



Издательство Московского университета • 1984

**Д. П. НАЙДИН,
В. Н. БЕНЬЯМОВСКИЙ,
Л. Ф. КОПАЕВИЧ**

**Методы
изучения
трансгрессий
и регрессий**

Д.П. Найдина, В.Н. Бенъямовский, Л.Ф. Копаевич

Методы изучения трансгрессий и регрессий
(на примере позднемеловых бассейнов)
Западного Казахстана)

Под редакцией Д.П. Найдина



Издательство Московского университета

1984

УДК 551.7

Д.П. Найдя, В.Н. Бенъямовский, Л.Ф. Копаевич. Методы изучения трансгрессий и регрессий. - М., Изд-во МГУ, 1984, с ил., 162 с.

В пособии микро- и макропалеонтологически обосновывается зональная схема расчленения верхнемеловых отложений Западного Казахстана и осуществляется ее корреляция западноевропейскими схемами деления ярусов верхнего мела. Выявлены некоторые особенности строения верхнемеловых карбонатных толщ Мангышлака и Прикаспия. Дается палеогеографическая характеристика позднемеловых бассейнов Западного Казахстана. Устанавливается, что в течение позднего мела развивалась одна главная эвстатическая трансгрессия, осложнившаяся частыми регрессиями и трансогрессиями эвстатической природы.

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук В.Т. Фролов,
кандидат геолого-минералогических наук А.А. Фрейдлин

077(02) - 84-заказная

© Издательство Московского университета, 1984 г

Введение

Проблема трансгрессий и регрессий – одна из сложных и актуальных в современной геологии. В рамках проекта № 58 "Средне-меловые события" Международной программы геологической корреляции (МПК) она является одной из кардинальных.

Верхнемеловые отложения Западного Казахстана (Восточный Прикаспий, Устюрт, Мангышлак) представляют исключительно благоприятный объект для исследований по этой проблеме. Значение этих регионов, пограничных между Восточно-Европейской платформой, Крымско-Кавказской областью и Средней Азией, для стратиграфии и палеогеографии мела было отмечено еще А.Д.Архангельским (10). Изучение трансгрессий и регрессий по программе МПК направлено прежде всего на выявление причин их вызывавших: эпейрогенез или эвстазия и на разработку методов изучения трансгрессий и регрессий, установление связи с трансгрессивно-регрессивными циклами литологических и палеонтологических особенностей отложений, определение масштабов трансгрессий и регрессий, их пространственного распространения.

Эта проблема имеет не только научный интерес, но и практическое значение. В применении к Западному Казахстану практический аспект проблемы – в выявлении литологической характеристики стадий и фаз трансгрессий и регрессий, связи с ними процессов фосфатизации толщ. Понятно, что решение вопроса о природе – эвстатической или эпейрогенической – трансгрессий и регрессий предполагает, с одной стороны, значительную площадь, охватываемую исследованиями, а с другой, не слишком короткий интервал времени. Поэтому для сравнения привлекались материалы и по другим регионам, а к "среднему мелу" были присоединены и более поздние века позднемеловой эпохи – до маастрихта включительно.

Проведение исследований по трансгрессиям и регрессиям должно опираться на достаточно надежные и детальные стратиграфические разбивки. По этой причине одну из основных задач своих исследований авторы видели прежде всего в детализации и совершенствовании существующих схем биостратиграфического членения верхнего мела Западного Казахстана. С этой задачей естественным образом связана и вторая, весьма важная для стратиграфии верхнего мела Западного Казахстана, – сопоставление принятого у нас ярусного расчленения на базе международной стратиграфической шкалы (сенманский ярус, туронский ярус и т.д.) с современными схемами

ярусного и зонального деления верхнего мела Западной Европы, где, в частности, расположении стратотипы всех ярусов отдела.

Несколько замечаний о методике проведения работ. Сама тема - трансгрессии и регрессии - требует широкого пространственного охвата. Однако авторы сразу же отказались от погони за площадью и сосредоточили внимание на немногих разрезах. Это диктовалось прежде всего нуждами детальной стратиграфии, которая не может далее развиваться без тщательно и всесторонне изученных немногих опорных разрезов. Второе замечание. Достаточно наглядные свидетельства о развитии трансгрессий и регрессий доставляют прибрежные участки бывшего моря, где в основном накапливались терригенные фации. Такие участки развиты в Примугоджарье. И тогда трансгрессии и регрессии оцениваются охватываемыми ими площадями. Авторы же решились подойти к описанию трансгрессий на основе изучения разрезов удаленных от береговой линии позднемелового моря районов с преобладанием карбонатным осадконакоплением. На таких участках о трансгрессиях и регрессиях можно судить, опираясь преимущественно на реконструкции глубины палеобассейна.

Выполнению исследований по теме трансгрессии и регрессии Западного Казахстана содействовали доброжелательность со стороны генерального директора производственного геологического объединения "Запказгеология" Б.Е.Мылецкого и главного геолога объединения Е.П.Силиври, а также руководства Опытной-методической экспедиции ПГО "Запказгеология" Г.П.Краснова и В.И.Федорова. Большая помощь в проведении полевых работ на Мангышлаке была оказана Мангышлакской геологоразведочной экспедицией ПГО "Запказгеология" и особенно А.М.Горбатовым и Е.Б.Трошом. Очень ценными для авторов отчета оказались контакты с заведующей микропалеонтологической лабораторией "Запказгеологии" В.И.Гладковой, которая помогала не только советами, но и в обработке микропалеонтологических проб.

Полевые исследования на Мангышлаке и в Прикаспии проводились при содействии бывшего начальника Космоаэрогеологической экспедиции № I Производственного объединения "Аэрогеология" А.Б.Галактионова, а также с помощью и при активном участии коллективов партий экспедиции, руководимых А.Ф.Степаненко, Е.В.Болохонцевым и А.П.Шараповым.

Глава I

Биостратиграфическая схема расчленения верхнемеловых отложений Восточного Прикаспия и Мангышлака

Общие замечания

Восточный Прикаспий и Мангышлак в позднемеловую эпоху принадлежали к Европейской палеобиогеографической области (ЕПО).

