pseudosubplanites grandis			
	144					

МАНГЫШЛАК И ПРИКАСПИЙ		РУССКАЯ ПЛИТА		Милл. лет
ЗОНА		ЗОНА, ПОДЗОНА		
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ		Oxyteuthis lahuseni		-121
		Oxyteuthis germanica		-122
		Слой с Oxyteuthis sp.		-123
		Слой с "Aulacoteuthis"		-124
		Praeoxyteuthis puglio		-125
		Praeoxyteuthis jascioflana		-126
		Слой с Praeoxyteuthis sp. и Hibolites sp.		-127
		Hibolites jaculoides		-128
		Craspedodiscus discofalcatus	Craspedodiscus discofalcatus	-128
			Simbirskites umbonatus	-129
			Simbirskites pseudobarboti	-129
		Milanowkia speetonensis	Speetonicras pavlovae	-129
	Speetonicras versicolor	Speetonicras inversum	-130	
		Simbirskites coronatiformis	-130	
		Speetonicras versicolor	-130	
?		Pavlovites polyptychoides		-131
		Homolomites ivanovi		-132
Dichotomites bidichotomus		Dichotomites bidichotomus		-133
				-134
				-135
Polyptychites polyptychus		Polyptychites polyptychus		-136
?Polyptychites michalskii		Polyptychites michalskii		-136
Nikitnoceras syzranicum		Nikitnoceras syzranicum		-137
ОТСУТСТВУЕТ		Pseudogamleria undulatopectatilis		-137
		Peregrinoceras albidum		-138
		Surites tzikwinianus		-138
Riasanites rjasanensis	Transaspilites transfigurabilis	Riasanites rjasanensis	Transaspilites transfigurabilis	-139
	Euthymiceras euthymi		Hectoroceras kochi	-139
	Transaspilites transcaspius		Riasanites subrjasanensis	-140
ОТСУТСТВУЕТ ИЛИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ		Craspedites nodiger	Craspedites milkovensis	-141
			Craspedites mosquensis	-141
		Craspedites subditus		-142
		Kachpurites fulgens	Craspedites nekrassovi	-143
			Kachpurites fulgens	-144

Рис.1.8 А. Корреляция нижнемеловых зональных аммонитовых шкал для берриаса – баррема Горного Крыма, Северного Кавказа, Мангышлака, Прикаспия, Русской плиты и продолжительность биостратиграфических подразделений, основанная на данных de Graciansky et al., 2000

ЯРУС	ПОДЯРУС	Млн. лет	ГОРНЫЙ КРЫМ		СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ	
			ЗОНА, ПОДЗОНА		ЗОНА, ПОДЗОНА	
А Л Ь Б С К И Й	ВЕРХНИЙ	99	Stoliczkaia (Stoliczkaia) dispar	Mortonicerias (Durnovarites) perinflatum	Mortonicerias (Durnovarites) perinflatum	
		100		Mortonicerias (M.) rostratum	Mortonicerias (M.) rostratum	
		101	Mortonicerias (Mortonicerias) inflatum		Mortonicerias (Mortonicerias) inflatum	
		101	Hysterocheras varicosum		Hysterocheras varicosum	
		101	Hysterocheras orbigny		Hysterocheras orbigny	
		102	?		Dipoloceras (Dipoloceras) cristatum	
	103	Anahoplites davlesi		Euhoplites lautus		
	104	ОТСУТСТВУЕТ		?		
	104			Daghestanites daghestanensis		
	105			Anahoplites intermedius		
	105			Oxytropidoceras (O.) roissyanum		
	106			Hoplitcs (Hoplitcs) spathi		
106	Hoplitcs (Hoplitcs) benettianus					
107	Ischoplites eodentatus					
108	Douvillcercas mammillatum			?		
108				Tctrahoplites suborientalis		
109				Cleoniceras (Cleoniceras) floridum		
110			?			
111			Leymeriella (Neoleymeriella) regularis			
112	? Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata		Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata			
А П Т С К И Й	ВЕРХНИЙ	113	ОТСУТСТВУЕТ		Hypacanthoplites jacobi	
		114	? Nolaniceras nolani		Nolaniceras nolani	
	СРЕДНИЙ	116	?	?		Acanthohoplites uhligi
		116		Acanthohoplites aschiltaensis	Parahoplites meichloris	Acanthoh. aschiltaensis
		117	Parahoplites multicostatus	Parahopl. multicostatus		
	НИЖНИЙ	117	Aconeceras nisum	Colombiceras crassicostatum	Epicheloniceras subnodosocostatum	
		118	Aconeceras nisum	?		Dufrenoya furcata
		119		Deshaycsites deshaycsi		Deshaycsites deshaycsi
		120		?		Deshaycsites volgensis
		121			Deshaycsites tuarkyricus	
121			?			

МАНГЫШЛАК И ПРИКАСПИЙ		РУССКАЯ ПЛИТА	Млн. лет
ЗОНА, ПОДЗОНА		ЗОНА, ПОДЗОНА	
Lepthoplit <span>es</span> cantabrigensis	Pleurohoplit <span>es</span> studeri	<b>НЕ МОРСКОЙ?</b>	98
	Callihopl. vraconensis	Callihoplit <span>es</span> vraconensis	100
Mortoniceras (Mortoniceras) inflatum		Mortoniceras (M.) inflatum	
Semenovites (S.) michalskii		?	101
Semenovites (P.) pseudocoelonodus			
Semenovites (S.) tamalakensis		Dimorph. beresovkaensis	102
Anahoplit <span>es</span> rossicus		Dimorphoplit <span>es</span> rossiensis	103
Anahoplit <span>es</span> daviesi		Hoplit <span>es</span> (L.) dentatiformis	104
Daghestanites daghestanensis		Dimorphoplit <span>es</span> pretethydis	104
Anahoplit <span>es</span> intermedius			105
Hoplit <span>es</span> (Hoplit <span>es</span> ) spathi		Hoplit <span>es</span> (L.) volguschensis	
		Hoplit <span>es</span> (Hoplit <span>es</span> ) spathi	
Hoplit <span>es</span> (Hoplit <span>es</span> ) benettianus		Hoplit <span>es</span> (H.) benettianus	106
Isohoplit <span>es</span> eodentatus		Isohoplit <span>es</span> eodentatus	107
Douvileiceras mammillatum	Otohoplit <span>es</span> crassus	Otohoplit <span>es</span> auritiformis	
	Tetrahoplit <span>es</span> suborientalis	?	108
	Sonneratia caperata	Cleoniceras (Cleoniceras) floridum	
	Sonneratia (E.) rotula		
	Sok. subdragunovi		
	Sonneratia (E.) solida		110
Sonn. (G.) perinflata	?		
Leymeriella (Neoleymeriella) regularis	Anadesmoceras strangulatum	Anadesmoceras strangulatum	111
Anadesmoceras strangulatum			
Leymeriella (Leymeriella) acuticostata	Archtoplit <span>es</span> (Subarct.) belli	Archtoplit <span>es</span> (Subarct.) belli	
Archtoplit <span>es</span> (Subarctoplit <span>es</span> ) probus			
Archtoplit <span>es</span> (A.) jachromensis	Archtoplit <span>es</span> (A.) jachromensis	Archtoplit <span>es</span> (A.) jachromensis	112
Leymeriella (Leymeriella) recticostata	Freboldiceras singulare	Freboldiceras singulare	
<b>ОТСУТСТВУЕТ</b>		<b>ОТСУТСТВУЕТ ИЛИ НЕ МОРСКОЙ</b>	113
Nolaniceras nolani			114
?			115
Parahoplit <span>es</span> melchioris	Acanthoh. aschilt <span>ea</span> ensis	? Parahoplit <span>es</span> melchioris	116
	Parahopl. multicostatus		
Epicheloniceras subnodosocostatum		Aconeceras nisus	117
Dufrenoya furcata		Tropaeum bowerbanki	118
Deshayesites deshayesi		Deshayes. deshayesi	119
		A. renauxianum	
		Proaustraliceras tuberculatum	
Deshayesites weissi		Deshayes. voigensis	120
		matheronianum	
		V. schlovkensis	
<b>КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ И ПРИБРЕЖНЫЙ</b>		Deshayesites tenuicostatus	121

Рис.1.8 Б. Корреляция нижнемеловых зональных аммонитовых шкал для апта – альба Горного Крыма, Северного Кавказа, Мангышлака, Прикаспия, Русской плиты и продолжительность биостратиграфических подразделений, основанная на данных de Graciansky et al., 2000

франского и фаменского ярусов. Применение этой шкалы позволяет с очень большой степенью детальности проводить сопоставление отдельных разрезов, решать вопросы межрегиональной и глобальной корреляции событий. Использование этой шкалы позволило выделить большое количество гиатусов в разрезах, считавшихся ранее непрерывными, и установить их величину.

Безусловный интерес для геолого-исторического анализа представляет решение вопроса об оценке относительной и абсолютной протяженности конодонтовых зон. Детальные седиментологические исследования Н.В. Беляевой (2000), проведенные в Печорском и Волго-Уральском нефтегазоносных бассейнах, позволили ей составить хронометризованную шкалу длительности горизонтов франского и фаменского веков для этих районов. Достаточно четкая увязка этих горизонтов со стандартными конодонтовыми зонами дает возможность воспользоваться этими данными и с приемлемой определенностью судить об относительной протяженности изучаемых конодонтовых зон.

Сложнее решается вопрос о значениях абсолютного возраста. Н.В. Беляева (2000) воспользовалась геохронологической шкалой австралийских геологов (An Australian..., 1996), которые границу франского и фаменского веков датируют цифрой 364,5 млн лет, а границу фаменского и турнейского веков 354 млн лет. Используя эти данные, мы вычислили примерный возраст рубежей конодонтовых зон, приведенный справа на рис. 1.9. В работе (Sandberg, Zigler, 1996) для границ фаменского века приняты близкие цифры – 364 и 354 млн лет. Приведены и цифры возраста границ стандартных конодонтовых зон. Однако последние нам представляются недостаточно обоснованными, так как они не базируются на детальных седиментометрических исследованиях, а отражают принятую априори равную протяженность почти всех фаменских конодонтовых зон. Цифры эти надо рассматривать только как первое приближение. На XXXI геологическом конгрессе (Бразилия, 2000) Международной стратиграфической комиссией для границ фаменского яруса предложены цифры 355 и 370 млн лет соответственно и, следовательно, приводимые нами на рис. 1.9 цифры надо пересматривать, хотя при этом относительная протяженность зон должна быть сохранена.

Длительность перерыва может существенно меняться в пространстве. Например, если проследить перерыв между отложениями архея Балтийского щита и перекрывающими отложениями внутри чехла Восточно-Европейской платформы, то его стратиграфический объем будет быстро сокращаться по мере появления все более древних горизонтов палеозоя и докембрия.

Соответственно, будет меняться и его гиатус. Однако, если стратиграфическую амплитуду перерыва можно оценить без особых сложностей, то временной гиатус (в годах) установить намного сложнее. В силу этого нам представляется, что основным критерием классификации стратиграфических перерывов должна являться не их длительность, как это рекомендовано в Стратиграфическом кодексе (Дополнения..., 2000), а соответствующий ему *стратиграфический гиатус*. Для наименования гиатусов таких перерывов мы

Ярус	Стандартные конодонтовые зоны		Возраст в подошве, млн лет
ФАМЕНСКИЙ	praesulcata	ВЕРХНЯЯ	(354)
		СРЕДНЯЯ	
		НИЖНЯЯ	355,3
	expansa	ВЕРХНЯЯ	
		СРЕДНЯЯ	
		НИЖНЯЯ	358
	postera	ВЕРХНЯЯ	
		НИЖНЯЯ	
	trachytera	ВЕРХНЯЯ	
		НИЖНЯЯ	359,5
	marginifera	ВЕРХНЯЯ	
		СРЕДНЯЯ	
		НИЖНЯЯ	361,4
	rhomboidea	ВЕРХНЯЯ	
НИЖНЯЯ		362,5	
crepida	САМАЯ ВЕРХНЯЯ		
	ВЕРХНЯЯ		
	СРЕДНЯЯ		
	НИЖНЯЯ	363,3	
triangularis	ВЕРХНЯЯ		
	СРЕДНЯЯ		
	НИЖНЯЯ	364,5	
ФРАНСКИЙ	linguiformis		366
	Верхняя rhenana		367

Рис. 1.9. Стандартные зоны по конодонтам верхнефранского подъяруса – фаменского яруса в масштабе одной из шкал абсолютного возраста (Беляева, 2000)

предлагаем использовать упрощенный вариант схемы Э. Пирруса и Р. Эйнасто (1987), которого будем придерживаться в остальных разделах (табл. II). Следует заметить, что временные интервалы, соответствующие тому или иному стратиграфическому гиатусу, перекрываются. Это, к сожалению, неизбежно, поскольку продолжительность различных подразделений геохронологической шкалы существенно колеблется<sup>3</sup>. Наименование гиатусов в то же время ясно показывает, какой по объему стратиграфический интервал отсутствует в том или ином разрезе.

**Таблица II. Классификация гиатусов**

Название гиатуса	Стратиграфическая величина гиатуса	Длительность гиатуса, млн лет	Группы перерывов
Мегагиатус	Эонотема, эратема	свыше 65	Постдиагенетические
Макрогиатус	Система, отдел	2 – 65	
Мезогиатус	Ярус, подъярус	2 – 15	Постдиагенетические, синседиментационные типа твердого дна, глинистых прослоев и не-накопления
Микрогиатус	Зона, подзона	1 и менее	Постдиагенетические, диагенетические, синседиментационные

<sup>3</sup> Проблемы перекрытия возрастных диапазонов перерывов не удастся избежать даже следуя предложениям Стратиграфического кодекса (Дополнения., 2000). Например, в категорию крупных перерывов (более 10 млн лет) будут попадать не только перерывы, соответствующие системам (например, четвертичная система) или отделам (плиоцен), но и ярусам (альбский), т.е. – как и в средних перерывах.

## ГЛАВА 2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

В верхнемеловых карбонатных отложениях Русской платформы и ее южного обрамления широким распространением пользуются перерывы, возникающие непосредственно в процессе осадконакопления. Они могут иметь ярко выраженный эрозионный характер, но могут быть и менее заметными. Разрезы толщ подобного типа иногда номинативно полны: т.е. присутствуют отложения всех ярусов и подъярусов. В результате создается впечатление о непрерывности разреза, в то время как на самом деле они не запечатлевают непрерывного осадконакопления, а содержат большое количество hiatusов различной продолжительности и пространственной протяженности. Оценка продолжительности hiatusов может быть сделана с высокой точностью, поскольку для верхнемелового интервала существуют дробные биостратиграфические шкалы, основанные на организмах массового распространения. Эти шкалы составлены по различным группам макро- и микроорганизмов и увязаны друг с другом, представляя надежный стратиграфический каркас.

Развитие нескольких явлений приводит к нарушению непрерывности разрезов. Первое заключается в формировании скрытых перерывов, обусловленных фазами ненакопления осадка. Второе заключается в образовании горизонтов типа "твердого дна" (hardground). Процессы подводного растворения карбонатов способствуют возникновению "глинистых прослоев", которые представляют собой периоды крайне медленного темпа осадконакопления. Разного рода диагенетические процессы (растворение и перераспределение осадков) также могут нарушить стратиграфическую последовательность.

Безусловно, для карбонатных толщ характерны и постдиагенетические эрозионные перерывы, которые образовались в результате размыва уже давно сформировавшихся толщ, размыва отложений, но не осадка. Эти процессы происходили, как правило, в результате положительных тектонических движений и часто в субаэральных условиях. Таким образом, в отложениях верхнего мела рассматриваемой области выявлены практически все типы перерывов, указанные в табл. I гл. 1.

### 2.1. Синседиментационные эрозионные перерывы

Перерывы данного типа широко распространены в толщах современных морских и океанических бассейнов. Они формируются в процессе размыва осадка под воздействием придонных течений, а также мощных ураганов, сильных волн, цунами. Перерывы, образующиеся в зонах мощных океанических течений, занимают обширные площади. При этом, если удаление и размыв осадка продолжают достаточно долго, может сформироваться весьма значительный по величине hiatus.

Роль штормов, цунами, крупных волн также значительна. Они вовлекают в процесс переотложения огромные массы осадков и образуют *темпеститы*. В мелководных фациях эти процессы постоянны, и каждый сформированный здесь слой несет в себе сложную историю множественных переотложений. Штормовые волны образуют обширные эрозионные поверхности, по которым в дальнейшем происходит перемещение всей массы осадков. Эти поверхности быстро цементируются (Красилов и др., 1985), превращаясь в горизонты "твердого дна".

Штормы являются также мощным тафономическим фактором. Под их воздействием фрагменты донных сообществ быстро захороняются, и в то же время неоднократно переотлагаются, образуя *темпеститовые ракушечники*, в которых смешаны элементы различных сообществ.

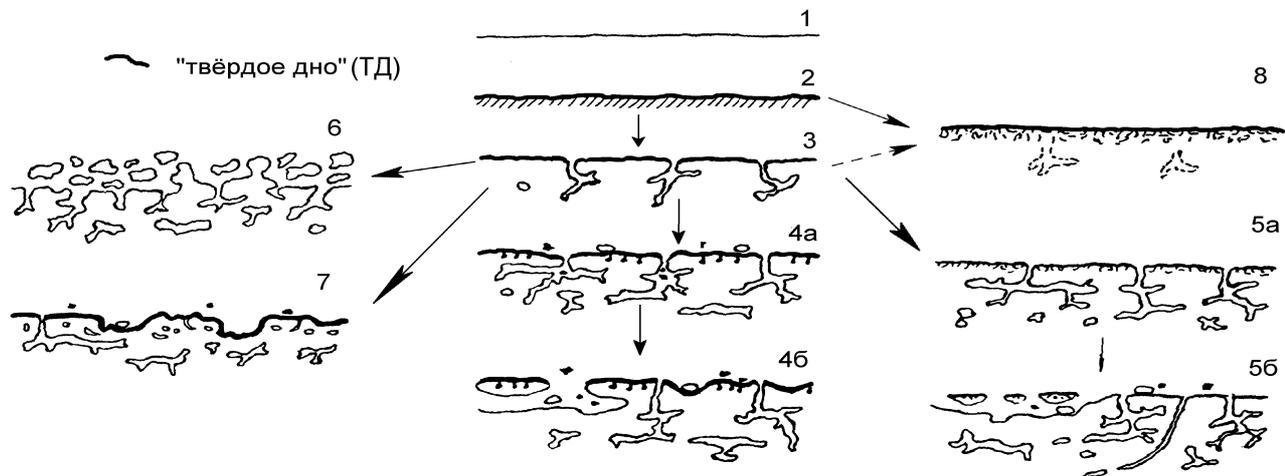
Темпеститы пользуются широким распространением в верхнемеловых отложениях. В частности, они наблюдаются в подошве некоторых слоев из ритмично построенной толщи среднего сеномана Юго-Западного Крыма.

## 2.2. Твердое дно (ТД)

Перерывы подобного типа формировались на дне моря при остановке или существенном замедлении процесса осадконакопления, когда мягкие карбонатные осадки (илы) постепенно уплотнялись на глубину до нескольких десятков сантиметров. Уплотнение и ранняя литификация карбонатных осадков происходили вследствие процессов биотурбации, благодаря чему осадок дегазировался и падало парциальное давление  $\text{CO}_2$ ; усиливалась циркуляция поровой воды в осадке и, наконец, происходил интенсивный обмен поровых и придонных вод (Лидер, 1986). В дальнейшем уплотненные осадки пронизывались норами роющих организмов, среди которых резко преобладали талассиноидные раки (поперечник их нор порядка 2 см), самая верхняя придонная часть осадка полностью литифицировалась, затвердела (что отражено в названии ТД), в нее проникали *сверлящие* организмы (наиболее обычны колбочки двустворок – литофаг, много реже встречаются и трудно различимы сверления усоногих раков и губок), а на ее поверхности (поверхности дна моря) поселялись организмы-эпибионты – двустворчатые моллюски, мшанки, черви и др. ТД возникали и возникают в бассейнах различной глубины. Но наиболее интенсивно они развивались в эпиконтинентальных морях, глубины которых не превышали первых сотен метров.

**2.2.1. Морфология и стадии развития ТД** показаны в табл. 1–3<sup>4</sup>, а также на рис. 2.1. ТД начальной (незрелой) стадии развития представляют собой "уплотненный" относительно остальных пород прослой мощностью в

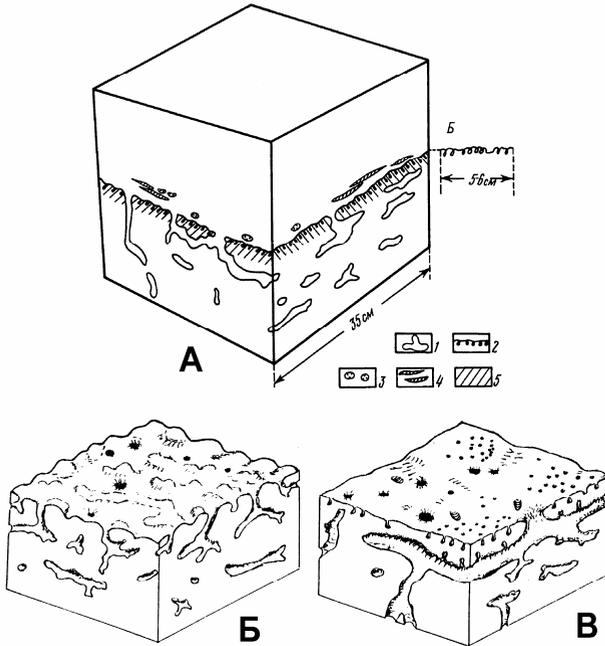
<sup>4</sup> Здесь и далее ссылки на фототаблицы, помещенные в конце книги.



**Рис. 2.1. Стадии развития "твёрдого дна" (Найдин, 1987):** 1 – поверхность ненакопления; 2 – начальная стадия развития ТД, незначительная литификация, часто с ожелезнением (на последующих рисунках не показано); 3 – появление нор талассиноидных раков (Т); 4а – дальнейшая литификация ТД и развитие нор Т; появление сверлений камнеточцев на поверхности ТД; в осадках над поверхностью ТД – редкие окатанные исверленные и несколько фосфатизированные обломки нижележащих пород и фосфориты; 4б – частичный размыв ТД (показан слева); 5а – дальнейшая литификация ТД и развитие нор Т; камнеточцы в кровле ТД, 5б – частичный размыв ТД (левая половина рисунка); норы неизвестных организмов; 6 – предполагаемый размыв ТД с образованием псевдобрекчии; 7 – развитие неровной поверхности ТД с ее частичной фосфатизацией; мелкие норы, либо Т, либо неизвестных организмов; в покрывающих осадках – фосфориты и слабо окатанные и исверленные обломки нижележащих пород; 8 – кровля ТД на глубину 5-7 см пронизана ходами мелких организмов (червей ?)

несколько сантиметров и имеют обычно ровную или слегка волнистую кровлю. Обычно незрелые ТД плохо различимы, в силу чего эту стадию можно назвать диастемной. В то же время они хорошо "проявляются" на смоченных дождем стенках обнажений или при благоприятном боковом освещении. Иногда они фиксируются окраской в различные оттенки желтого и коричневого цвета, если по кровле развиваются процессы ожелезнения и фосфатизация.

Диастемная стадия 1 (рис. 2.1) сменяется уже визуально различимыми при внимательном



**Рис. 2.2.** "Твердое дно" зрелой стадии развития (Найдин, Копасевич, 1988): А: 1 – норы талассиноидных раков; 2 – поверхность ТД, иссверленная камнеточками; 3 – обломки (галечки) фосфатизированного мела, иссверленные камнеточками; 4 – обломки створок иноцерамов; 5 – ожелезнение. Б, В – блок-диаграммы ТД зрелой стадии развития разного типа

табл. 2, фиг. 1). При тщательном изучении в норах зрелых ТД могут быть обнаружены следы выпадающих из стратиграфической последовательности отложений. Они восстанавливаются по остаткам организмов массового распро-

изучении стадиями 2, 8, а затем 3, когда появляются следы жизнедеятельности роющих животных. Норы обычно вертикальны или несколько наклонены и проникают в осадок на глубину нескольких сантиметров. Скорее всего, они представляют собой следы начальных поселений талассиноидных раков. Начальные незрелые стадии еще не представляют собой настоящее "твердое дно".

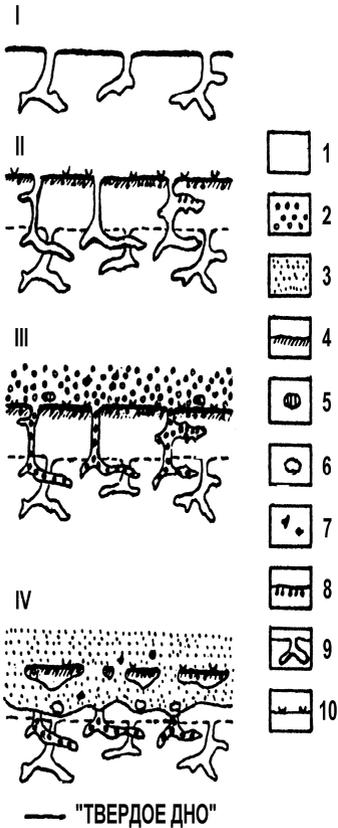
На зрелых стадиях развития ТД появляется верхняя литифицированная и ожелезненная "корка" (рис. 2.1 – 4а, 5а, 7; рис. 2.2;

странения – фораминиферам, кокколитофоридам, диноцистам. Так были обнаружены следы верхнесеноманских отложений в разрезе Шах-Богота (Найдин и др., 1984), а также отложения терминального сеномана в разрезе г. Мендер в Горном Крыму. ТД зрелой стадии, как правило, прекрасно видны в обнажениях. Мощность отложений, относимых к ТД, определяется глубиной проникновения нор роющих организмов и может достигать 30–40 см (рис. 2.3 – I). ТД зрелой стадии могут следовать друг за другом с незначительными интервалами порядка нескольких десятков сантиметров (рис. 2.3 – II). Иногда происходит как бы наложение одного горизонта ТД на другой (рис. 2.3 – III, IV).

**2.2.2. Поверхность ТД** может быть двух основных типов. Первый тип представляет собой относительно ровную или с незначительными углублениями поверхность, происхождение которой связано с действием придонных течений и слабым воздействием бентосных организмов (рис. 2.2–А); второй тип – поверхность заметно неровная, бугристая, что особенно характерно для размывтых ТД (рис. 2.2–Б). На поверхностях ТД наблюдается широкое разнообразие эпибионтных организмов, например, двустворок и серпулид. Кроме того, в кровле ТД зрелых стадий развития наблюдаются колбочковидные сверления глубиной до 3 см двустворок – литофаг или крупные сверления (до 5 см и более) фолад. По-видимому, степень литификации горизонтов ТД со следами сверлений была значительно большей, чем у ТД, на поверхности которых селились двустворки и серпулиды. Нередко поверхность зрелого ТД может быть покрыта тонкой строматолитовой коркой.

На зрелых стадиях ТД, вследствие длительной экспозиции, наблюдается еще более разветвленная система нор (рис. 2.1–4, 5). Эта фаза часто подчеркивается действием размыва и субаквального растворения. В этом случае образуется либо ярко выраженная неровная поверхность, иногда с карманами размыва (рис. 2.1–6, табл. 2, фиг. 1), либо остаются изолированные участки полностью разрушенного ТД, формирующие *псевдобрекчию* (Bromley, 1975).

**2.2.3. Пространственное распространение горизонтов ТД** и его изучение представляется исключительно важным, поскольку ТД являются достаточно надежными корреляционными уровнями и хорошими маркирующими горизонтами, которые можно эффективно использовать при проведении геологического картирования. Так, в разрезах сеноманских и туронских отложений Южной Англии выделено несколько горизонтов ТД, обладающих индивидуальными литологическими и палеонтологическими особенностями, позволяющими осуществить корреляцию разрезов на расстоянии до 250 км (рис. 2.4). Отдельные верхнемеловые ТД прослежены в пределах Горного Мангышлака на протяжении многих десятков километров. ТД на границе нижнего и верхнего сантона протягивается на расстояние до 100 км и выделяется как в



**Рис. 2.3. Развитие "твердого дна" с последующим размывом (Найдин, Копаевич, 1988):**

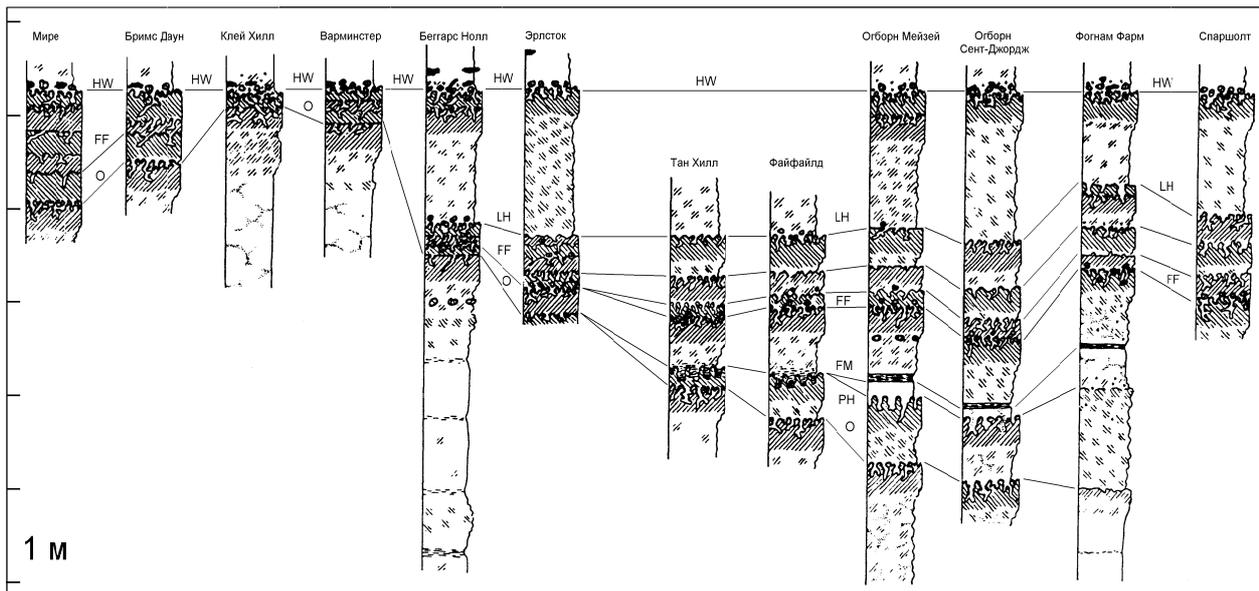
*1 – появляются талассиноиды (Т); осадки (1) показаны только ниже поверхности ТД; II – поверхность предыдущей фазы (показана пунктиром) перекрывается очередной порцией осадка; развивается новая генерация ТД; кровля ТД литифицируется и ожелезняется; появляются камнеточцы и эпибионты; III – поверхность ТД перекрывается осадком (2), в котором содержатся редкие изъеденные обломки нижележащих пород (5) и "фосфориты" (7); IV – размыв и последующее накопление осадков (3). 1-3 – последовательные порции осадка; 4 – ожелезнение кровли; 5-6 – плохо окатанные обломки нижележащих пород, некоторые из них иссверлены и слабо фосфатизированы; 7 – "фосфориты" (небольшие фосфатизированные обломки нижележащих пород темно-коричневого цвета); 8 – сверления камнеточцев; 9 – норы талассиноидов; 10 – эпибионты на поверхности ТД (главным образом двустворчатые моллюски)*

разрезах Северного, так и Южного Актау (Найдин, 1987б; Найдин, Копаевич, 1988).

В литературе уже известны примеры использования ТД при сопоставлении гораздо более удаленных разрезов. Так, во Франции перерывы типа ТД, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням, прослежены на западе Парижской впадины и прилегающей к ней части Армориканского массива (Juignet, 1980), в Парижской и Аквитанской впадинах (Francis, 1984). В последнем случае одни и те же ТД прослеживаются в различных палеобиогеографических областях и используются для межпровинциальной стратиграфической корреляции.

**2.2.4. Повторяемость и продолжительность формирования ТД** может варьировать. ТД могут быть как одиночными, так и многократно повторяющимися, следующими друг за другом по вертикали разреза с интервалом в среднем 40-50 см, что, по всей видимости, свидетельствует об их образовании (как и типичных периодитов) под воздействием астрономических сил (Найдин, Копаевич, 1988). Однако, как уже указывалось выше, нередко случаи сближения горизонтов ТД.

Полученные на конкретных материалах оценки по повторяемости горизонтов ТД показывают, что в среднем ТД следуют через каждые полметра. Если мощность кампанских и маастрихтских отложений в конкретном разрезе (Мангышлак, Аксыиртау) составляет 350 м (Найдин и др., 1984), а суммарная продолжительность этих веков по шкале П. де Грациански и др. (de Graciansky et al., 1998) равна 18.5 млн лет, то в таком случае ТД следуют в среднем через 25 700 лет. В кампанском мелу другого мангышлакского разреза Сулукапы мощностью 75 м повторяемость ТД, согласно этой шкале, составляет 73 000 лет. Безусловно, полученные оценки носят весьма приближенный характер. Во-первых, не всегда возможно должным образом учесть присутствие скрытых перерывов, которые в значительной степени сокращают мощность отложений; во-вторых, абсолютная продолжительность веков по разным шкалам различна. Несмотря на свою приближенность, эти оценки дают представление о масштабе явления: образования типа ТД повторяются в карбонатных разрезах кампана и маастрихта через несколько десятков тысяч лет. Полученные данные согласуются с периодичностью возможных дробных эвстатических колебаний уровня Мирового океана от 10 000 до 100 000 лет (Kendall, Schlager, 1982). Продолжительность формирования ТД колеблется в значительных пределах. Имеющиеся данные свидетельствуют, что карбонатные илы литифицируются достаточно быстро, этот процесс мог занимать всего несколько сотен, а иногда даже десятков лет. Однако в данном случае литификация не может являться мерилем времени формирования ТД. Если карбонатные илы литифицируются быстро, то поверхности ТД могли не перекрываться осадком и короткий, и весьма длительный промежуток времени. Продолжительность экспозиции ТД можно оценить по стадии его развития.



**Рис. 2.4. Сопоставление разрезов по ТД (Bromley, Gale, 1982):** *расстояние между крайними разрезами верхнего турона (Южная Англия) порядка 120 км. Сопоставление осуществлено по индивидуальным особенностям каждого из ТД (отмечены латинскими буквами)*

Так, ТД начальной стадии быстро перекрывались осадком, об этом свидетельствуют ходы роющих организмов, прослеживающихся как выше, так и ниже изучаемой поверхности.

Такие ходы могли возникать только в слабо уплотненном осадке. Поверхности ТД зрелой стадии экспонировались на дне бассейна более длительное время, и продолжительность была тем больше, чем полнее развито ТД. Наиболее продолжительное время не перекрывались осадком поверхности размытых ТД. После возникновения нор роющих организмов они в той или иной степени размывались и расширялись, затем в них поселялись сверлильщики, и лишь после этого норы заполнялись новой порцией осадка. Еще один критерий определения длительности формирования ТД – это их площадная протяженность; чем на большей территории они прослеживаются, тем они более длительны.

**2.2.5. Происхождение ТД.** Горизонты ТД приурочены главным образом к карбонатным толщам, особенно часты они в последовательности писчего мела или в толщах переслаивания мела и мергелей. Для этих пород характерны следующие особенности:

- 1) высокая карбонатность ( $\text{CaCO}_3$  до 95-98 %);
- 2) тонкая дисперсность (частиц  $<0,01$  мм более 50 %, а в писчем мелу нередко до 90 %);
- 3) чередование эпизодов слабой и сильной цементации
- 4) высокая степень биотурбации.

Главным фактором в развитии первичной литификации карбонатного осадка еще на дне моря являлось, по-видимому, заполнение пор хемогенным карбонатом кальция, для которого наиболее благоприятны теплые воды. Именно этим объясняется более интенсивная цементация осадка в современных тропических бассейнах. В то же время в современных морях и океанах возникают и возникали толщи, представленные чередованием несцементированных и сцементированных прослоев. Например, такие толщи обнаружены в голоцене Персидского залива. Следовательно, не существует прямой связи между возрастом отложений и степенью их литификации.

Чередование прослоев различной степени литификации в толщах верхнего мела Западного Внутреннего бассейна США Д. Хэттин (Hattin, 1971) объясняет периодичностью поступления осадочного материала из областей современных Скалистых гор: во время относительно обильного привноса терригенных частиц формировались глинистые известняки (shaly limestones), а при его отсутствии – чистые мелоподобные известняки (chalky limestones). Последние отвердевали быстрее и полнее, чем карбонатные осадки, содержащие обломочный материал. Подобное объяснение чередования прослоев различной степени отвердения может являться только частным случаем формирования ТД.

Более реальным представляется механизм, связывающий появление в карбонатных толщах прослоев с разной степенью литификации с чередованием потепления и похолодания: при потеплениях возникают условия, более благоприятные для осаждения из воды цементирующего осадок карбоната кальция, чем во время похолодания. Следовательно, эпизодам потепления соответствуют участки разрезов с большим количеством горизонтов ТД.

Некоторые исследователи связывают образование ТД в позднемеловых карбонатных толщах с этапами обмеления моря, когда возрастала интенсивность течений и повышалась температура придонных вод. При этом смена фаз относительного углубления и обмеления объясняется эвстатическими понижениями уровня Мирового океана (Juignet, 1980; Francis, 1984). Если остановиться на эвстатическом варианте, то в таком случае можно регистрировать дробные колебания уровня Мирового океана с амплитудой несколько десятков тысяч лет в любом регионе.

Оба варианта в равной степени возможны, тем более что и климатические флюктуации тесно связаны с эвстазией. Проблема периодичности горизонтов ТД – это в значительной мере проблема периодитов в целом. В итоге, если рассматривать появление ТД в карбонатных разрезах как проявление процессов ритмичности, то возможно их образование под воздействием обоих факторов, так как и те и другие были вызваны периодическими вариациями астрономических факторов (подробнее см. Найдин, Копаяевич, 1988).

**2.2.6. Значение изучения ТД.** В ходе стратиграфических исследований результаты изучения ТД позволяют: 1) использовать многие из них в качестве маркирующих горизонтов при сопоставлении разрезов; 2) вплотную подойти к оценке стратиграфической полноты карбонатных толщ данного региона; 3) объяснить территориальное изменение мощностей карбонатных отложений. Возможность стратиграфических корреляций по горизонтам ТД определяется их пространственным распространением, о чем уже было сказано.

В ряде случаев тщательный микропалеонтологический анализ позволяет определить (пока весьма приближенно) величину *гиатусов*, связанных с некоторыми зрелыми ТД. Такая оценка возможна только при наличии дробной микропалеонтологической шкалы, составленной для данного района. Так была оценена продолжительность формирования некоторых ТД внутри отложений верхнего турона, на границе нижнего и верхнего сантона. На рис. 2.5А видно, что величина гиатуса внутри верхнего турона колеблется от разреза к разрезу. С этим могут быть связаны различия в мощности этих отложений. Подобные гиатусы могут присутствовать внутри любого стратиграфического подразделения, значительно сокращая его мощность.