В морях, занимавших огромные пространства ЕПО (от ее западных пределов на Атлантическом побережье Северо-Западной Европы до восточной части в Закаспии), обитали одни и те же организмы. Будущим фактором, определяющим осадконакопление и расселение организмов позднемеловых морей Восточно-Европейской платформы и Закаспия, являлась их принадлежность в позднем мелу к ЕПО. Субширотное простираение полосы ЕПО отражает климатическую зональность позднемеловой эпохи в Западной Евразии (49,50). Необычайное сходство фауны запада и востока ЕПО поражает. На огромных пространствах ЕПО распространены одни и те же белевтиты (49), мшанки (II6), киноцерамы (II5) и другие группы фауны, что позволяет выделять на основе палеонтологических данных в разрезах верхнего мела Восточного Прикаспия и Мангышлака те же ярусы, стратотипы которых расположены в Западной Европе. Это обстоятельство уже давно было замечено ранними исследователями стратиграфии верхнего мела Прикаспия и Закаспийской области: Н.И. Андрусовым, А.Д. Архангельским, М.В. Байрунасом, А.Н. Замятиним, С.И. Мироновым, Д.Н. Соколовым, Н.Н. Тихоновичем и др.: в стратиграфических схемах этих регионов для верхнего мела укоренились названия западноевропейских ярусов — сеноман, турон и т.д.

Наиболее важные сведения по стратиграфии верхнего мела Восточного Прикаспия и Мангышлака содержатся в трудах ряда авторов (2,3,5-8, 16-18, 24-26, 32,36,46, 61-63, 79, 84-86, 90-92, 94 и др.).

За последние 20-25 лет очень многое сделано геологами и палеонтологами производственных объединений "Аэрогеология" и "Зап-казгеология", а также другими организациями, проводящими исследования в области развития верхнемеловых отложений Прикаспия и Мангышлака.

Большие успехи достигнуты зарубежными коллегами в деле стратиграфического расчленения разрезов Европы (в том числе и стратотипических разрезов ярусов). Важную роль в создании дробной схемы членения верхнего мела сыграли результаты проводящегося с 1968 г.

океанского бурения.

Основой совершенствования стратиграфической схемы верхнего мела, как и прежде, является палеонтологический метод: прослеживание вертикального и пространственного распространения органических остатков, но с привлечением новых групп как макро- так и микрофоссилий. Остальные методы (палеомагнитная стратиграфия и радиогеохронология), дающие очень важные и интересные данные в стратиграфии верхнемеловых толщ, имеют пока, так сказать, подсобное значение.

Глубоко внедрившееся в практику геологических работ в Восточном Прикаспии и на Мангышлаке западноевропейское деление требует точной корреляции сложившегося у нас членения с современной западноевропейской стратиграфической шкалой. Так, если мы на картах выделяем "сеноман", "турон", то это обязывает нас понимать стратиграфические объемы этих подразделений так же, как и в наиболее полно исследованных разрезах запада ЕПО. Проведение возможно более точной стратиграфической параллелизации (с привлечением всех доступных современных материалов) наших разрезов с разрезами запада ЕПО и составляло первую задачу авторов настоящего отчета.

Вторую задачу авторы видели в разработке более дробной (по сравнению с существующей) стратиграфической разбивки верхнемеловых толщ Восточного Прикаспия и Мангышлака. Это диктуется практическими нуждами как структурного бурения (в частности, в области развития соляных куполов), так и крупномасштабного геологического картирования обоих регионов. И совершенно очевидно, что чем дробнее расчленение, тем надежнее сопоставление в пределах такой огромной как ЕПО палеобиогеографической области.

Граница между нижним (K_1) и верхним (K_2) отделами меловой системы как в Восточном Прикаспии, так и на Мангышлаке проходит в терригенных отложениях. Альбские отложения Закаспия, включая Мангышлак, биостратиграфически хорошо изучены (41, 77 и др.). Альб Мангышлака детально расчленен по аммонитам А.А.Савельевым (77). В частности, им выделен терминальный альб - вракон. Таким образом, снизу, "со стороны" альба граница K_1 - K_2 биостратиграфически охарактеризована очень хорошо. С такой же детальностью надлежит подойти к этой границе сверху, "со стороны" сеномана. Палеонтологические материалы говорят о том, что в будущем это можно будет сделать. Судя по распространению аммонитов и иноцерамов, между альбом и сеноманом перерыва нет совсем или же он весьма незна-

чителен.

Верхнее ограничение K_2 мы, как и большинство геологов и палеонтологов, совмещаем с границей между маастрихтским и датским ярусами. Одной из особенностей этой границы является приуроченность к ней стратиграфического глатуса, прослеживаемого во всем мире (51). Подавляющая часть разрезов Восточного Прикаспия и Мангышлака характеризуется присутствием такого глатуса. Непрерывные разрезы маастрихт-даний в мире очень редки — они буквально могут быть перечислены по пальцам. Поэтому открытие нами непрерывного перехода между маастрихтом и данием на Мангышлаке в овраге Кизылсай (к северу от хр. Северный Ақтау в 30 км к северо-востоку от пос. Шетпе) представляет исключительный интерес. Здесь, как и в ряде зарубежных непрерывных разрезов, на контакте маастрихт-даний развит тонкий прослой "глин", обогащенных иридием (48, 58).

Разрезы, фауна, биостратиграфический анализ

Стратиграфические построения для Западного Казахстана опираются на конкретные данные описания нескольких разрезов и результаты изучения распространения в них органических остатков (рис. I — 19). Окончательные результаты стратиграфических построений по каждому ярусу представлены на рис. 20 — 26.

В последние годы появилось много работ, посвященных теоретическим вопросам стратиграфии. Однако, подавляющее большинство их сводится лишь к стремлению дать ответы на вопросы: что такое зона, ярус и т.д. Между тем в стратиграфии (теоретической и тем более практической) более важно ответить на вопрос: как выделить зону, биостратиграфическую единицу и т.д. Подобных работ, к сожалению, очень мало. В попытках ответить на вопрос, поставленный в форме как? авторы пришли к выводу, что этап расчленения толщ определенного возраста и региона (например, верхнего мела Западного Казахстана) должен основываться на результатах изучения конкретных разрезов. Как будто бы это само собой понятно: стратиграфия это прежде всего именно разрезы. Между тем достаточно часто в так называемых стратиграфических работах описание конкретных разрезов и очень точные указания о находках в них органических остатков подменяются общими рассуждениями о распространении органических остатков, да и собственно разрезы отсутствуют. Именно конкретность подачи первичного биостратиграфического материала делает неторопливо написанные десятки лет назад работы А.Д.Архангельского, С.Н.

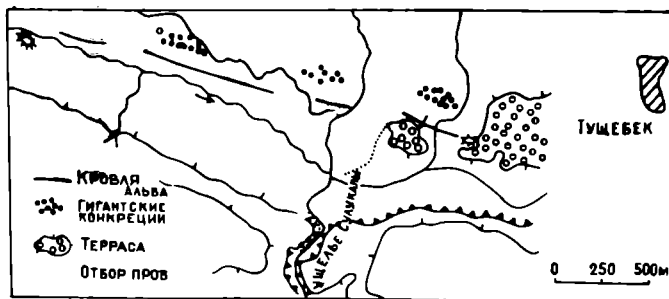
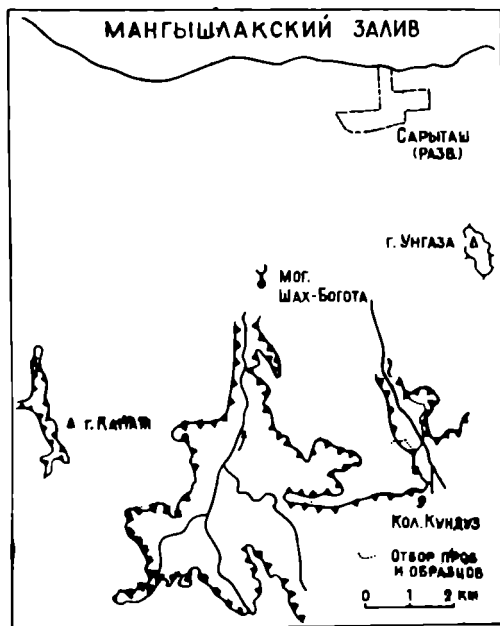
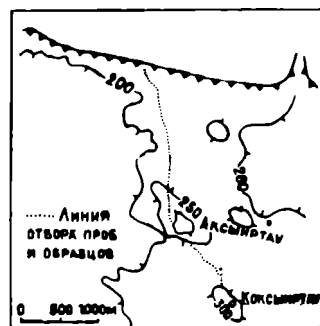
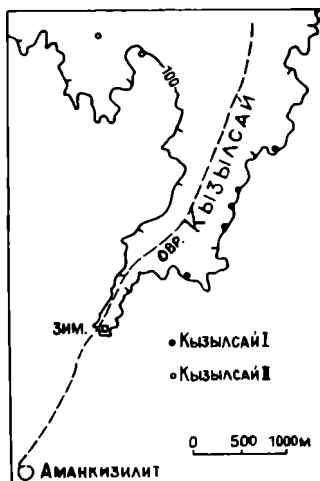


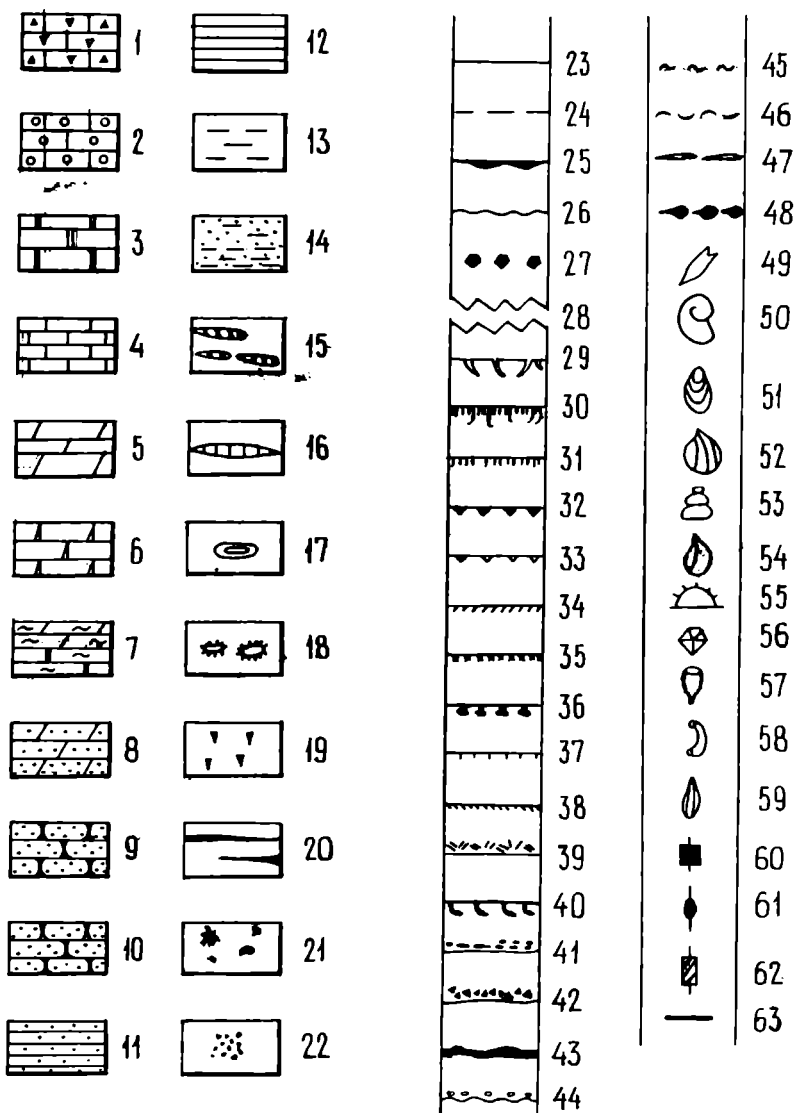
Рис. I. Схема расположения изученных разрезов на Мангышлаке

Никитина и других наших основоположников стратиграфии мезозоя более ценными и важными, чем некоторые современные работы, в которых скороговоркой сказано о находках ископаемых и приводится их растасовка по подразделениям умозрительных и эклектичных унифицированных схем. Среди конкретных разрезов должны быть выбраны, в соответствии с ранее предложенными рекомендациями (52) наиболее полные, на которых и следует сосредоточить максимум внимания. Такие разрезы называют по-разному: эталонными, стандартными, опорными. Последнее определение наиболее полно отвечает букве и существу: опорные разрезы - это разрезы, на которые опирается расчленение определенной толщи какого-то региона. Они изучаются permanently, распространение органических остатков в них непрерывно уточняется и дополняется, а не завершается с их публикацией.