Выше упоминалось, что некоторые ТД могут иметь очень широкое региональное распространение. Таким можно считать гиатус на границе нижнего и верхнего сантона на Мангышлаке, который отмечается многими авторами



(Климова и др., 1969; Marcinowski et al., 1996). Диапазон его меняется от разреза к разрезу (рис. 2.5–Б). В том случае, если в разрезе присутствуют ТД незрелой стадии, которые трудно различить в обнажении, гиатус может быть установлен только по микропалеонтологическим данным. Такого рода гиатусы имеются в разрезах верхнемеловых отложений Ульяновского Поволжья и внутри верхнего антона Мангышлака (Акимец, Беньямовский, Гладкова и др., 1988, Найдин, Кобаевич, 1988).

Различная величина гиатусов в разрезах, часто незначительно удаленных друг от друга, способствует весьма заметному колебанию мощностей в номинативно полных разрезах. Для объяснения этого феномена далеко не всегда нужно привлекать активность тектонических процессов. Различия в мощностях, прежде всего, связаны с присущими карбонатным толщам скрытыми перерывами и перерывами типа ТД. Поскольку горизонтов ТД может быть много, а поверхностей ненакопления еще больше, то в сумме получается значительное сокращение мощности карбонатных толщ. Поверхности, разделяющие ритмы известняк/мергель, связаны с процессами ненакопления осадка, а гиатусы, им отвечающие, часто достаточно продолжительны (Найдин, 1987а). В результате присутствующие в разрезе отложения далеко не полностью соответствуют времени формирования всего разреза.

Интересный аспект связан с возможностью связи ТД и повышенного содержания некоторых элементов. Поскольку ТД возникают при остановках и замедлении осадконакопления, они в процессе литификации осадка могут аккумулировать некоторые элементы – железо, кремнезем, стронций, фосфор. Особый интерес представляют так называемые "фосфатные мелы" отличающиеся повышенным содержанием фосфора (от 5 до 19 %  $P_2O_5$ ). Примером могут служить фосфатные мелы маастрихта Северной Африки, к которым приурочены месторождения так называемых "зернистых фосфоритов", а также разрезы турона–коньяка и верхнего сантона–нижнего кампана Южной Англии и Северной Франции, маастрихта Бельгии. Носителями повышенных концентраций фосфора здесь являются горизонты ТД, фосфатизированные обломки карбонатных пород и мелкие копролиты. "Фосфатные мелы" слагают линзовидные тела длиной до 1000 м при ширине порядка 250 м, вложенные в эрозионные ложбины глубиной до 20–30 м (Jarvis, 1980).

### 2.3. Каменное дно

В самостоятельный тип перерывов можно выделить "каменное дно", формирующееся во время перерыва в осадконакоплении. В течение этого процесса породы полностью литифицировались, но не подвергались изменению первичной структуры. Как правило, "каменное дно" сложено песчаниками с карбонатным цементом и отличается от перекрывающих его пород значительно большей плотностью и крепостью. Поверхность его выровненная, со следами

сверлильщиков и прираставших групп ископаемых организмов, среди которых чаще всего встречаются синезеленые водоросли, археоциаты, различные кишечнополостные.

Фация гладкого "каменного дна" образуется на небольших глубинах под действием подвижной воды: либо донных течений, либо волнений, либо сочетания и тех, и других (Геккер, 1960). При этом выделяется несколько видов "каменного дна", возникших как в морских условиях, так и после субаэральной экспозиции различной продолжительности.

Величина hiatusа, отвечающего времени формирования "каменного дна", может быть различной. В случаях, когда "каменное дно" образуется в субаквальных условиях, при быстром затвердевании карбонатно-органогенных образований типа биогермов и биостромов, перерыв может быть весьма кратким. Похожая ситуация может возникать и при подводных излияниях лавовых потоков базальтоидного состава. В субаэральных условиях величина hiatusа значительно увеличивается. На юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы в Подолии "каменное дно" по кровле плотных верхнемеловых известняков развивалось в миоцене (Вялов, Горецкий, 1965). На вскрытой карьерами гладкой поверхности верхнемелового "каменного дна" наблюдаются многочисленные норки организмов-сверлильщиков, среди которых преобладают сверления фолад.

Образования "каменного дна" мелового возраста изучены в ряде районов Средней Азии (Джалилов и др., 1973; Пяновская, 1980) и Горного Крыма (Цейслер, 1951; Геккер, Успенская, 1966; Геккер, 1967).

Близким к "каменному дну" типом перерывов является скальное морское дно, которое образуется при весьма длительном перерыве в осадконакоплении, иногда охватывающем несколько геологических эпох (Геккер, Амитров, Соловьев, 1962). Породы, слагающие скальное дно, сильно диагенетически изменены и характеризуются исключительной твердостью. Сообщества населяющих его бентосных организмов представлены сверлильщиками и прирастающими формами. Поверхность скального дна может быть расчлененной или ровной, иногда на ней наблюдаются знаки абразивной ряби, являющейся результатом деятельности волн в волноприбойной полосе. Как правило, скальное дно на протяжении очень длительного времени было полностью лишено осадков, оно располагалось вблизи крутых скалистых берегов или на крутых склонах подводных хребтов. Очень часто разновидности скального дна сложены мраморизованными породами – известняками и доломитами. Такой тип отмечается в разрезах юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений различных районов бывшего СССР.

## 2.4. Скрытые перерывы

Как уже указывалось выше, контакт двух резко литологически различных пластов (например, мергеля и известняка) представляет, по Р. Бромли

(Bromley, 1975) *поверхность пропуска* (omission surface), возникающую вследствие кратковременной приостановки осадконакопления или даже незначительного смыва ранее накопившегося материала, либо *поверхность полурасстворения* (subsolution surface) еще слабо сцементированного карбонатного осадка. Подобные поверхности напластования особенно характерны для ритмичных толщ перидитов, где наряду со скрытыми перерывами, могут присутствовать и поверхности ТД, подчеркнутые ходами роющих животных (рис. 2.6).

Поверхности напластования в слоистых толщах, по-видимому, являются одной из разновидностей диаем. Вероятно, в ритмично построенных толщах к поверхностям раздела между ритмами также приурочены гиатусы (рис. 1.3).

## 2.5. Конденсированные разрезы и горизонты конденсации (ГК)

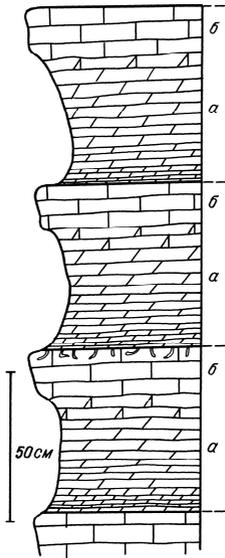
Конденсированные разрезы формируются при замедленном осадконакоплении; их мощность значительно сокращена по сравнению с другими разрезами (Jenkyns, 1971). Процесс формирования конденсированных разрезов часто был многостадийным, когда короткие периоды накопления осадка и его литификации чередовались с длительными фазами ненакопления и/или формирования перерывов различного типа. При этом образовывались маломощные интервалы, стратиграфический объем которых значителен. Главная черта конденсированных разрезов – номинальная полнота, присутствие почти всех зональных подразделений, имеющих крайне малую мощность. Конденсация возникает под влиянием *выноса осадка*; ее следует рассматривать как процесс экстремально медленной седиментации, продолжающейся на протяжении длительного промежутка времени. Отличительными чертами таких разрезов и горизонтов являются: (1) обогащение органическими остатками; (2) смесь фаунистических остатков из различных биостратиграфических подразделений; (3) широкая пространственная протяженность и малая мощность.

В отличие от конденсированных разрезов, в горизонтах конденсации (ГК) органические остатки переотложены, т.е. многие зональные подразделения, номинально присутствующие в ГК, не имеют собственного физического объема. Горизонты конденсации имеют очевидную связь с процессами формирования перерывов типа ТД. Если первые являются результатом минимальной скорости седиментации, то ТД характеризуются ненакоплением или даже уничтожением осадка. Активные течения создают крайне благоприятную обстановку для формирования и тех и других.

Существенную роль в формировании ГК играют процессы переработки осадка. Свидетельством этого являются: (1) присутствие нептунических даек, когда отложения отсутствуют в нормальной стратиграфической последовательности и представлены фрагментарно внутри ходов или полостей в подстилающих породах; (2) сокращение мощности осадочных пластов на площа-

ди, что связано с перераспределением осадков; (3) различие в составе вмещающих пород и пород, выполняющих фаунистические остатки; (4) присутствие железомарганцевых микроконкреций и корок.

Конденсированные разрезы нередко имеют специфические палеонтологические характеристики, указывающие на небольшие палеоглубины бассейна. Они могут содержать раковины аммонитов и их аптихи, остатки брахиопод и гастропод, белемнитов и зубов акул. Реже встречаются одиночные кораллы,



**Рис. 2.6. Скрытые перерывы внутри ритмичной карбонатной толщи: пары пластов мергель/известняк, образующие ритмы, отделяются друг от друга поверхностями пропуска, на одной из которых отмечены начальные части нор талассиноидов (ТД); а – мергель, б – известняк**

остатки рептилий, остракоды, обломки криноидей, раковины радиолярий и фораминифер. Очень часто с этими конденсированными разрезами связано присутствие сверлящих водорослей и строматолитовых построек. Именно эти находки указывают на формирование таких горизонтов конденсации в относительно мелководных обстановках в зоне фотосинтеза, на глубинах не более 200 м.

Ближние признаки характерны для современных подводных возвышенностей. Действительно, освещенность дна здесь значительно выше, чем на окружающих более глубоководных участках. Для развития водорослевых матов благоприятны поверхности затвердевшего, консолидированного осадка, каковыми являются поверхности ТД. Строматолиты особенно часто ассоциируются с минерализованными поверхностями ТД. Осадки, формирующиеся в зонах проявления конденсации, накапливались на протяжении длительного промежутка времени, а разделяющие их водорослевые (строматолитовые) прослои могли формироваться гораздо быстрее. Это связано с тем, что благоприятные условия для роста строматолитов могли реализоваться в очень короткие промежутки времени, или же эрозия периодически освобождала водорослевые маты от осадка, что способствовало их формированию. Поэтому можно предположить, что некоторые ГК формировались именно в таких обстановках.

Конденсация проявляется и в толщах белого пясчег мела, пользующегося широким распространением в пределах Европейской палеобиогеографической области. Примером может служить мельчайшая микрослоистость субмиллиметрового масштаба, которая обнаружена в верхнемеловых отложениях Дании, Германии (Steinich, 1967,

Ekdale, Bromley, 1988), Северного Кавказа и Мангышлака. Эта слоистость формируется в процессе диагенеза под влиянием растворения и представляет собой микростиллитовые швы, лишенные глинистой составляющей или каких-либо других нерастворимых веществ. Подобные "микростиллиты" могут сократить первоначальную мощность осадка на 15 % (Ekdale, Bromley, 1988).

Снижение темпа осадконакопления часто сопровождается формированием базальных фосфоритовых горизонтов. Хорошими индикаторами процессов конденсации являются глаукониты и вообще присутствие аутигенного глауконита.

Процессы конденсации в глубоководных отложениях являются следствием растворения карбонатных осадков при превышении критической глубины накопления карбонатов (КГНК). Эта глубина, ниже которой кальцит уже не откладывается на дне океана, и скорость поступления карбоната кальция уравнивается скоростью растворения кальцита на этой глубине. КГНК располагается в современных океанах в среднем на отметке около 4500 м, но меняется в зависимости от климатической зоны. Она увеличивается в высокопродуктивной экваториальной зоне Тихого океана, а ближе к высоким широтам имеет тенденцию к уменьшению из-за возрастания скорости растворения карбонатов в холодных водах. Она уменьшается и вблизи континентов из-за увеличения содержания  $\text{CO}_2$  в результате жизнедеятельности бентоса и вследствие большого количества органического вещества в осадках. Благодаря существованию климатической зональности, а также влиянию КГНК только половина современного дна океанов покрыта известковыми илами, состоящими из раковин кокколитов и планктонных фораминифер. Второе место (38 % площади) занимают бескарбонатные красные глины абиссальных равнин, для которых характерно присутствие железомарганцевых конкреций и корок. На третьем месте – кремнистые илы, состоящие в высоких широтах из остатков диатомовых водорослей, а в низких – из остатков радиолярий.

Необходимо учитывать влияние КГНК на распределение пелагических осадков в прошлые геологические эпохи, когда изменение КГНК во времени приводило к чередованию нормальных карбонатных осадков с ГК. Классическим примером подобных отложений, упоминаемых во всех учебниках по седиментологии (Рединг и др., 1990), является плато Блэйк в Атлантическом океане.

В офиолитовых комплексах Средиземноморья подушечные базальты непосредственно перекрываются радиоляритами, а не пелагическими известняками. Это указывает на значительные глубины формирования осадков, а также на процессы растворения, связанные с влиянием КГНК.

Конденсированные разрезы особенно характерны для тех глубоководных участков океанического дна, которые расположены под относительно малопродуктивными зонами океанов. Многочисленные исследования показали существование глубоководных течений, которые могут не только подавлять осадконакопление, формируя ГК, но и вызывать эрозию.

## 2.6. "Глинистые" прослои

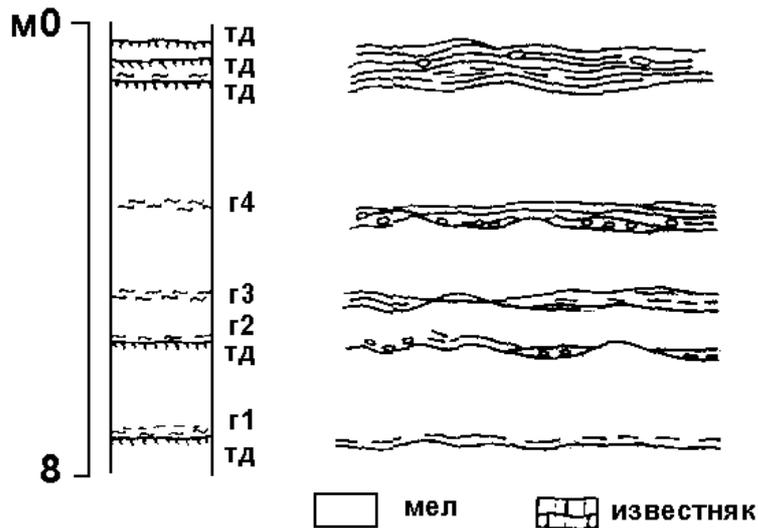
В мел-мергельных толщах часто встречаются прослои, которые условно названы здесь "глинистыми" (рис. 2.7). При макроскопическом изучении они определяются как глины сильно карбонатные или мергели глинистые, зеленовато-серого или зеленовато-коричневого цвета в свежем состоянии и светло-зеленого на выветрелых поверхностях. Иногда "глины" сильно ожелезнены и приобретают красноватый оттенок. Обычная мощность этих прослоев от 1 до 4 см, реже 20-30 см. В некоторых местах "глинистые" прослои ветвятся, распадаясь на несколько тонких ответвлений (рис. 2.7, разрез Емды-Курган). Однако в целом это всегда один прослой, резко отличающийся от вмещающей белой карбонатной породы. Подобного типа прослои довольно часты в некоторых интервалах карбонатных толщ (табл. 4, фиг. 1). Ниже и выше прослоя "глин" наблюдаются "переходные зоны", представляющие собой карбонатную породу с тончайшими волосовидными "глинистыми" ответвлениями и прослоечками. В отдельных интервалах карбонатных разрезов Мангышлака "глины" встречаются довольно часто. Так, в верхнекампанском мелу разреза Емды-Курган (Мангышлак) в интервале мощностью 7 м насчитывается 5 прослоев "глин", в 3,5 м пачке терминального маастрихтского мела разреза Кызылсай – 4 прослоя (рис. 2.7).

Изучение структурно-текстурных особенностей и состава "глинистых" прослоев под микроскопом показало, что все они представляют собой фораминиферовые глинистые известняки с содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 30 до 78 %. Прослои "глин" могут содержать редкие угловатые зерна кварца и реже плагиоклаза, мелкие зернышки глауконита и реликты пирита. В наиболее выщелоченных породах раковинки кальцисферулид и фораминифер обычно растворены, иногда до еле узнаваемых следов или остатков разрозненных камер и полостей.

Глинистая составляющая, исследованная с помощью рентгенодифрактометрического анализа, представлена кальциевым монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом. Возможно присутствие смешаннослойных – слюда – монтмориллонит и хлорит – монтмориллонит. Некоторые прослои представлены чистым монтмориллонитом.

Особый характер имеет "глинистый" прослой на границе маастрихта и дания в разрезах Кошак и Кызылсай. Отличия его от аналогичных образований внутри кампана и маастрихта следующие: глинистый прослой на границе маастрихта и дания разделяет породы различного литологического состава – мягкий писчий мел маастрихта и твердые известняки дания; пограничные глины содержат многочисленный мелкий детрит костей и чешуи рыб; внутри прослоя наблюдаются линзовидные участки с высоким содержанием карбоната кальция – до 90-95 %. Этот прослой напоминает "рыбные глины" мыса Стенс в Дании (Stenestad, 1979).

Емды-Курган,  
верхняя часть кампана



Кызылсай,  
терминальный маастрихт

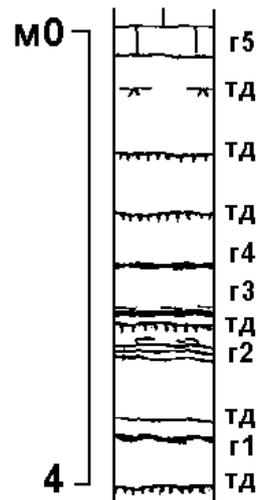
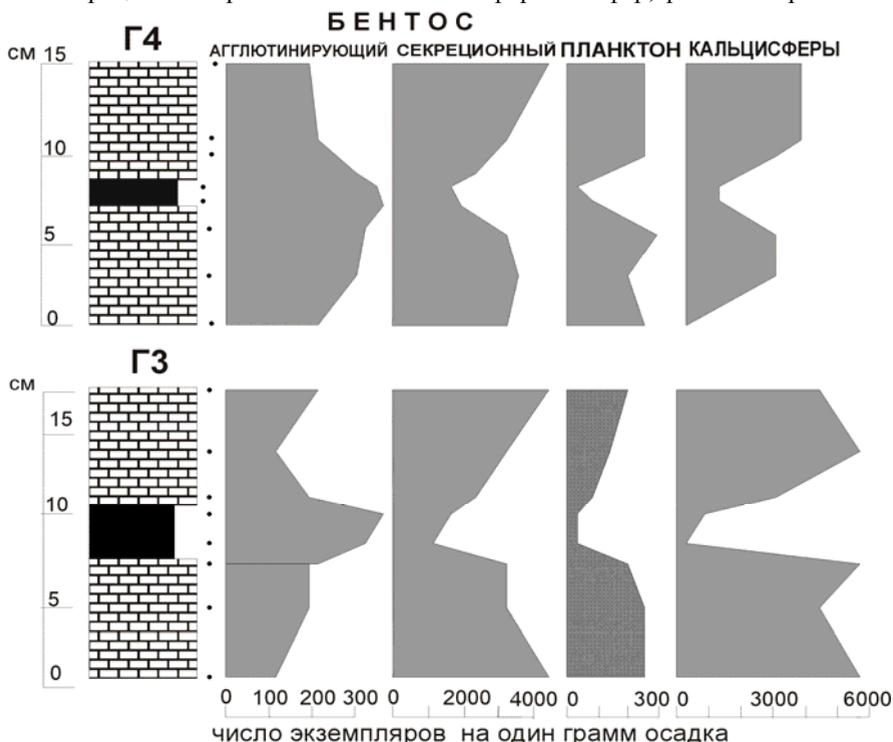


Рис. 2.7. "Глинистые прослои" и горизонты ТД в верхнем мелу разрезов Мангышлака – Емды-Курган (верхний кампан) и Кызылсай (терминальный маастрихт)

Интересны микропалеонтологические данные, полученные при изучении распределения фораминифер и кальцисферулид во вмещающих породах и "глинистых" прослоях. При приближении к прослою снизу достаточно быстро возрастает процент содержания в составе микроорганизмов раковин планктонных фораминифер и кальцисферулид. Пики количественных максимумов его располагаются непосредственно ниже главного прослоя, иногда они совпадают с нижней переходной зоной. В самих "глинах" планктонные фораминиферы и кальцисферулиды почти полностью исчезают или представлены полурастворенными фрагментами (рис. 2.8). Это явление связано, несомненно, с растворением раковин на дне моря еще в осадке. Об этом свидетельствуют: отчетливые следы растворения на сохранившихся фрагментах раковин планктонных фораминифер и кальцисферулид; следы растворения на известково-секреционных раковинах бентосных фораминифер; резкое возрастание



**Рис. 2.8.** Распределение фораминифер и кальцисферулид в мелу и глинистых прослоях разреза Емды-Курган (Мангышлак)

числа бентосных форм с агглютинирующим скелетом.

Выше "глин" восстанавливается обычное для вмещающих карбонатных пород соотношение планктонных, бентосных форм и кальцисферулид. Последовательность растворения, наблюдаемая около и непосредственно в самих "линистых" прослоях, аналогична растворению раковин в современных океанических осадках: сначала разрушаются хрупкие пористые раковины планктонных фораминифер, затем раковины известково-секреторного бентоса (Sliter, 1975). Наиболее устойчивыми оказываются агглютинирующие бентосные формы, имеющие компактную шаровидную раковину с большим количеством некарбонатного цемента. В значительной степени подвергнуты растворению и скелетные остатки кальцисферулид.

Происхождение "глинистых" прослоев можно объяснить, используя данные о распределении фораминифер и кальцисферулид. Отсутствие или резкое сокращение числа особей с известковым скелетом внутри "глин" являются следствием растворения карбонатного вещества непосредственно в осадке, в процессе его накопления. Механизм этого процесса был предложен русским ученым Г.А. Надсоном (1904). Изучая донные илы некоторых озер Украины и дополнив полученные сведения экспериментальными данными, он объяснил исчезновение карбоната кальция в осадке растворением его угольной кислотой, которая образуется на дне при избытке органического вещества.

Условия, благоприятные для возникновения "глинистых" прослоев, могли возникать в разное время в различных участках эпиконтинентальных бассейнов, а иногда охватывать значительные их площади (Кобаевич, 1988). Взрыв биопродуктивности мог быть связан с различными организмами, скорее всего с "цветением" (bloom) фито- или пикопланктона.

Х. Эрнст (Ernst, 1978, 1982) изучал прослой "глин" в верхнемеловых отложениях Северо-Западной Германии. По его мнению, прослой эти являются глинистыми мергелями с содержанием  $\text{CaCO}_3$  около 60 %. Для "глин" характерна большая, чем во вмещающем пистчем мелу, концентрация грубой фракции от 0,1 до 1 мм. Характер изменения количественного содержания раковин фораминифер и их сохранность аналогичны наблюдаемым в Мангышлакских разрезах. Автор отмечает также значительное растворение раковинкокколлитов, составляющих главный компонент пистчего мела. Как и Г.А. Надсон, Х. Эрнст объясняет растворение  $\text{CaCO}_3$  агрессивным действием избытка  $\text{CO}_2$ . Времени формирования прослоев, по его мнению, отвечает резкое возрастание биопродуктивности пелагиали, связанное с действием апвеллинга, несущего с собой большое количество питательных веществ. В результате на дне накапливалось органическое вещество, при окислении которого образовывалась углекислота, резко повышающая растворение карбонатов.

Предлагаемая последовательность событий представляется весьма логичной, не совсем ясны причины, вызывающие взрыв биопродуктивности. В большинстве случаев это мог быть апвеллинг, особенно в эпиконтиненталь-

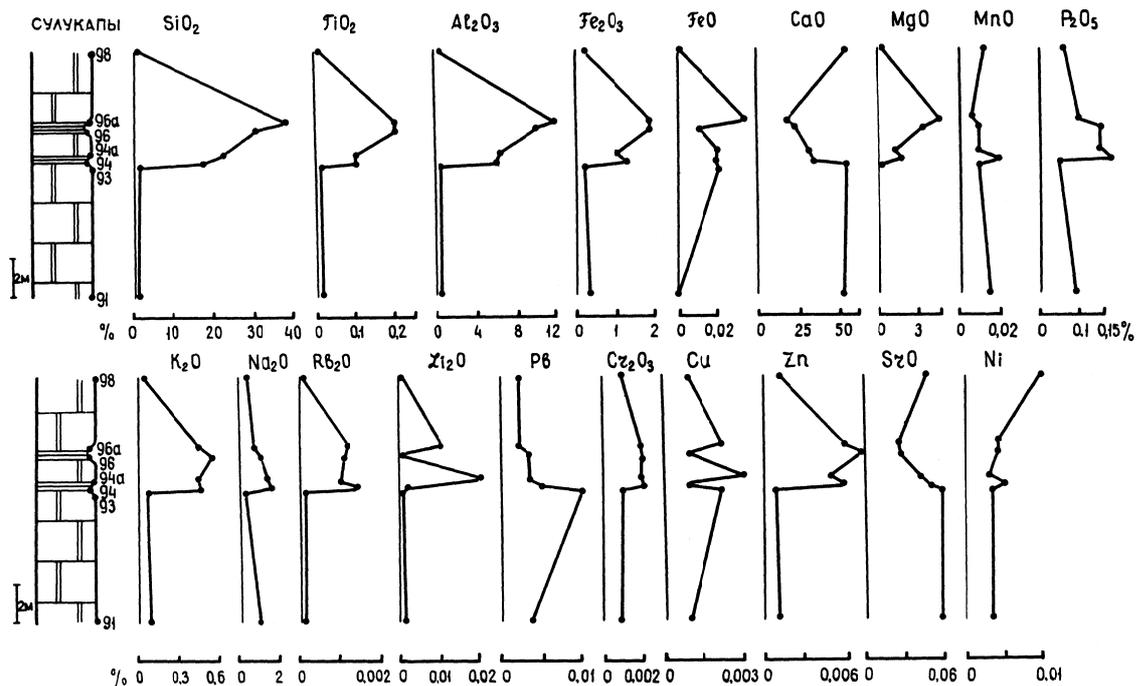


Рис. 2.9. Распределение некоторых элементов и их соединений в "глинистых прослоях" и вмещающем мелу разреза Сулукапы (Мангышлак)

ных бассейнах, приуроченных к окраинам континентов. В других случаях это мог быть интенсивный привнос биофильных элементов с суши, вызванный усилением речного стока либо кратковременными трансгрессиями. В то же время существует предположение, что поднимающиеся из глубин, обогащенные фосфором и другими питательными веществами воды, способствующие взрыву биопродуктивности, могли проникать достаточно далеко в глубь континентов (Хэллем, 1983).

"Глинистые" прослои, являющиеся следствием синседиментационных процессов, отражают достаточно длительные периоды с пониженной скоростью осадконакопления. "Глины" не есть собственно перерывы, это скорее "квазиперерывы", совпадающие с резким снижением темпа осадконакопления и лишь частично – с растворением незначительных порций осадка. Возможно поэтому их характеризуют повышенные концентрации некоторых элементов и их соединений (рис. 2.9). Согласно некоторым подсчетам можно предположить, что периоды накопления маломощных прослоев "глин" могли продолжаться несколько тысяч, а иногда десятков тысяч лет. Так, например, "глинистый" прослой на масстрихт-датской границе в разрезе Гредеро (Испания) накапливался 16 тыс. лет (Smit, Hertogen, 1980).

Помимо описанных выше, в мелководно-морских карбонатных толщах можно встретить "глины" иного генезиса. Широким распространением в карбонатных толщах пользуются туфогенные монтмориллонитовые прослои или *бентонитовые глины*, являющиеся следствием вулканической деятельности и подводного выветривания пеплового материала в осадке. Они, как правило, имеют значительную мощность, иногда до 50-70 см и содержат значительную алевроитовую примесь от 3 до 14 %. Бентонитовые прослои свидетельствуют о прерывании нормального развития седиментационного процесса. Вулканы вносят в среду осадконакопления значительное количество чужеродного материала, изменяющего геохимические параметры бассейна. Может происходить сдвиг уровня карбонатной компенсации и смена литологического типа пород. Меняя характер грунта и экранируя распределение питательных веществ, пепловый материал меняет и характер донных сообществ, например, увеличивает количество илоедов (Красилов и др., 1985).

Подобного типа прослои встречаются в карбонатных толщах верхнего мела Донбасса, Крыма и Кавказа. Здесь источником пеплового материала могли служить вулканические дуги альпийского пояса (Кац и др., 1975, Фам Ван Ан, 1976).

Многие исследователи склонны природу всех "глинистых" прослоев объяснять вулканической деятельностью. Существуют, однако, признаки, которые с достаточной степенью уверенности позволяют различать "глины" вулканического происхождения, а именно:

1. Бентонитовые прослои имеют гораздо более широкое площадное распространение – как правило, региональное, в то время как выклинивание прослоев растворения можно наблюдать иногда в близрасположенных разрезах.

Именно поэтому бентонитовые прослои служат прекрасными стратиграфическими реперами. На их прослеживании основан самостоятельный метод, получивший название "тефрахронологии" (Valeton, 1960, Ernst et Schulz, 1975).

2. Бентониты несут в себе следы биотурбации, в то время как прослои растворения полностью лишены ее. Это объясняется насыщенностью осадка избыточным количеством  $\text{CO}_2$ , которое делает невозможным обитание здесь илоедов.

3. Распределение зоо- и фитопланктона в бентонитах мало отличается от вмещающих пород.

## 2.7. Диагенетические перерывы

Перерывы, принадлежащие к этой категории, образуются уже после накопления осадка на стадиях, следующих за процессами литификации. К числу таковых можно отнести горизонты *узловатого мела* с характерной для него *флазерной текстурой*, а также *стилолитовые швы*, типичные для мелмергельных поздне меловых толщ.

**2.7.1. Узловатый мел (nodular chalk)** наиболее характерен для районов с низкой скоростью седиментации, т.е. для поднятий и краевых участков древних приподнятых массивов. Сложная история формирования этих фаций подробно рассмотрена В. Кеннеди и Р. Гаррисоном (Kennedy, Garrison, 1975). Узловатый мел обладает типичной для него *флазерной текстурой*, образование которой является длительным постседиментационным процессом и проходит несколько стадий (Kennedy, Garrison, 1975). В результате внутрипластовых процессов растворения формировались швы, обогащенные глинистым материалом. Швы разделяли породу на серию линз, которые в процессе уплотнения осадка приобретали вытянутую эллипсоидальную форму. Глинистый материал перераспределялся в осадке и образовывал сцементированные участки, устойчивые к процессам эрозии.

Узлы, а также разделяющие их швы, образуют флазерную текстуру осадка. Узловатый мел состоит из более удлиненных и часто разломанных зерен, чем обычный мягкий песчистый мел. Это указывает на тесную связь формирования швов растворения и меловых линз с процессами активного уплотнения осадка; процессы уплотнения осадка и растворения карбоната кальция могли происходить одновременно. Вынос карбоната кальция растворами мог освобождать пространство для швов растворения, таким образом вторично усиливая процессы уплотнения. Одновременные процессы уплотнения и растворения способствовали формированию меловых линз, располагающихся параллельно слоистости и пересекаемых швами растворения. Это приводило к дезинтеграции линз и их полному разрушению и формированию остаточных обломков.

Эффект уплотнения во *флазерных текстурах* имеет некоторое сходство с воздействием на породы тектонических процессов. Так, было установлено, что формирование структур деформаций в мелу проходит две стадии. Первая связана с уплотнением и переориентировкой зерен, вторая – с формированием структур растворения под давлением. Потери объема первоначального осадка на протяжении этих двух стадий могли составлять до 70 %.

**2.7.2. Стиллитовые швы**, или *стиллиты*, также следует относить к числу постдиагенетических текстур. Они представляют собой вертикальные зазубренные столбики, пирамиды или конусы на плоскостях напластования, состоящие из того же материала, что и порода, часть которой они составляют. Высота столбиков колеблется от 1 мм до 30 см; преобладающие величины равны 20-100 мм. Стороны стиллита исчерчены валиками и углублениями, параллельными направлению проникновения этой структуры внутрь породы. Поверхность слоя со стиллитами в высшей степени неправильная, с выступами, ребрами, выпуклостями различной ориентировки, высоты и формы. Такая сложная морфология, в чем-то схожая с фунтиковой текстурой ("cone-in-cone") указывает на ее связь со способом максимального заполнения пространства. По всей плоскости стиллита прослеживается глинистая составляющая, которая очень четко выделяется внутри светлых карбонатных пород. Она присутствует постоянно и может достигать значительной толщины от 2-3 до 10-15 мм. Пласт со стиллитами может переходить по простиранию в пласт без этой структуры, в котором образуется только слой глины.

Интересно, что долгое время стиллитовые швы считали продуктами органического происхождения, даже название свое они первично получили как окаменелость, описанная под названием *Stylolites sulcatus*. В дальнейшем возникло много теорий образования стиллитов, однако в конце концов возобладала концепция растворения под давлением в процессе диагенеза. Стиллитовые швы образуются вдоль плоскостей напластования и трещин там, где имеются различия в растворимости и в давлении. Подверженные растворению частицы легко вымываются. Это перемещает точки соприкосновения вдоль плоскостей отдельности и концентрирует давление в тех местах, где произошло растворение. Было установлено, что глинистое вещество стиллитового шва имеет тот же нерастворимый остаток, что и вмещающая порода. Таким образом, теория растворения основывается на неравномерной растворимости пород и на неравномерном давлении, действующем на эти породы вдоль плоскости, их разделяющей.

Пласты со стиллитовыми швами отстоят друг от друга на расстоянии от немногих миллиметров до многих метров. Иногда два или более пласта соединяются, образуя один, или формируют сетку, пересекающую породу во всех направлениях. Это происходит в тех случаях, когда на стиллиты, сформированные под действием литостатического давления, накладываются стресс-стиллиты, образованные за счет тектонических деформаций сжатия.

Стилолитовые швы наиболее типичны для карбонатных пород – известняков, мергелей, доломитов. Гораздо реже они отмечаются в кварцитах и сланцеватых глинах. Они широко развиты в известняках Юго-Западного Крыма, Кавказа и других регионов.

## 2.8. Постдиагенетические эрозионные перерывы

Перерывы этого типа обладают резко выраженной границей между двумя изучаемыми стратиграфическими единицами. Наиболее распространенный вариант контакта устанавливается по следам разрушения (обычно размыва) кровли нижележащего слоя и/или наличию базальных образований (гальки, фосфоритов и т.п.) в подошве вышележащего слоя. Граница эта может формироваться в существенно различных условиях – от субаэральных до субаквальных и затрагивать уже сформированную породу.

**2.8.1. Субаэральные перерывы** характеризуются неровной эрозионной поверхностью, разделяющей подстилающую и покрывающую толщи, иногда с карманами размыва. В основании перекрывающего слоя часто содержатся обломки пород подстилающего слоя. Они несут следы длительной субаэральной экспозиции, иногда с признаками карстования. Причинами формирования такого рода перерывов могли быть эпейрогенические движения, которые определяли смену областей аккумуляции и денудации, а также эвстатические колебания уровня Мирового океана. Длительное пребывание определенной части осадочного бассейна в континентальных условиях подвергает накопившиеся до этого времени отложения активному воздействию внешних агентов. Ледниковые и эоловые процессы, карст также создают отрицательные формы рельефа, приводя к уничтожению ранее сформированных слоев осадочного чехла и формируют линейные формы отрицательного рельефа. Впоследствии они захороняются осадками и образуют *погретенные врезы*. Такие перерывы могут быть как меж-, так и внутриформационными, им всегда соответствуют крупные стратиграфические *гаутусы*. Их длительность может быть весьма значительной, составляя иногда несколько десятков миллионов лет. Четкая выраженность в разрезах делает их прекрасно картируемыми объектами.

**2.8.2. Субаквальные перерывы** широко распространены в осадочных толщах современных океанов, при этом длительность их составляет иногда несколько десятков миллионов лет. Они могли формироваться под действием эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Например, на крутых континентальных склонах осадочного бассейна породы испытывают процессы подводной эрозии за счет воздействия движущегося обломочного материала и вовлечения в движение огромных масс горных пород. Указанные процессы

приводят к плоскостной эрозии континентальных склонов. При последующем захоронении перемещенных масс осадков в чехле фиксируются поверхности угловых несогласий, не связанных со структурными перестройками, затухающие за бровкой шельфа и за подножием склона. Такие плоскостные эрозионные срезы играют существенную роль в строении бортовых зон осадочных бассейнов. Как правило, эти срезы также разделяют между собой формации разного типа.

Дифференциация по латерали эпейрогенических движений отрицательно-го знака приводит к расширению площади осадочного бассейна. Более молодые слои последовательно налегают на поверхность подстилающей толщи и создают несогласия последовательного (трансгрессивного) налегания. Относительные (эвстатические) колебания уровня моря также формируют поверхности трансгрессивного подошвенного налегания, хорошо фиксирующиеся на сейсмических профилях. Они перекрывают на больших расстояниях поверхности размыва и охватывают весьма протяженные участки осадочных бассейнов, например – вдоль пассивных окраин континента.

### ГЛАВА 3. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ В ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ МОРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Одной из характернейших особенностей юрских и меловых терригенных и карбонатно-терригенных отложений Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (Крым, Северный Кавказ, Прикаспий и Мангышлак, Туркменистан), а также других регионов мира, является наличие в них многочисленных стратиграфических перерывов. Эти перерывы, с одной стороны, существенно осложняют разработку стратиграфических схем, но с другой стороны, они являются одним из важнейших корреляционных реперов толщ, а некоторые из них прослеживаются на расстояние в десятки и сотни километров. Выявление и изучение перерывов в терригенных толщах затруднено тем, что в отличие от карбонатных отложений для них слабо разработаны классификация и диагностические признаки, и лишь отдельные примеры рассмотрены в работах по седиментологии и литологии (Рейнек, Сингх, 1981; Лидер, 1986; Фролов, 1984 и др.).

В терригенных и карбонатно-терригенных толщах, так же как и в карбонатных, выделяются синседиментационная и постседиментационная группы перерывов. Диагенетические перерывы, хотя и возможны, для терригенных пород не изучены.

Среди синседиментационных перерывов в юрско-меловых терригенных отложениях выделяются различные группы перерывов, которые удобно рассматривать по преобладающему фактору, влияющему на их формирование.

#### 3.1. Эрозионные перерывы

Эрозионные перерывы являются одним из наиболее распространенных типов в юрско-меловых отложениях Русской плиты и ее южного обрамления. Наиболее интенсивно эрозионные процессы идут в субаэральных условиях, в особенности при больших превышениях в рельефе. При этом наиболее быстро размываются наиболее мелкозернистые осадки. В подводных условиях дело обстоит не всегда так. Как было показано А.П. Лисицыным (1978, 1988), наиболее подвижными частицами донных осадков являются не самые тонкие (пелитовые), а крупноалевритовые и мелкопесчаные (от 0,25 до 0,05 мм). Для них нужны только небольшие изменения в скорости течений у дна, чтобы произошло взмучивание уже отложившегося материала (рис. 3.1). Тонкие алевриты, алевритово-глинистые и особенно глинистые илы относятся к связным осадкам, причем, чем меньше влажность илистого осадка, тем меньше воды в порах, тем больше сцепление между его частицами и тем, следова-

тельно, большую энергию потока нужно приложить для размыва (рис. 3.1А, верхняя часть графика).