Именно поэтому авторы сосредоточили свое внимание на немногих разрезах. На Мангышлаке - Шах-Богота, Шалган, Ахширтау, Кызылсай, Сулукапы; в Восточном Прикаспии - Уул, Актулагай. По этой же причине в главу включен графический материал (см. рис. 2 - 19) вертикального распространения макро- и микрофауны в этих немногих разрезах. Названия пород и литологические слои в разрезах даны преимущественно по данным полевых наблюдений с некоторыми коррективами после камеральной обработки каменного материала. Основное назначение приводимых разрезов - надежно "привязать" к ним находки макрофауны и отбор проб на микрофауну. Это нужно, во-первых, для того чтобы исключить неясности относительно совместного нахождения представителей различных групп фауны. Ведь вертикальные отрезки распространения многих органических остатков в толщах, подобных карбонатным отложениям K_2 Западного Казахстана, очень велики: это первые десятки метров и даже просто метры. Во-вторых, последующие исследователи располагают не просто "био-стратиграфической схемой", а реальными разбивками с указаниями вещественного состава, мощностей, границ, которые можно (вернее, нужно) дополнять, изменять, уточнять.

На рис. 2 - 19 в таблицы сведены результаты определения фораминифер (В.Н.Беньямовский и Л.Ф.Копаевич) и головоногих моллюсков (кроме сеноманских аммонитов - Д.П.Нефдин), а также других органических остатков, сделанные следующими специалистами: аммониты сеномана Сулукапы - Р.Марциновский (Варшавский университет, ПНР); иноцерамы - К.-А.Трёгер (Фрейбергская горная академия, ГДР) и частично М.М.Павлова (ИГиРГИ, Москва); другие двусторчатые

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К РИС. 2-19



Литологический состав

I - известняки органогенно-детритовые; 2 - известняки органогенно-детритовые, местами слабо песчанистые (Аксиртау - маастрихт); 3 - белый песч. мел; 4 - мергели и известняки грубые "сферовые"; 5 - мергели; 6 - мелоподобные мергели; 7 - глинистые мергели и мел; 8 - песчанистые мергели; 9 - песчаники верхнего альба; 10 - песчаники "хаки"; II - рыхлые песчаники и пески; 12 - глины, обычно с притивизированным растительным детритом; 13 - глины; 14 - глинистые пески и песчанистые глины; 15 - линзовидные прослойки конкреционных песчаников (Аксиртау: толща II); прослой и линзы песчаников с пирокластикой (Судувань: толща I); линзовидные прослойки доломитизированных известняков (Аксиртау: толща I); 16 - тонкие пропластки и линзочки "ложных песчаников" в карбонатных породах; 17 - карбонатные конкреции; 18 - скопления мелких конкреций целестина; 19 - вертикально расположенные трубчико-конкреции лимонита; 20 - тонкие пропластки кремня; 21 - фигурные кремни; 22 - рассеянные мелкие обломочки (галечки?) темно-коричневых, почти черных фосфатизированных песчаников; иногда образуют скопления.

Общий характер

23 - резкая смена литологического состава без перерыва; 24 - постепенная смена литологического состава без перерыва; 25 - резкая смена литологии пород с прослоечками глинистого материала на контакте; 26 - перерыв; 27 - горизонт, заключающий остатки марзупитов; 28 - пропуск в разрезе.

Признаки кровли слоя

Глубокопроникающие нарушения кровли: 29 - толстые трубки (диаметром до 5-3 см) вышележащей породы, проникающие в кровлю подстилающего слоя на глубину нескольких метров; возможно их происхождение не связано с жизнедеятельностью организмов; 30 - ходы и норы десятиногих раков диаметром до 2 см, различно ориентированные; проникают на 0,5-0,7 м в песчаники

Образование типа "твердого дна" (ТД) в кровле карбонатных пород: 31 - ТД с ходами и норами раков (возможно и других животных); ожелезнение хорошо развито; 32 - ТД с удлинненными, почти горизонтальными полостями, заполненными вышележащей породой и, очевидно, первоначально представлявшие норы талассоноидных раков; ожелезнение хорошо развито; 33 - то же, но в кровле кроме того - рассеянные обломки фосфатизированных карбонатных пород; 34 - нарушения кровли (норы или почти горизонтальные полости) выражены нечетко; заметное ожелезнение и уплотнение; 35 - сильное ожелезнение; природа имеющихся нарушений неясна; в стенках обнажения образуют ячеистую ("воздреватую") поверхность; 36 - ТД, в котором норы раков заполнены кремнем; 37 - ожелезнения кровли нет; природа имеющихся нарушений неясна; 38 - отмечается лишь уплотнение кровли; 39 - ТД с почти вертикальными, редкими короткими "норами" (?) может быть ожелезнение; сразу же над поверхностью ТД часто прослой зеленовато-серых глинистых мергелей или мела, обычно с "очками" белого цвета; 40 - ТД сложного типа.

Особенность подолыи слоя

41 - гравий и мелкая галька фосфатизированных и ожелезненных карбонатных пород темно-коричневых с поверхности и светло-коричневых внутри, обычно с изъеденной поверхностью; фоссида моллюсков, брахиопод и др.; образуют горизонты или встречаются рассеянно; 42 - обломки (иногда крупные) и сростки обломков темно-коричневых фосфатизированных песчаников и фосфатизированных ядер моллю-

сков и губок; обломки кремневой древесины; целые (не фосфатизированные) раковины устриц и других двустворок; 43 - фосфита; 44 - редкие обломки пород подстилающего слоя.

Другие особенности разрезов

45 - скопления створок псевдоптер (Сулуканы), мелких устриц и других моллюсков (Уж); 46 - прослой "глин"; 47 - скопления обломков раковин крупных плоскостворчатых иноцерамов; 48 - ложковидные образования - горизонтальные норы раков, заполненные спемантированным детритом.

Макрофауна

49 - белемзиты; 50 - аммониты; 51 - иноцерамы; 52 - другие двустворчатые моллюски; 53 - брюхоногие моллюски; 54 - брахиоподы; 55 - морские ажи; 56 - морские лички; 57 - кораллы; 58 - серпулиды; 59 - усонogie раки.

Микрофауна

60 - резкое возрастание количества озангулярий; 61 - резкое возрастание количества хадбергелли; 62 - интервал без стенскогои; 63 - границы между комплексами; с I-XXIV - номера комплексов

моллюски - З.Н.Пояркова (Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР, Владивосток) и частично А.В.Дондт (Королевский институт естественной истории Бельгии, Брюссель); брахиоподы - М.Р.Джалилов (Геологический институт АН ТаджССР, Душанбе); брахиоподы - Н.И.Нехрикова (ИГиРТИ, Москва) и частично Д.И.Кац (Геолого-географический факультет Харьковского университета); морские ежи - М.М.Москвин и Н.В.Шиманская (МГУ) и частично Л.Г.Эндельман (ПИН АН СССР) и Й.Гейо (Университетский центр, Антверпен, Бельгия); морские лилии - В.Г.Кликушин (Ленинградский горный институт); кораллы - Е.И.Кузьмичева (МГУ); серпулиды - С.И.Пастернак (Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов); усонагие раки - А.С.Алексеев (МГУ); кальцисферулиды - И.В.Долицкая (ВНИГНИ).

Упомянутым лицам авторы выражают сердечную благодарность.

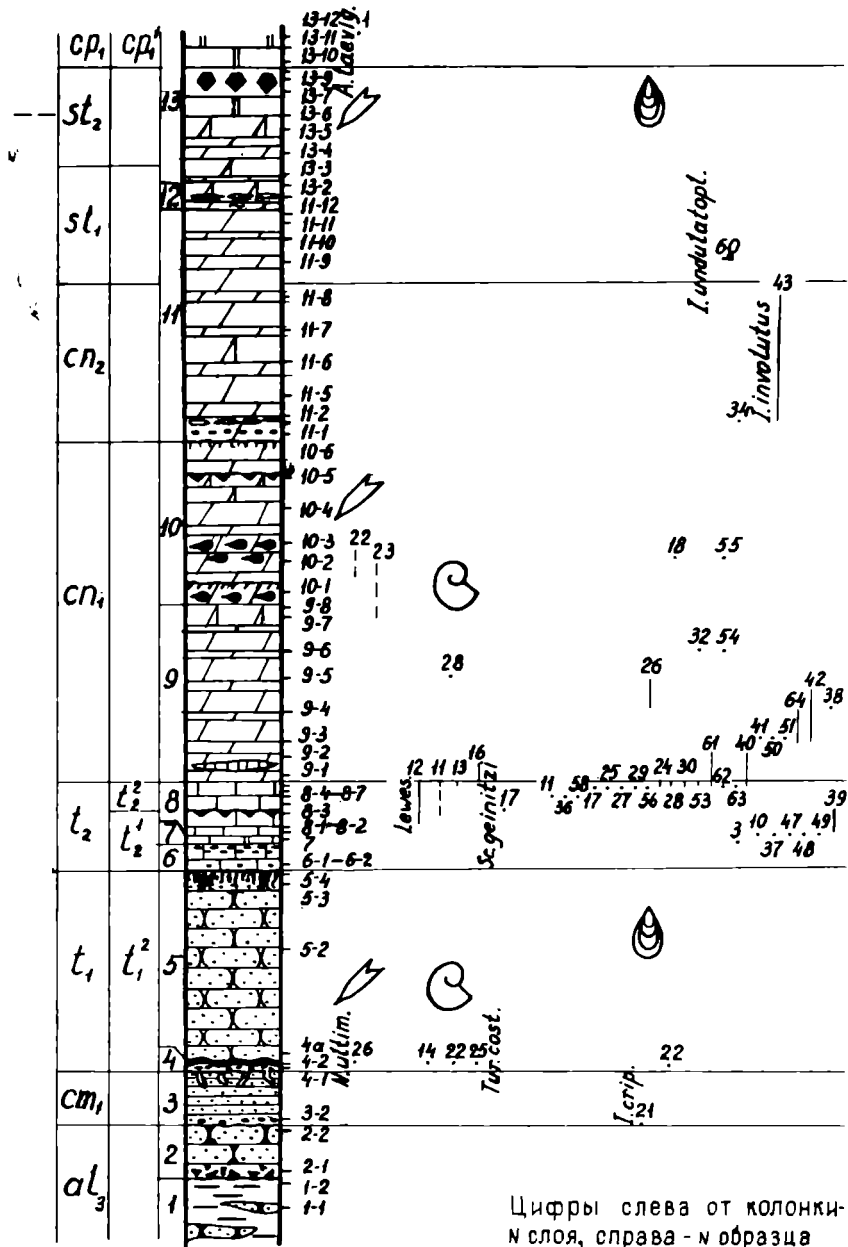
Списки всех определенных органических остатков приводятся в табл. 1.

Членение по моллюскам и иглокожим было тщательно и детально увязано с данными вертикального распространения фораминифер. Оказалось, что не только для Восточно-Европейской платформы, но и для Мангышлака наибольшее стратиграфическое значение имеют бентосные фораминиферы. Во-первых, их комплексы очень обильны (а планктон относительно редок), во-вторых, по бентосу можно добиться более дробного расчленения, чем по планктону и, в-третьих, подразделения по бентосным фораминиферам практически могут быть прослежены в пределах всей огромной площади ЕПО.

Как уже предлагалось ранее (52, с.46), представляется целесообразным выделять опорные разрезы двух типов. Первый тип - наиболее полный для данного региона разрез ярусов (подъярусов). Несомненно, разрез Шах-Богота может быть предложен в качестве опорного для коньякского и сантонского ярусов Мангышлака, а может быть, и востока ЕПО в целом. Разрез Актулагай может рассматриваться как опорный для нижнего маастрихта Восточного Прикаспия, а разрез Аксиртау - для кампана Мангышлака.

Второй тип - наиболее полные разрезы отложений верхнего мела данного региона или отдельных участков. Такими разрезами K_2 для Мангышлака могут быть Аксиртау (Северный Актау) и Сулукаши (Южный Актау).