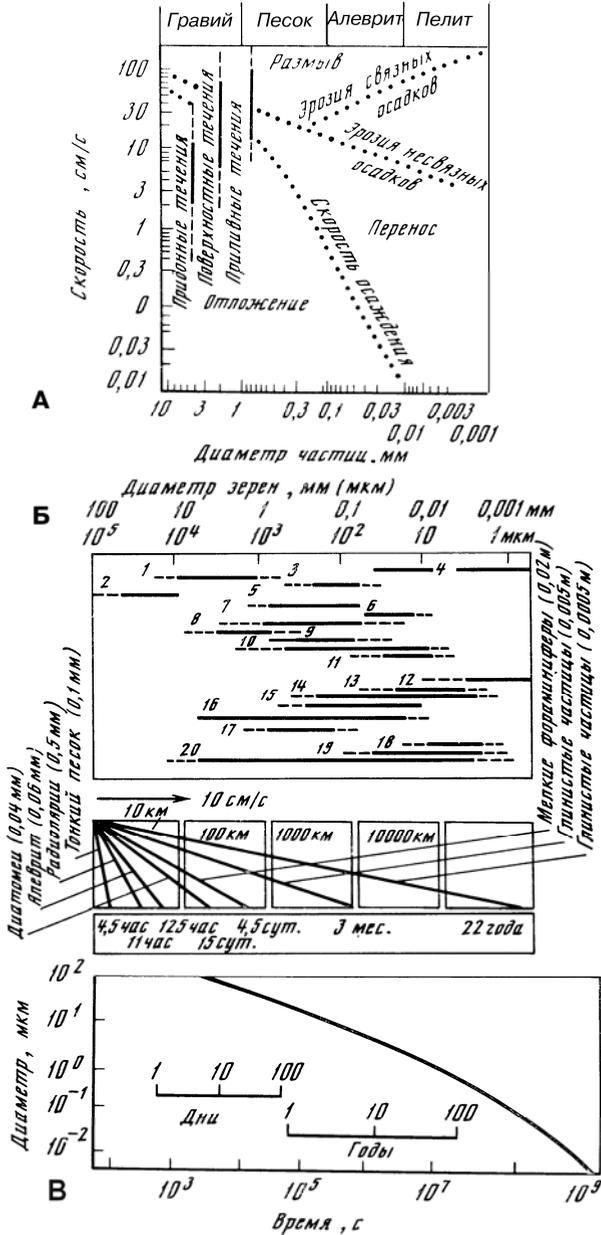
Признаком эрозионной границы является резкая или быстрая смена зернистости пород. В терригенных разрезах обычно наблюдается смена по резкой границе более тонкозернистых пород (глины, алевролита, песка) более грубозернистыми (песком, гравийником, конгломератом). При этом общая направленность изменения гранулометрии в ритмах трансгрессивная: более грубозернистые породы постепенно переходят в тонкозернистые. Существует и регрессивная последовательность аналогичных ритмов. Часть перерывов подобного типа описана далее при характеристике поверхностей мягкого дна.

Частными, но наиболее важными свидетельствами эрозии являются базальные горизонты, содержащие гальки, и конгломераты.

**3.1.1. Конгломераты.** Существуют две принципиально разные группы конгломератов. *Полимиктовые конгломераты* однозначно указывают на постседиментационный характер процесса, различные типы размываемых пород и разные источники сноса. Классическим примером таких конгломератов являются верхнеюрские конгломераты Горного Крыма, для которых возможно восстановить гипотетическую последовательность размываемых пород и местоположение источников сноса (Чернов, 1971). Формированию подобных конгломератов могут предшествовать мега- и макрогиатусы.

*Олигомиктовые конгломераты* могут быть как постседиментационными, так и синседиментационными. Постседиментационные олигомиктовые конгломераты образуются обычно на месте, недалеко от источника сноса, либо являются продуктом длительного перемыва галек ("высокозрелые конгломераты"). К последним относятся, например, берриасские кварцевые конгломераты р. Бельбек (Горный Крым), образующие одну из толщ в разрезе верхнеюрско-нижнемеловой карбонатной платформы (Янин, Барабошкин, 2000).

**Рис. 3.1. Скорость размыва и неотложения частиц связанных и несвязных осадков (Лисицын, 1978):** А – отложение, размыв и перенос частиц разной крупности в водной среде; Б – горизонтальный перенос частиц разной величины под действием течения скоростью 10 см/с; при осаднении на 100 м (внизу): 1 – зубы акул; 2 – ушные косточки китов; 3 – обломки костей рыб; 4 – глубоководные илы; 5 – радиолярии; 6 – силикофлагелляты; 7 – фораминиферы; 8 – птероподы; 9 – спикулы губок; 10 – диатомеи; 11 – кокколиты; 12 – глубоководные глины; 13 – диатомовые илы; 14 – фораминиферовые илы; 15 – терригенный материал; 16 – вулканогенные осадки; 17 – береговые пески; 18 – аэрозоль (тропосферный); 19 – аэрозоль (локальный и тропосферный); 20 – айсберговые осадки; В – зависимость скорости осаднения частиц аэрозоля от их диаметра (в мкм)



Аллохтонность этих конгломератов очевидна, а о высокой зрелости говорит их однородный кварцевый состав. Продолжительность перерывов, отвечающих подобным толщам, не слишком велика и соответствует обычно мезогиатусам, но может быть и существенно больше.

Синседиментационные конгломераты также не являются редкостью. К ним можно отнести, например, деформированные гальки глин и глинистых песчаников, а также эродированные сингенетические конкреции песчаников внутри косослоистой глинисто-песчаной толщи нижнего титона (мезмайская свита) на р. Белая (табл. 9, фиг. 1). Деформация галек и их состав, полностью отвечающий вмещающим породам, говорят о синхронности процесса седиментации и переотложения (до прохождения диагенеза). Такие конгломераты формируются крайне быстро, и продолжительность соответствующих им перерывов невозможно установить стратиграфическими методами.

Особым случаем син- и постседиментационных конгломератов являются фосфоритовые конгломераты, широко развитые в терригенных мелководных морских отложениях.

**3.1.2. Фосфоритовые конгломераты.** Одними из самых распространенных типов конгломератов в мелководных терригенных разрезах являются фосфоритовые галечники и конгломераты (выделяемые обычно как фосфоритовые горизонты), к которым приурочено большинство фаунистических находок. Количество генераций фосфоритов в том или ином фосфоритовом горизонте может быть различным. Особо следует подчеркнуть важность установления литологических типов фосфоритов и этапности их образования, поскольку именно это является основой методики реконструкции биостратиграфических схем и косвенно позволяет судить о составе существовавшего некогда разреза. Для решения вопроса о последовательности образования фосфоритовых галек производится качественный анализ степени их окатанности, характера выполнения сверлений моллюсков, взаимоотношения галек различных генераций (галька в гальке), ископаемых, содержащихся в гальках разного состава. По степени обработки поверхности можно различать:

а) сильно окатанные гальки, имеющие шарообразную, эллипсоидальную или уплощенную овальную форму со слабо шероховатой или шлифованной, глянцевой поверхностью, свидетельствующей о высокой степени переработки. Гальки этого типа имеют наименьшие размеры (менее 5-6 см в диаметре);

б) среднеокатанные гальки с шероховатой поверхностью, имеющие округлую, приближающуюся к эллипсоидальной форму. Такие гальки обычно имеют средние размеры (до 10-15 см);

в) слабоокатанные (плохо окатанные) гальки, имеющие неправильную форму, шероховатую поверхность и отдельные выступы. Эти гальки (и валуны) имеют максимальные размеры (до 30-40 см). В случае, если мелкие фос-

форитовые гальки не несут очевидных следов обработки, следует производить замеры их ориентировки, и при получении явных максимумов на розах-диаграммах можно принять, что желваки представляют собой слабо окатанные гальки и находятся не *in situ*.

Происхождение галек различной степени окатанности связано не только с эрозионным воздействием воды, но и с подводным элювированием различного типа (Фролов, 1984) и образованием подводных каменистых развалов, часть которых была подвержена вторичной переработке, сопровождавшейся окатыванием материала. В большинстве разрезов фосфориты являются автохтонными или субавтохтонными, что доказывается резкой гидродинамической неравновесностью галек и вмещающих отложений. Следовательно, гальки не испытывали далекого переноса, и весь комплекс органических остатков, встреченный в них, первично присутствовал на том же географическом месте.

Сверления камнеточцев могут говорить о длительности экспозиции галек: чем больше сверления и чем они крупнее, тем дольше галька лежала на дне, не перекрываясь осадком. Иссверленность галек со всех сторон свидетельствует о неоднократном ее переворачивании. Особым случаем является наличие разного заполнения сверлений. Так, сильно окатанное ядро жилой камеры среднеальбского аммонита *Hoplites (Hoplites) sp.* из базального конгломерата верхнего альба в разрезе на окраине г. Ульяновск (Русская плита) несет на себе мелкие сверления с различным наполнителем. Поздняя генерация заполнителя аналогична вмещающему глинистому песчанику, а более ранняя представляет собой фосфатизированный песчаник, заполнивший сверления, вероятно в конце среднего альба.

О последовательности образования фосфоритов можно судить и по соотношению различных типов фосфатного цемента. Идеальным случаем явилось бы нахождение галек фосфатизированных ядер аммонитов (или других стратиграфически важных фоссилий) в цементе более молодой генерации фосфата, содержащей свой комплекс аммонитов. К сожалению, подобные случаи редки. Обычно распространены гальки с частичным обрастанием их фосфатным цементом более поздней генерации, но без ископаемых, а еще чаще совместно встречаются гальки различных генераций фосфоритов, соотношение между которыми неясно. Последнее явление существенно затрудняет восстановление истинной последовательности образования разных типов фосфоритов и заставляет использовать для этой цели переотложенные окаменелости. Для альбских отложений Русской плиты существование нескольких районов, где установлена одинаковая последовательность аммонитовых комплексов и выявлено весьма узкое стратиграфическое распространение большинства зональных видов, позволяет достаточно легко реконструировать последовательность возникновения фосфоритовых генераций, и саму стратиграфическую схему альба (раздел 7.4). Это отражено на табл.6.

В общем случае при определении генераций фосфоритов установлена следующая закономерность: чем больше галек разных фосфоритовых генераций

в слое, тем длительнее перерыв в осадконакоплении, запечатленный в этом фосфоритовом горизонте. Продолжительность формирования фосфоритовых постдиагенетических конгломератов может варьировать от мезо- до микро-гиатусов.

Синседиментационные фосфоритовые конгломераты редки. Несколько случаев таких конгломератов можно наблюдать в отложениях верхневожского подъяруса (= нижнего берриаса) в фосфоритовых карьерах у г. Воскресенск (юг Московской области). Здесь в глауконититах встречаются деформированные слабоокатанные гальки рыхлых фосфоритов (3-5 см), указывающие на их переотложение в еще нелитифицированном состоянии. Длительность формирования таких конгломератов, очевидно, также невелика и стратиграфическими методами не определяется.

**3.1.3. Штормовые эрозионные поверхности.** Среди синседиментационных эрозионных перерывов выделяется особый тип, связанный с отложениями штормов. Гиатус этих перерывов крайне незначителен (не превышает микрогиатуса), но их все же следует здесь рассмотреть, поскольку часто они обладают ярко выраженными признаками эрозионных перерывов и их легко спутать с эрозионными перерывами большой длительности. В отличие от последних, штормовые эрозионные поверхности обычно присутствуют в основании прослоев *темпеститов* – штормовых накоплений. В силу того, что глубина воздействия сильных штормов на осадки (штормовая эрозия) оценивается в 30-40 м, формирование темпеститов связано в основном с прибрежными частями бассейнов (Рединг и др., 1990). Однако, в эпиконтинентальных бассейнах, учитывая их небольшие глубины, штормовые эрозия и отложения могут охватывать почти всю их площадь. В зависимости от типа седиментации и глубины бассейна темпеститы выглядят по-разному.

В глинистых разрезах верхнего готерива – альба Среднего Поволжья в условиях мелкой пелагиали темпеститы представляют собой тончайшие (обычно 1-2 см) прослои глауконит-кварцевого песка с разнонаклонной косою слоистостью, в основании которых располагается эрозионная поверхность. Иногда (в верхнем готериве, зона *Craspedodiscus discofalcatus*) темпеститы содержат разноориентированный детрит призматического слоя иноцерамов. Часто эти прослои становятся линзовидными за счет биотурбаций или всплывания глинистого вещества, тогда распознать их становится сложнее. Внешне описанные темпеститы напоминают прослои туфов в глинистых отложениях. Последние также имеют резкие границы, но отличаются (1) составом; (2) отсутствием косослоистых текстур, возникающих вследствие активной гидродинамики; и (3) отсутствием органических остатков. Частое чередование прослоев темпеститов и фонового глинистого осадка придает породам характерный полосчатый облик. Характерно, что в таких условиях темпеститы крайне слабо подвержены биотурбации и, как правило, сохраняют первичную полосчатую и полого косослоистую текстуру как, например, в отложениях терминального

баррема в районе г. Ульяновск (табл. 9, фиг. 2). Здесь темпеститы достаточно часто содержат ростры белемнитов, ориентированных под небольшим углом к палеобереговой линии.

В глинистых отложениях зоны *Dorsoplanites pandei* средневожского подъяруса в районе г. Ульяновск наблюдались прослой темпеститов, почти нацело сложенные обломками скелетов морских лилий *Pentacrinus*. Их появление свидетельствует о существовании морских "лугов", где обитали эти иглокожие, полностью уничтоженные сильным штормом.

В отложениях апта Северного Кавказа (преимущественно средний апт, верхи зоны *Ericheloniceras subnodosocostatum* – низы *Parahoplites melchioris*), представляющих собой песчаные отложения штормового шельфа, прослой темпеститов (и соответствующие им эрозионные поверхности) угадываются обычно по горизонтам шарообразных конкреций (часто – с пойкилитовым вторичным цементом), содержащим многочисленные остатки разноориентированной, размерно не сортированной фауны, *не сгруженной* в основании слоев, а как бы "*новисшей*" в песчаном заполнителе, занимающей неравновесное положение. Особенно хорошо это видно по длинным разрозненным створкам *Gervilella*, залегающим субвертикально или наклонно. Очевидно, что подобные горизонты формировались во время штормов, имевших высокую энергию. Аналогичные темпеститы присутствуют в песчаных отложениях нижнего мела Крыма, Мангышлака и Туаркыра.

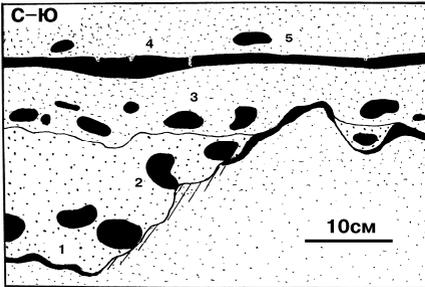
### 3.2. Элювиальные перерывы

Любые элювиальные процессы связаны с приостановкой или замедлением седиментации и переработкой уже накопившихся отложений. Следовательно, выявление в разрезе элювиальных горизонтов адекватно выявлению перерывов. Различные типы подводного элювия в общих чертах рассмотрены в работе В.Т. Фролова (1984), где им выделяются хемо-, био- и физический элювий. Этой классификации, в целом, придерживаются и авторы с той лишь поправкой, что в "чистом виде" любой из названных типов подводного элювия вряд ли существует, и это разграничение достаточно условно.

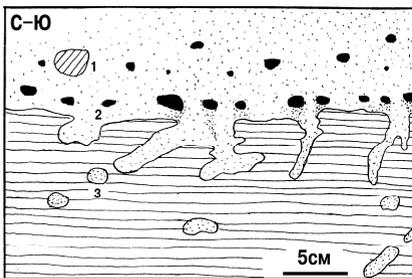
**3.2.1. Твердое дно (ТД).** Горизонты ТД также присутствуют в верхнеюрских и нижнемеловых терригенных разрезах. В зависимости от происхождения, выделяется несколько основных типов ТД.

**3.2.1.1. Фосфоритовые ТД.** Современные фосфориты образуются в осадке, в слабовосстановительных условиях, при низком парциальном давлении  $\text{CO}_2$ . Области формирования фосфоритов приурочены к районам действия апвеллингов, приносящих глубинные холодные воды, которые содержат боль-

шие количества растворенного  $P_2O_5$ . Привнос большого количества минеральных веществ в зонах апвеллингов сопровождается резким увеличением



**Рис. 3.2. Элювиальные перерывы типа твердого дна: представленные фосфоритовыми корками со сверлениями (4) и эрозионно-элювиальные перерывы с фосфоритовыми гальками нескольких генераций (1-3, 5) в глауконит-кварцевых песчаниках среднего альба р. Ворона (Пензенская область). Штриховка показывает ожелезнение**



**Рис. 3.3. Сочетание перерывов типа мягкого дна с фосфоритовыми гальками одной генерации (2) на границе глауконит – кварцевых песчаников и глин верхнего альба г. Ульяновск: 1 – лимонитизированные конкреции пирита; 3 – поперечный срез нор инфауны**

продуктивности планктона, способствующего как развитию восстановительных обстановок, так и повышению концентраций фосфатов (за счет отмершего планктона). Образование фосфоритов обычно связано с процессом замещения карбонатов и органических остатков фосфатами кальция и сопровождается развитием глауконита, пирита и халцедона (опала) – т.е. комплекса минералов, связанных с низкими скоростями седиментации и образованием перерывов.

Одной из форм фосфоритовых ТД является развитие фосфатных корок различного типа. В "чистом виде" в рассматриваемом регионе они редки (обычно они в той или иной степени переработаны: рис. 3.2, 3.3, 3.4, 3.6, 3.8) и обнаружены лишь в разрезах альба р. Ворона и р. Еза (Пензенская и Владимирская области соответственно, рис. 3.2). В обоих случаях поверхность ТД представляет собой фосфоритовую корку с признаками слоистой текстуры толщиной около 1-2 см, иссверленную камнеточцами и вторично слабо размытую. По степени развития различается "твердое дно" незрелой стадии – сплошная фосфоритовая корка, и зрелой стадии (Найдин, 1987а) – фосфоритовая плита, расчлененная на отдельные блоки, между которыми расположены норы раков. Стоит отметить, что фосфатизация ТД такого типа может быть и вторичной. Подобные ТД описаны, например, из верхнемеловых отложений Польши, где фосфатизация развивалась по строматолитовым коркам (Marcinowski, 1972). При этом про-

цессе признаки первичной текстуры сохраняются не полностью. Близкие фосфатные ТД описаны из пелагических фаций Швейцарских Альп (Foelmi, 1989). Длительность таких перерывов не превышает микрогиатуса, но в приведенных примерах она существенно меньше (менее 700 тыс. лет) и не устанавливается биостратиграфически.

**3.2.1.2. Вторично откопанные ТД.** Одной из разновидностей ТД в терригенных отложениях, не связанных с фосфоритами, являются откопанные конкреционные горизонты, сравнительно редко присутствующие в разрезах. Примером подобного ТД является конкреционный горизонт в глинистых отложениях среднего апта в разрезе у г. Ульяновск (Барабошкин и др., 1999). Здесь в морских условиях эрозией был откопан горизонт сидеритовых конкреций. Этот перерыв маркирован прослоем глауконита, который прослеживается в виде зеленой полосы в стенке карьера. Частично перерыв выражен поверхностью мягкого дна (МД) на глинах, а частично – поверхностью ТД на горизонте карбонатных конкреций, исверленных и обросших устрицами *Liostrea* sp. Непосредственно выше поверхности перерыва встречаются окатанные, растворенные и исверленные створки *Arctica sedgwicki* (Walker) и *Liostrea* sp., а также мелкие фосфатные стяжения. Данный перерыв достаточно хорошо различим лишь при внимательном изучении конкреционного горизонта, похожего на остальные, не откопанные эрозией, горизонты. Длительность перерыва не превышает микрогиатуса.

Несколько иным типом представлены ТД, сформированные на границе терригенных отложений и подстилающих карбонатных отложений, откопанных эрозией (рокграунд). Такие перерывы чрезвычайно широко представлены в подошве терригенных нижнемеловых отложений, на границе с карбонатными верхнеюрскими (титонскими), в разрезах Первой гряды Горного Крыма. По морфологии эти поверхности похожи на обычные ТД карбонатных разрезов, отличаясь, быть может, более широким развитием процессов палеокарста. От раннедиагенетических ТД они отличаются одинаковой степенью диагенеза всей карбонатной толщи. Подобные ТД имеют региональное развитие. В Альпах и Карпатах на огромном протяжении (сотни километров) формирование аналогичных поверхностей приходится примерно на рубеж баррема и апта (Foelmi, 1989 и др.). Длительность таких перерывов соответствует мезогиатусам.

В Крыму рокграунды прослеживаются на всей Первой гряде, но особенно хорошо видны в районе Байдарской, Варнаутской и Салгирской котловин. Целая серия разновозрастных рокграундов, сложенных известняками верхнего титона (зона *Paraulacosphinctes transitorius*), обнажена в стенках заброшенного карьера г. Госфорта (табл. 10, фиг. 1). Перекрывающие отложения представлены пелагическими глинами ранневаланжинского, позднеготеривского, позднебарремского и аптского возраста. Каждому из этих интервалов соответствует свой микроврез, несколько отличный от остальных.

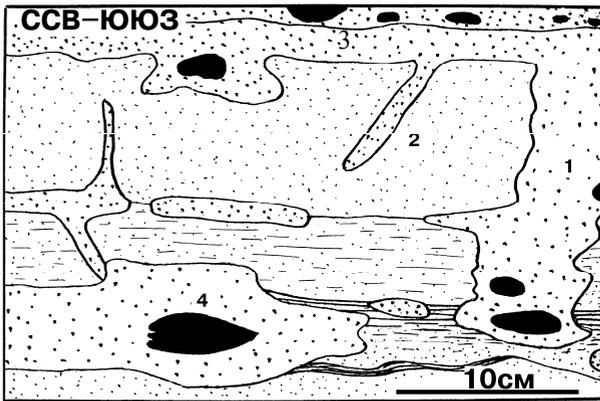
Ранневаланжинский рокграунд интенсивно обохрен, местами исверлен камнеточцами. В лимонитовой корке сцементирована мелкая галька кварца. В глинах над рокграундом встречен обломок нижневаланжинского аммонита *Campylotoxia campylotoxa*.

Позднеготеривский рокграунд обохрен слабо и имеет буро-серый цвет. Его поверхность сильно закарстована, неровная, несет отчетливые следы растворения и слабо исверлена. В глинах непосредственно выше рокграунда найдены верхнеготеривские аптихи *Lamellaptychus angulicostatus* и лимонитовые ядра аммонитов *Phyllopaichyceras* spp.

Позднебарремско – аптский рокграунд представляет собой сильнообохренную ровную поверхность, изредка несущую следы сверлений, выше которой встречены многочисленные ростры белемнитов *Neohibolites* и *Mesohibolites* spp. Аналогичные поверхности покрывают отпрепарированную кровлю титонских известняков как в самом карьере, так и на окружающих его скалах.

В основании разреза глин каждого более позднего вреза можно наблюдать линзовидные прослои калькаренитов и карбонатной брекчии, маркирующих очередной эрозионный этап.

Как видно из сказанного, описанные рокграунды имеют ряд характерных черт, позволяющих их отличать друг от друга и, следовательно, использовать в целях корреляции.



**Рис. 3.4.** Сочетание перерывов типа мягкого дна нескольких генераций: (1, 2) с эрозионными поверхностями, фосфоритовыми гальками разных генераций (3) и фосфатизированными ядрами двустворок (4) на границе апта и среднего альба в разрезе у г. Красноармейск (Московская область). См. также табл. 7, фиг. 2

**3.2.1.3. Карбонатные ТД.** Пожалуй, наиболее широким распространением в терригенных и терригенно - карбонатных отложениях, подобно самим карбонатным толщам, пользуются ТД с карбонатным цементом.

При карбонатно-терригенном осадко-накоплении во времени чередуется формирование чисто карбонатных осадков и тонких терригенных пелитовых и алевроито - пелитовых осадков. Форми-

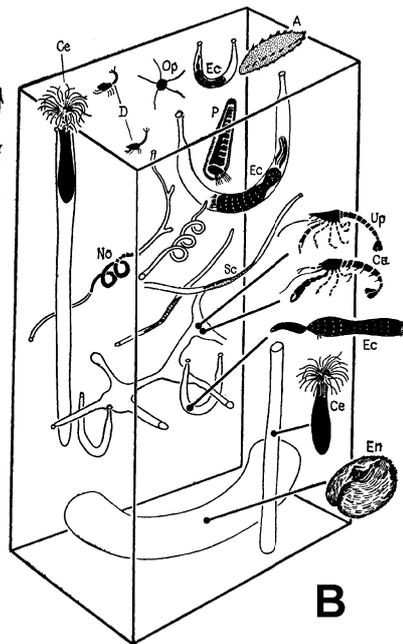
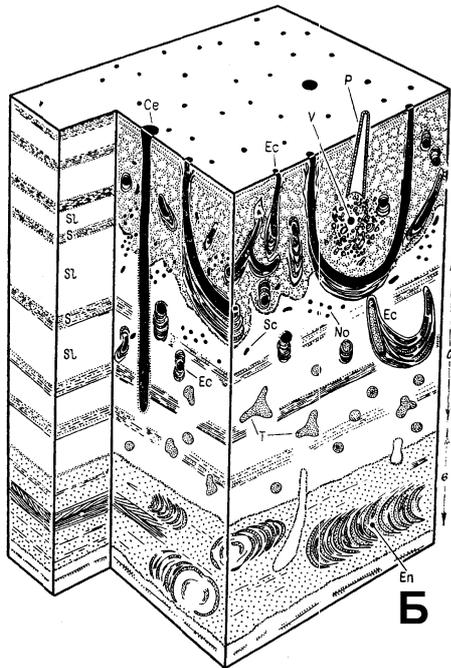
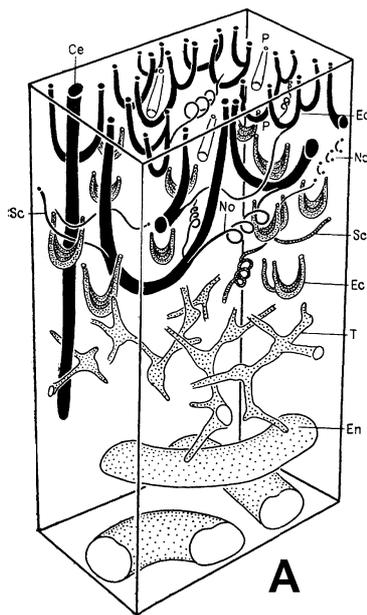
рующиеся ТД ничем не отличаются от таковых, образованных в чисто карбонатных толщах. Обычно такие ТД имеют раннедиагенетический цемент и небольшой гиатус (микрогиатус, охватывающий части зон), даже несмотря на ярко выраженные признаки перерыва. Примером тому могут служить зрелые, вторично эродированные ТД, обохренные и обросшие створками устриц, развитые в нижнебарремских отложениях Большого Балхана (табл. 10, фиг. 2).

Совершенно другой тип ТД развивается в более грубообломочных (обычно – песчаных) толщах, содержащих крайне мало карбонатного материала, недостаточного для формирования полноценного ТД. В этом случае образуются прослои, обогащенные карбонатом, выделяющиеся на выветрелой поверхности стенок разрезов в виде небольших карнизов. При поверхностном рассмотрении создается впечатление, что такие горизонты отличаются от подстилающих и перекрывающих только развитием карбонатного цемента. При более внимательном изучении видно, что они, как правило, (1) содержат существенно меньше пелитового материала и существенно больше органических остатков; (2) более грубозернистые; (3) отличаются широким развитием нор ракообразных. Кстати, именно по отсутствию литостатической деформации таких нор можно уверенно говорить о раннедиагенетическом типе карбонатного цемента. Кроме того, образование таких ТД иногда сочетается и с другими признаками перерывов, например, не переотложенными конкрециями фосфоритов и глауконитом. Очень редко на поверхности можно наблюдать обрастатели – раковины червей, мшанок и мелких устриц, свидетельствующих о приостановке осадконакопления.

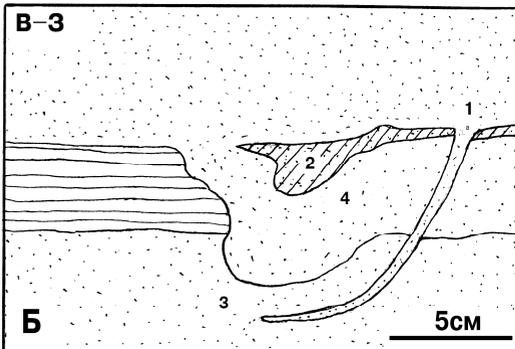
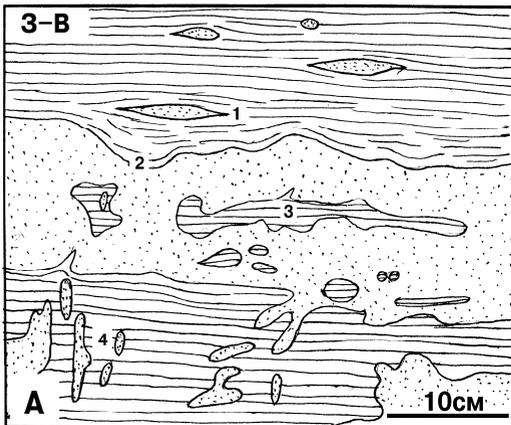
Подобные ТД развиты очень широко; они присутствуют практически во всех песчаных толщах и наблюдались в отложениях берриаса – готерива Крыма (табл. 11, фиг. 2), готерива – апта Северного Кавказа, баррема – альба Копетдага, Большого Балхана, Туаркыра и Мангышлака. В разрезах Русской плиты такие перерывы практически отсутствуют (хотя они есть в разрезах волжского яруса и берриаса), так как здесь отложения формировались в относительно холодноводных условиях, и концентраций карбоната не хватало даже на формирование подобных ТД.

**3.2.2. Мягкое дно (МД).** Одним из признаков перерывов являются ходы и норы донных организмов, приуроченные к границе слоев и имеющие резко отличное от вмещающих пород выполнение. Образование подобных нор в рыхлом грунте возможно лишь при замедленном осадконакоплении, как и при формировании ТД. Однако в отличие от последнего, осадок не цементировался, и для его захоронения было необходимо быстрое перекрытие новыми порциями осадка. Поверхность такого рода можно называть *мягкое дно* (МД), *софтграунд* (от английского softground – мягкий грунт) в противоположность "хардграунд" – твердый грунт.

**Рис. 3.5.** Современное мягкое дно, биотурбации (А, Б) и создавшие их организмы (В) в терригенных отложениях Северного моря (Рейнек, Сингх, 1981): А – изображение в трехмерной диаграмме ходов, встреченных в образцах, отобранных коробчатым пробоотборником, Гельголандская бухта, Северное море; черное – ходы, занятые организмами во время отбора образцов: Ee – *Echiurus echiurus*; Sc – *Scalibregma inflatum*; No – *Notomastus latericeus*, Ce – *Cerianthus lloydii*; P – *Pectinaria koreni* и *P. auricoma*; белое – покинутые животными ходы в нижней части диаграммы: T – *Upogebia deltaura* и (или) *Callianassa subterranea* и *C. helgolandica*; No – *Notomastus latericeus*; En – *Echinocardium cordatum*; Б – схематическая блок-диаграмма образцов, отобранных коробчатым пробоотборником из илистых осадков к югу от о. Гельголанд: слева показан первичный характер слоистости осадков, в которых отсутствует биотурбация. В верхнем слое (а) видно, как первичное напластование полностью нарушено животным *Echiurus*. В нижележащем слое (б) видна меньшая степень биотурбации, возникшей за счет жизнедеятельности других организмов (ходы *Thalassinidae*). Мощный песчаный горизонт (в) с биотурбационными текстурами, образованными *Echinocardium cordatum* (En). Многоstopный U-образный ход *Echiurus* (Ee); гнезда ракушняка (V), образованные раковинами *Pectinaria* (P); ходы *Cerianthus lloydii* (Ce) и *Notomastus latericeus*; В – изображение в трехмерной диаграмме некоторых животных, производящих биотурбацию осадков. Гельголандская бухта, южная часть Северного моря: в самой верхней части диаграммы показано прижизненное положение животных. Изображен характер биотурбации, вызываемой некоторыми организмами: D – *Diastylis rathkei* (Cumacea), P – *Pectinaria koreni* или *P. auricoma*. En – *Echinocardium cordatum*, EC – *Echiurus echiurus*; Ca – *Callianassa subterranea* и *C. helgolandica*; Up – *Upogebia deltaura*; Ce – *Cerianthus lloydii*. Относительные размеры животных сильно преувеличены и глубина их обитания показана не в масштабе



Морфология нор может быть самой различной и зависит от фациальной обстановки (Рейнек, Сингх, 1981; Рединг и др., 1990; Bromley, 1992 и др.), типа роющих организмов, характера грунта и т.д. В качестве иллюстрации мы приводим трехмерное изображение современного МД и биотурбаций в терригенных отложениях бухты о. Гельголанд (рис. 3.5). Обращает на себя внимание, что большая часть нор и ходов имеет непосредственное сообщение с водой в силу связи места добывания пищи различными организмами с поверхностью дна или придонными водами. Обитатели таких нор – собиратели, детритофаги, фильтраторы и некоторые другие животные, для которых норы являются убежищем. Образование подобных нор в рыхлом грунте обусловлено биоэрозией – процессом механического удаления частиц грунта. Биоэрозию – явление, приуроченное к границе раздела вода – осадок, следует отличать от биотурбации – процесса, при котором частицы осадка не удаляются из грунтового слоя, а лишь перерабатываются организмами, в результате чего проис-

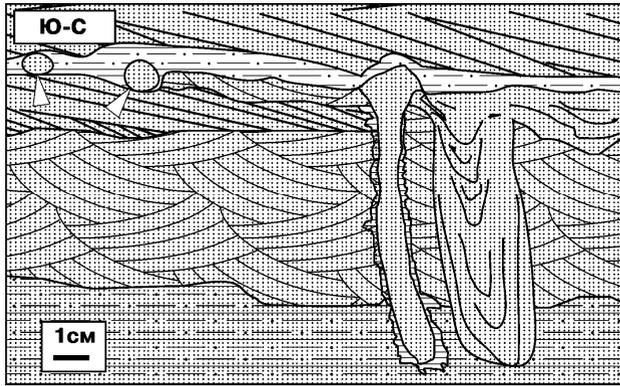


**Рис. 3.6. Поверхности мягкого дна в глауконит-кварцевых песках нижнего альба разреза р. Еза (Владимирская область):**

*А – контрастно выраженные МД на границе песков и глин: 1 – поперечный срез деформированных (расплюснутых) нор, выполненных песками; 2 – эрозионная поверхность; 3 – слабдеформированные ходы, выполненные глинами; 4 – продольный и поперечный срезы вертикальных ходов *Scolithos*?, выполненных песками; Б – МД в однородных песках (3, 4): угадывающееся по небольшому ходу (1), пересекающему реликт ожелезненного глинистого прослоя (косая штриховка, 2), сохранившийся после биотурбации*

ходят его гомогенизация и перераспределение. Такие организмы живут в осадке и им же питаются. Очевидно, что формирование МД связано в основном с первой группой животных, поскольку именно их норы будут заполняться новыми порциями осадка.

Наиболее контрастны и хорошо заметны норы, заполненные светлыми песками в разрезе темных глин (рис. 3.6 А). Так же хорошо видны норы и ходы инфауны в породах одного состава, но отличающихся текстурными особенностями (рис.



**Рис. 3.7.** Поверхности мягкого дна в диагонально- и мульдобразно-слоистых глауконит-кварцевых песчаниках среднего апта (зона *Parahoplites melchioris*) г. Малый Джинал (р-н г. Кисловодск, Северный Кавказ). *Контуры нор подчеркнуты глиной, поперечное сечение горизонтальных нор показано стрелками*

3.7). Подобного рода явления фиксируются несколько хуже, если и норы, и порода состоят из песка близкого состава (рис. 3.6 Б). Норы, приуроченные к одной поверхности МД, обычно имеют одинаковое выполнение и могут быть вторично фосфатизированы (табл.7, фиг. 1). Иногда кровлю одного и того же слоя пронизывают норы с различным наполнителем.

В этом случае происходит наложение двух однотипных перерывов, и общая их продолжительность суммируется. При анализе подобных случаев следует быть особенно внимательными, поскольку суммарный гиатус может оказаться значительным.

Перерывы МД могут сочетаться с эрозионными перерывами различного типа. Для альбских отложений Русской плиты различные варианты этого процесса сгруппированы на рис. 3.8 (группа перерывов I). Аналогичные по своей морфологии и длительности перерывы опознаются и в других терригенных разрезах. Ряд А отражает увеличение гиатуса (корреляционные линии) по мере замедления осадконакопления и выпадения пелитового материала (тип 0), усиления эрозии (тип 1, 2), биоэрозии (тип 3), биоэрозии и вторичной эрозии (типы 4, 5). Более интенсивное проявление эрозии и биоэрозии, сопровождаемое дополнительными текстурными признаками, отображено в ряду Б.

1. Первый тип представляет собой ровную эрозионную поверхность, находящуюся в подошве более грубозернистого слоя. Иногда могут дополнительно появляться базальный гравелит в сочетании с косослоистой текстурой (I-1 А) и ожелезнение. Данный тип и его подтип хорошо представлены в нижнем альбе Русской плиты (Барабошкин, 1992), в разрезах валанжина и готерива Крыма (Барабошкин, Янин, 1997) и многочисленных других разрезах.

2. Второй тип отличается от первого неровной эрозионной поверхностью с карманами размыва (I-2 А) и может дополнительно характеризоваться продуктами размыва (гальками) подстилающей толщи в подошве перекрывающей (I-2 Б), а также обожженностью границы. Эти тип и подтип также присутствуют почти повсеместно в терригенных толщах.

3. Третий тип образован биоэрозионной поверхностью (I-3 Б), причем норы, уходящие в подстилающие отложения, могут быть нескольких генераций (I-3 Б), что наиболее хорошо видно в разрезах нижнего и среднего альба на Русской плите.

4. Четвертый тип образован сочетанием биоэрозионной поверхности и ровной эрозионной поверхности, вторично срезающей первую (I-4 А). Данный тип наблюдался в разрезах альба всех рассматриваемых регионов.

5. Наконец, пятый тип выражен ровной эрозионной поверхностью внутри толщи пород близкой гранулометрии (как правило, песков, в которых наблюдался этот тип в отложениях альба Русской плиты, нижнего валанжина Крыма и в других разрезах).

Несмотря на различную степень проявления эрозии и биоэрозии, гиатусы всех перечисленных перерывов невелики и не превышает микрогиатуса.

### 3.3. Эрозионно-элювиальные перерывы (смешанный тип)

Под эрозионно-элювиальными перерывами понимается смешанный тип перерывов, формирующихся при совместном воздействии процессов эрозии и подводного выветривания. Вклад каждого из этих процессов в формирование перерыва, очередность воздействия могут оказаться различными. Этот процесс может идти периодически, приводя к формированию конденсированных разрезов. Гиатусы таких перерывов наиболее значительны и могут меняться от микрогиатусов до мезогиатусов (часто) и даже макрогиатусов (редко).

**3.3.1. Эрозионно-элювиальные перерывы фосфатного типа, "фосфоритовые плиты" и горизонты конденсации (ГК).** Основные типы эрозионно-элювиальных перерывов были установлены на примере альбских отложений Русской плиты и сведены на рис. 3.8, группа II. К этой группе относятся перерывы, выраженные в разрезах фосфоритовой плитой с размытой кровлей разной конфигурации (II-1, II-2 А), расчлененной фосфоритовой плитой с признаками био- и водной эрозии (II-3, II-4) и фосфоритовым конгломератом, сочетающимся с эрозионной поверхностью (II-5), а также подтипы (Б, В). Од-

ной из разновидностей для большинства перерывов данного типа являются горизонты конденсации (ГК), изобилующие многочисленными генерациями фосфоритов, содержащих остатки фауны различного возраста.