Предлагаемая схема биостратиграфического расчленения верхнемеловых отложений Восточного Прикаспия и Мангышлака представлена в табл. 2 и 3. В табл. 2 приводится часть схемы, в которой расчле-



Цифры слева от колонки - номера слоев, справа - номера образцов или проб

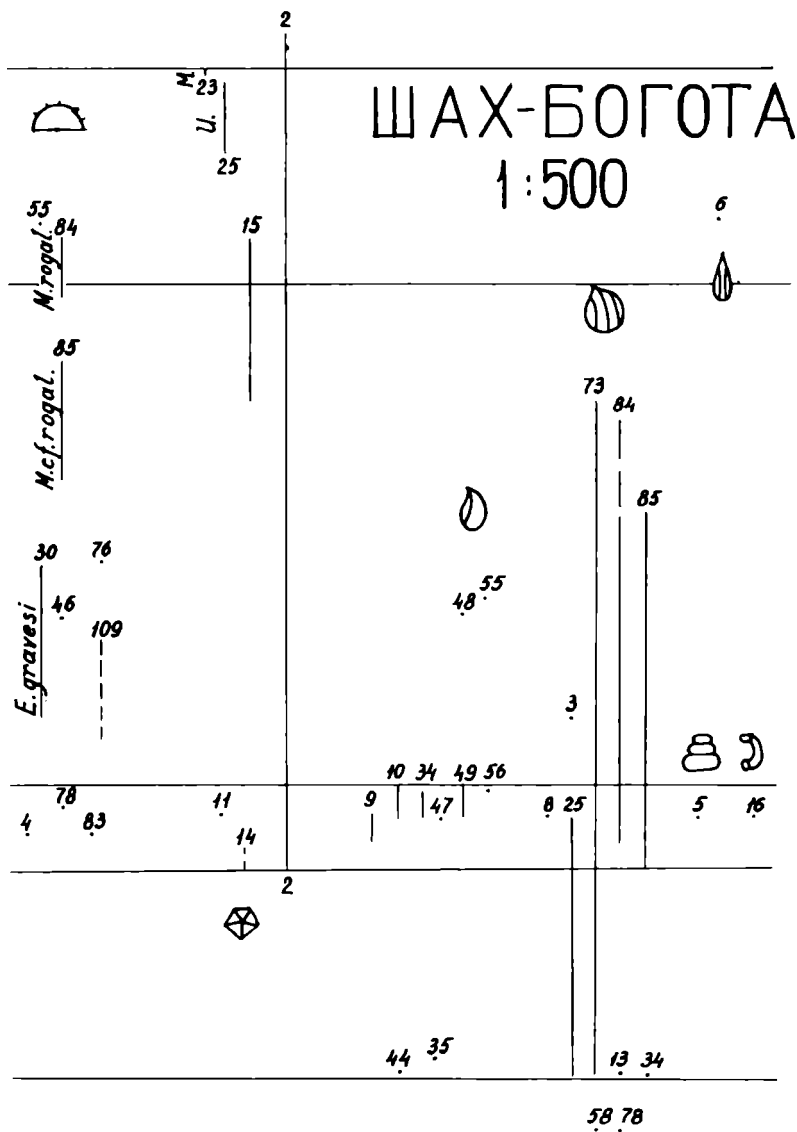


Рис.2. Разрез Шах-Богота
Макрофауна, нижний сенсман-верхний сантон

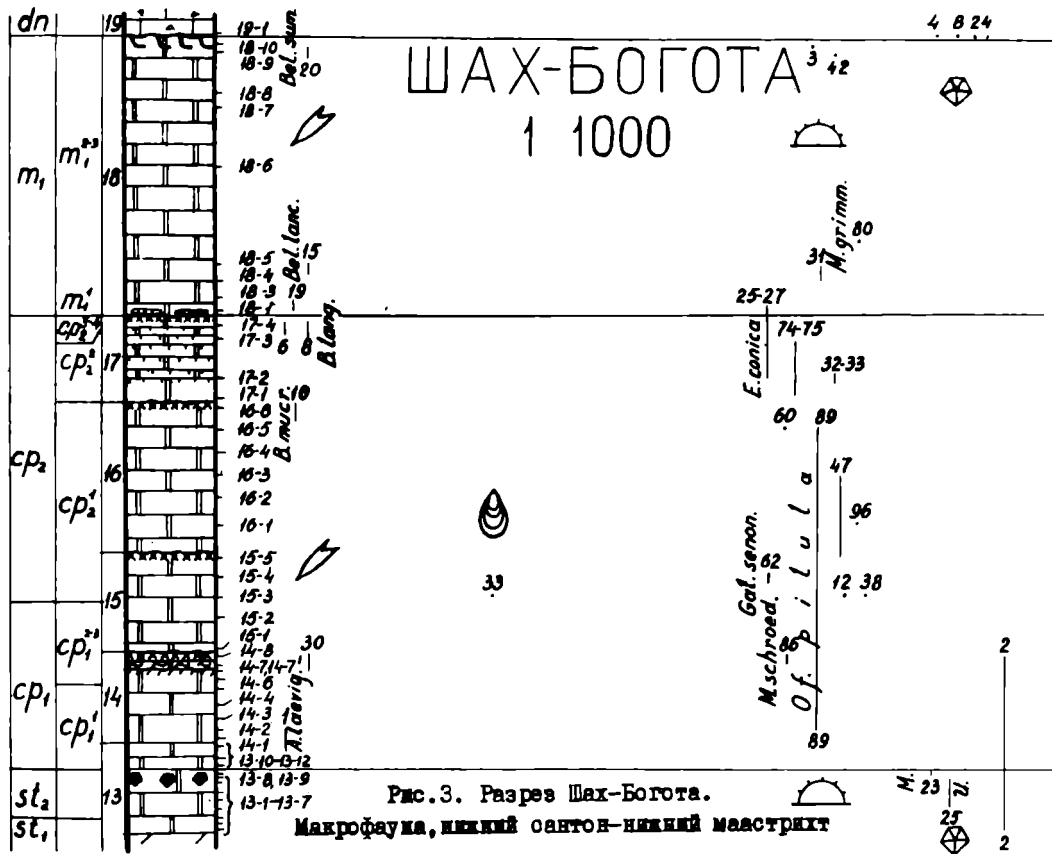


Рис. 3. Разрез Шах-Богота.

Макрофауна, нижний сантон-нижний маастрикт

Т а б л и ц а I
 Распространение органических остатков в разрезах
 (№ пп - номера на рис. 2 - 19)

№ пп	Название форм	№ пп	Название форм
I	2	I	2
БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ		27	<i>B. incrassata crassa</i> Vass.
АГГРЕГИРУЮЩИЕ		28	<i>B. kalinini</i> Vass.
I	<i>Ataxophragmium compactum</i> Brotz.	29	<i>B. plaita</i> Cars.
2	<i>At. crassum caspium</i> Vass.	30	<i>Bolivinoidea decoratus deco-</i> <i>ratus</i> (Jones)
3	<i>At. nautiloides</i> Brotz.	31	<i>Bl. decoratus giganteus</i> Hilt. et Koch
4	<i>At. orbignyaeformis</i> Mjatl.	32	<i>Bl. delicatulus</i> Cushman.
5	<i>Gaudryina angustata</i> Akim.	33	<i>Bl. draco draco</i> (Marss.)
6	<i>Gd. arenosa</i> Akim.	34	<i>Bl. draco miliaris</i> Hilt. et Koch
7	<i>Gd. laevigata</i> Franke	35	<i>Bl. granulatus</i> Hofk.
8	<i>Gd. variabilis</i> Mjatl.	36	<i>Bl. laevigatus</i> Marie
9	<i>Hagenowella chapmani</i> (Cushman.)	37	<i>Bl. paleocenicus</i> Brotz.
10	<i>Marssonella araksensis</i> Asiz.	38	<i>Bl. peterssoni</i> Brotz.
11	<i>M. oxycoma</i> Reuss	39	<i>Bl. strigillatus</i> (Chapm.)
12	<i>M. tarris</i> (Orb.)	40	<i>Brotzenella berthelini</i> (Kell.)
13	<i>Orbignyina inflata</i> (Reuss)	41	<i>Br. complanata</i> (Reuss)
14	<i>Or. ovata</i> Hag.	42	<i>Br. menneri</i> (Kell.)
15	<i>Or. sacheri</i> (Reuss)	43	<i>Br. monterelensis</i> (Marie)
16	<i>Or. sacheri stigmosa</i> Volosh.	44	<i>Br. praecuta</i> (Vass.)
17	<i>Spiroplectamina cuneata</i> Vass.	45	<i>Br. taylorensis</i> (Cars.)
18	<i>Sp. embaensis</i> Mjatl.	46	<i>Cibicides beaumontianus</i> (Orb.)
19	<i>Sp. praelonga</i> (Reuss)	47	<i>C. excavatus</i> Brotz.
20	<i>Sp. rosula</i> (Ehr.)	48	<i>C. kurganicus</i> Neek.
Известково-секреционные		49	<i>C. polyrraphes polyrraphes</i> (Reuss)
21	<i>Angulogavelinella caucasica</i> (Subb.)	50	<i>C. polyrraphes juncta</i> Vass.
22	<i>An. gracilis stellaris</i> (Vass.)		
23	<i>Anomalinoidea pinguis</i> (Jenn.)		
24	<i>A. subcarinatus</i> (Cush. et Dead.)		
25	<i>Bolivina decurrens</i> (Ehr.)		
26	<i>B. incrassata incrassata</i> Reuss		

I	2	I	2
51	<i>Cibicidoides aktulagayensis</i> (Vass.)	82	<i>G. praesinfrafontonica</i> (Mjatl.)
52	<i>Cb. apprimus</i> (Voloah.)	83	<i>G. stelligera</i> (Marie)
53	<i>Cb. bambix</i> (Marss.)	84	<i>G. gr. stelligera</i> (Marie)
54	<i>Cb. eriksdalensis</i> (Brotz.)	85	<i>G. thalmani</i> (Brotz.)
55	<i>Cb. montanus</i> (Dolits.)	86	<i>G. umbilicatula</i> (Mjatl.)
56	<i>Cb. praeriksdalensis</i> (Vass.)	87	<i>G. vesca</i> (H. Byk.)
57	<i>Cb. spirepunctatus</i> (Gall. et Morr.)	88	<i>G. welleri</i> (Plumm.)
58	<i>Cb. temirensis</i> (Vass.)	89	<i>Gemellides orcinus</i> (Vass.)
59	<i>Cb. veltziannus</i> (Orb.)	90	<i>Globorotalites emdyensis</i> Vass.
60	<i>Coleites crispus</i> Vass.	91	<i>Gr. hangensis</i> Vass.
61	<i>Eponides conspectus</i> Vass.	92	<i>Gr. micheliniannus</i> (Orb.)
62	<i>E. franki</i> Brotz.	93	<i>Gyroidina nitida</i> (Reuss)
63	<i>Gavelinella ammonoides</i> (Reuss)	94	<i>Hanzawaia ekblomi</i> (Brotz.)
64	<i>G. baltica</i> (Brotz.)	95	<i>Lingulogavelinella globosa</i> (Brotz.)
65	<i>G. sayeuxi</i> (Lapp.)	96	<i>Neoflabellina gibbera</i> (Wed.)
66	<i>G. cenomanica cenomanica</i> (Brotz.)	97	<i>N. permutata</i> Koch
67	<i>G. cenomanica cenoava</i> (Vass.)	98	<i>N. praereticulata</i> Hilt.
68	<i>G. olementiana olementiana</i> (Orb.)	99	<i>N. reticulata</i> (Reuss)
69	<i>G. olementiana laevigata</i> (Marie)	100	<i>N. rugosa</i> (Orb.)
70	<i>G. olementiana usakensis</i> (Vass.)	101	<i>N. suturalis suturalis</i> (Cushman.)
71	<i>G. costulata</i> (Marie)	102	<i>Osangularia cordieriana</i> (Orb.)
72	<i>G. gr. costulata</i> (Marie)	103	<i>O. navarroana</i> (Cushman.)
73	<i>G. daimac</i> (Mjatl.)	104	<i>O. whitei crassa</i> (Vass.)
74	<i>G. danica</i> (Brotz.)	105	<i>O. whitei polycamera</i> (Vass.)
75	<i>G. grandis</i> (Vass.)	106	<i>O. whitei praeepe</i> (Brotz.)
76	<i>G. infrafontonica</i> (Balakhm.)	107	<i>O. whitei whitei</i> (Brotz.)
77	<i>G. intermedia</i> (Berth.)	108	<i>Pseudonvigerina cristata</i> (Marss.)
78	<i>G. kelleri</i> (Mjatl.)	109	<i>Reussella kelleri</i> Vass.
79	<i>G. midwayensis</i> (Plumm.)	110	<i>R. minuta</i> (Marss.)
80	<i>G. moniliformis</i> (Reuss)	III	<i>Stensioecina exculpta exculpta</i> (Reuss)
81	<i>G. pertusa</i> (Marss.)	II2	<i>St. exculpta gracilis</i> (Brotz.)