1. Исходный тип представляет собой фосфоритовую корку или плиту с ровной размытой кровлей и является ТД фосфоритового типа. В качестве разновидности этого типа можно рассматривать аналогичную плиту с мелкой фосфоритовой галькой в подошве перекрывающего слоя (II-1Б). Состав гальки аналогичен составу фосфоритов плиты и, следовательно, галька является продуктом размыва плиты и/или продуктом разрушения данного ТД. Эти тип и подтип наблюдались в нижнем альбе на р. Ворона.

2. Второй тип аналогичен первому, но отличается от него неровной, с карманами размыва, кровлей. По этим же признакам выделяется и первая разновидность данного типа (II-2 Б), дополняемая присутствием продуктов размыва фосфоритовой плиты (т.е. фосфоритовых галек одной генерации) в подошве перекрывающего слоя. Вторая разновидность характеризуется тем, что фосфат (коллофан), образующий плиту, является цементом фосфоритового конгломерата нескольких генераций (II-2 В). Подобная плита ограничена снизу и сверху эрозионными поверхностями. Все три случая встречены в нижне-среднеальбских отложениях на р. Ворона (табл. 8, фиг. 2), где в слое, относимом к подтипу II-2 В, сконденсирована зона *Hoplites (Hoplites) dentatus* и часть зоны *Anahoplites intermedius*, и гиатус составляет около 1 млн лет. Аналогичные плиты присутствуют в основании альба в разрезах Туаркыра и Мангышлака; на границе апта и альба в разрезах Северного Кавказа; в конденсированных разрезах верхневожского подъяруса и нижнего валанжина на Русской плите.

К примерам перерывов II-2 В можно отнести фосфоритовую плиту на границе оксфордского яруса и средневожского подъяруса на юге Московской области (Воскресенский район), в которой встречаются окатанные остатки оксфордских, кимериджских и средневожских аммонитов (Герасимов, 1955).

3. Третий тип характеризуется расчлененной фосфоритовой плитой с норами ракообразных и червей (?), расположенными в промежутках между блоками плиты и заполненными материалом из перекрывающего слоя. В данном случае присутствует уже несколько разновозрастных генераций фосфоритов. Часто наблюдается обохренность пород. Биоэрозия по отношению к плите может быть либо первичной (если организмы строили норы до формирования плиты, создавая предпосылки к ее расчленению), либо вторичной (если норы строились между соседними блоками уже расчлененного "панциря").

Основным подтипом является сильно дезинтегрированная плита, морфологически выраженная конгломератом, содержащим одну или несколько

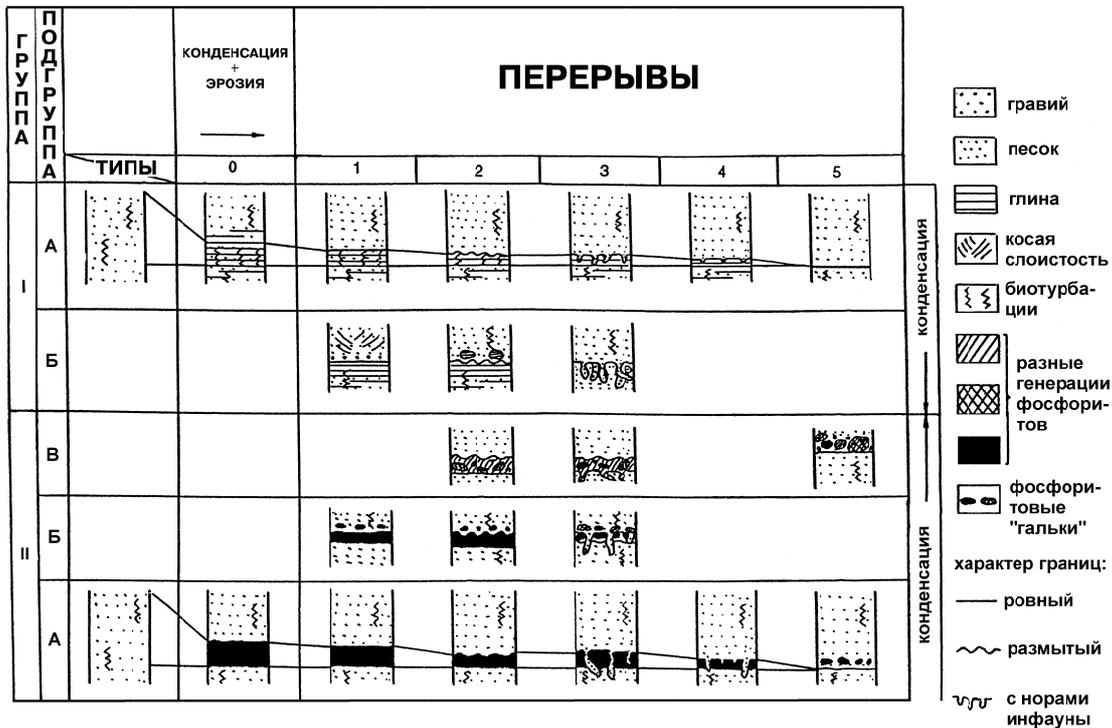


Рис. 3.8. Морфологические типы перерывов в альбских отложениях Русской плиты. *Объяснения см. в тексте*

генераций фосфоритов, между которыми расположены норы бентосных животных (II-3 Б). Такой конгломерат присутствует в основании большинства разрезов среднего альба Московской синеклизы (табл. 7, фиг. 1), где сконденсированы ядра аммонитов всего нижнего и нижней части среднего альба (подзона *Isohoplites eodentatus* и *Hoplites (Hoplites) benettianus*). Суммарный гиатус, соответствующий данному перерыву, может быть оценен в 6,5 млн лет.

Последней наблюдавшейся разновидностью этого типа является фосфоритовая плита, поздний фосфат которой цементирует конгломерат, пронизанный норами (аналогичный подтипу II-3 В). Кровля плиты неровная, размытая. Данный подтип присутствует в разрезах на р. Ворона в подзоне *Isohoplites eodentatus* среднего альба, в конгломерате плиты переотложены аммониты из подзоны *Cleoniceras (Cleoniceras) floridum* – *Otohoplites (Otohoplites) raulinianus*. Гиатус составляет почти 2 млн лет.

4. Четвертый тип представлен размытой расчлененной плитой (коркой) со срезанными эрозией норами камнеточцев. Этот тип можно рассматривать как зрелый хардграунд. Он наблюдался в разрезе нижнего альба на р. Ворона, однако соответствующий гиатус определить не удалось.

5. Пятый тип морфологически выражен фосфоритовым конгломератом одной или нескольких (II-5 А) генераций, располагающихся выше эрозионной поверхности. По происхождению этот конгломерат может быть эрозионным либо элювиальным (зрелой стадии). Такой перерыв хорошо виден в обнажении на окраине г. Ульяновск в подошве глин верхнего альба, где сконденсированы отложения среднего альба (рис. 3.3) и гиатус составляет около 5 млн лет. Аналогичный тип присутствует в основании среднего альба разрезов на севере Московской области (табл. 7, фиг. 2), в Пензенской области (табл. 7, фиг. 1), но гиатус здесь обычно превышает 5 млн лет (в гальках присутствуют аммониты всех зон нижнего альба, см. табл. 6).

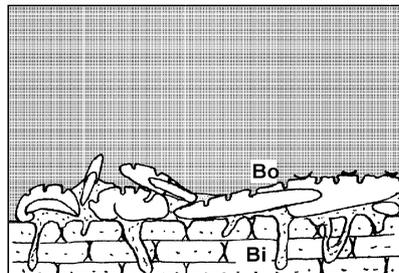
Тип II-5 А широко распространен на границе апта и альба в ряде разрезов Северного Кавказа (рр. Кубань, Урух, Хеу, Баксан и др.), где гиатус невелик и составляет не более 0,5 млн лет.

Тип II-5 В присутствует на границе баррема и апта по рр. Кичмалка (Карачаево-Черкессия), Камбилеевка и Асса (Ингушетия) на Северном Кавказе (Друщиц, Михайлова, 1966 и данные авторов), на Мангышлаке (Богданова, 1999), где гиатус соответствует либо части верхнего баррема, либо – всему верхнему баррему (т.е. около 2 млн лет); внутри нижнего апта либо на границе среднего и нижнего апта в Дагестане, на Туаркыре и на Копетдаге (гиатус соответствует обычно зонам *Deshayesites deshayesi* – *Dufrenoyia furcata* нижнего апта и составляет около 1-2 млн лет) и т.д.

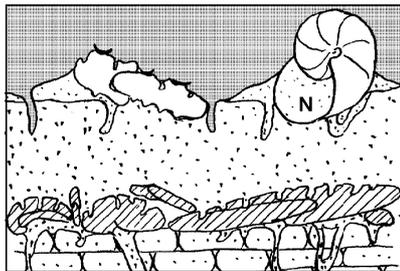
Примечательной чертой ГК эрозионно-элювиального типа является их обогащенность остатками фауны. Количественные подсчеты на этот предмет были произведены нами для ГК в междуречье рр. Кача и Бодрак (Юго-

Западный Крым). Сравнилось количество разнообразной фауны, собранной из неконденсированного разреза нижнего готерива р. Кача и из ГК в верховьях оврага Кояс-Джилга (Барабошкин, 1997б). Конденсация происходила на протяжении почти всего раннего готерива (фазы *desmoceroides* – *nodosoplicatum*, т.е. почти 1,5 млн лет). Комплекс фауны ГК отличается своим разнообразием. Здесь собрано 305 экземпляров определяемых фоссилий, среди которых 28,37 % составляют нектонные организмы и 71,63 % – бентосные организмы, включая гастропод (3,38 %), двустворок (68,59 %), лопатоногих (1,45 %), брахиопод (21,26 %), серпулид (0,97%) и иглокожих (4,35 %). Учитывая приуроченность фаунистических остатков к различным генерациям конденсации, подсчитано, что из зоны *desmoceroides* переотложено 1,6 % форм, из зоны *logyi* – 3,6 %, а из нижней части зоны *nodosoplicatum* переотложено 94,8 % фоссилий. Эти данные, вероятно, свидетельствуют не столько о редкости ископаемых в зонах *desmoceroides* и *logyi*, сколько об уничтожении большей части остатков фауны в процессе переотложения. Ископаемые собраны из объема породы в 0,1 м<sup>3</sup>, что в 205 раз меньше, чем из аналогичного стратиграфического интервала разреза р. Кача. Это выражается и в мощности разрезов: на р. Кача мощность интервала *desmoceroides* – *nodosoplicatum* составляет около 50 м, тогда как в ГК, в верховьях оврага Кояс-Джилга, имеет мощность 0,2 м. Таким образом, мощность разреза "ужимается" на расстоянии десятка километров почти в 250 раз! Характер сохранности ископаемых, наличие нескольких генераций фосфоритов позволяют говорить о многостадийности процесса конденсации (рис. 3.9), а оценка среднего темпа осадконакопления (без учета уплотнения) составляет около 0,2 мм за тысячу лет.

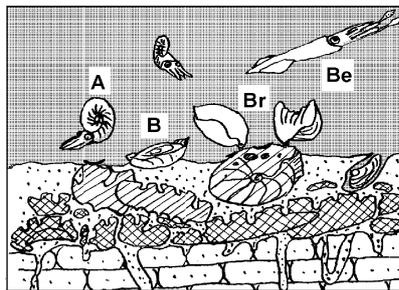
Учитывая сказанное, можно дать рекомендацию искать фауну в первую очередь именно в ГК, поскольку вероятность найти ее там намного выше, чем в других частях разреза.



**Leopoldia desmoceroides**



**Crioceratites loryi**



**Lyticoceras nodosoplicatum (начало) Lyticoceras nodosoplicatum (окончание)**

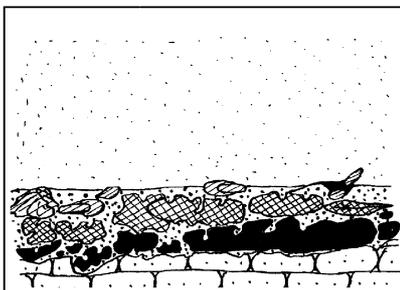


Рис. 3.9. Схема формирования горизонта конденсации в основании зоны *nodosoplicatum* нижнего готерива в верховьях оврага Кояс-Джилга (Барабошкин, 19976 с изменениями): 1 – фаза *desmoceroides*: образование ТД, эрозия, биоэрозия, растворение: Bo – сверления в ядрах фоссилей, Bi – норы *Thalassinoides*; 2 – фаза *loryi*: фосфатизация ядер фоссилей в осадке, образование нового ТД, эрозия, биоэрозия, растворение; 3 – фаза *nodosoplicatum*

осадка, конденсация, формирование второй генерации фосфоритов в осадке (штриховка), образование нового ТД, эрозия, биоэрозия, растворение: A – аммониты, B – двустворки, Br – брахиоподы, Be – белемниты; 4 – фаза *nodosoplicatum* (окончание): эрозия и быстрое захоронение ТД, формирование третьей генерации фосфоритов в осадке (штриховка). Чем гуще штриховка (до заливки), тем древнее фосфоритовая генерация

### 3.4. Конденсированные разрезы (КР)

Подобно карбонатным толщам, в бассейнах с терригенной и карбонатно-терригенной седиментацией присутствуют конденсированные разрезы, избыточные всевозможными перерывами, но сохраняющими первичную стратификацию разреза.

В соответствии с положениями секвентной стратиграфии КР формируются в условиях резкого сокращения привноса с суши обломочного материала во время быстрого увеличения глубины бассейна, когда суша (и, следовательно, источники сноса) резко удаляется, и нарушаются ранее существовавшие системы транспорта кластических осадков (Наг, Hardenbol, Vail, 1988; Никишин и др., 1999). Данное правило справедливо только для глубоководных, океанического типа, бассейнов, и из него существуют многочисленные исключения (Emery, Myers, 1996). Все известные авторам примеры разрезов Крымско-Кавказской области и Русской плиты указывают на различное положение КР в истории этих бассейнов. Поскольку интервалов, содержащих КР, не так много, приведем их конкретную характеристику.

**3.4.1. Конденсированные разрезы средне- верхневолжского подъярусов Русской плиты.** Отложения средне- верхневолжского подъярусов широко представлены в восточной половине Русской плиты (Московская синеклиза, Ульяновско-Саратовский прогиб и другие районы). Наиболее хорошо они представлены в береговых разрезах Волги в Среднем Поволжье. Отложения нижневолжского подъяруса и зоны *Dorsoplanites panderi* средневолжского подъяруса сложены здесь преимущественно глинами, в верхней части содержащими прослой битуминозных сланцев. Мощности этих отложений колеблются здесь от десятков метров до 100-120 м (Заволжье). В тех же самых разрезах отложения зон *Virgatites gerassimovi* – *Epirvirgatites nikitini* средневолжского подъяруса и верхневолжского подъяруса (= нижнего берриаса) представлены глауконит-кварцевыми песчаниками, глауконититами с многочисленными фосфоритовыми горизонтами, эрозионными и биоэрозионными поверхностями. Это типичный конденсированный разрез, мощность которого составляет всего 2-5 м. Аналогичный тип разреза прослеживается на огромной территории Ульяновско-Саратовского прогиба и большей части Московской синеклизы.

В разрезе лектостратотипа волжского яруса у с. Городище (25 км к северу от г. Ульяновск, табл. 12, фиг. 1; рис. 3.10) мощность части средневолжских и верхневолжских отложений достигает 2 м. Здесь на глинах зоны *Dorsoplanites panderi* залегают отложения зоны *Virgatites gerassimovi* (Vishnevskaya et al., 1999). Они сильно сконденсированы и представлены слоем кварц-глауконитового рыхлого песчаника с окатанными гальками фосфоритов и с

поверхностью "мягкого дна" в кровле. В гальках базального фосфоритового конгломерата встречаются переотложенные *Zaraiskites cf. scythicus* (Vischn.) и *Pavlovia* sp. Окатанные и переотложенные обломки зонального вида *Virgatites gerassimovi* Mitta и вида-индекса вышележащей зоны *Virgatites virgatus* (Buch) совместно с *Mesomiltha* sp. и рострами *Lagonibelus (H.) volgensis* (d'Orb.) были встречены в фосфоритовых гальках нескольких генераций. Таким образом, зона *gerassimovi* устанавливается по положению в разрезе и на основании переотложенных находок вида-индекса в подошве вышележащей зоны. Мощность зоны *gerassimovi* 0,35-0,4 м.

Зона *Virgatites virgatus* начинается фосфоритовым конгломератом и надстраивается слоем зеленоватого биотурбированного кварц-глауконитового глинистого песчаника с конкрециями пирита. Кровля этого слоя размыта. Мощность 0,2 -0,25 м.

Зона *Epirvgatites nikitini* представлена серыми биотурбированными известковыми песчаниками, содержащими в основании прослой фосфоритового конгломерата с переотложенными аммонитами *Virgatites virgatus* (Buch), *V. pusillus* (Mich.) и *V. pallasianus* (Mich.). Внутри зоны присутствует несколько эрозионных поверхностей, к одной из которых приурочен мелкогалечный фосфоритовый конгломерат. Остатки крупных и гигантских аммонитов *Epirvgatites bipliciformis* (Nikitin) и *E. nikitini* (Mich.) присутствуют в более высоких частях разреза зоны. Кровля размыта и обохрена, мощность 0,6-0,8 м.

Выше с размывом залегают верхневолжские (= нижеберриаские) глинистые песчаники зоны *Kachpurites fulgens*. Песчаники содержат линзовидные глинистые горизонты и многочисленные эрозионные поверхности, к которым приурочены скопления ростров белемнитов. В верхней части этого интервала встречены аммониты *Kachpurites fulgens* (Trautsch.), *Craspedites nekrassovi* Prig., *C. sp.* и многочисленные двустворки. По аналогии с разрезом Кашпир, можно предположить присутствие двух подзон в зоне *fulgens* (Baraboshkin, 1999): *Kachpurites fulgens s.s.* и *Craspedites nekrassovi*. К подошве и кровле последней приурочены поверхности МД с норами ракообразных, уходящими вниз на глубину 10-30 см. Мощность зоны *fulgens* 0,6-0,7 м.

Перекрывающие слои кварц-глауконитовых песчаников также залегают с размывом и в основании содержит окатанные гальки фосфатизированных песчаников с переотложенными груборебристыми аммонитами *Kachpurites* sp., *Craspedites cf. okensis* (d'Orb.), двустворками, многочисленными белемнитами *Acroteuthis (A.) mosquensis* (Pavl.). Эта часть разреза относится к зоне *Craspedites subditus*, ее кровля размыта. Мощность 0,2 м.

Вышележащие три прослоя представляют собой фосфоритовые конгломераты, залегающие друг на друге с размывом и бронирующие разрезы волжского яруса. В нижнем прослое конгломератов (0,12 м) содержатся многочисленные белемниты, двустворки и переотложенные фосфоритовые ядра аммонитов *Craspedites cf. okensis* (d'Orb.). Средний слой (0,1 м) более рыхлый и на



выветрелой стенке образует небольшую нишу. Верхний прослой конгломерата (0,1 м) наиболее плотный, состоящий из крупных блоков разрушенного ТД, представленных черными фосфоритами. В этих блоках встречены фосфатизированные остатки *Craspedites parakaschpuricus* Geras. и *Buchia volgensis* (Lah.) зоны *Craspedites nodiger*.

Венчают разрез черные глины зоны *Speetoniceras versicolor* верхнего готерива.

Мощность отдельных биостратиграфических подразделений изменчива: от 6 см (подзона *Craspedites nekrassovi* зоны *Kachpurites fulgens*) до 80 см в зоне *Epivirgatites nikitini*. Наблюдается очевидная зависимость между мощностью подразделений и теми типами перерывов, которые в них присутствуют: мощность наиболее сокращена там, где развиты эрозионно-элювиальные перерывы П-5 В и наименее сокращена там, где развиты синседиментационные эрозионные перерывы и эрозионно-элювиальные типа П-5 А. В распределении перерывов наблюдается ритмичность; максимум конденсации приходится на основание и кровлю разреза. Средние скорости седиментации, также в зависимости от типов перерывов варьировали от 0,2 до 2,3 мм/1000 лет (рис. 3.10), что примерно на порядок меньше скорости осадконакопления ниже- и вышележащих глинистых (!) отложений и сопоставимо со скоростями формирования конденсированных пелагических разрезов и океанических глин.

Приведенные оценки основаны на данных de Graciansky et al., 1998 и, следовательно, на корреляции, принятой в данной работе. Геохронологическая шкала — по Gradstein et al., 1994. В зависимости от выбранной схемы корреляции, детальности биостратиграфических разбивок и от геохронологической шкалы данные оценки могут, естественно, меняться.

Признаком конденсированного разреза в данном случае является широкое развитие фосфоритовых горизонтов, эрозионных поверхностей и глауконитов. Дополнительными индикаторами конденсации являются присутствие большого количества органических остатков, в том числе скоплений ориентированных ростров белемнитов, и развитие биотурбационных текстур (вплоть до полной гомогенизации породы).

При изучении всей последовательности юрско-меловых пород в этом районе конденсированный интервал сразу же выделяется своим относительно грубым песчаным составом на фоне ниже- и вышележащих глинистых пород. Данный разрез формировался в момент продолжительного обмеления бассейна, что хорошо видно не только по погрубению осадков, но и по закономерной смене фаунистических ассоциаций. Вероятно, осадконакопление сопровождалось воздействием апвеллингов, сингенетическим переотложением фосфоритов (аналог современных палимпсестовых отложений шельфов) и выносом пелитового материала из бассейна (возможно, под штормовым и волновым воздействием).

Похожее строение имеют конденсированные разрезы верхнего берриаса (рязанского горизонта) — нижнего валанжина Русской и Печорской плит. В

разрезах Северного Прикаспия близкий тип конденсированных разрезов присутствует в надкупольных разрезах нижнего валанжина и в разрезах, прилегающих к Уралу.

Кроме того, близкое строение имеют конденсированные разрезы верхней части нижнего альба и среднего альба, развитые в Московской синеклизе, северной части Ульяновско-Саратовского и Рязано-Саратовского прогибов (Барабошкин, 1992; Varaboshkin, 1996; см. также раздел 7.4 и табл. 6).

На Мангышлаке точно такие же разрезы формировались в позднем берриасе – раннем валанжине (Луппов и др., 1983; 1988). В сравнении с разрезами Русской плиты они содержат больше эрозионных перерывов и несколько меньше эрозионно-элювиальных.

**3.4.2. Конденсированный разрез верхнеготеривских и барремских отложений Горного Крыма.** Разрезы верхнего готерива – основания верхнего баррема в Горном Крыму представлены так называемыми "цефалоподовыми известняками" – фацией *Ammonitico Rosso* (Барабошкин, 1997 а, б). Эти отложения прослеживаются на расстоянии почти 60 км (от р. Бельбек до сс. Мазанка и Литвиненково) и представляют собой пелагический конденсированный терригенно-карбонатный разрез мощностью чуть более 1 м (табл. 11, фиг. 1, рис. 3.11). Глубину формирования цефалоподовых известняков по индексам прочности аммонитов можно оценить в 400-500 м (Энсон, Барабошкин, 2001).

Наиболее полный разрез цефалоподовых известняков вскрывается на южном склоне г. Белая, над западной окраиной с. Верхоречье выше ритмично построенных карбонатно-терригенных отложений зоны *Crioceratites duvali* нижнего готерива (Барабошкин, 1997а, б, с изменениями).

---

**Рис. 3.11. Конденсированный разрез цефалоподовых известняков (верхний готерив – баррем) на южном склоне г. Белая, над западной окраиной с. Верхоречье, распределение некоторых аммонитов и средние скорости седиментации (Барабошкин, 1997а, б, с изменениями):** 1 – переслаивание песчаных оолитовых известняков и алевролитистых известняков; 2 – глинистые алевролиты; 3 – известняки; 4 – глинистые известняки; 5 – оолитово-детритовые известняки; 6 – оолитовые известняки; 7 – песчанистые оолитовые известняки; 8 – глины; 9 – гальки фосфоритов; 10 – гальки известняков и остатки разрушенного ТД; 11 – конкреции сульфидов; 12 – раковинный детрит; 13 – скопления ядер аммонитов; 14 – биотурбации; 15 – обохренные эрозионные границы; 16 – обохренные границы; 17 – эрозионные границы; 18 – поверхности ТД; 19 – места нахождения образцов: а – в слое, *in situ*; б – находки из осыпи; 20 – номера образцов



Нижние 0,4 м разреза бурых оолитовых известняков представляют собой высококонденсированную часть разреза, соответствующую всему верхнему готериву. Аммониты встречаются преимущественно в виде внутренних ядер, и залегают параллельно или субпараллельно слоистости. Как правило, верхняя часть ядер растворена и покрыта лимонитовой коркой, что характерно для зрелого "твердого дна". Иногда встречаются обрастания ядер (экспонированных некогда на дне бассейна) серпулидами либо – мелкие сверления литофаг. Наблюдается отчетливая стратификация в положении находок аммонитов (более древние формы находятся чуть ниже по слою).

Зона *Speetonicerias inversum* полностью сконденсирована и не имеет собственного физического объема, она устанавливается по находкам вида-индекса, *Speetonicerias auerbachii* (Eichw.), *S. subinversum* (M. Pavl.), *S. pavlovae* Tschern. и *S. versicolor* (Trd.).

Зона *Milanowskia speetonensis* также сконденсирована, и устанавливается на основании находок *Milanowskia speetonensis* (Young et Bird), *Simbirskites umbonatum* (Lah.). Мощность 0,2 м. Кровля слоя эродирована и ожелезнена.

Вышележащие 0,2 м, также представляющие собой горизонт конденсации, соответствуют зоне *Pseudothurmannia angulicostata* верхнего готерива, устанавливаемой на основании находок *Pseudothurmannia picteti* Sark., *P. catulloi* (Parona), *P. ohmi* (Winkler), *P. mortilleti* (Pict.), *P. angulicostata* (d'Orb.). К кровле зоны приурочены наиболее крупные экземпляры *Pseudothurmannia*, растворенные и эродированные с верхней стороны вследствие развития поверхности "твердого дна".

Разрез нижнего баррема начинается зоной *Taveraediscus hugii*, имеющей аномально малую мощность – 0,1 м. Она образована буро-красными оолитовыми известняками, содержащими ядра аммонитов *Phyllopachyceras katschiense* Druz., *Hamulinites parvulum* (Uhl.), *Barremites difficile* (d'Orb.), *Taveraediscus* aff. *hugii* (Oost.), *Spitidiscus vandenhecki* (d'Orb.), *Asterodiscus?* sp., *Silesites* sp., *Patruliusiceras* aff. *tenue* (Kar.) и др.

Зона *Niklesia pulchella* стандартной шкалы (Hoedemaeker, Rawson, 2000) устанавливается по находкам *Niklesia pulchella* (d'Orb.), происходящим из горизонта конденсации в основании зоны *caillaudianus* Верхореченского разреза. На основании этого мы считаем, что отложения данной зоны первично присутствовали в разрезе, но затем были сконденсированы и, возможно, перемыты.

Зона *Holcodiscus caillaudianus* представлена чередованием красных (в кровле – розовых) комковатых оолитовых известняков (0,03-0,11 м), содержащих в разной степени переработанные ядра аммонитов и тонких прослоев (0,02-0,04 м) известковых глин с растворенными фрагментами известняков и внутренними ядрами различной фауны. Мощность зоны составляет 0,5-0,55 м. В породах встречены аммониты *Phyllopachyceras katschiense* Druz., *P. infundibulum* (d'Orb.), *Euphyloceras ponticuli* (Rouss.), *Asterodiscus* cf. *uhligi*

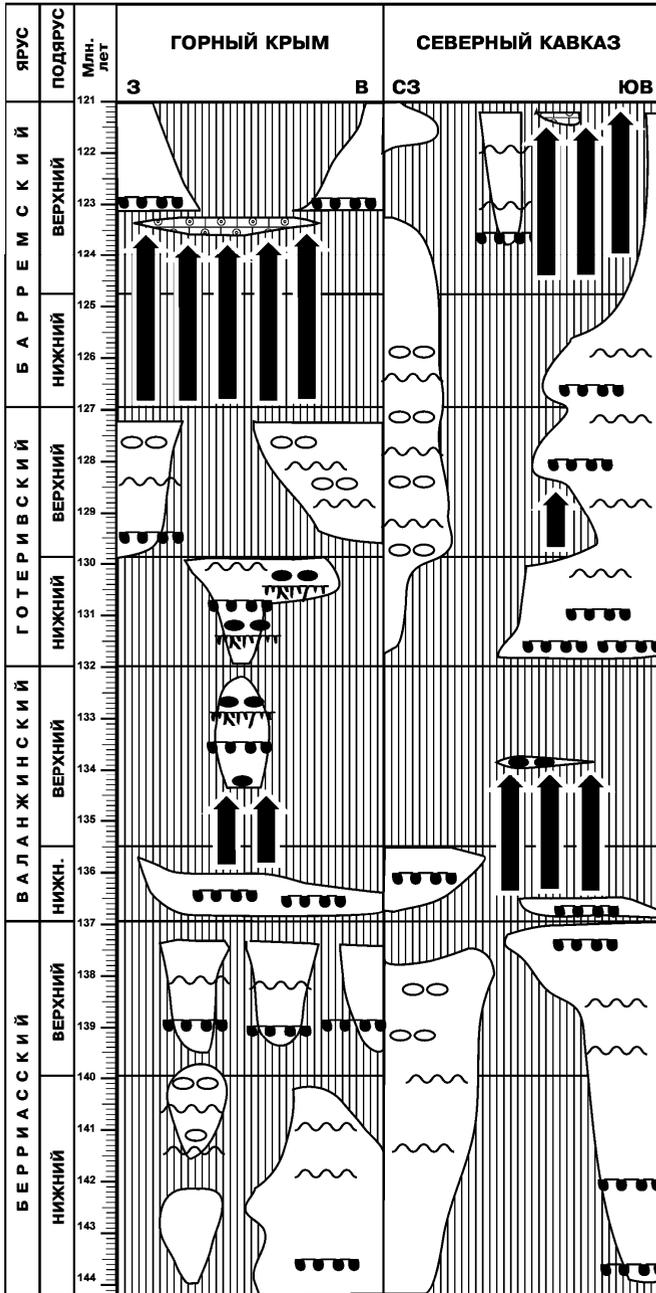
(Kar.), *A. morleti* (Uhl.), *A. elegans* (Kar.), *Holcodiscus caillaudianus* (d'Orb.), *H. rarecostatus* Kar., *H. diversecostatus* (Coq.), *H. ziczac* (Kar.), *H. perezianus* (d'Orb.), *H. gastaldinus* (d'Orb.), *Spitidiscus seunesi* (Kil.), *Silesites vulpes* (Coq.), *Patrulusiceras tenue* (Kar.), *Protetragonites crebrisulcatus* (Uhl.), *Barremites difficile* (d'Orb.), *Hamulinites parvulum* (Uhl.), *Anahamulina subcylindrica*, *A. subcincta* (Uhl.), *Karsteniceras subtile* (Uhl.) и другие формы.

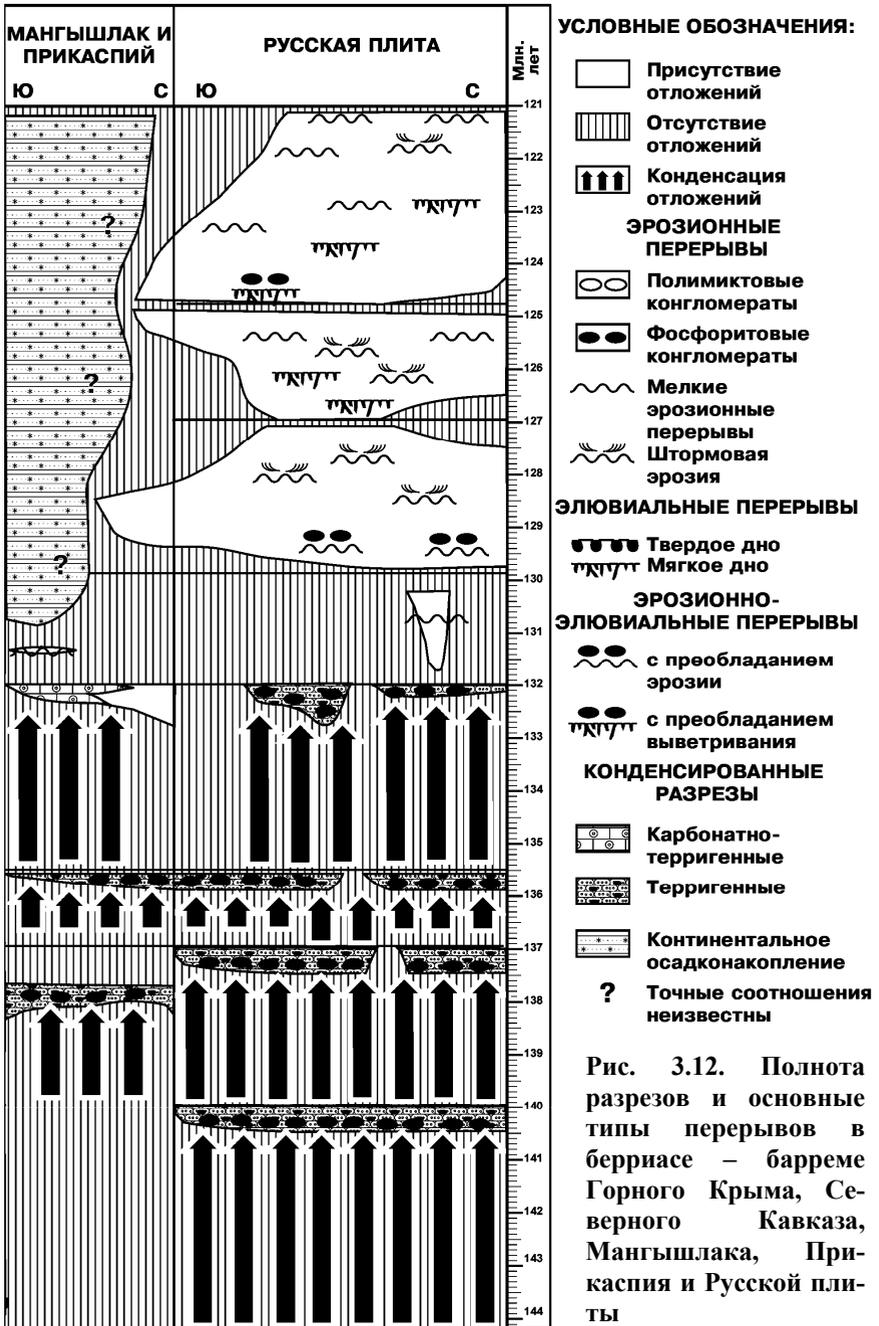
Зона *Heinzia provincialis* начинается верхний баррем. Разрез зоны представлен чередованием светло-серых и бежевых сгустковых известняков (0,03-0,08 м), и зеленовато-серых глин (0,01-0,04 м) с растворенными остатками известняков, внутренними ядрами различной фауны и разложившимися конкрециями сульфидов. Вверх по разрезу, известняки становятся более глинистыми, а их кровля является поверхностью "твердого дна", эродирована, растворена и сильно обохрена. На отпрепарированной поверхности кровли можно видеть приросших серпулид, мелких устриц и основания криноидей. Мощность зоны 0,5-0,55 м. Встречены аммониты *Phyllopachyceras katschiense* Druz., *P. infundibulum* (d'Orb.), *P. eichwaldi* (Kar.), *Heinzia* (*H.*) *provincialis* (d'Orb.), *Asterodiscus elegans* (Kar.), *Silesites vulpes* (Coq.), *Patrulusiceras tenue* (Kar.), *Protetragonites crebrisulcatus* (Uhl.), *Barremites difficile* (d'Orb.), *Melchiorites charrierianus* (d'Orb.), *Anahamulina subcylindrica* (d'Orb.) и другая фауна. Количество органических остатков здесь меньше, чем в подстилающих слоях.

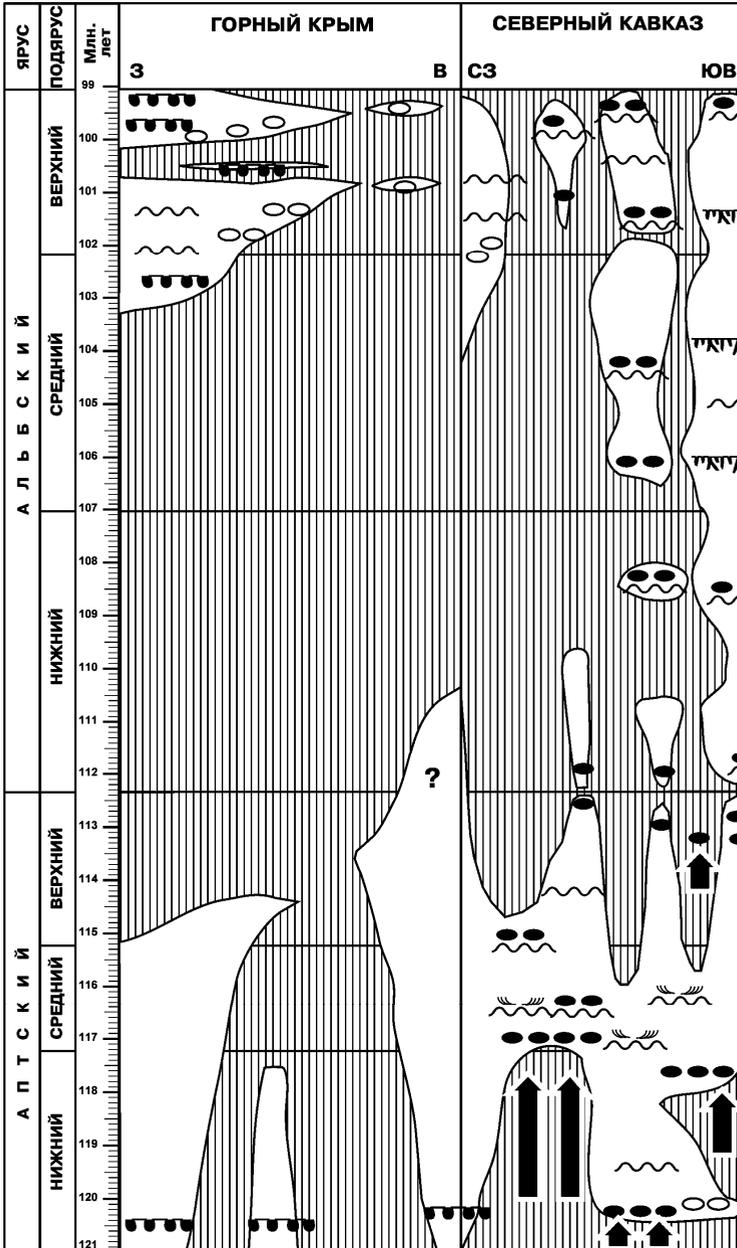
Вышележащая часть разреза представлена зеленовато-серыми глинами зоны *Patrulusiceras uhligi*, красноватыми и бурыми в основании.

Описанный конденсированный разрез сформировался в момент быстрого углубления бассейна и затопления источников сноса, располагавшихся, видимо, в пределах Симферопольского поднятия. Момент максимального углубления бассейна наступил позже, в конце баррема или в апте. Данные отложения формировались в пределах приподнятого участка бассейна, откуда практически полностью выносился пелитовый материал. Поскольку это происходило на окраине Тетис, собственно пелагического карбонатного материала здесь было мало, и поэтому разрез изобилует перерывами. Это перерывы типа ТД, сопровождавшиеся ростом железомарганцевых корок и оолитов, что крайне характерно для фаций подобного рода. Присутствие, в основном, только внутренних ядер аммонитов свидетельствует об их долгой экспозиции на поверхности осадка, часто сопровождавшейся их переотложением. Это хорошо видно на примере позднеготеривского аммонита *Anahamulina* (табл. 11, фиг. 2), в захоронении и перезахоронении которого намечается несколько стадий, хорошо различимых на поперечном срезе фрагмокона данного аммонита:

I. В раннеготеривское время камеры фрагмокона частично заполнены газом, и тонкий карбонатно-пелитовый осадок желто-бурого цвета проникал через отверстие в сифоне. Признаком первичной ориентировки раковины служит градиционная текстура осадка.







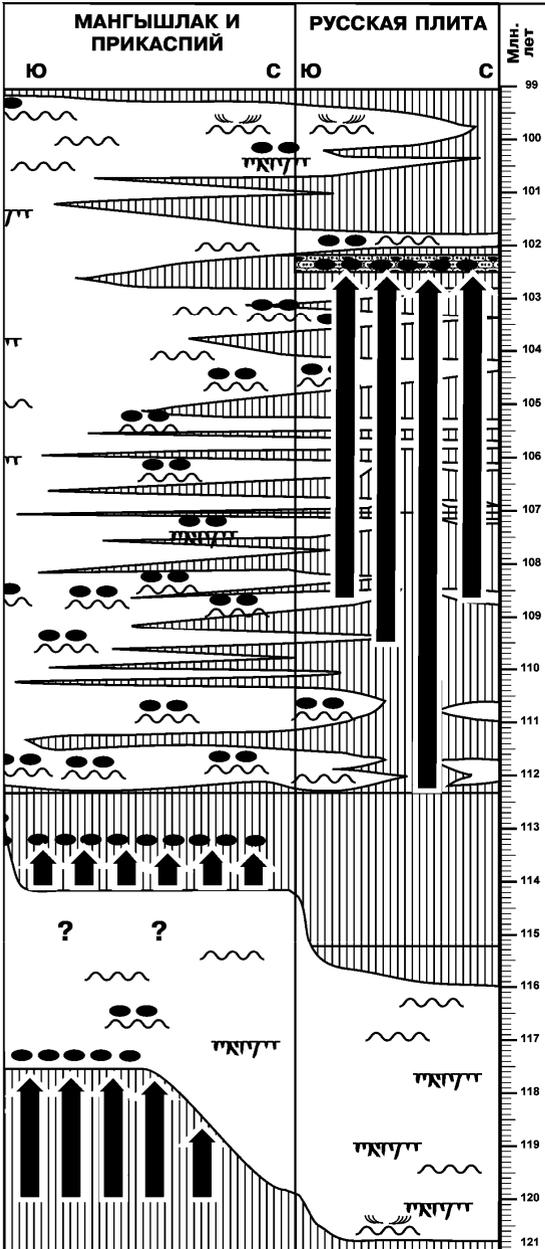


Рис. 3.13. Полнота разрезов и основные типы перерывов в апте - альбе Горного Крыма, Северного Кавказа, Мангышлака, Прикаспия и Русской плиты. Условные обозначения см. рис. 3.12

II. Небольшой поворот раковины, фиксируемый по изменению наклона слоистости новой порции осадка. Камера продолжает заполняться тонким карбонатно-глинистым материалом розово-бурого цвета (1), выше которого в пустотах кристаллизуется друза кальцита (2).

III. В раннем барреме произошло переотложение раковины и ее поворот почти на  $180^\circ$ . Происходит растворение кристаллического кальцита, и новая порция осадка проникает в полость растворения. Положение раковины фиксируется по градационной текстуре осадка, а время переотложения – по красному цвету карбоната, присутствующего только в нижнем барреме. Остальная полость вновь заполняется кристаллическим кальцитом второй генерации (молочно-белого цвета).

IV. Еще один поворот раковины на  $180^\circ$  сопровождался образованием кристаллического прозрачного кальцита третьей генерации. Ориентировка раковины определяется по положению воздушного пузырька и растворению кальцита второй генерации выше последней порции осадка.

На приведенном примере хорошо видно, что процесс формирования конденсированных разрезов подобного типа чрезвычайно длителен и сопровождается чередованием различных перерывов с фазами захоронения и перезахоронения органических остатков в осадке.

В данном разрезе присутствуют и ритмично повторяются различные типы перерывов. В раннеготеривской части это ТД, многочисленность которых приводила к формированию ГК в основании верхнего готерива. В основании нижнего баррема (зона *Holcodiscus caillaudianus*) это также ТД, сопровождавшиеся эрозионными перерывами и формированием желваковой структуры породы, возможно, аналогичной "узловатому мелу" и обладающей текстурой, напоминающей флазерную. В верхней части нижнего – нижней части верхнего баррема это перерывы типа ТД начальной фазы и глинистые прослои, а в кровле цефалоподовых известняков – это развитое, местами разрушенное ТД.

Оценивая средние скорости седиментации, видно, что для ниже- и выше-лежащих отложений они составляют около 5 мм/тыс. лет, а для собственно цефалоподовых известняков они колеблются от 0 до 0,3 мм/тыс. лет для позднего готерива и до 0,7 мм/тыс. лет в барреме. Средние скорости седиментации для данных отложений совпадают только с оценками, принятыми для фаций *Ammonitico Rosso* Австрийских Альп и Апеннин (Рединг и др., 1990).

Аналогичный тип конденсированного разреза прослеживается и в отложениях верхнего баррема в междуречье р. Баксан – р. Урух на Северном Кавказе. В связи с малой мощностью отложений (около 1 м) ему не придавалось особого значения, и разными исследователями он помещался то в основание апта (Друщиц, Михайлова, 1966), то – в кровлю баррема (Саламатин, Фролова-Багреева, 1973). В действительности в нем наблюдается отчетливая стратификация находок аммонитов. Ближе к основанию в нем встречены *Hemihoplites feraudianus* (d'Orb.), *H. cf. rusticus* Vermeul., а выше – *Colchidites* sp. и

другие аммониты, указывающие на принадлежность к зонам *feraudianus* – *secuiformis* верхнего баррема. Его кровля представляет собой сильно разрушенный горизонт ТД, по полостям растворения в котором внутрь пласта проникали остатки растворенных ядер раннеаптских *Deshayesites* spp. Таким образом, данный пласт запечатлел особый этап развития бассейна, и длительность его формирования можно оценить примерно в 3 млн лет.

Вероятно, подобный же тип конденсированного разреза локально развит на территории Горного Мангышлака. Это так называемый "полиптихитовый горизонт" (Луппов и др., 1983), представленный прослоем голубовато-серого мергеля (0,3 м) с полурастворенными ядрами аммонитов нижнего и верхнего валанжина: *Polyptychites* spp., *Astieriptychites* spp., *Euryptychites* spp., *Dichotomites* spp. и др. К сожалению, имеется ли здесь стратификация в расположении находок разновозрастных аммонитов, неизвестно.

### 3.5. Перерывы в нижнемеловых отложениях Русской плиты и ее южного обрамления

Существуют определенные закономерности в распространении перерывов на площади и в их стратиграфическом положении. Большинство стратиграфических перерывов, присутствующих в разрезах того или иного региона, обусловлено, в первую очередь, региональными причинами (локальными поднятиями, изменениями конфигурации и гидродинамики бассейна и т.д.). Однако есть стратиграфические интервалы, в которых перерывы распространены на огромной площади, часто – субглобально. Появление таких перерывов вызвано перестройками климата Земли, циркуляции течений и другими причинами. Перерывы обоих типов присутствуют в разрезах нижнего мела Русской плиты и ее обрамления.

Для оценки стратиграфической приуроченности перерывов (рис. 3.12-13) и их продолжительности были использованы биостратиграфические шкалы (рис. 1.8 А-Б, см. раздел 1.3). Следует заметить, что действительный стратиграфический объем стратонов, показанных на схеме, существенно меньше за счет многочисленных перерывов различного происхождения, имеющих небольшой hiatus, а также скрытых перерывов и диастем.

Из схемы видно, что, во-первых, практически все разрезы насыщены перерывами различного масштаба и непрерывные разрезы отсутствуют; во-вторых, полнота геологической летописи в разных регионах весьма различна, равно как характер и тип перерывов; наконец, в-третьих, существует несколько стратиграфических интервалов, где практически повсеместно присутствуют стратиграфические перерывы или конденсированные разрезы.

Следующие перерывы распространены в пределах всего рассматриваемого региона:

1. Пограничный интервал берриаса и валанжина (рис. 3.12). Эта граница во всех изученных областях связана с перерывом. В разрезах Русской плиты (Ульяновско–Саратовский прогиб, Московская синеклиза) и в Прикаспии это преимущественно эрозионно-элювиальные перерывы с фосфоритами внутри конденсированных разрезов; на Мангышлаке – это эрозионные перерывы с небольшим гиатусом. На Северном Кавказе – это либо крупные эрозионные перерывы, связанные с выпадением крупных интервалов разреза (междуречье р. Хокодзь – р. Кичмалка), либо одиночный или сдвоенный горизонт вторично размытого ТД (остальные разрезы). В Крыму это ТД типа скального дна (Первая гряда) или эрозионные перерывы (бассейн р. Бельбек). Наибольшие гиатусы связаны с эрозионными перерывами (мезогиатусы, более 10 млн лет); или с эрозионно-элювиальными перерывами конденсированных разрезов (микрогиатусы до мезогиатуса, 1-2 млн лет).

Перерыв в том же интервале присутствует в разрезах Северо-Западной Европы, Большого Кавказа, Карпат, Альп и других регионов.

В разрезах Русской плиты аналогичный перерыв связан, вероятно, с интенсивным воздействием штормов и течений на формирующиеся осадки и выносом пелитового материала в открытые части бассейна Тетис. Эти события произошли вследствие эвстагического подъема уровня моря (de Graciansky et al., 1998) и возобновления морской связи между борéalным бассейном и Тетис. Вероятно, это же повлияло на откапывание и формирование рокграундов в пределах Первой гряды Крымских гор и на Северном Кавказе.

2. Пограничный интервал нижнего и верхнего валанжина (рис. 3.12). В немногочисленных разрезах Русской плиты и Прикаспия, где отложения верхнего валанжина сохранились, перерыв эрозионно-элювиальный, с фосфоритами внутри конденсированных разрезов; на Мангышлаке это, по видимому ТД (хотя точные данные отсутствуют). На Северном Кавказе это либо эрозионные перерывы или фосфоритовые ГК, сопровождаемые несколькими поверхностями вторично эродированного ТД, как, например, на р. Урух (Кванталиани, Сахаров, 1986). В Крыму это или скальное дно (Первая гряда), или ГК, представленные несколькими генерациями разрушенного ТД (разрез р. Кача: Барабошкин, Янин, 1997), или эрозионные перерывы (междуречья рр. Кача – Бодрак, рр. Зуя – Бештерек и т.д.). Максимальные гиатусы (мезогиатусы) связаны с эрозионными перерывами или с элювиальными и эрозионно-элювиальными ГК (микрогиатусы до мезогиатуса, – до 2,5 млн лет). Условия формирования данных перерывов, видимо, аналогичны предыдущему интервалу.

Перерывы в этом же стратиграфическом интервале присутствуют в разрезах Средиземноморья, Северо-Западной Европы, Большого Кавказа и других регионов.

3. Пограничный интервал валанжина и готерива (рис. 3.12). В разрезах Русской плиты, Прикаспия, Мангышлака и Северного Кавказа это эрозионный перерыв, развитый *повсеместно*, гиатус которого колеблется от 0,5 до

2,5 млн лет (когда отсутствует весь нижний готерив). В разрезах Крыма это либо рокграунд (Первая гряда), либо эрозионно-элювиальный перерыв с фосфоритами (Барабошкин, 1997б) небольшой длительности, либо эрозионный перерыв. Этот же перерыв известен в большинстве разрезов Западной Европы.

В Крымско-Кавказском регионе (в особенности в центральной части Северного Кавказа) возникновение этого перерыва связано с небольшой структурной перестройкой, сопровождавшейся на Северном Кавказе сменой типа осадконакопления с карбонатного на терригенный. На Русской плите и в Прикаспии он совпадает с сильнейшей регрессией моря.

4. На пограничный интервал нижнего и верхнего готерива (рис. 3.12) приходится либо перерыв, либо формирование конденсированных разрезов. В разрезах Русской плиты и Северного Прикаспия этот интервал вновь совпадает с отсутствием отложений и формированием эрозионного перерыва (табл.12, фиг. 1, рис. 3.10). Исключение составляет лишь небольшой район на севере Московской синеклизы (Москвин, 1986-1987). В Южном Прикаспии и на Мангышлаке присутствие данного перерыва зафиксировать не удастся вследствие того, что его развитие приходится на нижнюю часть континентальной кугусемской свиты, детальная биостратиграфия которой не разработана. На Северном Кавказе это либо эрозионно-элювиальный перерыв, выраженный ГК, охватывающим две-три аммонитовые зоны с гиатусом 0,5-1,5 млн лет (разрез р. Баксан, междуречье Малки – Кумы), либо незначительный эрозионный перерыв (р. Убин); в междуречье Хеу – Урух на этот интервал приходится формирование конденсированного разреза. В разрезах Крыма это либо рокграунд (Первая гряда, табл. 10, фиг. 1), либо интервал конденсированного разреза в основании цефалоподовых известняков (Барабошкин, 1997 б; табл. 11, фиг. 1), либо эрозионный перерыв.

Данный перерыв зафиксирован в большинстве разрезов Западной Европы.

5. Пограничный интервал баррема и апта (рис. 3.12-13). На Русской плите он выражен преимущественно эрозионными перерывами или элювиальными типа МД, с незначительным гиатусом (например, в Среднем Поволжье, см. табл. 9, фиг. 2). В Прикаспии, на Мангышлаке, в центральной и восточной части Северного Кавказа это обычно эрозионно-элювиальный перерыв, часто сопровождаемый формированием фосфоритового ГК со смешанной фауной из разных зон нижнего апта (Прикаспий, Мангышлак), либо – баррема и апта (Северный Кавказ). Продолжительность перерыва в этих районах может достигать 4-5 млн лет. В разрезах Крыма этот перерыв выражен эрозионным перерывом с большим гиатусом (мезогиатус до макрогиатуса). В тех разрезах, где присутствует данный пограничный интервал, перерыв не виден. Весьма вероятно, что здесь имеет место случай скрытого перерыва, но фаунистически это пока не подтверждено. Основание предполагать наличие здесь перерыва диктуется и тем, что такой перерыв присутствует повсеместно во всем Средиземноморье, в частности, в Карпатах и Альпах. Его происхождение и

широкое распространение объясняют изменением режима течений, вызванным климатическими причинами, связанными с усилением вулканизма в глобальном масштабе (Foellmi, 1989).

6. Пограничный интервал апта и альба (рис. 3.13). В разрезах Русской плиты это эрозионный или эрозионно-элювиальный перерыв (мезогиатус до 4 млн лет), часто связанный с формированием фосфоритового ГК и обусловленный началом нового трансгрессивного этапа (после позднеаптского осушения всей территории Русской плиты). В Прикаспии и частично на Мангышлаке (разрезы Бесокты, Туесу, Актау и т.д.), на Туаркыре, Большом Балхане и в Копетдаге этот этап дополняется формированием фосфоритового ГК.

Аналогичный эрозионно-элювиальный перерыв (или несколько перерывов), но с меньшим гиатусом (до 0,5 млн лет) присутствует в центральной и восточной частях Северного Кавказа (от Кубани до Дагестана). Кроме того, здесь имеются эрозионные перерывы с гиатусом более 16 млн лет (Северо-Западный Кавказ). В Горном Крыму к этому уровню приурочен крупный гиатус (выпадают верхний апт, нижний, средний альб и нижняя часть верхнего альба; длительность более 20 млн лет), вызванный разрывно-складчатыми деформациями в этом регионе. Он выражен обычно эрозионными поверхностями, развитием полимиктовых конгломератов и рокграундов (Первая гряда). Весьма вероятно, что этот перерыв присутствует и в разрезах Восточного Крыма, но фаунистически это слабо обосновано. Подобно предыдущему интервалу, формирование данного перерыва связано с усилением течений и штормовой деятельности, обусловленных глобальным повышением уровня моря.

Эта модель, близкая к смешанной модели штормового шельфа и шельфа, находящегося под воздействием течений (Рединг и др., 1990), по крайней мере, для Русской плиты подтверждается массовыми замерами косо́й слоистости и ориентировками фосфоритовых галек, указывающими на транспорт материала через Русскую плиту с севера на юг. Вероятно, источником фосфатного материала явились холодные воды, поступившие из борéalного бассейна. Длительное воздействие данного фактора (ранний и средний альб, около 10 млн лет) привело к формированию многочисленных конденсированных разрезов.

Прочие перерывы имеют региональный или локальный характер; их формирование и продолжительность контролировались особенностями развития каждого из этих регионов.

## ГЛАВА 4. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ В ДЕВОНСКИХ МОРСКИХ КАРБОНАТНЫХ И КАРБОНАТНО - ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Большие успехи в изучении биостратиграфии девонских отложений и, в первую очередь, выделение стандартных зон по конодонтам позволяет, с одной стороны, проводить достаточно точную межрегиональную и глобальную корреляцию разрезов, а с другой стороны, в силу дробности этой шкалы, фиксировать стратиграфические перерывы в разрезах, считавшихся ранее непрерывными.

### 4.1. Стратиграфические перерывы в девонских отложениях центральных районов Русской плиты

Изучение девонских отложений центральных районов Русской плиты, начавшееся еще 160 лет назад, с успехом продолжается и в настоящее время. Сведения о стратиграфических перерывах в разрезах девона данного региона содержатся во многих работах. Обобщенную информацию по этому вопросу можно получить из последних опубликованных региональных стратиграфических схем (Решение ..., 1990).

В девоне рассматриваемая территория принадлежала одному крупному мелководному эпиконтинентальному морскому бассейну. В связи с этим границы стратиграфических подразделений отвечают рубежам направленности процессов осадконакопления, хронологически тождественным для всего субрегиона, т.е. являются хроностратиграфическими. Для описываемых отложений характерна четкая ритмичность осадконакопления. Впервые детально ее описал С.В. Тихомиров (1967), показавший, что каждый ритм отражает время одного расширения и сокращения площади морских отложений.

В последней детальной сводке Г.Д. Родионовой и др. "Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы" (1995) подробно исследован характер этой ритмичности. Авторами показано, что ритмичность подчеркивается периодическими изменениями солевого режима бассейна, что, в свою очередь, влияет на жизнедеятельность организмов. Каждый ритм начинается с трансгрессивной серии осадков, которые латерально невыдержанны по литолого-фациальному составу, мелководны, содержат терригенный материал, часто образуются в условиях неспокойного гидродинамического режима. Максимум трансгрессии фиксируется сравнительно глубоководными осадками, образующимися в условиях нормальной солености вод. Они характеризуются выдержанностью литолого-фациального состава, сложены карбонатными толщами, содержат обычно богатую и разнообразную фауну. Завершается ритм регрессивной фазой, для которой характерно отложение первичных доломитов и других тонкослоистых пород. Они часто образуются в лагунах с повышенной соленостью вод, отличаются выдержанностью литолого-

фациального состава по площади. Границы между этапами подчеркиваются местными и региональными перерывами в осадконакоплении. Трансгрессивно-регрессивные ритмы разных порядков по объему могут соответствовать стратонам различного ранга, как региональной и субрегиональной, так и местных схем. Ритмы более мелких порядков, накладываясь на более крупные, могут усиливать или смягчать выраженность направленности осадочного процесса. Во время перерывов в осадконакоплении между ритмами могут быть частично или полностью размыты подстилающие отложения и, следовательно, формироваться эрозионные перерывы.

В настоящее время положение стратиграфических перерывов в разрезе девонских отложений центральных районов Русской плиты определено достаточно детально (Родионова и др., 1995; Тихомиров, 1995 и др.). Вопрос об уточнении их возраста, продолжительности и, в частности, привязки к стратиграфическим зонам по конодонтам, требует дальнейших работ. Дело в том, что стандартные конодонтовые зоны выделены, главным образом, для глубоководных фаций. Это вызывает много трудностей при корреляции их с местными конодонтовыми шкалами, выработанными для мелководных отложений (в частности для центральных районов Русской плиты). Один из последних вариантов такой корреляции сделан А.С. Алексеевым и Л.И. Кононовой (Alekseev et al., 1996). При этом стратиграфические горизонты соотнесены с местными конодонтовыми зонами и с той или иной степенью детальности скоррелированы со стандартными конодонтовыми зонами. Дальнейшее развитие в работе А.С. Алексеева (Alekseev et al., 1996) получила и характеристика стратиграфических перерывов. На хроностратиграфическом профиле через девон Московской синеклизы (рис. 4.1) волнистыми линиями показаны границы с перерывами; вертикальной штриховкой обозначены те интервалы разреза (стратоны или их части), которые первоначально существовали в данном месте профиля (т.е. накапливались здесь), но позднее были размыты. Верхний предел времени размыва определяется подошвой более молодого стратона, на которой вертикальная штриховка заканчивается. Пустые (белые) поля на профиле обозначают отсутствие седиментации в определенном месте в определенное время.

Как видно из рис. 4.1, построение хроностратиграфических профилей позволяет графически выразить основные характеристики стратиграфических перерывов – начало и конец времени их формирования и площадь их распространения. Методика построения этих профилей детально описана в работе "Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов", вышедшей в серии методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании (Никишин и др., 1999).

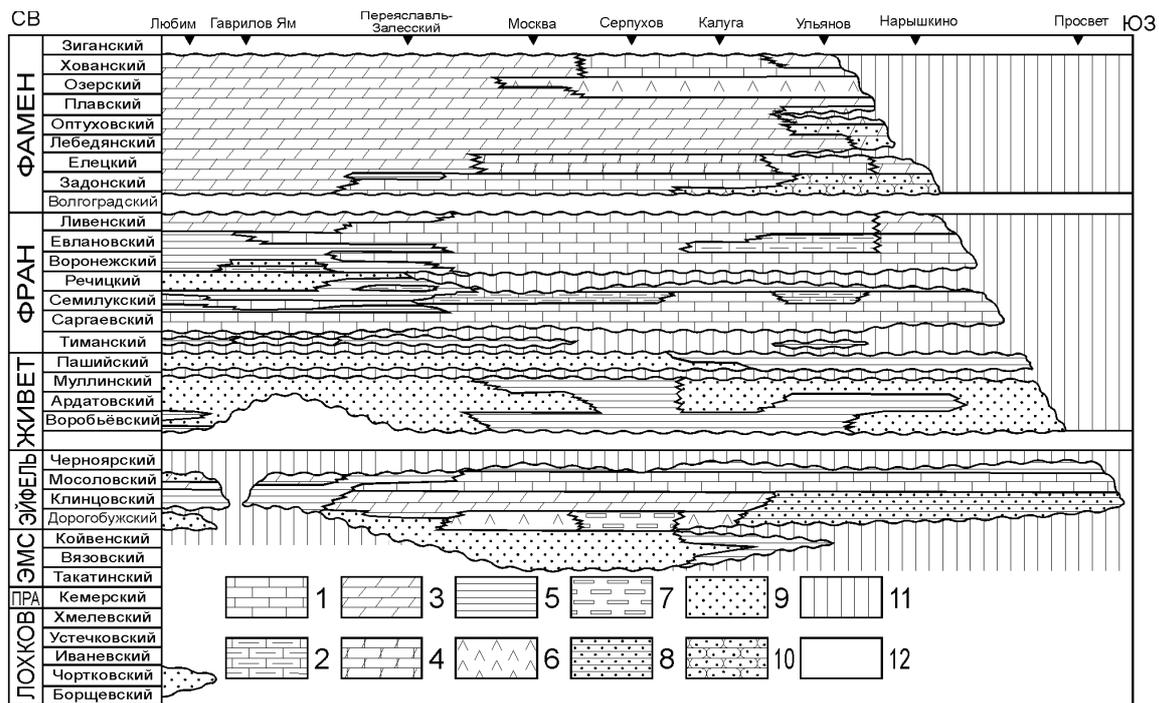


Рис. 4.1. Хроностратиграфический профиль через девон Московской синеклизы (Alekseev et al., 1996): 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – доломитизированные известняки; 4 – мергели; 5 – глины; 6 – гипсы; 7 – соли; 8 – алевролиты; 9 – пески и песчаники; 10 – известковистые песчаники; 11 – эрозия; 12 – ненакопление осадков

#### 4.2. Стратиграфические перерывы в Камско-Кинельской системе прогибов востока Русской плиты

Широкое применение методов зональной стратиграфии и детальных седиментологических исследований в комплексе с геофизическими работами позволили в пределах Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП) в разрезах позднего девона – раннего карбона выявить значительное количество стратиграфических перерывов (Чижова и др., 1997). Без их учета невозможно было бы создать модель седиментации этих отложений (Беляева, Сташкова, 1999), столь необходимую для обоснования приоритетных направлений поисково-разведочных работ на углеводородное сырье в данном районе. Благодаря большому количеству специальных работ (Мкртчян, 1980; Чижова, 1985; Чижова и др., 1997 и др.) было выявлено клиноформное строение толщ заполнения ККСП. Установлено, что со второй половины среднего фамена началась компенсация прогибов в соответствии с моделью бокового их заполнения. От бортов прогибов к их осевым частям последовательно появляются клиноформные тела все более молодых биостратиграфических зон. Соответственно в обратном направлении имеет место постепенное выклинивание пород от молодых зон к более древним. Поэтому вдоль бортов прогибов на многие километры полосообразно протягиваются участки с выявленными стратиграфическими перерывами. Их возрастной диапазон возрастает по направлению к мелководью. Такая же картина наблюдается и вокруг положительных форм рельефа морского дна, включая органогенные постройки (Чижова и др., 1997).

Принципиально важными являются выявленные по данным зональной биостратиграфии крупные стратиграфические перерывы в центральных и осевых зонах Камско-Кинельской системы прогибов. На палеогеологическом разрезе фаменско-турнейских отложений через Актаныш-Чишминский прогиб (рис. 4.2) фиксируется выпадение из разреза в Аблаевских скважинах 19, 25, 79 отложений верхней части среднего фамена – нижней части черепетского горизонта; в Чекмагушских скважинах 70, 71, 85 – нижнетурнейского подъяруса и нижней части черепетского горизонта, т.е. речь идет о мезогиатусе. Зона отсутствия пород указанного возраста представляет собой впадину (или врез), ширина которой для среднего – верхнего фамена 4 км, для нижнего турне и нижней части черепетского горизонта – 10 км; глубина ее варьирует от 103 до 204 м (Чижова и др., 1997). Авторы цитируемой работы считают, что подобные стратиграфические перерывы в центральных и осевых частях Камско-Кинельской системы прогибов имеют субаквальную эрозийную природу. Возникшие троговые образования сформировались во время общего подъема Русской плиты на рубеже раннего и позднего турне.

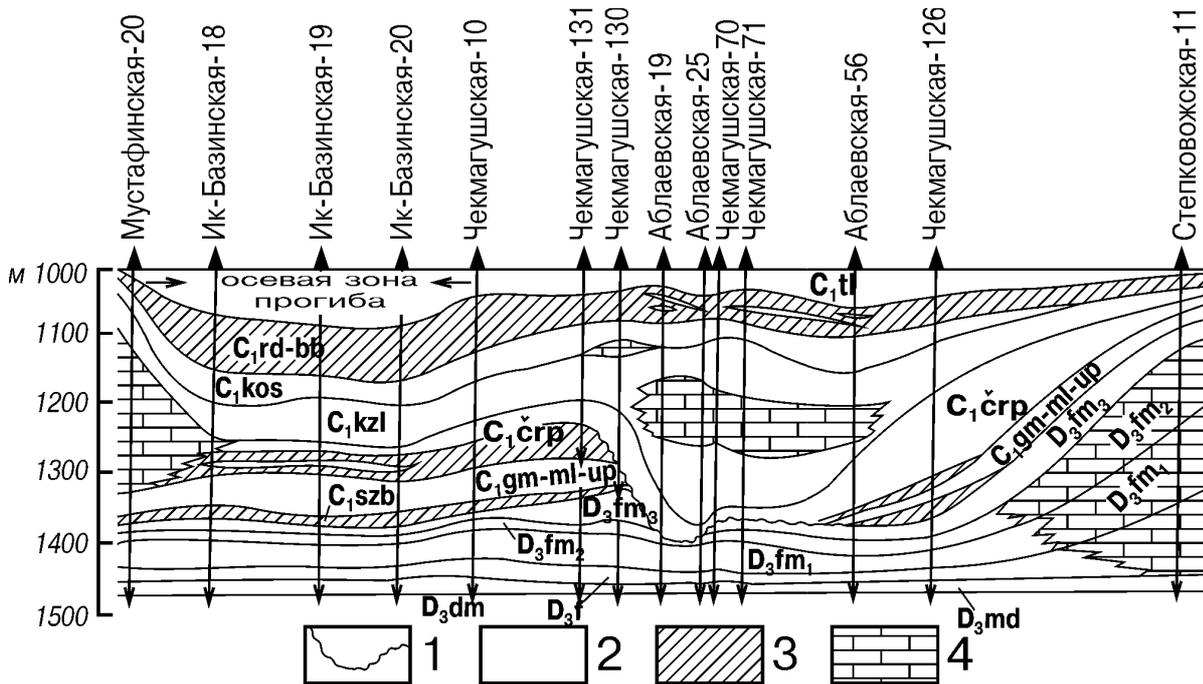


Рис. 4.2. Палеогеологический разрез франко – турнейских отложений через Актаныш-Чешминский прогиб (Чижова и др., 1997; Беляева и др., 1999): 1 – стратиграфические несогласия; 2 – карбонатные попорды; 3 – терригенные попорды; 4 – органические карбонаты

### 4.3. Стратиграфические перерывы в верхнем девоне западного склона Южного Урала

Позднедевонские отложения в пределах Бельско-Елецкой зоны, прослеживающейся вдоль всего западного склона Урала, представлены преимущественно карбонатными породами. На Южном Урале, на западном склоне Башкирского антиклинория они формировались в условиях восточного окончания системы Камско-Кинельских прогибов (Инзеро-Усольский прогиб). В последних работах по Камско-Кинельским прогибам рассматриваются следующие типы разрезов: внутренней зоны мелководного шельфа, внешней зоны мелководного шельфа, склоновый и депрессионный (Беляева и др., 1999). Естественно ожидать наиболее четкого проявления стратиграфических перерывов в первых трех типах разрезов.

Вдоль западного и восточного склонов Башкирского антиклинория отложения позднего девона изучались неоднократно. Однако, только благодаря детальным работам А.Н. Абрамовой, В.Н. Барышева и др. (Абрамова, 1999), при которых наряду с литологическим изучением велось послойное опробование на микрофауну, и, в первую очередь, на конодонты, удалось выявить значительные гиатусы в этих разрезах, многие из которых считались ранее непрерывными. Надежность установления гиатусов в данном случае определяется точностью выделения стандартных конодонтовых зон.

Как и следовало ожидать, в разрезе депрессионного типа Лемезинский (рис. 4.3) выделены все конодонтовые зоны, и при данной степени детальности изучения мы не можем говорить о наличии здесь стратиграфических перерывов, за исключением не фиксируемых нами диастем.

В наиболее полном склоновом разрезе, приближенном к мелководному шельфу Рязяк (рис. 4.3), достаточно уверенно отмечается гиатус, приходящийся на зону верхняя *triangularis*.

Показательная картина получилась на западном крыле Башкирского антиклинория при анализе разрезов, сосредоточенных в субмеридиональной полосе выходов верхнедевонских пород протяженностью около 140 км, потянувшихся от депрессионной части Инзеро-Усольского прогиба (разрез Лемезинский – XI на рис. 4.4) к мелководному шельфу (разрез Зиган-I на рис. 4.4). Как следует из рис. 4.4, гиатусы в большинстве разрезов начинают фиксироваться с последней конодонтовой зоны франского яруса *linguiformis*. Наибольшее их развитие приходится на начало фаменского яруса — зону *triangularis*. Лишь к концу зоны *marginifera* во всех разрезах возобновляется процесс осадконакопления. От разреза к разрезу величина гиатуса колеблется от микро- до мезогиатуса и может достигать почти 5 млн лет. Учитывая, что выявленные гиатусы могут свидетельствовать как об отсутствии осадконакопления в данном месте, так и о размыве ранее существовавших отложений, можно констатировать, что процесс стабильного осадконакопления в пределах данного бассейна



Рис. 4.3. Схема сопоставления разрезов фамена Южного Урала: 1 – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – битуминозные известняки; 4 – глинистые известняки; 5 – кремнистые известняки; 6 – доломитизированные известняки и доломиты; 7 – известняки и мраморизованные известняки; 8 – отсутствие осадков; 9 – брахиоподы; 10 – аммоидеи

- 
- 1
  - 2
  - 3
  - 4
  - 5
  - 6
  - 7
  - 8
  - 9
  - 10

Стандартные конодонто-вые зоны	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
<i>marginifera</i>	Ср.												
	Н.												
<i>rhomboidea</i>	В.												
	Н.												
<i>crepida</i>	СВ.												
	В.												
	Ср.												
	Н.												
<i>triangularis</i>	В.												
	Ср.												
	Н.												
<i>linguiformis</i>	В.												
	Н.												
<i>rhenana</i>	В.												
	Н.												

**Рис. 4.4. Интервалы гиатусов (заштриховано) в разрезах пограничных отложений франско-фаменского ярусов в западной части Южного Урала: I-XIII – геологические разрезы: I – Зиган; р. Сиказа; II – Кук-Караук-2, III – Кук-Караук-1; IV – Рязук; V – Мендым-1; VI – Мендым-2; VII – Мендым-3; VIII – Б. Кушелга; р. Зилим; IX – Аккыр, X – Кукташ; р. Инзер; XI – Лемезинский, XII – Габдюково; XIII – Яумбаево (р. Белая)**

нарушался, начиная со времени формирования зоны *linguiformis* и вплоть до зоны *rhomboida* включительно.

Полученные данные использовались нами при анализе геологических событий на границе франского и фаменского ярусов в региональном (Веймарн и др., 1996) и глобальном (Веймарн и др., 1998) масштабах. Они еще раз подтвердили глобальное регрессивно-трансгрессивное событие на этом рубеже. Выявление стратиграфических перерывов в каждом конкретном разрезе играет важную роль в седиментологическом анализе, при построении палеофациальных профилей и, в конечном счете, в палеогеографических и палеотектонических построениях. Так, установление стратиграфического перерыва между началом формирования граувакк зилаирской свиты фаменского яруса и нижележащих позднефранских известняков на востоке Башкирского антиклинория у его границы с Зилаирским синклинорием в разрезе Яумбаево (Абрамова и др., 1998; XIII на рис. 4.4), в совокупности с данными по другим разрезам синклинория, получившим зональную конодонтовую характеристику (Пазухин и др., 1996), использовано В.Н. Пучковым (2000) в его последних палеогеографических и геодинамических реконструкциях.

## ГЛАВА 5. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПЕРЕРЫВОВ

В предыдущих главах описание некоторых перерывов сопровождалось сведениями об условиях их образования. В данной главе обобщенно рассматриваются условия возникновения и распространения стратиграфических перерывов в осадочных толщах, формировавшихся в эпиконтинентальных морях.

Две основные особенности характерны для эпиконтинентальных морей: **обширность акваторий и небольшие глубины**. Их глубины были в пределах сотен метров, отдельные участки были сверхмелководными – метры и первые десятки метров (Найдин, 1995 а, б). Следовательно, в эпиконтинентальных морях накапливались мелководные осадки.

В литературе часто совершенно неверно все мелководные осадки называют шельфовыми. К категории шельфовых могут быть отнесены только те мелководные осадки, которые накапливались в пределах структуры, именуемой шельфом. "Шельф – это относительно мелководье, но не всякое мелководье есть шельф" (Мазарович и др., 1991).

Возникновение и распространение перерывов в осадочных толщах контролировалось действием климатических и тектонических факторов развития палеогеографических условий осадконакопления, составляющих три группы.

1. *Источники накапливаемого материала*. Терригенные морские осадки образуются преимущественно за счет водного и ветрового привноса с суши, характер которого существенно различен в тектонически и климатически различных регионах.

Огромные массы карбонатных и кремнистых осадков являются планктонными, представляя собой скопления скелетных остатков как животных, так и растительных организмов микро- и нанноразмерности. В теплых и прозрачных водах тропических и субтропических морей как в прошлом, так и ныне, на мелководье карбонаты аккумулировались преимущественно донными организмами, среди которых важную роль играют организмы-рифостроители: кораллы, серпулиды, мшанки, известковистые водоросли. Мощные органогенные постройки – части так называемых "карбонатных платформ" – соорудились в условиях шельфа.

2. *Особенности среды седиментации*: физико-химические и биологические параметры водных масс; динамика бассейна – течения различного типа и волновая активность; положение зон апвеллинга.

3. *Характер поверхности осадконакопления (дна бассейна) и ее положение относительно уровня воды в бассейне (его глубины) и его береговой линии*.

Формирование общих палеогеографических параметров морских бассейнов – размеров их акваторий и глубины – осуществлялось в результате взаимодействия **эпейрогении и эвстазии**.

Эмпирически геологами уже давно было признано, что трансгрессии, т.е. расширение морских обстановок, происходят при относительном повышении уровня моря в результате действия эпейрогенических (колебательных) движений отрицательного знака (т.е. при погружениях). Напротив, регрессии являются результатом сокращения морских условий, при относительном понижении уровня моря, как следствие действия положительных эпейрогенических движений (т.е. при поднятиях).

Однако еще в конце XIX века австрийский геолог Э. Зюсс показал, что далеко не все трансгрессии и регрессии можно объяснить действием эпейрогении; они могут возникать и в результате колебаний уровня Мирового океана, которые он назвал эвстатическими (Найдин, 1976).

*Эвстазией, эвстатическими колебаниями уровня* называются глобально проявляющиеся изменения уровня океаносферы (водной оболочки планеты). Причины эвстазии – изменения объема водной массы океаносферы и изменения емкости океанических котловин вследствие структурных преобразований дна.

В полевых условиях разделение действия эпейрогенической и эвстатической составляющих трансгрессивно-регрессивных циклов встречает большие затруднения. Они прежде всего состоят в том, что региональные и особенно локальные эпейрогенические движения много энергичнее эвстатических импульсов: эвстазия затушевывается эпейрогенией. Этим объясняется то обстоятельство, что до самого последнего времени возникновение трансгрессий и регрессий объясняли действием исключительно эпейрогенических движений. Но при соответствующей подготовке геолога, когда он знает, **что и как** наблюдать, эти затруднения могут быть преодолены.

В последние десятилетия совершенствование геофизических методов исследований (и особенно методов непрерывного сейсмического профилирования) позволило обнаружить действие эвстазии в мелководных эпиконтинентальных бассейнах геологического прошлого.

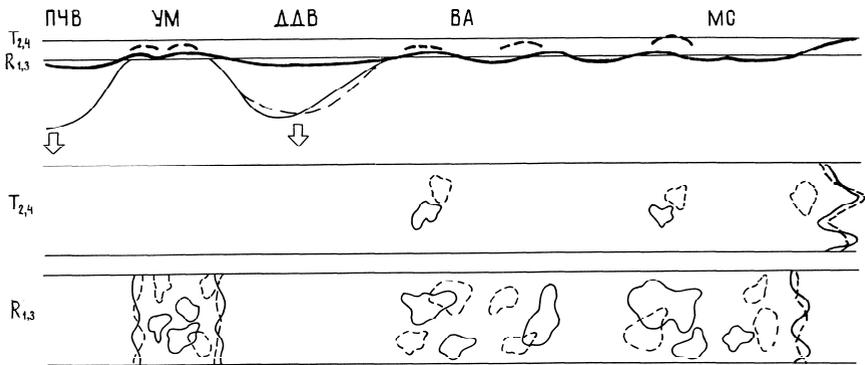
О масштабах трансгрессий и регрессий можно судить на основании подсчета площади сохранившихся в изучаемом регионе морских отложений (Найдин, 1995а). При трансгрессиях происходило продвижение береговой линии в сторону суши и расширение морской поверхности, а при регрессиях море отступало, и его акватория сокращалась. Трансгрессивно-регрессивные циклы регистрируются перемещением фациально различных осадков. Особенно ценную информацию доставляют прибрежные мелководные фации. К сожалению, они плохо сохраняются в ископаемом состоянии, а собственно береговая линия наблюдается исключительно редко.

Обычно геологу-съемщику приходится работать на участках, значительно удаленных от береговой линии бывшего моря. О трансгрессиях и регрессиях он судит по запечатленным в разрезах литологическим и палеонтологическим признакам глубины седиментации. В общей схеме с сокращением участков морского осадконакопления, т.е. с регрессиями, происходило уменьшение

глубины бассейна. Наоборот, при трансгрессиях глубины возрастали. В пределах контура мелководного (а местами сверхмелководного) моря в результате деятельности течений и волн появлялись меняющие свое положение, размеры и очертания плоские острова и подводные отмели, на которых накапливались мелководные "регрессивные" фауны. Следовательно, на удаленных от берега участках эпиконтинентального моря в итоге взаимодействия эвстазии, локально-региональных движений и гидродинамики могли накапливаться как "трансгрессивные" так и "регрессивные" фауны (рис. 5.1, 5.2). "Соотношение между двумя парами понятий: углубление/обмеление и трансгрессия/регрессия много сложнее, чем это кажется на первый взгляд" (Найдин, 1995а).

Стратиграфическая полнота и мощность осадочной толщи, а также степень развития в ней перерывов существенно различны в пределах *подвижных* (синеклизы, впадины) и относительно тектонически *стабильных* (антеклизы, массивы) структур платформ (рис. 5.2).

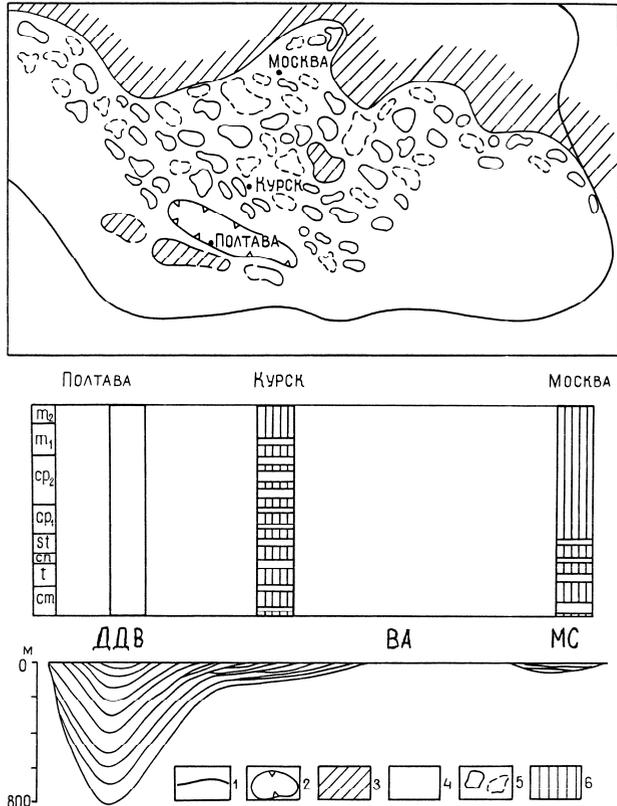
Накапливавшиеся в открытых эпиконтинентальных бассейнах осадки в подавляющей части образованы остатками планктоногенных организмов. Продуцирование планктоногенного карбонатного и кремнистого материала в



**Рис. 5.1.** Положение поверхности осадконакопления и береговой линии позднемелового моря Восточно-Европейской платформы во время эвстатических трансгрессий и регрессий: толстая линия на профиле – поверхность осадконакопления (дно моря). Стрелками обозначены структуры, интенсивно прогибавшиеся в позднемеловую эпоху. На картах условно показано развитие во время трансгрессий ( $T_2$ ,  $T_4$ ) и регрессий ( $R_1$ ,  $R_3$ ) островов и участков дна, на которых осадки не накапливались. УМ – Украинский массив (щит), ВА – Воронежская антеклиза, ПЧВ – Причерноморская впадина, ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина. МС – Московская синеклиза

целом протекало достаточно равномерно. Но процесс накопления его на дне бассейна в силу действия гидродинамических факторов не был равномерным. В результате адвективного уноса взвешенного планктонного материала течениями в самой толще воды осадки не накапливались на одних участках дна и переносились на другие. В перераспределении осадка участвовали также и донные течения.

Процессы не-накопления и смыва осадка развивались различно на участках поверхности осадконакопления (дна бассейна), приуроченных к различным по своей тектонической подвижности структурам. Различно развивались и перерывы. На поднятиях, где гидродинамическая активность была высокой, возникали многочисленные перерывы. На таких участках происходил как смыв осадка, так и размыв недавно литифицированных осадков и более древних отложений. На участках дна, приуроченных к погружающимся структурам, условия седиментации были бо-



**Рис. 5.2. Зависимость полноты разрезов верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы от их структурного положения (Найдин, 1995): 1 – граница платформы; 2 – контур прогнута части Днепровско-Донецкой впадины; 3 – суша, 4 – морские отложения на карте, профиле и в колонках; 5 – меняющиеся участки отсутствия морских отложений в результате их размыва и/или ненакопления; 6 – hiatusы в колонках; ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина; ВА – Воронежская антеклиз; МС – Московская синеклиза**

лее стабильными и поэтому перерывы здесь значительно менее многочисленны (рис. 5.2).

По сравнению с визуально устанавливаемыми перерывами, выявление *скрытых перерывов* в полевых условиях затруднительно; геолог наблюдает и изучает не перерывы, а лишь суммарный результат их воздействия на разрез. "Диастемы неразличимы в разрезах, но бесконечное множество их приводит к весьма реальному результату – сокращению разрезов" (Найдин, 1987б). Прежде всего, можно установить сокращение мощности литологически однородных (например, карбонатных) толщ. Сокращение стратиграфической полноты разрезов может быть установлено только в ходе камеральной обработки полевых материалов с применением дробных микропалеонтологических разбивок.

Распознавание эффекта действия эвстазии в формировании морских осадочных толщ основывается на выявлении в их разрезах глобально прослеживаемых признаков кратковременных палеонтологических (появление и исчезновение архистратиграфически важных организмов) и геохимических (явления аноksии, иридиевые аномалии, сдвиги значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , изменения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) событий, а также на анализе перерывов (рис. 5.3; см. также Найдин, 1992, 1995б).

Прослеживание стратиграфически документированных видимых перерывов на обширных площадях, часто за пределами картируемых листов, позволяет предполагать их эвстатическую природу. Предположение сменяется уверенностью, если площади охватывают различные по своей тектонической стабильности структуры.

Огромную роль при проведении пространственного анализа перерывов играют методы непрерывного сейсмопрофилирования.

Разработанная американскими геофизиками методика сейсмостратиграфического изучения пассивной континентальной окраины Северной Америки позволила им составить график берегового перекрытия и собственно эвстатическую кривую (Найдин, 1995 а, б). Наиболее ценную информацию доставляет *график берегового перекрытия* (рис. 5.3). График по существу представляет фактическую регистрацию реально развивавшегося на континентальной окраине явления. График имеет форму пилы с асимметричными зубцами, у которых наклонные отрезки отражают перемещение береговой линии на сушу при постепенном повышении уровня (трансгрессии), а горизонтальные короткие ступеньки фиксируют смещение берега в сторону океана при быстром понижении уровня (регрессии). Иными словами, график берегового перекрытия регистрирует длительное развитие трансгрессий и относительную кратковременность регрессий.

Стратиграфическая интерпретация сейсмических материалов основывается на концепции секвенций американского геолога Л. Слосса (Найдин, 1992, 1995б). Под *секвенциями* понимаются образованные трансгрессивно-регрессивными циклами комплексы генетически связанных слоев, пачек,

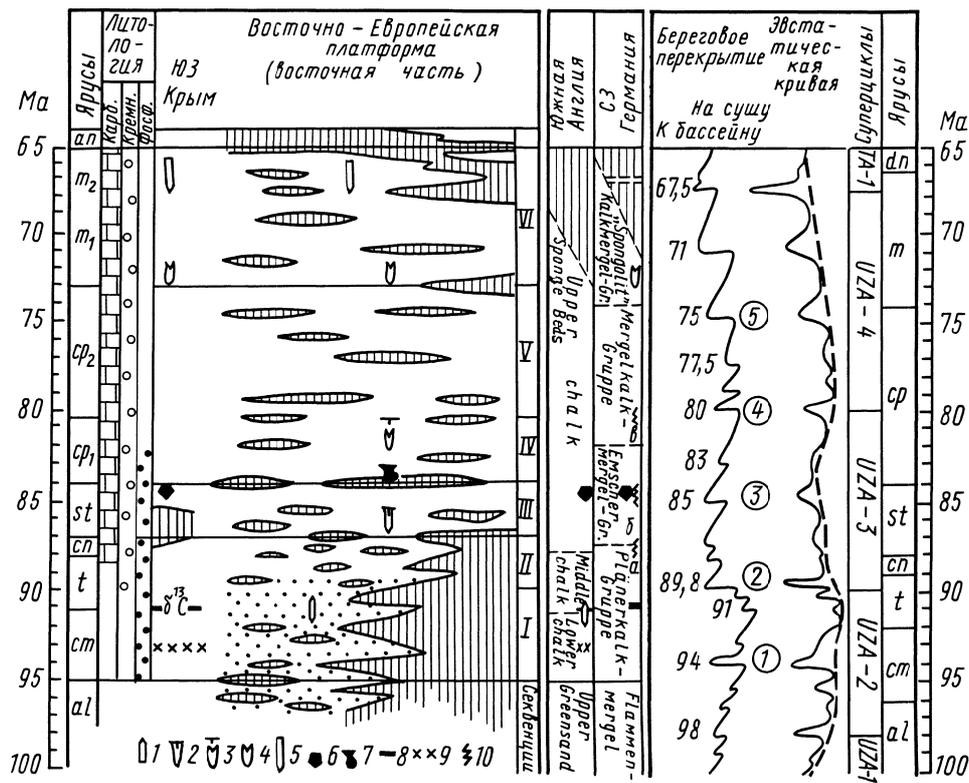


Рис.5.3. Верхнемеловые секвенции Восточно-Европейской платформы (I-VI), Южной Англии и Северо-Западной Германии, сопоставленные с эвстатической кривой и графиком берегового перекрытия (Найдин, 1995): 1-7 – палеонтологические события (появления и исчезновения некоторых стратиграфически важных макрофоссилий); 8 – прослой, обогащенные Сорж; 9 – признаки углубления моря, 10 – тектонические фазы: а – илседская, б – вернигеродская, в – пейнерская. Цифрами в кружках отмечены участки графика берегового перекрытия, которым предположительно отвечают аналогичные

толщ. Комплексы обычно ограничены поверхностями перерывов или (более редко) соответствующими им границами согласного залегания. *Секвентная стратиграфия* устанавливает последовательность таких комплексов.

Как следует из приведенного выше определения секвенций, в формировании их нижних и верхних границ огромную роль играют перерывы. По характеру пространственного распространения перерывов и величинам соответствующих им hiatusов можно подойти к установлению природы перерывов – эпейрогенической или эвстатической. Перерывы на рубежах секвенций несомненно относятся к категории эвстатических.

Выяснение значения перерывов различного типа в формировании осадочных толщ изучаемого региона (района) зависит от достигнутой детальности применяемого стратиграфического деления. Чем шкалы по различным группам фоссиллий дробнее (внутриярусного уровня) и чем шире их действие прослежено палеобиогеографически, тем на большей площади улавливаются небольшие стратиграфические hiatusы.

## Глава 6. Методы выявления и изучения стратиграфических перерывов

### 6.1. Морфологические признаки перерывов

Устанавливаются две основные группы морфологических признаков перерывов: структурно-текстурные и минералогические.

**Структурно-текстурные признаки.** Среди структурно-текстурных признаков наиболее важными являются резкие границы между слоями, быстрая смена зернистости пород, базальные горизонты, ходы и норы бентосных организмов в кровле и подошве слоев.

1. Резкие границы между слоями. Конфигурация поверхности раздела слоев может меняться от идеально ровной, горизонтальной, до неровной, волнистой, с "карманами" размыва различной глубины. Часто резкие границы сопровождаются интенсивным ожелезнением, которое может проявляться как в подошве перекрывающих, так и в кровле подстилающих отложений. Такие границы легко распознаются в разрезах благодаря своей бурой и красноватой окраске, в особенности в карбонатных разрезах.

2. Резкая или быстрая (миллиметры, первые сантиметры) смена зернистости пород. В терригенных разрезах обычно наблюдается смена по резкой границе тонкозернистых пород (глины, алевроита, песка) более грубозернистыми (песком, гравийником, конгломератом) – т.е. трансгрессивная последовательность. В случае регрессивной последовательности наблюдаются прослои чистых глин внутри песков. Границы этих прослоев (подошва и кровля) могут быть как резкими, так и постепенными. Можно думать, что подобные прослои образовались вследствие сокращения и прекращения поступления в конкретный район грубообломочного материала и выпадения фонового осадка. В отдельных случаях можно предполагать соответствие глинистых интервалов фосфоритовым горизонтам соседних разрезов, как, например, в разрезах альба Русской плиты.

3. Базальные горизонты в подошве слоев и целых толщ. Базальные горизонты являются частным, но наиболее важным и сложным случаем изменения гранулометрии пород. В основании некоторых слоев встречаются конгломераты, отдельные гальки и гравий, указывающие на наличие эрозионных перерывов (или их эрозионной составляющей).

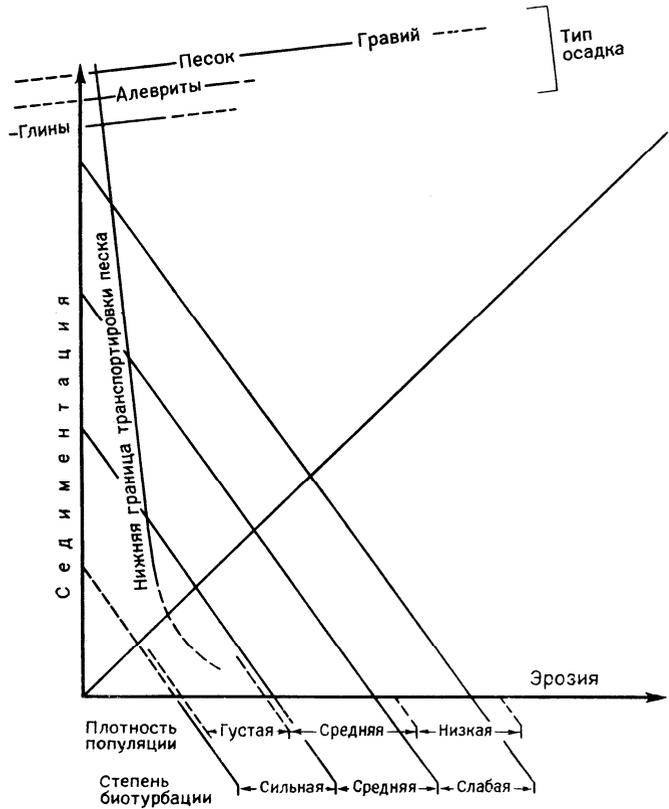
4. Ходы и норы донных организмов (биоэрозия), приуроченные к границе слоев и имеющие резко отличное от вмещающих пород выполнение. В случае ТД или рокграунда существует прямая корреляция между количеством сверлений и длительностью экспозиции (перерыва) участка дна.

5. Интенсивная биотурбация, полностью уничтожающая (гомогенизирующая) первичную текстуру осадка, свидетельствует о снижении темпов се-

диментации, вплоть до полной остановки и формирования перерыва (рис. 6.1-6.3). Из разнообразных вариантов этой текстуры можно упомянуть три, характеризующие полную или почти полную переработку осадка. Это: изотропная биотурбитовая текстура, шнурковая и ихнослоистая текстура (рис. 6.3). В первом случае следы биотурбации едва различимы в виде "теней" или неясных контуров на однородном фоне, во втором – она имеет вид "перепутанных шнурков", заполняющих собой весь слой, наконец, в третьем – текстура имеет линзовидно-полосчатый и слоистый вид, поскольку образована преимущественно горизонтальными участками нор роющих организмов.

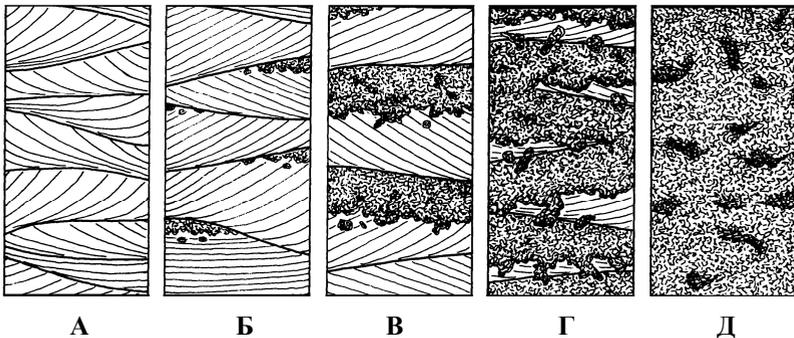
Биотурбитовая текстура лучше всего "читается" в породе различной гранулометрии; в породе с одинаковой зернистостью она видна гораздо хуже и может быть выявлена на сильно выветрелых поверхностях обнажений или путем пропитывания породы водой, маслом и другими веществами.

Надо отметить, что есть целый ряд исключений, не позволяющих напрямую интерпретировать интенсивную биотурбацию как приостановку осадконакопления, и поэтому в каждом случае необходимо искать дополнительные признаки перерывов.

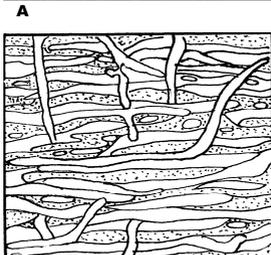
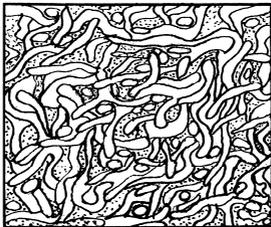


**Рис. 6.1. Зависимость размеров обломочного материала, плотности популяции и степени биотурбации от процессов эрозии и седиментации. Чем интенсивнее эрозия, тем грубее осадок, меньше плотность популяции и меньше степень биотурбации (Лисицин, 1988)**

6. Тонкополосчатая, не нарушенная биотурбацией текстура, для пелагических отложений также может являться индикатором медленной, с перерывами, седиментации. В данном случае она указывает на крайне низкую скорость транспортировки осадочного материала, не превышающую нижнего уровня формирования гладкого дна (Лидер, 1986; Рединг и др., 1990). Гладкое дно формируется либо при крайне низкой скорости потока, когда движение частиц отсутствует, либо – при очень высокой скорости, когда частицы не достигают дна и уносятся потоком. Другими словами, скорость перемещения потока настолько мала, что обеспечивается пелагический тип осадконакопления – только за счет фоновых осадков или остатков планктона.



**Рис. 6.2.** Схема, иллюстрирующая соотношение между эрозией и скоростью осадконакопления, а также интенсивностью и глубиной биотурбации: А – высокая скорость осадконакопления, чередующаяся с фазами эрозии; В – равновесные скорости эрозии и биотурбации; Д – низкие скорости седиментации, отсутствие эрозии, полная биотурбация осадка; Б и Г – промежуточные состояния (Bromley, 1992)



**Минералогические признаки.** Среди минеральных скоплений, образующихся во время остановок осадконакопления, существует несколько минералов – индикаторов перерывов: это присутствие автохтонных глауконитов (глауконититов) и фосфоритов. Часто с ними ассоциируют кремнистые отложения и пирит, но присутствие последних наблюдается не всегда. В связи с чрез-

**Рис. 6.3.** Шнурковая (А) и ихнослоистая (Б) текстуры пород, возникающие при полной биотурбации осадка в моменты замедления и приостановки осадконакопления. Примеры взяты из нижнеаптских отложений Северного Кавказа (район г. Кисловодск)

вычайно медленным образованием глауконита, интервалы разреза, обогащенные им, свидетельствуют о значительной конденсации. Фосфориты являются постоянным "спутником" глауконита и также свидетельствуют о медленном осадконакоплении или перерыве седиментации.

Для пелагических и гемипелагических обстановок одним из индикаторов перерывов является образование железомарганцевых пленок, корок, оолитов и микроконкреций, сопровождаемое появлением характерной красноватой окраски пород (Рединг и др., 1990). Это явление связано со взаимодействием морской воды, имеющей окислительную реакцию, и осадочной толщи, вскрытой во время перерыва. Окислительные условия приводят к перераспределению ряда элементов группы железа и марганца. Они подвижны в восстановительной среде и неподвижны или слабо подвижны – в окислительной (Лисицын, 1988).

К индикаторам перерывов можно отнести различную степень диагенеза подстилающих и перекрывающих пород (переуплотнение), обычно указывающее на эрозию.

Надо заметить, что все эти признаки не являются универсальными, и использовать их надо с определенной осторожностью.

## 6.2. Биостратиграфические методы

О "работе" этих методов уже достаточно много говорилось в настоящей книге. Цель биостратиграфии – проведение точных корреляций разрезов на основе разработки детальных (и сверхдетальных) биостратиграфических шкал. Именно корреляция биостратиграфических последовательностей обеспечивает возможность выявления перерывов (в том числе и скрытых). Как уже неоднократно упоминалось, чем детальнее стратиграфическая шкала, тем меньшие по амплитуде гиатусы мы можем установить с ее помощью. Для более эффективного использования биостратиграфического метода в последнее время большое внимание уделяется так называемым "стандартным" биостратиграфическим шкалам. Под **зональным биостратиграфическим стандартом** понимается искусственная (абстрактная), максимально полная последовательность зон, которая может быть принята и утверждена в качестве эталонной для морской (континентальной) части палеогеографического пояса. Сравнивая полностью конкретных разрезов со стандартом, существенно легче выявить гиатусы с небольшой амплитудой.

Как известно, не все ископаемые остатки одинаково хороши для разработки биостратиграфических шкал. Очевидно, что для выявления стратиграфических перерывов следует использовать те шкалы, которые основаны на организмах, испытывавших быструю эволюцию. Следует, однако, заметить, что при обнаружении отсутствия каких-то зональных форм в разрезе (при отсутствии дополнительных свидетельств перерыва), не стоит спешить в установлении гиатуса. Необходимо прежде разобраться, чем вызвано отсутствие того

или иного руководящего ископаемого. Зачастую это может быть связано с изменением экологических условий обитания фауны (флоры). Известно, например, что на огромном пространстве Русской плиты в барреме не встречаются аммониты, но это вовсе не означает, что на этот интервал приходится перерыв. Их отсутствие в данном случае объясняется сильным опреснением бассейна, не совместимым с условиями обитания этой стеногаалинной группы. В силу данного обстоятельства следует руководствоваться различными параллельными биостратиграфическими шкалами, основанными на группах организмов, в разной мере толерантных к меняющимся палеогеографическим условиям.

### 6.3. Тафономические методы

Тафономия – наука о захоронении организмов, также помогает выявить ряд признаков, по которым устанавливаются перерывы и переотложение окаменелостей (Янин, 1983). К ним относятся:

1. Редкость находок, малочисленность отдельных форм, представленных дезинтегрированными остатками. И наоборот, многочисленность остатков фауны в конденсированных разрезах (например, цефалоподовые известняки) и, тем более, в ГК.

2. Разный характер сохранности остатков. Переотложенные остатки отличаются от автохтонных цветом, другим характером минерализации и кристаллизации, большей степенью коррозии и биоэрозии, окатанности, сортированности, фрагментарности и т.д. Иногда, правда, переотложенные остатки имеют лучшую сохранность, так как они представлены, например, более толстыми, массивными и устойчивыми к эрозии и растворению скелетными образованиями.

3. Наличие во вмещающей толще (цементе) вокруг глыбовых включений ореола из остатков, которые встречаются в самих глыбах и обломках.

4. Смешанный характер тафоценозов, с участием как авто-, так и аллохтонных форм. При этом степень переотложения может быть весьма различной.

5. Несоответствие залегания фоссиллий признакам первичного захоронения, таким как положению мениска заполнения внутренней полости скелета (раздел 3.4, табл. 11, фиг. 2).

6. Характер и частота биотурбаций (подраздел 6.1).

Используя эти признаки, можно с той или иной степенью уверенности судить о присутствии стратиграфического перерыва, но судить о величине hiatus, к сожалению, невозможно.

### 6.4. Литологические методы

В процессе геолого-съёмочных работ стратиграфические исследования сопровождаются, по возможности, более полным комплексом литологических работ. Виды и методы современных литологических исследований детально освещены в целом ряде специальных руководств. Это, прежде всего, трехтомная "Литология" В.Т. Фролова (1992-1995), методические рекомендации "Исследование осадочных горных пород при составлении средне- и мелко-масштабных геологических карт нового поколения" О.В. Япаскурта (1998) и огромное число зарубежных публикаций (Рединг и др., 1990; Хэллем, 1983; Reading et al., 1996; Tucker, Wright, Dickson, 1990; Einsele, 2000 и т.д.).

Изучение стратиграфических перерывов, безусловно, должно явиться составной частью комплексных литологических исследований. В связи с этим необходимо остановиться на следующих моментах.

Одним из первых шагов в литологических исследованиях является проведение циклического, или циклитового (морфологического, структурного), анализа. По В.Т. Фролову (1992-1995) циклит определяется как парагенез слоев, связанных более тесно друг с другом, чем со смежными парагенезами, от которых он отделяется границами большей резкости. При этом предлагается структурная иерархия геологических циклитов, включающая 8 крупных порядков от микроциклитов до супергигациклитов и около 20 рангов. Именно с границами циклов разных порядков и могут быть связаны стратиграфические перерывы, также имеющие различные временные и пространственные характеристики.

Безусловно, не все границы циклов связаны с перерывом, так же как и перерывы можно подразделять на межциклитовые разных рангов и внутрициклитовые, но именно в процессе циклического анализа удастся установить как сами перерывы, так и получить данные об их распространении по площади и определенные сведения о продолжительности hiatusов, основанные на литологических данных. При этом становится очень важным изучение кор выветривания, т.е. не только поверхности перерыва, но и геологического тела (в трехмерном пространстве), сформированного за этот период, ибо мощность кор и генетические типы элювия и их последовательное наложение друг на друга есть четкая мера времени воздействия агентов выветривания (Фролов, 1992-1995).

Как уже говорилось в предыдущих главах, далеко не всегда перерывы сопровождаются размывом ранее образовавшихся осадков. Тем внимательнее должны изучаться возможные следы размывов – неровности дна, срезание поверхностью размыва слоев, базальные образования, элювиальные изменения осадков и пород, биоцеленение дна и др. Один из признаков размыва – усеченный циклит, внезапное нарушение выявленной цикличности. Следует, однако, по В.Т. Фролову (1992-1995), отличать ложные перерывы, которые могут быть вызваны, например, пеплопадами и отложениями турбидитов. При этом отсутствие перехода нижнего слоя в верхний, в том числе и очень грубый, создается не прерыванием постоянной, фоновой седиментации, а ла-

винным, мгновенным осаждением сравнительно больших порций осадка. Контакт выглядит как перерыв, а на деле имеет место сверхинтенсивная (лавиная) седиментация.

### 6.5. Геохимические методы

Геохимическое обеспечение геологосъемочных работ, регламентирующееся соответствующими документами (Временные требования..., 1999 и др.) предусматривает установление геохимических характеристик всех выделяемых геологических подразделений. Так при ГСР-200 опробованию подлежат главные петротипы, в том числе и осадочных пород (глины, глинистые сланцы, песчаники, карбонатные породы и т.д.), которые по отдельности или вместе не менее чем на 90 % характеризуют вещественные особенности изучаемого геологического образования. Каждый петротип должен быть охарактеризован не менее чем 15 пробами. Работа заключается в целенаправленном опробовании опорных разрезов в естественных и искусственных обнажениях и керне скважин. При этом получают усредненную геохимическую характеристику определенных частей разреза. Для изучения стратиграфических перерывов это должно быть дополнено целенаправленным опробованием прилегающих к перерывам частей стратиграфического разреза.

При обработке силикатных анализов для систематизации химического состава осадочных горных пород мы рекомендуем воспользоваться разработанной Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (2000) химической классификацией осадочных пород, основанной на системе петрохимических модулей.

На основании приближенно-количественных и количественных анализов отдельных элементов согласно существующим требованиям (Временные требования..., 1999) по каждому выделенному геологическому подразделению рассчитываются характерные ассоциации химических элементов, ранжированные по величине кларков концентрации ( $K_k$  – отношение оценки среднего содержания элемента в изучаемой выборке к кларку для аналогичного литохимического типа пород). Так же рассчитываются их типы по классификации В. Гольдшмидта (литофильные, халькофильные, сидерофильные, смешанные).

Анализ геохимических характеристик отдельных частей стратиграфического разреза позволяет уточнить, а зачастую и выявить положение стратиграфических перерывов.

Геохимические данные, полученные в результате специального опробования прилегающих к перерывам частей стратиграфического разреза, особо важны для характеристики процессов выветривания (как субаэрального, так и подводного), имевших место в течение hiatus. При этом значительное внимание должно быть уделено оценке возможной рудоносности выявленных кор выветривания и подобных им образований.

Безусловный интерес представляет специальное геохимическое изучение поверхностей перерыва с точки зрения возможной фиксации на ней следов катастрофических, в том числе импактных событий. Специально эти вопросы рассматривались нами ранее (Веймарн и др., 1998).

Изотопно-геохимические исследования могут внести значительный вклад в расшифровку геологических событий как предшествовавших гиатусу, так и последовавших за ним.

Изотопный состав кислорода органических карбонатов контролируется целым рядом факторов, из которых наиболее важными являются температура и соленость воды. Используется соотношение изотопов кислорода  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ .

Изотопный состав углерода также несет важную геологическую информацию. Широко используется величина соотношения изотопов  $^{13}\text{C}$  и  $^{12}\text{C}$  как в карбонатах, так и в органическом углероде (Галимов, 1999; Шидловский, 2000 и др.).

По мнению В.А. Гриненко и Л.Н. Гриненко (1974), изотопный состав серы отражает условия осадконакопления: аэрацию придонной воды, скорость седиментации и интенсивность сульфатредукции.

## ГЛАВА 7. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

### 7.1. Перерывы и стратиграфические границы. Критерий картируемости

Легенда к геологической карте основывается на разработанной съемщиком для картируемой площади рабочей стратиграфической схеме. Схема должна базироваться "на критерии картируемости, т.е. пространственной выдержанности, пространственного постоянства того слоя или тех слоев, которые получили в процессе геологического картирования значение определенных стратиграфических единиц" (Леонов, 1973).

Выделение стратиграфических единиц стратонов осуществляется в соответствии с требованиями Межведомственного стратиграфического комитета об основных биостратиграфических (ярусы) и литостратиграфических (свиты) единицах, а рабочая схема сопоставляется с Международной стратиграфической шкалой (Стратиграфический кодекс, 1992).

Таким образом, съемщик одновременно является стратиграфом. И не случайно *первая* геологическая карта и *первая* стратиграфическая колонка почти 200 лет тому назад были составлены *одним* лицом – английским инженером и топографом В. Смитом (1769-1839), которого его соотечественники - геологи называли Страта Смит. С тех пор практическая стратиграфия и геологическое картирование не разделяются, а дополняют друг друга. И не случайно в современной стратиграфии ряда систем фанерозоя основное внимание уделяется ярусным границам, которые, как и другие стратиграфические границы, являются непосредственным объектом геологического картирования.

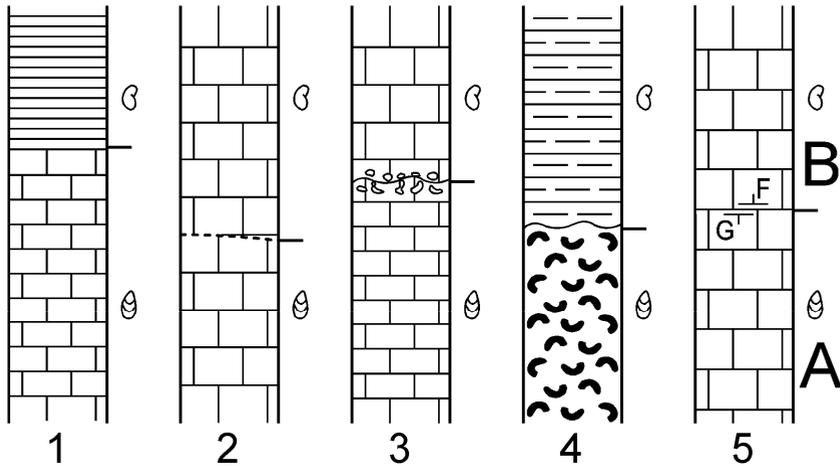
Под *стратиграфической границей* понимается *поверхность, разделяющая два смежных по вертикали стратона и являющаяся уровнем смены характерных для этих стратонов литостратиграфических и биостратиграфических признаков*. Уровень смены признаков представляет собой некий пренебрежительно малый (сравнительно с мощностью разделяемых стратонов) объем отложений, практически принимаемый за линию, стратиграфическую границу. Именно такие границы используются при корреляции (сопоставлении) разрезов. По своей сути корреляция представляет собой операцию по прослеживанию в пространстве уровня одинаковой последовательности стратонов в разобщенных разрезах.

У съемщика (по сути дела являющегося геологом-стратиграфом) уже на стадии расчленения отдельных разрезов могут возникнуть затруднения при установлении границ биостратонов. Наиболее обычная причина затруднений – недостаточная охарактеризованность разрезов руководящими макроиспаемыми, принадлежащими к ортофоссилиям (рис. 7.1).

При современном состоянии степени точности стратиграфии границы стратонов ярусного и подъярусного уровня при корреляции признаются *изохронными*. Это означает, что допускается соответствие каждой границы на

всем пространстве стратиграфического исследования (геокартирования) одному моменту геологического времени. Необходимо отчетливо себе представлять, что при проведении исследования на обширной площади во всех конкретных разрезах стратиграфическая граница не может быть строго одновременной, а в действительности является в различной степени разновременной – диахронной. Представление об изохронности и диахронности (рис. 7.2) является важнейшим понятием стратиграфии будущего, когда геолог-стратиграф, ныне неплохо изучающий отложения, также неплохо будет изучать пока чуждые ему явления, связанные с перерывами (Наливкин, 1974). Но уже сейчас оперирование абстрактными изохронными уровнями (поверхностями) позволяет "дать ориентировку о течении времени в пространстве" (Найдин, 1998).

Распознавание крупных перерывов, возникающих в переломные эпохи геологической истории, не представляет больших затруднений при съемке. Осо-



**Рис. 7.1. Биостратиграфическая граница в реальном исполнении (Найдин, 1998).** Биостратоны *A* и *B* номинально намечены редкими находками ортоскопаемых. Граница между ними практически проводится на основании дополнительных данных: 1 – по резкой смене литологического состава отложений; 2 и 3 – по следам перерывов; 4 – по особенностям распространения парастратиграфических ископаемых; 5 – по комплексам фауны *G* и *F* массового распространения

бенно, если перерывы сопровождаются несогласиями разного типа. Значительно сложнее выявить действие перерывов в визуально непрерывных разрезах литологически монотонных карбонатных или терригенных толщ.

В значительной степени мифы о непрерывных разрезах возникают вследствие признания в качестве таких разрезов, в которых стратиграфическая последовательность номинативно не прервана. Однако в таких разрезах почти всегда, вследствие развития явных и особенно скрытых перерывов, стратиграфическая последовательность (например, ярусов) представлена не полностью (рис. 7.3).

Поэтому признание изохронности ярусных границ на площади часто может быть лишь приближением к действительности.

## 7.2. Анализ перерывов различного типа на отдельных этапах стратиграфического исследования

Основу стратиграфического каркаса при сопоставлении конкретных разрезов составляют местные подразделения – прежде всего свиты и серии. Они выделяются главным образом по литологическому составу либо на основе ритмостратиграфического подхода в случае развития мощных циклически построенных монотонных толщ. Нередко свиты имеют границы, представляющие собой перерывы. Перерывы типа угловых несогласий или эрозионных врезов внутри свиты не допускаются. Возможно только присутствие небольших перерывов, на которых не может быть зафиксировано выпадение какого-либо стратиграфического подразделения целиком.

В соответствии с законом возрастной миграции фаций границы свит на площади не будут оставаться изохронными, а будут скользить во времени. Степень их диахронности не очень велика, но иногда она может достигать одного-двух ярусов. Стратиграфический кодекс не

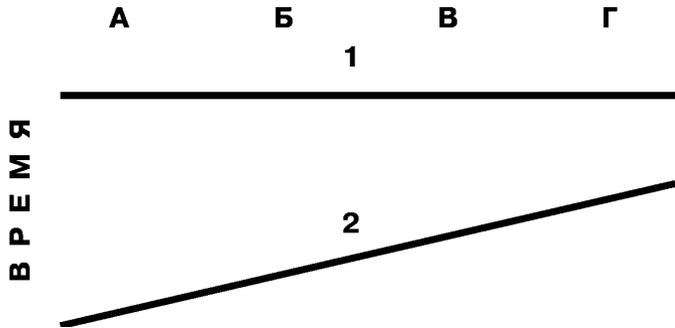


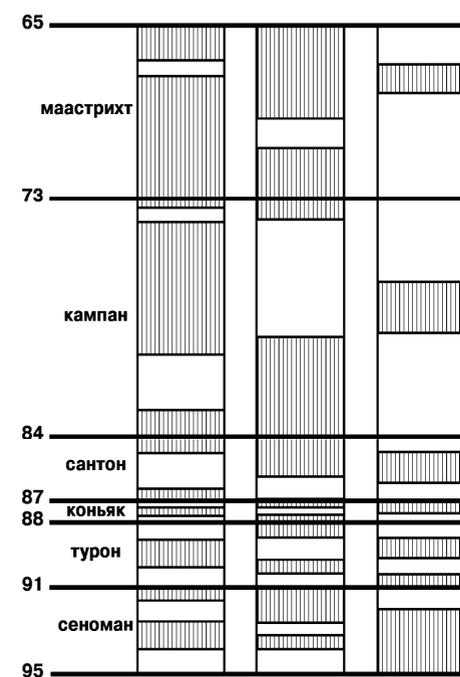
Рис. 7.2. Изохронные (1) и диахронные (2) уровни в стратиграфии: А–Г – разрезы

рекомендует выделение свит, резко неодновременных на площади их развития. Именно поэтому очень важную роль играют определения величины гиа-

тусов, ограничивающих подошву и кровлю свиты и прослеживание величины этих гиатусов на площади.

Поскольку гиатус отражает пробел в стратиграфических данных и является стратиграфической категорией, мы рекомендуем при графическом обобщении результатов рутинные колонки разрезов, на которых отмечаются перерывы (рис. 7.4, верхний ряд), сопровождать колонками тех же разрезов с предполагаемой оценкой гиатусов (рис. 7.4, нижний ряд).

Кроме того, можно рекомендовать в завершающие разделы отчета по съемке включать график, показывающий распознанные на закартированной площади типы гиатусов по их стратиграфической величине (рис. 7.5). График имеет принципиальное значение.



**Рис. 7.3. Понятие о номинативно полных разрезах.** В разрезах I–III верхнего мела какого-то региона установлено присутствие отложений всех ярусов отдела. Разрезы можно признать полными по названиям ярусов, но их номинативная полнота не подтверждается реальными стратиграфическими объемами ярусных интервалов

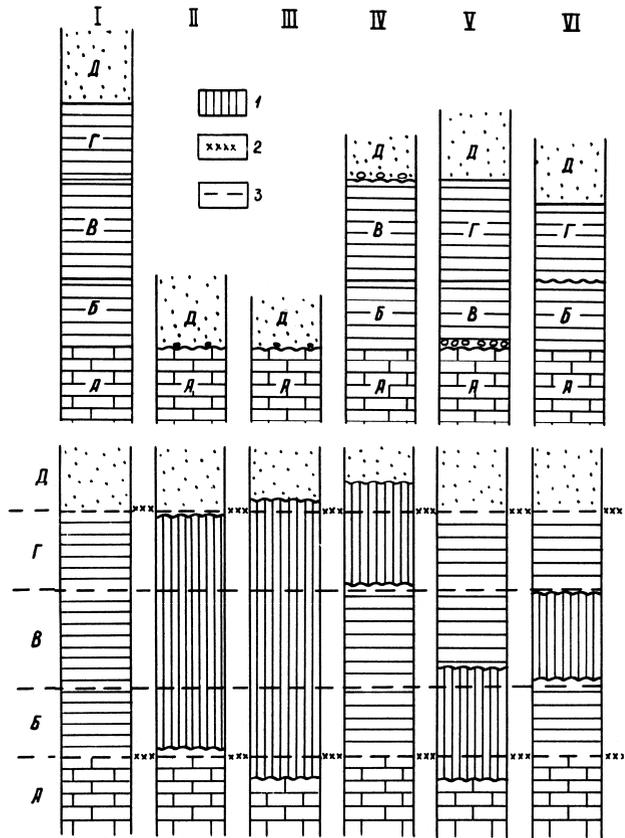
съемке включать график, показывающий распознанные на закартированной площади типы гиатусов по их стратиграфической величине (рис. 7.5). График имеет принципиальное значение. Он наглядно показывает, что в реальном конкретном регионе величина гиатусов не определяется стратиграфическим рангом границ. Так, в Восточном Прикаспии нижняя и верхняя границы верхнего отдела меловой системы (а верхняя граница верхнего мела кроме того есть граница мезозойской и кайнозойской групп!) выражены значительно менее резко, чем многие ярусные и внутриярусные границы отдела.

Полезным инструментом, позволяющим использовать величину перерывов при палеогеографических реконструкциях, являются хроностратиграфические профили, иногда называемые также лито-хроностратиграфическими диаграммами. В отличие от обычных геологических профилей (разрезов), на которых показываются литология и возраст осадочных тел в условных или абсолютных вертикальных координатах, выраженных в метрах, вертикальный масштаб

хроностратиграфических профилей временной, т.е. в идеальном случае откладывается в годах (обычно в миллионах лет). Это означает, что на таком профиле интервалы общей шкалы, не представленные в данном бассейне в виде осадков, будут отражены пробелами. Временной масштаб непрерывен, тогда как почти каждый стратиграфический разрез содержит в себе пере-  
рывы. Если геологический профиль, в первую очередь, наглядно представляет изменения скоростей седиментации (мощностей) и амплитуду последующих размывов в линейных единицах пространства (пере-  
рывы при этом выражаются лишь в соотношении границ стратонгов, и продолжительность

гиатусов никак не может быть количественно получена из графика), то хроностратиграфический профиль позволяет легко визуализировать последнюю, наряду с демонстрацией фациальных изменений. Такие профили не заменяют обычные, но служат информативным дополнением к ним (Никишин и др., 1999).

Первыми, очень примитивными, формами хроностратиграфических профилей можно считать



**Рис. 7.4.** Два варианта графического изображения стратиграфических данных: АД – стратонги, увязанные с МСШ, являющейся эмпирическим обобщением стратиграфической последовательности стратисферы. I – визуально "непрерывный" разрез; II-VI – разрезы с гиатусами. 1 – гиатусы; 2 – изохронные уровни; 3 – границы стратонгов

стратиграфические схемы, в которых для каждого района или структурно-фациальной зоны бассейна самостоятельная колонка содержит в словесном виде характеристику каждого стратона, а пропуски в разрезе показаны вертикальной штриховкой. Таковы стандартные унифицированные стратиграфические схемы в их корреляционной части. Более совершенными являются схемы, в которых литология показана графическими символами (условными знаками), а не сообщена словами, и границы колонок сняты (Найдин и др., 1991, 1994).

Необходимый признак настоящего хроностратиграфического профиля – наличие реального горизонтального масштаба вдоль определенной линии, прямой или ломаной (если число имеющихся в распоряжении исследователей разрезов ограничено). То есть настоящий хроностратиграфический профиль – такой же профиль, как и обыкновенный геологический, но представляющий временную структуру осадочного чехла, а не только его пространственное строение (см. рис. 4.1 в гл. 4 и рис. 3.12, 3.13 в гл. 3).

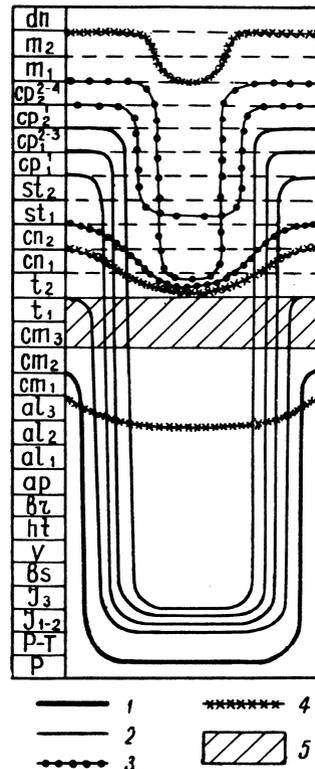
Наконец, возможна комбинация реального стратиграфического профиля с вертикальным масштабом в виде мощности и хроностратиграфической информации. В этом случае внутри каждого стратона, длительность которого рассчитана по определенной геохронологической шкале, вдоль оси каждого разреза откладываются точки, отвечающие возрасту, выраженному в миллионах лет и с шагом, допустим, через 1 млн лет. В случае конденсированных разрезов возможен выбор шага равного 0,5 и менее миллионов лет. При этом учитывается изменение полноты разреза как в подошве стратона, так и в его кровле. Затем одновозрастные точки соединяются прямыми линиями. Их исчезновение на границах будет отражать перерывы и размыв осадков, а расстояние между ними будет характеризовать скорость седиментации. Сближение линий демонстрирует снижение темпа накопления осадков, а увеличение расстояния между ними – рост скорости седиментации. Эти линии могут быть названы изохронами. Такой профиль легко трансформировать в хроностратиграфический путем приведения всех изохрон в строго горизонтальное положение с одинаковым интервалом между ними (Никишин и др., 1999).

### **7.3. Реконструкция геологической истории, имевшей место во время перерывов**

Восстановить геологические события, происходившие на той или иной территории во время перерывов возможно лишь в тех случаях, когда сохраняются непосредственные или косвенные признаки этих событий. Когда ничего не сохраняется, реконструировать эти события можно лишь в самых общих чертах, основываясь на строении соседних районов. При этом одним из основных методов решения данной проблемы будет являться *стратиграфическая корреляция* – т.е. сопоставление множества разрезов и поиск тех интервалов разреза, которые восполняют пропуск.

Несколько иной представляется ситуация, когда сохраняются хотя бы косвенные свидетельства геологических событий. Покажем это на уже упоминавшемся примере конденсированного разреза альбских отложений у дер. Паромоново на севере Московской области (см. раздел 3.1.2, табл. 6). В этом разрезе присутствует крупный стратиграфический перерыв на границе аптских песчаных глин и глауконитовых песков среднего альба и множество мелких перерывов различного происхождения (табл. 6, колонка 2). Главный перерыв соответствует всему нижнему альбу и части среднего альба, что установлено по находкам раковин зональных индексов аммонитов. По своему

**Рис. 7.5.** Типы перерывов по величине стратиграфического hiatus в верхнемеловых отложениях Восточного Прикаспия (Найдин и др., 1984). Перерыв охватывает отложения: 1 – систем; 2 – отделов; 3 – ярусов; 4 – части ярусов; 5 – отложения отсутствуют. Индексы: Р – пермь, Р-Т – пермь – триас,  $J_{1-2}$  – нижняя – средняя юра,  $J_3$  – верхняя юра; нижний мел: bs – берриас, v – валанжин, ht – готерив, br – баррем, ap – апт,  $al_1, al_2, al_3$  – нижний, средний, верхний альб; верхний мел:  $st_1, st_2, st_3$  – нижний, средний, верхний сеноман,  $t_1, t_2$  – нижний, верхний туррон,  $cn_1, cn_2$  – нижний, верхний коньяк,  $st_1, st_2$  – нижний, верхний сантон,  $cr_1^1, cr_1^{2-3}$  – нижний кампан,  $cr_2^1, cr_2^{2-4}$  – верхний кампан,  $t_1, t_2$  – нижний, верхний маастрихт, dn – даний



типу это эрозионно-элювиальный пере-

рыв, представленный сочетанием МД, эрозионной поверхности и нескольких генераций фосфоритов, содержащих ископаемые остатки. Общую продолжительность этого перерыва можно оценить в 6-7 млн лет (рис. 3.13). Более мелкие перерывы либо эрозионные, либо – эрозионно-элювиальные, без формирования поверхности мягкого дна, но с фосфоритами.

Из базального горизонта среднего альба сделаны находки ранне- и среднеальбских аммонитов, которые характеризуют почти всю недостающую последовательность (табл. 6, колонка 4). Это устанавливается при сопоставле-

нии с последовательностью аналогичных видов аммонитов в соседних, более полных разрезах (табл. 6, колонка 3). Таким образом, можно заключить, что в раннем альбе и в начале среднего альба на данной территории несомненно были морские условия и шло формирование осадков. Исходная мощность отложений не поддается восстановлению, можно лишь сказать, руководствуясь составом переотложенного материала и характером осадконакопления, что она вряд ли была большой (первые метры). Состав ранне- и среднеальбских осадков был песчано-глинистым, что установлено по породам, находящимся внутри переотложенных раковин.

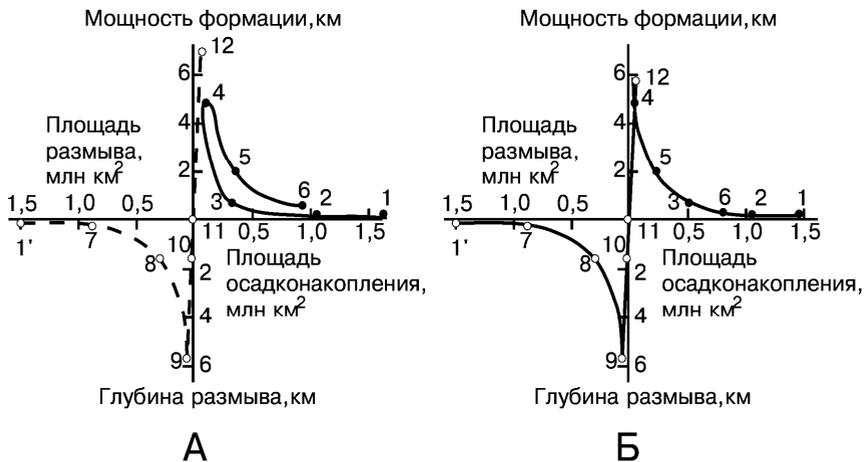
Учитывая, что фосфориты разного возраста часто заключены один в другом, можно сказать, что формирование данного перерыва не было единовременным процессом, а, наоборот, было многостадийным. Он включал фазы: (1) накопления осадков, (2) ненакопления осадков и роста фосфоритовых стяжений, (3) эрозии, выноса рыхлого осадка и переотложения образовавшихся фосфоритов (табл. 6, колонка 4). Наиболее длительным был, очевидно, последний перерыв, сформировавшийся в момент существования аммонитов *Hoplites spathi*.

Если восстановить последовательность событий (табл. 6, колонка 4) с примерным распределением времени, приходившегося на накопление, эрозию и ненакопление (по приблизительным оценкам, Рединг и др., 1990), то мы увидим, что и верхняя часть разреза, где часть осадков сохранилась, состоит в основном из перерывов. Отложения уцелели лишь благодаря тому, что скорости прогибания территории и накопления осадков были несколько выше скорости морской эрозии.

Примеров, подобных данному, в литературе описано достаточно много. Анализу синседиментационных перерывов уделяется все больше и больше внимания, поскольку это позволяет выявить события, проявившиеся на большой площади почти одновременно и использовать их в стратиграфии как своего рода мерную линейку.

С эрозионными перерывами (первый тип перерывов) дело обстоит намного сложнее, поскольку эрозия проявляется обычно на большой площади и "стирает" все. К любопытным выводам о соотношении пространства – времени размываемых пород (т.е. мест формирования эрозионных перерывов) и накопления осадков пришел П.В. Флоренский (1987). Для этого взаиморавновешенного процесса он предложил термины "формаций породных", соответствующих накапливающимся толщам, и "формаций-фантомов" соответствующих тем районам и толщам пород, которые размываются, уничтожаются, стираются из геологической летописи и которые некогда существовали на земном лике. Для соотношения двух взаимосвязанных процессов (эрозия – накопление) для разных геологических обстановок Земли был предложен обобщенный график (рис. 7.6А), правая часть которого отвечает объему накапливающихся осадков, а левая часть отвечает объему размываемых пород. Точка 12 графика соответствует формированию олигостромовых

формаций, которые, по мнению П.В. Флоренского (1987), несут информацию о строении исходной формации-фантома, поскольку включают крупные блоки разрушенных толщ, по которым "фантом" может быть восстановлен. Это действительно так. Дополняя эту мысль, скажем, что реконструировать исходный состав размываемых отложений можно по любым крупнообломочным отложениям – конгломератам, брекчиям и т.д., что существенно расширяет список породных формаций, по которым можно восстановить формацию-фантом (например, точка 5 графика). При образовании таких осадков перенос материала был достаточно значительным и поэтому определить, где и как располагались исходные отложения гораздо сложнее, а подчас просто невозможно.



**Рис. 7.6.** Схема соотношения пространства – времени формаций породных и формаций-фантомов (Барабощкин, 2001): А – по П.В. Флоренскому, 1987, с небольшими изменениями; Б – предлагаемая схема соотношения пространства – времени формаций породных и формаций-фантомов. Точками показаны формации породные: 1 – океанических платформ; 2 – океанического склона; 3 – континентального склона; 4 – впадин платформ и геосинклиналей; 5 – предгорных прогибов; 6 – континентальных платформ. Кружками показаны формации-фантомы: 1' – океанических платформ; 7 – равнинных континентальных платформ; 8 – всхолмленных равнин континентальных платформ; 9 – воздымающихся гор; 10 – зон сжатия; 11 – зон сжатия, компенсированных эрозией; 12 – зон сжатия, надвигов и формирования олистостромовых формаций

В точке 11 интенсивность эрозии полностью компенсируется интенсивностью осадконакопления. Предполагается, что такой процесс возможен при росте тех горных сооружений, для которых скорость их роста соответствует скорости эрозии.

Представляется, однако, что график П.В. Флоренского не точно отражает сбалансированность процесса размыв – накопление: ведь система в общем-то закрытая. Магматические породы также вовлекаются в процесс осадконакопления путем их размыва и переотложения и могут быть включены в общий баланс. Поэтому более верным представляется симметричный вариант этого графика (рис. 7.6Б), ближе к вертикальной оси которого располагаются те породные формации, для которых существует больше шансов восстановить исходную формацию-фантом. В остальных случаях восстановление формаций-фантомов практически невозможно, и эти интервалы еще долго будут оставаться "темными пятнами" в геологической летописи, пока не появятся новые методические приемы для их расшифровки.

#### 7.4. Наименование и обозначение стратиграфических перерывов

В "Дополнениях к стратиграфическому кодексу России" (2000) рекомендуется наименования перерывов давать по названиям стратонов, выпадающих из стратиграфической последовательности. При датировании отложений, залегающих выше поверхности перерыва, и предполагаемом положении отсутствующих стратонов, предшествовавших перерыву, непосредственно ниже по разрезу употребляется приставка **пред-**; при точно не определенном их положении – приставка **до-**. При датировании сохранившихся предшествовавших перерыву отложений употребляется приставка **после-**. Например: визейский перерыв, предтриасовый перерыв, послеордовикский перерыв.

Из приведенного в гл. 1 нашего определения диаستم как визуально неразличимых очень коротких перерывов вытекает невозможность их специальной идентификации. Здесь мы расходимся с рекомендациями "Дополнений ..." (2000), где диастемы определяются просто как мелкие перерывы.

Способ изображения стратиграфических перерывов в условных обозначениях карт, на стратиграфических колонках и схемах корреляции показан в приложении 14 "Инструкции по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000" (1995). Детализация и разъяснения этих положений приведены в "Дополнениях..." (2000). На вышеперечисленной графике стратиграфические перерывы показываются следующими условными обозначениями: а) волнистой линией, если интервал перерыва не фиксируется в масштабе рисунка; б) в случаях, когда интервал перерыва установлен, — двумя волнистыми линиями, поле между которыми покрывается прямой вертикальной штриховкой. Если перерыв только предполагается, посреди поля ставится знак вопроса.

Мы считаем, что стратиграфические колонки по всем составляемым в результате геолого-съёмочных работ геологическим картам обязательно должны содержать возможно полную характеристику стратиграфических перерывов. Это особенно важно для тех листов геологических карт, где стратиграфические колонки составляются по отдельным структурно-фациальным зонам. Можно также рекомендовать составление специальных хроностратиграфических схем.

Особую роль должна играть информация о стратиграфических перерывах при изучении закономерностей размещения полезных ископаемых. Во время перерывов образуются экзогенные месторождения, связанные с корами выветривания, формируются зоны окисления выведенных на поверхность эндогенных месторождений. Зачастую именно в эти периоды геологической истории происходит внедрение интрузий и формирование эндогенных месторождений. Поэтому на металлогенотипе, на которой изображаются генетические и парагенетические связи полезных ископаемых с конкретными рудоуправляющими формациями, тектоническими подразделениями и этапами геологического развития, все полученные в результате геолого-съёмочных работ данные о стратиграфических перерывах должны найти максимально полное отражение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение проблем, связанных с изучением стратиграфических перерывов, показывает безусловную необходимость их детального изучения при проведении геолого-съемочных работ.

Имеющиеся в настоящее время в распоряжении геолога-съемщика палеонтологические, литологические и геохимические методы позволяют выявлять стратиграфические перерывы, проследивать их по площади и в первом приближении давать оценку величины hiatus. Чрезвычайно важно, хотя и довольно сложно выяснить характер геологических событий, происходивших в течение этих hiatus.

Представляется необходимым отражать результаты изучения стратиграфических перерывов в отчетных графических приложениях по результатам геолого-съемочных работ. На стратиграфических колонках к геологической карте должны быть обозначены стратиграфические перерывы и по возможности указана их продолжительность. При сложности изображения их на колонке возможно составление отдельной хроностратиграфической схемы, помещаемой под стратиграфической колонкой.

Все данные о стратиграфических перерывах должны быть использованы в процессе оценки закономерностей размещения полезных ископаемых и отражены в металлогенграмме.

Главы стратиграфия и история геологического развития должны сопровождаться хроностратиграфическими колонками и разрезами, несущими максимальную информацию о стратиграфических перерывах.

Дальнейшее изучение стратиграфических перерывов требует детальных биостратиграфических исследований. Как для выделения перерывов, так и для установления величины hiatus необходимы максимально детальные зональные стратиграфические шкалы. Особую важность представляет и дальнейшее уточнение абсолютных геохронологических датировок границ стратиграфических подразделений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова А.Н.* 1999. Франский ярус западного склона Южного Урала. – Уфа: Изд-во ИГ УфНЦ РАН, 55 с.
- Абрамова А.Н., Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н.* 1998. О нижней границе зилаирской свиты в разрезе у д. Яумбаево. – Уфа: Изд-во ИГ УФ РАН, С. 32–34.
- Барaboшкин Е.Ю.* 1992. Нижний альб центральных районов Русской плиты / Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. Под ред. С.М. Шик. – М., С. 20–36.
- Барaboшкин Е.Ю.* 1997а. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья р. Кача – Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. МГУ, сер. геол. – № 3. – С. 22–29.
- Барaboшкин Е.Ю.* 1997б. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача – Бодрак / Очерки геологии Крыма. Под ред. Е.Е. Милановского. – М.: Изд-во МГУ, С. 27–53.
- Барaboшкин Е.Ю.* 2001. Перерывы в геологической летописи: Проблемы и способы решения // Сорос. образоват. журн. – М., Т. 7, № 1. – С. 57–63.
- Барaboшкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Лееревельд Х., Дундин И.А.* 1999. К стратиграфии аптского яруса Ульяновского Поволжья // Тр. НИИГеологии СГУ, нов. сер., т. 1. – Саратов, С. 44–64.
- Барaboшкин Е.Ю., Янин Б.Т.* 1997. Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма. / Очерки геологии Крыма. Под ред. Е.Е. Милановского. – М.: Изд-во МГУ, С. 4–26.
- Баширин А.К.* 1961. Типы несогласного залегания слоев // Геол. и геофиз. – № 9. – С. 13–21.
- Беляева Н.В.* 2000. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы: Автореф. дисс. докт. геол.-минер. наук. – М., 50 с.
- Беляева Н.В., Сташкова Э.К.* 1999. Модель седиментации франско-турнейских отложений Калининской впадины в системе Камско-Кинельских прогибов. – Екатеринбург: УрО РАН, 125 с.
- Богданов А.А.* 1949. Несогласия, их типы и значение их изучения // Изв. АН СССР, сер. геол. – № 2. – С. 43.
- Богданова Т.Н.* 1999. Нижний апт горного Мангышлака (Стратиграфия, корреляция, аммониты) // Стратигр. геол. корр. – Т. 7. – № 4. – С. 40–53.
- Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Кононова Л.И., Барышев В.Н., Воронцова Т.Н.* 1996. Рубеж франского и фаменского веков в Тимано-Печерской провинции, на Урале и в Казахстане (геологические события и их интерпретация) // Бюлл. МОИП, отд. геол. – 1996. – Т. 71, вып. 4. – С. 42–55.
- Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А.* 1998. Методы анализа глобальных стратиграфических событий при деталь-

ных стратиграфических исследованиях. Методологические рекомендации / М.: Изд-во МГУ, 189 с.

*Временные* требования к организации, проведению и конечным результатам геолого-съёмочных работ, завершающихся созданием госгеолкарты-200. 2-е изд. 1999. М.: МПР РФ, 160 с.

*Выльцан И.А.* 1989. Геологические перерывы, несогласия, их диагностика, соотношение и классификация // Геол. и геофиз. – № 1. – С. 19–26.

*Вялов О.С., Горецкий В.А.* 1965. Следы жизнедеятельности на поверхности контакта мела и миоцена в Подолии / Палеонтол. сборн. № 2, вып. 1. – Л.: Изд-во ЛГУ, С. 38–46.

*Галимов Э.М.* 1999. Природа глобальных вариаций изотопного состава углерода в биосфере // Геохим. – № 8. – С. 787–803.

*Геккер Р.Ф.* 1960. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна (К вопросу о типах каменного морского дна) // Тр. Ин-та геологии АН ЭССР – Т. 5. – С. 225–241.

*Геккер Р.Ф.* 1967. Каменное дно и скалистые берега древних морей // Тезисы IX сессии ВПО (1963). Л.: Недра, С. 25–29.

*Геккер Р.Ф., Амитров О.В., Соловьев А.Н.* 1962. О скалистом берегу Ферганского палеогенового залива // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 37, вып. 6. – С. 12–28.

*Геккер Р.Ф., Успенская Е.А.* 1966. Об индикаторном значении сглаженных поверхностей известняков, исверленных камнеточками / Организм и среда в геологическом прошлом. Под ред. Р.Ф. Геккера. – М.: Наука, С. 246–254.

*Герасимов П.А.* 1955. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР. Часть I. Пластинчатожаберные, брюхоногие, ладьенные моллюски и плеченогие юрских отложений. – М.: Госгеолтехиздат, 379 с.

*Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* 1974. Геохимия изотопов серы. – М.: Наука, 274 с.

*Данбар К., Роджерс Дж.* 1962. Основы стратиграфии. – М.: Изд-во Иностран. Литер., 363 с.

*Джалилов М.Р., Бабков К.В., Бельский В.А.* 1973. Фация "каменное дно" в верхнемеловых отложениях Таджикской депрессии / Докл. АН Таджикской ССР. – Т. 16, № 8. – С. 61–64.

*Дополнения* к Стратиграфическому кодексу России. 2000. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 112 с.

*Друщиц В.В., Михайлова И.А.* 1966. Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. – М.: Изд-во МГУ, 190 с.

*Зотов П.П.* 1972. Вопросы абсолютной геохронологии / Происхождение и история Земли. Под ред. М.Ж. Жандаева. – Алма-Ата, С. 133–227.

*Зотов П.П.* 1973. Геохронологические методы в геологии / Проблемы географии Казахстана. Под ред. А.В. Чигаркина и др. – Алма-Ата, С. 192–205.

*Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000.* 1995. – М., 244 с.

*Кац Ю.И., Шуменко С.И., Фам Ван Ан.* 1975. О поверхностях перерыва в туронских отложениях Русской платформы // Вестн. Харьковский ун-та, сер.120., геол. и геогр. – Вып. 6. – С. 12–21.

*Кванталиани И.В., Сахаров А.С.* 1986. Валанжинские аммониты Северного Кавказа // Geol. Balcan. – Т. 16, № 1. – С. 55–68.

*Климова Л.Т., Макарова Л.Н., Тихомирова Г.И.* 1969. Литология и фации верхнемеловых отложений Мангышлака. – М.: Наука, 91 с.

*Копавич Л.Ф.* 1988. Глинистые прослои в карбонатном верхнем мелу (Мангышлак) // Изв. АН СССР, сер. геол. – № 4. – С. 126–129.

*Косыгин Ю.Н.* 1990. Земля и время // Тихоокеан. геол. – № 1. – С. 73–104.

*Красилов В.А., Зубаков В.А., Шульдинер В.И., Ремизовский В.И.* 1985. Эко-стратиграфия: Теория и методы. – Владивосток: Изд-во Дальневост. Научного центра АН СССР, 148 с.

*Леонов Г.П.* 1973. Основы стратиграфии. Т. 1. – М.: Изд-во МГУ, 530 с.

*Лидер М.Р.* 1986. Седиментология: Процессы и продукты. – М.: Изд-во Мир, 439 с.

*Лисицын А.П.* 1978. Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. – М.: Наука, 392 с.

*Лисицын А.П.* 1988. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 309 с.

*Луппов Н.П., Алексеева Л.В., Богданова Т.Н., Коротков В.А., Джалилов М.Р., Лобачева С.В., Кузьмичева Е.И., Акоюн В.Т., Смирнова С.Б.* 1983. Валанжин Мангышлака / М.: Наука, 1983. – 120 с.

*Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Акоюн В.Т., Джалилов М.Р., Коротков В.А., Мятлюк Е.В., Порецкая Е.С.* 1988. Берриас Мангышлака / Л.: Наука, 1988. – 204 с.

*Мазарович О.А., Найдин Д.П., Цейслер В.М.* 1991. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: Проблемы и нерешенные вопросы. Ст. 3 // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 66, вып. 1. С. 103–110.

*Мкртчян О.М.* 1980. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. – М.: Наука, 134 с.

*Москвин М.М.* (Ред.) 1986-1987. Стратиграфия СССР. Меловая система / М.: Недра, Полутом I. (1986). – 340 с.; полутом II. (1987) – 326 с.

*Надсон Г.А.* 1903. Микроорганизмы как геологические деятели. – СПб., 98 с.

*Найдин Д.П.* 1976. Эпейрогенез и эвстазия // Вестн. МГУ, сер. геол. – № 2. – С. 3–16.

*Найдин Д.П.* 1987а. Перерывы и стратиграфия // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 62, вып. 6. – С. 69–74.

*Найдин Д.П.* 1987б. "Твердое дно" в эпиконтинентальных карбонатных разрезах верхнего мела / Историческая геология: итоги и перспективы. Под ред. Е.Е. Милановского, И.А. Добрускиной. – М.: Изд-во МГУ, С. 242–262.

*Найдин Д.П.* 1992. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 1 // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 67, вып. 5. – С. 14–30.

*Найдин Д.П.* 1994. Так что же такое стратиграфия? // Стратигр. геол. корр. – Т. 2. – № 2. – С. 12–16.

*Найдин Д.П.* 1995а. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы в позднемеловую эпоху. Ст. 1 // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 70, вып. 2. – С. 41–58.

*Найдин Д.П.* 1995б. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы в позднемеловую эпоху. Ст. 2. // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 73, вып. 5. – С. 49–65.

*Найдин Д.П.* 1998. О точности в стратиграфии // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 73, вып. 3. – С. 34–43.

*Найдин Д.П.* 2001. Перерывы и hiatus в стратиграфии. Изв. Вузов, сер. Геол. и разведка. – № 5. – С. 5–9.

*Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Конаевич Л.Ф.* 1984. Методы изучения трансгрессий и регрессий (на примере позднемеловых бассейнов Западного Казахстана). – М.: Изд-во МГУ, 163 с.

*Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф.* 1988. Внутрiformационные перерывы верхнего мела Мангышлака. – М.: Изд-во МГУ, 140 с.

*Наливкин Д.В.* 1974. Проблемы перерывов / Этюды по стратиграфии. Под ред. А.Л. Яншина. – М.: Наука, С. 10–21.

*Никишин А.М., Ершов А.В., Конаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Веймарн А.Б., Кортаев М.В., Фокин П.А., Фурнэ А.В., Шалимов И.В.* 1999. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов / Под ред. Н.В. Межеловского. – М.: Изд-во ВСЕГЕИ, 524 с. – (Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании).

*Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Барышев В.Н.* 1996. Новые данные по стратиграфии зилаирской серии западного склона Южного Урала. – Уфа: Изд-во ИГ УНЦ РАН, С. 34–41.

*Пиррус Э., Эйнасто Р.* 1987. Классификация стратиграфических пробелов и седиментационных перерывов в палеозое Прибалтики // Изв. АН ЭССР, геол. – Т. 36, № 1. – С. 36–46.

*Пучков В.Н.* 2000. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Изд-во Даурия, 146 с.

*Пяновская И.А.* 1980. Типы морского дна. / Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР (без номера). – Новосибирск, С. 23–36.

*Рединг Х.Г., Коллинсон Дж.Д., Аллен Ф.А., Эллиотт Т., Шрейбер Б.Ш., Джонсон Г.Д., Болдуин К.Т., Селлвуд Б.У., Дженкинс Х.К., Стоу Д.А.В., Эдуардз М., Митчелл А.Х.Г.* 1990. *Обстановки осадконакопления и фации* / М.: Мир, Т. 1. – 352 с.; т. 2. – 384 с.

*Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* 1981. *Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков)*. 2-е изд., исправ. Пер. с англ. под ред. А.В. Коченовой. – М.: Недра, 439 с.

*Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, с региональными стратиграфическими схемами.* Ленинград, 1988 г. *Девонская система.* 1990. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 58 с.

*Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И.* и др. 1995. *Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы.* – М., 265 с.

*Саламатин А.Е., Фролова-Багреева Е.Ф.* 1973. *Барремские отложения горных районов Чечено-Ингушетии и Северной Осетии* / Тр. СЕВКАВНИ-ПИНефть. Вып. XIII. – Грозный: Чечено-Ингушское книжн. изд-во, С. 47–55.

*Свиточ А.А.* 1974. *К вопросу о неполноте геологической летописи* // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 49, вып. 3. – С. 58–67.

*Стратиграфический кодекс.* 2-е изд. дополн. 1992. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 120 с.

*Тихомиров С.В.* 1967. *Этапы осадконакопления девона Русской платформы.* – М.: Недра, 267 с.

*Тихомиров С.В.* 1995. *Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы.* – М.: Недра, 444 с.

*Уилсон Д.Л.* 1980. *Карбонатные фации в геологической истории* / Пер. с англ. А.С. Арсанова и др. под ред. В.Т. Фролова. – М.: Недра, 463 с.

*Фам Ван Ан.* 1976. *Сравнительная характеристика бентонитовых прослоев в верхнемеловых отложениях Донбасса и Крыма* // Вестн. Харьк. ун-та, сер.124, геол. и геогр. – Вып.7. – С. 23–27.

*Флоренский П.В.* 1987. *Перерывы и формации* // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 49, вып. 6. – С. 23–27.

*Фролов В.Т.* 1984. *Генетическая типизация морских отложений.* М.: Недра, 222 с.

*Фролов В.Т.* 1992–1995. *Литология.* – М.: Изд-во МГУ, Кн. 1 (1992). – 335 с.; кн. 2 (1993). – 432 с.; кн. 3 (1995). – 352 с.

*Халфин Л.Л.* 1980. *Теоретические вопросы стратиграфии.* – Новосибирск: Изд-во Наука, сиб. отд., 200 с.

*Хосино М.* 1986. *Морская геология* / Пер. с япон. под ред. И.К. Туезовой и Г.Л. Кирилловой. – М.: Недра, 432 с.

*Хэллем Э.* 1983. *Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность.* – М.: Мир, 362 с.

*Цейслер В.М.* 1951. *Сверлящие моллюски из альбских отложений Крыма.* // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 33, вып. 3. – С. 132–133.

*Чернов В.Г.* 1971. О составе верхнеюрских конгломератов г. Демерджи в Крыму // Вестн. МГУ, сер.4, геол. – № 2 – С. 18–28.

*Чиждова В.А.* 1985. Опорные геологические разрезы нефтегазоносных провинций Европейской части СССР. – М.: Недра, 266 с.

*Чиждова В.А., Сташкова Э.К., Архипова В.В., Масагутов Р.Х., Юнусов М.А.* 1997. Зональная биостратиграфия при выявлении стратиграфических несогласий в Камско-Кинельской системе прогибов / Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. – СПб.: Изд-во ВНИГРИ, С. 213–218.

*Шидловский М.* 2000. Изотопная геохимия стратисферы и проблемы познания ранней биосферы Земли / Сборник аннотаций и рефератов научных работ. Под ред. Н.П. Юшкина. – Сыктывкар: Изд-во Геопринт, 66 с.

*Шиндевольф О.* 1975. Стратиграфия и стратотип / Пер. с нем. под ред. М.А. Пергамент. – М.: Мир, 136 с.

*Энсон К.В., Барбошкин Е.Ю.* 2001. Эволюция палеобатиметрии раннемелового бассейна Крыма по данным расчета индексов прочности раковин аммонитов / Новые идеи в науках о Земле. Под ред. В.М. Цейслера. Тез. докл. междунардн. конф. – М.: МГГА, С. 189.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* 2000. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 479 с.

*Яблоков В.С.* 1973. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. – М.: Наука, 216 с.

*Янин Б.Т.* 1983. Основы тафономии. – М.: Изд-во МГУ, 184 с.

*Янин Б.Т., Барбошкин Е.Ю.* 2000. Разрез берриасских отложений в бассейне р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Стратигр. геол. корр. – Т. 8, № 2, – С. 66–77.

*Янакурт О.В.* 1998. Исследования осадочных горных пород при составлении средне- и мелкомасштабных геологических карт нового поколения. – М.: Изд-во МГУ, 168 с.

*Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M.* 1996. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Sineclise (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophys. – Vol. 268 – P. 149–168.

*An Australian Phanerozoic timescale.* 1996. / edited by Gavin Young and John Laurie. – AUS GEO, 288 p.

*Baraboshkin E.J.* 1996. Russian Platform as a controller of the Albian Tethyan/Boreal ammonite migration // Geol. Carpathica. – Vol. 47, No. 5. – P. 1–10.

*Barrell J.* 1917. Rhythms and the measurements of geological time // Bull. Geol. Soc. America. – Vol. 28. – P. 745–904.

*Beniamovskii V.N., Kopaevich L.F.* 1998. Benthic foraminiferal zonation in the Late Santonian – Maastrichtian of the European palaeobiogeographical area (EPA) // Zbl. f. Geol. Palaeont. – Т. I, No. 11/12. – S. 1149–1169.

*Bromley R.G.* 1975. Trace fossils at omission surfaces / The study of trace fossils. – Berlin, P. 399–428.

*Bromley R.G.* 1992. Trace Fossils: Biology, taphonomy and applications. Second edition. – London: Chapman & Hall, 361 p.

*Bromley R.G., Gale A.S.* 1982. The lithostratigraphy of the English Chalk rock // *Cret. Res.* – vol. 3, No. 3. – P. 273–306.

*de Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R.* (Eds.). 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins / *Soc. Sediment. Geol., Spec. Publ.* – No. 60. – 786 p.

*Einsele G.* 2000. Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget. – Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 792 p.

*Ekdale A.A., Bromley R.G.* 1988. Diagenetic microlamination in chalk // *Journ. of Sediment. Petrol.* – Vol. 58, No. 5. – P. 857–861.

*Emery D., Myers K.* (Eds.). 1996. Sequence stratigraphy. – Cambridge: Blackwell Science, V+297 p.

*Ernst H.* 1978. Zu Bathymetrie und Sedimentstrukturen der Schreibkreide von Lagerdorf / Holstein (Coniac-Santon): eine quantitative Analyse der Poramniifere – Fauna. – Hamburg: Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ., Hf.48. – S. 53–78.

*Ernst H.* 1982. The marl layer M 100 in the Maastrichtian of Hemmer – an example of selective CaCO<sub>3</sub> dissolution. *Geol. Jahrb.* – Bd. A 61. – S. 109–127.

*Foellmi K.B.* 1989. Mid-Cretaceous Platform Drowning, Current-Induced Condensation and Phosphogenesis, and Pelagic Sedimentation along the Eastern Helvetic Shelf (Northern Tethys Margin) / In: J. Wiedmann (Ed.), *Cretaceous of the Western Tethys.* – Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlag, P. 585–606.

*Francis I.H.* 1984. Correlation between the North Temperate and Tethyan Realms in the Cenomanian of Western France and the significance of hardground horizons // *Cret. Res.* – Vol. 5, No. 3. – P. 259–269.

*Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J., Huang Z.* 1994. A Mesozoic time scale / *J. Geophys. Res.* – Vol. 99. – P. 24051–24074.

*Håkansson E., Bromley R.G., Perch-Nielsen K.* 1974. Maastrichtian chalk of Northwest Europe. Pelagic sediments on land and under sea / *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* – P. 211–233.

*Haq B.W., Hardenbol J., Vail P.R.* 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change / In: C.K. Wilgus, B.J. Hastings, H. et al. (Eds.). *Sea-level changes: an integrated approach* / *Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* – Vol. 42. – P. 71–108.

*Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G., Pick-Ton C.A.G., Smith A.G., Walters R.* 1982. *A Geologic Time Scale* / Cambridge: Cambridge University Press, 1982. – 131 p.

*Hattin D.E.* 1971. Widespread, synchronously deposited, burrowmottled limestone beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas and southeastern Colorado // *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* – Vol. 55, No. 3. – P. 412–431.

*Hoedemaeker P.J., Rawson P.F.* 2000. Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000) // *Cret. Res.* – Vol. 21. – P. 857–860.

*Hudson J.D.* 1964. Sedimentation rates in relation to the Phanerozoic time-scale // *Q. J. Geol. Soc. London.* – Vol. 1208. – P. 37–42.

*Jarvis I.* 1980. Geochemistry of phosphatic chalks and hardgrounds from the Santonian and to Early Campanian (Cretaceous) of northern France // *J. Geol. Soc. London.* – Vol. 137, pt. 6. – P. 705–721.

*Jenkyns H.C.* 1971. The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic // *Lethaia.* – No. 4. – P. 327–352.

*Juignet P.* 1980. Transgressions – regressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le Bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif Armorican // *Cret. Res.* – Vol. 1, No. 4. – P. 341–357.

*Kendall A.C., Schlager W.* 1982. Relative changes in sea level and its effect upon carbonate deposition // *Shale Shaker.* – Vol. 33, No. 1. – P. 1–9.

*Kennedy W.J., Garrison R.E.* 1975. Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentol.* – Vol. 22, No. 3. – P. 311–386.

*MacLeod N., Keller G.* 1991. How complete are Cretaceous/Tertiary boundary sections? A chronostratigraphic estimate based on graphic correlation // *Bull. Geol. Soc. Amer.* – Vol. 103, No. 11. – P. 1439–1457.

*Marcinowski R.* 1972. Condensed Cretaceous sequence with stromatolites in the Polish Jura Chain // *Acta Geol. Polon.* – Vol. XXII, No. 3. – P. 515–539.

*Marcinowski R., Walaszczyk I., Olszewska-Nejbert D.* 1996. Stratigraphy and regional development of the mid-Cretaceous (Upper Albian through Coniacian) of the Mangyshlak Mountains, Western Kazakhstan // *Acta Geol. Polon.* – Vol. 46, No. 1–2. – P. 1–60.

*Officier C.B., Drake C.L.* 1985. Terminal Cretaceous environmental events // *Sci.* – Vol. 227, No. 4691. – P. 1161–1167.

*Reading H.G., Levell B.K., Collinson J.D., Talbot M.R., Allen P.A., Kocurek G.A., Johnson H.D., Baldwin C.T., Kendall A.C., Harwood G.M., Wright V.P., Burchette T.P., Stow D.A.V., Miller J.M.G., Orton G.J.* 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd Edition / Oxford: Blackwell Science, 688 p.

*Sandberg C.A., Ziegler W.* 1996. Devonian conodont biochronology in geologic time calibration // *Senckenb. Lethaea.* – Vol. 76, No. 1/2. – P. 259–265.

*Scholz R.W.* 1973. Zur Sedimentologie und Kompaktion der Schreibkreide von Lagerdorf in SW Holstein // *Neues Jahrb. Miner., Abh.* – Bd. 118, Hf. 2. – S. 111–133.

*Sliter W.V.* 1975. Foraminiferal life and residue assemblages from Cretaceous slope deposits // *Bull. Geol. Soc. Amer.* – Vol. 86, No. 7. – P. 897–906.

*Smit J., Hertogen J.* 1980. Extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary // *Nature.* – Vol. 285, No. 5762. – P. 198–200.

*Steinich G.* 1967. Sedimentstrukturen der Rügener Schreibkreide. Geol. Jahrb. – Hf. 16, No. 5. – S. 570–583.

*Stenestad E.* 1979. Upper Cretaceous Foraminifera from Danish basin. Cretaceous / Tertiary boundary events: Symp. – Copenhagen, Vol. 2. – P. 13–21.

*Tucker M.V., Wright V.P., Dickson J.A.D.* 1990. Carbonate Sedimentology. – Blackwell Scientific Publications, 482 p.

*Vishnevskaya V.S., De Wever P., Baraboshkin E.Yu., Bogdanov N.A., Bragin N.Yu., Bragina L.G., Kostyuchenko A.S., Lambert E., Malinovsky Yu.M., Sedaeva K.M., Zukova G.A.* 1999. New stratigraphic and paleogeographic data on Upper Jurassic to Cretaceous deposits from the eastern periphery of the Russian platform (Russia) // *Geodiversitas*. – Vol. 21, No. 3. – P. 347–363.

*Wetzel W., Aigner T.* 1986. Stratigraphic completeness: Tiered trace fossils provide a measuring stick // *Geology*. – Vol. 14. – P. 234–237.

*Wilson M.A., Palmer T.J.* 1992. Hardgrounds and hardground faunas. – University of Wales, Aberystwyth, Instit. Earth Stud. Publ., No. 9. – 131 p.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b><i>ВВЕДЕНИЕ</i></b> _____	3
<b><i>ГЛАВА 1. ПЕРЕРЫВЫ И ГИАТУСЫ</i></b> _____	4
1.1. Необходимые определения _____	4
1.2. Классификация стратиграфических перерывов _____	13
1.3. Стратиграфические и геохронологические шкалы для определения величины гиатусов _____	15
<b><i>ГЛАВА 2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ</i></b> _____	27
2.1. Синседиментационные эрозионные перерывы _____	27
2.2. Твердое дно (ТД) _____	28
2.3. Каменное дно _____	38
2.4. Скрытые перерывы _____	39
2.5. Конденсированные разрезы и горизонты конденсации (ГК) _____	40
2.6. "Глинистые" прослои _____	43
2.7. Диагенетические перерывы _____	49
2.8. Постдиагенетические эрозионные перерывы _____	51
<b><i>ГЛАВА 3. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ В ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ МОРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ</i></b> _____	53
3.1. Эрозионные перерывы _____	53
3.2. Элювиальные перерывы _____	59
3.3. Эрозионно-элювиальные перерывы (смешанный тип) _____	68
3.4. Конденсированные разрезы (КР) _____	74
3.5. Перерывы в нижнемеловых отложениях Русской плиты и ее южного обрамления _____	87

**ГЛАВА 4. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ В  
ДЕВОНСКИХ МОРСКИХ КАРБОНАТНЫХ И КАРБОНАТНО  
- ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ \_\_\_\_\_ 91**

4.1. Стратиграфические перерывы в девонских отложениях  
центральных районов Русской плиты \_\_\_\_\_ 91

4.2. Стратиграфические перерывы в Камско-Кинельской  
системе прогибов востока Русской плиты \_\_\_\_\_ 94

4.3. Стратиграфические перерывы в верхнем девоне западного  
склона Южного Урала \_\_\_\_\_ 96

**ГЛАВА 5. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И  
РАСПРОСТРАНЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ  
ПЕРЕРЫВОВ \_\_\_\_\_ 100**

**ГЛАВА 6. МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ  
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПЕРЕРЫВОВ \_\_\_\_\_ 107**

6.1. Морфологические признаки перерывов \_\_\_\_\_ 107

6.2. Биостратиграфические методы \_\_\_\_\_ 110

6.3. Тафономические методы \_\_\_\_\_ 111

6.4. Литологические методы \_\_\_\_\_ 111

6.5. Геохимические методы \_\_\_\_\_ 113

**ГЛАВА 7. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ И  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ \_\_\_\_\_ 115**

7.1. Перерывы и стратиграфические границы. Критерий  
картируемости \_\_\_\_\_ 115

7.2. Анализ перерывов различного типа на отдельных этапах  
стратиграфического исследования \_\_\_\_\_ 117

7.3. Реконструкция геологической истории, имевшей место во  
время \_\_\_\_\_ 120

перерывов \_\_\_\_\_ 120

7.4. Наименование и обозначение стратиграфических перерывов  
\_\_\_\_\_ 124

<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b>	<b>126</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА</b>	<b>127</b>
<b>СОДЕРЖАНИЕ</b>	<b>136</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЯ</b>	<b>139</b>

## **ПРИЛОЖЕНИЯ**

## Таблица 1

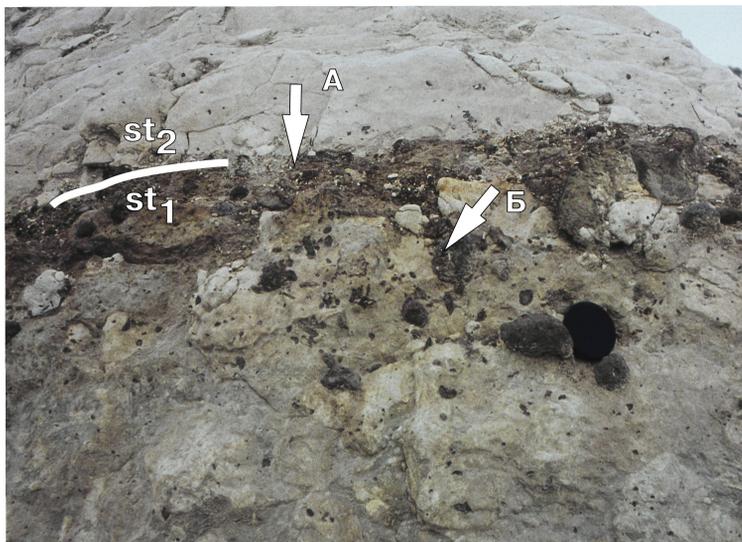
Фиг. 1. Горизонт ТД на границе нижнего и верхнего сантона, который прослеживается на расстояние около 200 км. Горный Мангышлак, разрез Ажеректыой

Фиг. 2. Тот же горизонт ТД при большом увеличении; поверхность ТД (А) фосфатизирована и из нее выходят вертикальные и наклонные норы талассиноидных раков (Б). Кровля нижнего сантона содержит большое количество глауконита

Таблица 1



Фиг.1



Фиг.2

## Таблица 2

Фиг. 1. Узловатый мел и внутрiformационный фосфоритовый конгломерат над поверхностью ТД на границе нижнего коньяка и верхнего коньяка. Туркменистан, Туаркыр, хребет Аккыр, южный склон г. Кыр хребта Аккыр

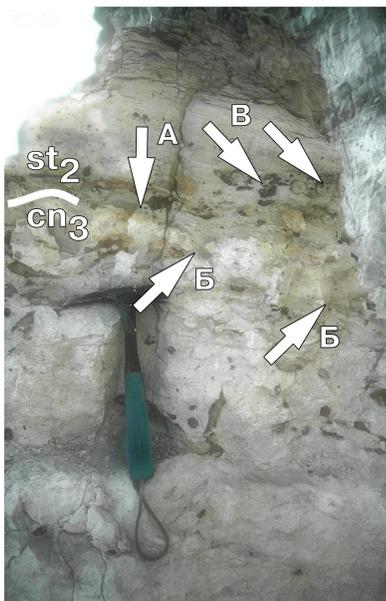
Фиг. 2. Горизонт ТД на границе турона и коньяка; поверхность ТД ожелезнена и фосфатизирована, с мелкими ходами и норами донных организмов; покрывающие отложения содержат мелкие фосфориты и слабо окатанные обломки нижележащих фосфатизированных пород. Туркменистан, Большой Балхан, пос. Кяриз. А — поверхность ТД; Б — ходы и норы; В — обломки нижележащего слоя; Г — мелкие фосфориты

Фиг. 3. Горизонт ТД на границе верхнего коньяка и верхнего сантона у с.Новодевичье (Самарская область). Поверхность ТД (А) разделяет глинисто-карбонатные (внизу) и кремнистые породы (вверху); нижележащий слой содержит ходы (Б), заполненные кремнистым веществом верхнего слоя; в вышележащем слое много мелких фосфоритов (В)

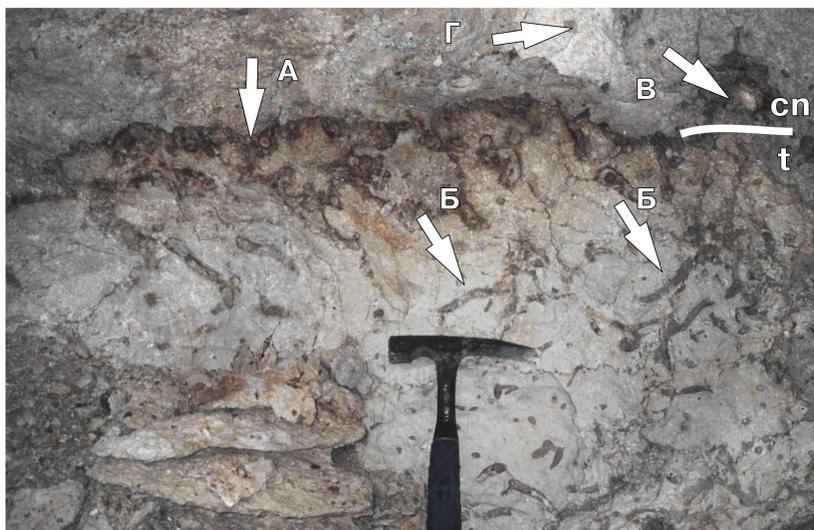
Таблица 2



Фиг.1



Фиг.3



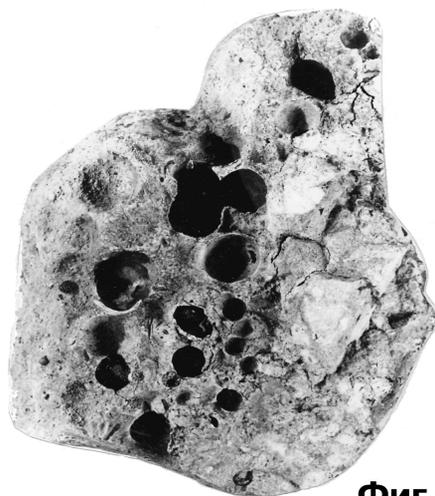
Фиг.2

### Таблица 3

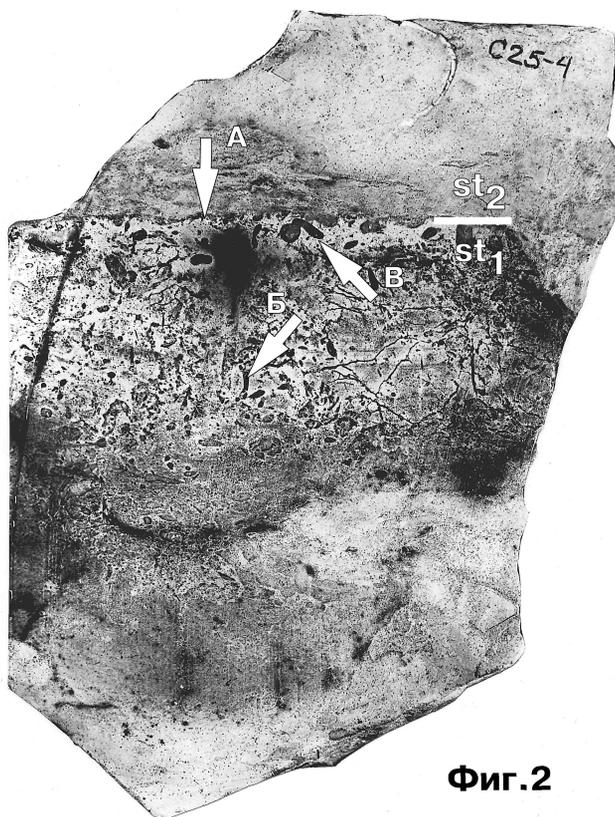
Фиг. 1. Поверхность ТД, исверленная камнеточцами в грубом мелу верхнего турона. Горный Мангышлак, разрез Гвимракон

Фиг. 2. Поперечный разрез через ТД на границе мелоподобных мергелей нижнего сантона и мела верхнего сантона, Горный Мангышлак, разрез Сулукапы. Поверхность ТД (А) относительно ровная с отдельными мелкими углублениями и сверлениями камнеточцев (В); кровля ТД ожелезнена; ниже нее прослеживаются следы жизнедеятельности мелких червей (Б)

Таблица 3



Фиг. 1



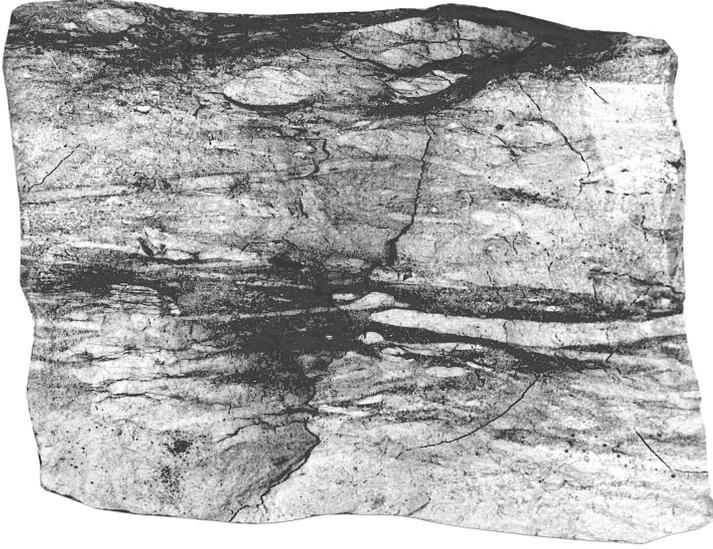
Фиг. 2

## Таблица 4

Фиг. 1. "Глинистые" прослой в верхнемаастрихтском мелу Горного Мангышлака, разрез Кызылсай

Фиг. 2. Шлировые прослой (bestages), образовавшиеся в результате постседиментационного растворения в верхнесантонском мелу. Горный Мангышлак, разрез Емды-Курган

**Таблица 4**



**Фиг. 1**



**Фиг. 2**

## Таблица 5

Фиг.1. Глинистые прослой, сформировавшиеся на поверхностях ненакопления осадка в сеноманских мергелях. Юго-западный Крым, разрез по р. Бодрак

Фиг.2. Бентонитовые прослой внутри кампанских мергелей. Юго-Западный Крым, разрез над селом Кудрино



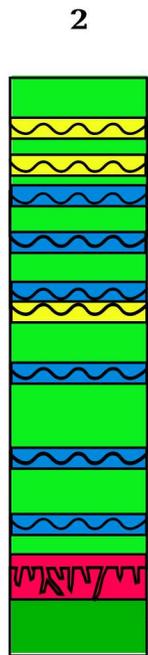
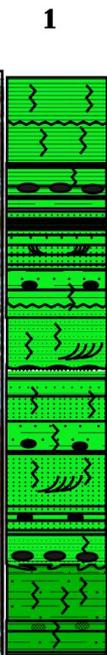
Фиг. 1



Фиг. 2

## Таблица 6

Строение разреза под дер. Паромоново, правый берег р. Волгуша (Дмитровский район Московской области). 1 — пески; 2 — глинистые пески; 3 — сильнопесчаные глины; 4 — слабопесчаные глины; 5 — глины; 6 — стяжения сидеритов; 7 — фосфориты; 8 — ходы илоедов; 9 — косая слоистость; 10 — поверхности мягкого дна с норами раков; 11 — эрозионные поверхности; 12 — породы альбского яруса; 13 — породы аптского яруса; 14 — многофазовый элювиально-эрозионный перерыв и ГК; 15 — однофазовые элювиально-эрозионные перерывы (смешанный тип); 16 — эрозионные синседиментационные перерывы. Колонки: 1 — геологическое строение разреза; 2 — стратиграфические перерывы и их типы, выявленные после изучения разреза. Стрелки показывают уровни, из которых собрана фауна аммонитов; 3 — установление стратиграфической последовательности в изученном разрезе; 4 — установление последовательности геологических событий, приведших к образованию данного разреза. Масштаб времени условный. Белые интервалы соответствуют отложениям, исчезнувшим при формировании перерывов. Справа помещена полная стратиграфическая последовательность, с которой сравнивался данный разрез. Стрелки показывают уровни, из которых происходят изображенные аммониты (Барабошкин, 2001)



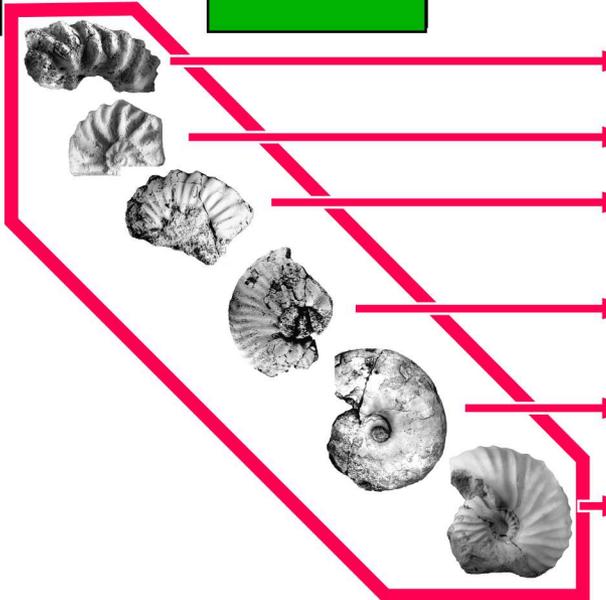
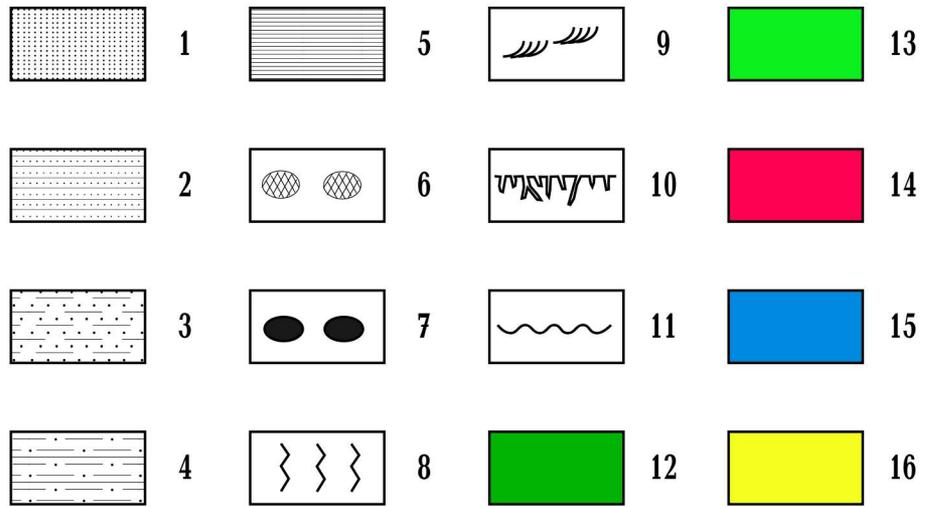
М 0  
1

ЗОНА, ПОДЗОНА	ПОДЪЯРУС	ЯРУС
Dimorphoplites beresovkaensis	ВЕРХНИЙ	И
Dimorphoplites rossiensis		И
Hoplites (Lautihoplites) dentatiformis	СРЕДНИЙ	К
Dimorphoplites pretethydis		К
Hoplites (Lautihoplites) volguschensis		Б
Hoplites (Hoplites) spathi	А	Б
		А
АПТСКИЙ		

ВРЕМЯ ↑



ЗОНА, ПОДЗОНА	ПОДЪЯРУС	ЯРУС
Dimorphoplites beresovkaensis	ВЕРХНИЙ	И
Dimorphoplites rossiensis		И
Hoplites (Lautihoplites) dentatiformis	СРЕДНИЙ	К
Dimorphoplites pretethydis		К
Hoplites (Lautihoplites) dentatiformis		Б
Hoplites (Hoplites) spathi	А	Б
		А
Hoplites (Hoplites) benettianus	НИЖНИЙ	А
Pseudosonneratia (Isohoplites) eodentata		А
Ottohoplites auritiformis	НИЖНИЙ	Б
Cleoniceras (Cleoniceras) floridum		Б
?	НИЖНИЙ	В
Anadesmoceras strangulatum		В
Archthoplites (Subarchthoplites) belli	НИЖНИЙ	Г
Archthoplites (Archthoplites) jachromensis		Г
Freboldiceras singulare	НИЖНИЙ	Г
АПТСКИЙ		

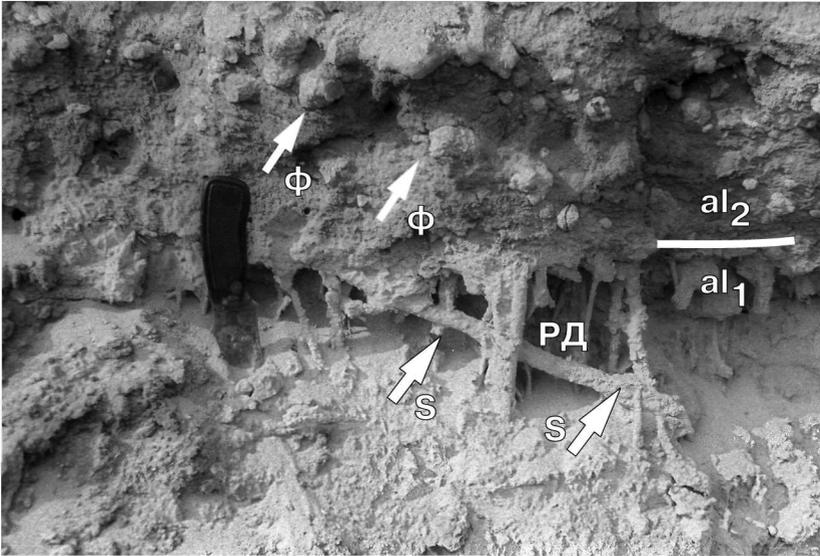


## Таблица 7

Фиг. 1. Разрез пограничных отложений нижнего ( $al_1$ ) и среднего ( $al_2$ ) альба на р. Ворона (Пензенская область), вид сбоку. Это смешанный тип перерыва П-3 Б. МД – мягкое дно, стрелки S показывают на субвертикальные и наклонные норы *Scolithos* (червей?). Фосфориты нескольких генераций (Ф) не сцементированы

Фиг. 2. Расчистка (вид в плане) базального горизонта среднего альба на р. Воря у г. Красноармейск (Московская область), представленного фосфоритовым конгломератом П-5 В с гальками нескольких разновозрастных генераций: А – фосфоритовая галька жилой камеры *Arcthoplites* (нижний альб); Н – фосфоритовая галька *Hoplites* (средний альб); Т – галька фосфоритового выполнения норы ракообразного *Thalassinoides*. См. также рис. 3.4

Таблица 7



Фиг. 1



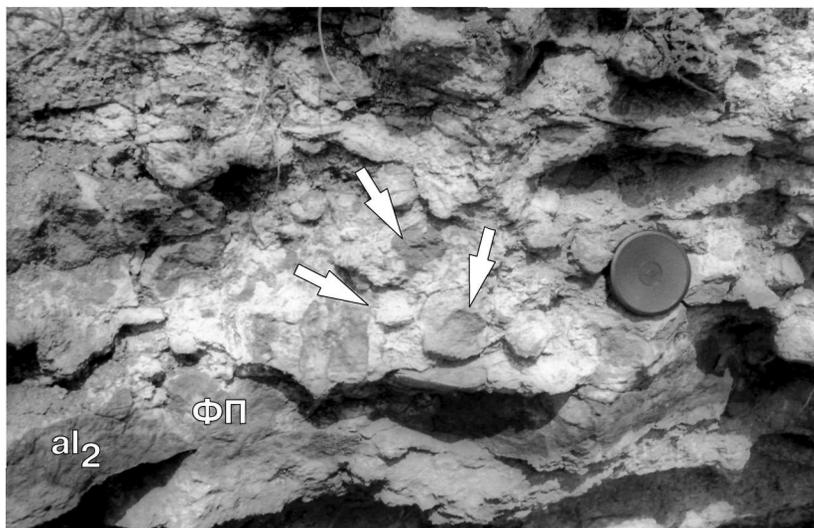
Фиг. 2

## Таблица 8

Фиг. 1. Разрез отложений среднего альба ( $al_2$ ) на р. Ворона (Пензенская область), вид сбоку. Перерыв типа II-2 В. Фосфоритовая плита (ФП), ограниченная сверху и снизу эрозионными поверхностями, содержит фосфориты нескольких генераций (стрелки)

Фиг. 2. Разрез альба ( $al_1$ ,  $al_2$ ,  $al_3$ ) на р. Ворона (Пензенская область), вид сбоку. Перерыв типа II-5 В, представленный фосфоритовым конгломератом с фосфоритами нескольких генераций, вторично не сцементированный фосфатом

Таблица 8



Фиг. 1

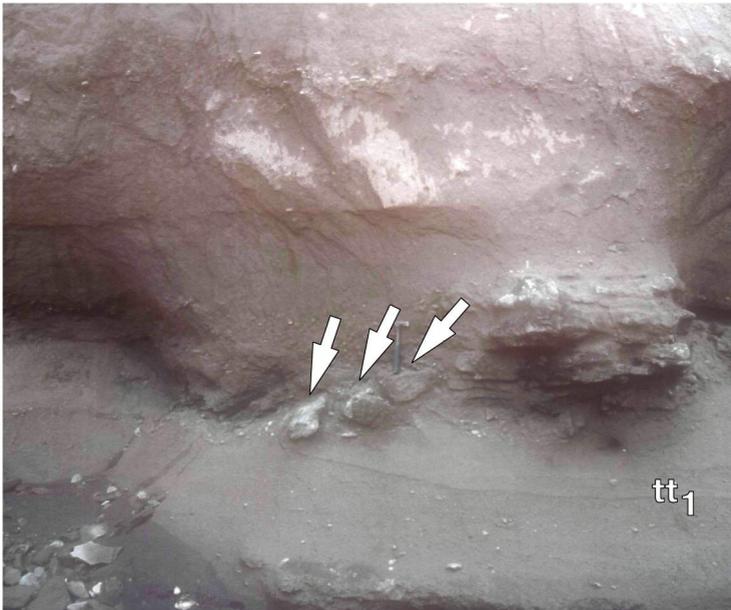


Фиг. 2

## Таблица 9

Фиг. 1. Северо-Западный Кавказ, правый борт р. Белая. Косослоистые песчаники верхней пачки мезмайской свиты (нижний титон,  $tt_1$ ) с синседиментационными конгломератами. Стрелками показано направление перемещения обломков эродированной конкреции песчаников

Фиг. 2. Пограничный интервал баррема и апта на правом берегу р. Волга в районе дер. Кременки, к югу от г. Ульяновск (Ульяновская область). Нижняя часть выхода представляет собой частое чередование песчаных темпеститов (т) бурого цвета, изредка содержащих ростры белемнитов (б) и фоновых серых глин, относимых к терминальному баррему ( $br_2$ ). Кровля барремских отложений представляет собой эрозионную поверхность (э), выше которой залегают нижеаптские ( $ap_1$ ) глинистые песчаники, почти полностью гомогенизированные за счет биотурбаций



Фиг.1



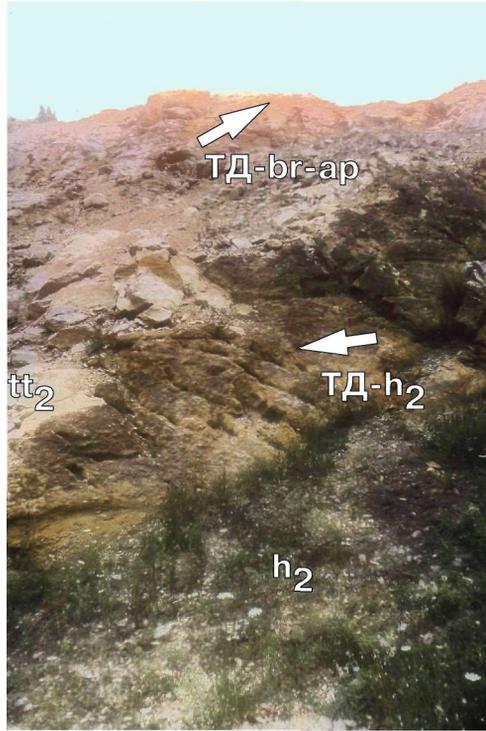
Фиг.2

## Таблица 10

Фиг. 1. Северная стенка карьера г. Госфорта, Юго-Западный Крым. Разновозрастные рокграунды, развитые на известняках верхнего титона ( $tt_2$ ). Хорошо видна отпрепарированная слабозакарстованная поверхность позднеготеривского рокграунда (ТД  $h_2$ ) и перекрывающие ее глины верхнего готерива ( $h_2$ ). Выше по склону виден позднебарремско – аптский рокграунд (ТД  $br-ap$ ), ниже которого известняки приобретают красноватый цвет

Фиг. 2. Отпрепарированная поверхность ТД в верхах нижнебарремских отложений ( $br_1$ ) Большого Балхана (Туркменистан). Видны основания сверлений камнеточцев (с) и створки устриц (У), приросшие к вторично эродированному ТД, верхняя часть которого пропитана оксидами железа (бурый цвет)

Таблица 10



Фиг.1

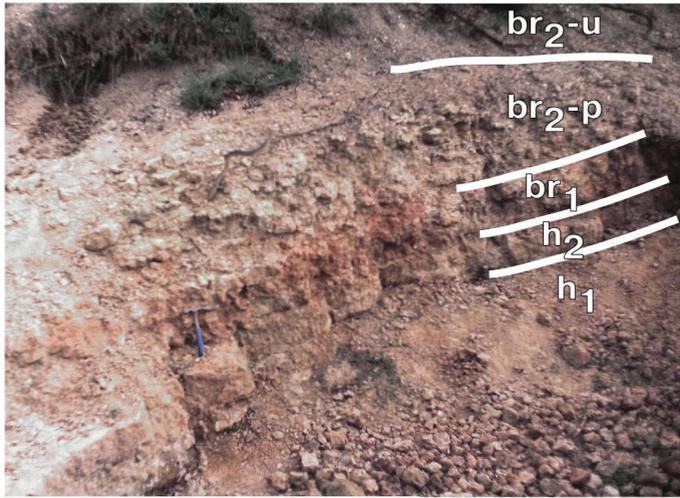


Фиг.2

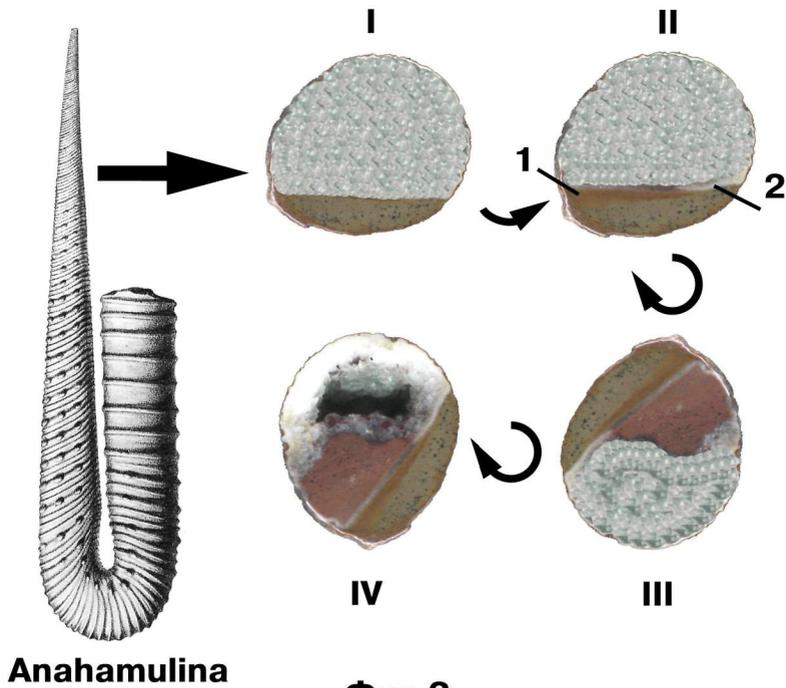
## Таблица 11

Фиг. 1. Конденсированный разрез цефалоподовых известняков (верхний готерив – баррем) на южном склоне г. Белая, правый борт р. Кача, Юго-Западный Крым. Индексами обозначены:  $h_1$  – нижний готерив;  $h_2$  – верхний готерив;  $br_1$  – нижний баррем; верхний баррем:  $br_2$ -р – зона *Heinzia provincialis*,  $br_2$ -и – зона *Patrulusiceras uhligi*. Строение данного разреза см. на рис. 3.11

Фиг. 2. Стадии переотложения раковины *Anahamulina* из верхнеготеривских цефалоподовых известняков, Юго-Западный Крым, правый борт р. Кача, южный склон г. Белая. Объяснения в тексте



Фиг.1



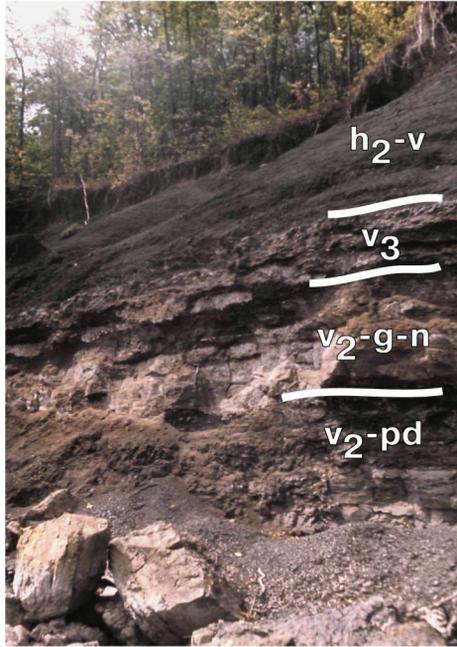
Фиг.2

## Таблица 12

Фиг. 1. Правый берег р. Волга у дер. Городище, севернее г. Ульяновск; район лектостратотипа волжского яруса. Видны маломощные конденсированные песчаные отложения зон *Virgatites gerassimovi* – *Epivirgatites nikitini* ( $v_2$ —g—n) средневожского подъяруса и верхневожского подъяруса ( $v_3$ ), залегающие на сланцевой толще зоны *Dorsoplanites panderi* ( $v_2$ —pd) средневожского подъяруса и перекрываемые глинами зоны *Spretoniceras versicolor* верхнего готерива. Строение данного разреза см. на рис. 3.10

Фиг. 2. Юго-Западный Крым, правый борт р. Кача, южный склон г. Белая. Раннедиагенетические ТД с карбонатным цементом, развитые в песчаниках нижнего готерива ( $h_1$ ). В рельефе склона такие ТД образуют характерные ступеньки и карнизы, в водотоках – небольшие водопады

Таблица 12



Фиг.1



Фиг.2

Научное издание

**Барабошкин Евгений Юрьевич, Веймарн Андрей Борисович,  
Копаевич Людмила Федоровна, Найдин Дмитрий Павлович**

**ИЗУЧЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПЕРЕРЫВОВ ПРИ  
ПРОИЗВОДСТВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ.  
Методические рекомендации**

Компьютерная верстка Е.Ю. Барабошкин

Изд. лиц. N 040414 от 18.04.97

Подписано в печать 14.03.2002

Усл. печ. л. 9,5

Тираж 200 экз. Заказ № 10

Формат 60x90/16

Бумага офс. № 1. Печать Ризо.

Уч.- изд. л. 12,6

Ордена "Знак Почета" издательство Московского университета  
103009, Москва ул., Б.Никитская 5/7.

Отпечатано в отделе оперативной печати  
Геологического ф-та МГУ.  
119992, Москва, Ленинские горы.