I	2	I	2
II3	<i>St.granulata granulata</i> (Orb.)	24	<i>Hedbergella agalarovae</i>
II4	<i>St.granulata incondita</i> Koch		(Vass.)
II5	<i>St.granulata perfecta</i> Koch	25	<i>Hd.bornholmensis</i> Dougl.
II6	<i>St.granulata polonica</i> Witw.	26	<i>Hd.caspia</i> (Vass.)
II7	<i>St.pemmerana</i> Brotz.	27	<i>Hd.delrioensis</i> Loeblet Tapp.
II8	<i>Valvulineria lenticula</i> (Reuss)	28	<i>Hd.holzli</i> (Hagn et Zell)
		29	<i>Hd.paradubia</i> (Sig.)
		30	<i>Hd.planispira</i> Tapp.
		31	<i>Hd.pertsdownensis</i> (Will.- Mitch.)
		32	<i>Helvetoglobotruncana helve-</i> <i>tica</i> (Bolli)
		33	<i>Loeblichella coarctata</i> (Bolli)
		34	<i>Marginotruncana concavata</i> (Bretz.)
		35	<i>Mg.marginata</i> (Reuss)
		36	<i>Mg.primitiva</i> (Scheibn.)
		37	<i>Praeglobotruncana imbricata</i> Morn.
		38	<i>Pr.oraviensis</i> Scheibn.
		39	<i>Pr.cf.helveticus</i> Cart.et Hart
		40	<i>Pseudotextularia elegans</i> (Reeh.)
		41	<i>Rugoglobigerina kelleri</i> (Subb.)
		42	<i>Rg.kingi</i> Truj
		43	<i>Rg.ordinaria</i> (Subb.)
		44	<i>Rg.rugosa</i> (Plumm.)
		45	<i>Thalmaninella appenninica</i> (Gand.)
		46	<i>Th.sp.</i>
ПЛАНИТОНИИ ФОРМИИ			
I	<i>Abathomphalus mayaroensis</i> (Bolli)		
2	<i>Archeoglobigerina blewi</i> (Reuss)		
3	<i>Ar.bosquensis</i> Pess.		
4	<i>Biglobigerinella aberranta</i> (Neck.)		
5	<i>Bg.multispina</i> Lal.		
6	<i>Globigerinelloides asper</i> (Ehr.)		
7	<i>Gb.bentonensis</i> (Morr.)		
8	<i>Gb.volutus</i> (White)		
9	<i>Globotruncana angusticarinata</i> Gand.		
10	<i>Gn.arca</i> (Cushman.)		
11	<i>Gn.arcaformis</i> Masl.		
12	<i>Gn.bulloides</i> Vegl.		
13	<i>Gn.coronata</i> Bolli		
14	<i>Gn.cretacea</i> (Orb.)		
15	<i>Gn.desioi</i> Gand.		
16	<i>Gn.fornicata</i> Plumm.		
17	<i>Gn.globigerinoides</i> (Marie)		
18	<i>Gn.lapparenti</i> Brotz.		
19	<i>Gn.linnsiana</i> (Orb.)		
20	<i>Gn.morozovae</i> Vass.		
21	<i>Gn.renzi</i> Gand.		
22	<i>Gn.tricarinata</i> (Quer.)		
23	<i>Globotruncanites stuarti</i> (Lapp.)		
			БЕЛЕМНИТЫ
			<i>I Actinocamax laevigatus</i> Aron.

I	2	I	2
2	<i>A. cf. laevigatus</i> Arkh.	32	Неопределенные обломки ростров
3	<i>A. gr. verus</i> Mill.		
4	Обломки мелких актинокамасов		АММОНИТЫ
5	<i>Belemnellocamax mammillatus</i> (Nilss.)		Аммониты из сенсмена разреза Сулукани (определения Р. Марциновского, "Acta geologica Polonica", 1980, 30, № 3)
6	<i>Belemnitella langei langei</i> Schatsk.	I	<i>Anisoceras aff. exoticum</i> Spath
7	<i>B. langei najdini</i> Kong.	2	<i>A. plicatile</i> (Sow.)
8	<i>B. langei cf. najdini</i> Kong.	3	<i>Hamites (Stomohamites) duplicatus</i> (Pict. et Camp.)
9	<i>B. langei minor</i> Jel.	4	<i>Hyphoplites arausionensis</i> Heb. et Mun.-Ch.
10	<i>B. micronata micronata</i> (Schloth.) sensu Arkh.	5	<i>H. campichei</i> Spath (<i>campichei</i> Spath, <i>densecostatus</i> Reus)
11	<i>B. micronata alpha</i> Schatsk.	6	<i>H. curvatus</i> (Mant.)
12	<i>B. praecursor media</i> Jel.	7	<i>H. crassofalcatatus</i> (Sem.) (<i>crassofalcatatus</i> (Sem.), <i>horridus</i> Wr. et Wr.)
13	<i>B. gr. praecursor</i> Stoll.	8	<i>H. falcatatus</i> (Mant.) (<i>aurora</i> Wr. et Wr., <i>falcatatus</i> Mant., <i>interpolatus</i> Wr. et Wr.)
14	<i>Belemnella</i> sp.	9	<i>H. pseudofalcatatus</i> (Sem.)
15	<i>Bel. lanceolata lanceolata</i> (Schloth.)	10	<i>H. pylorus</i> Wr. et Wr.
16	<i>Bel. lanceolata aff. gracilis</i> (Arkh.)	II	<i>Karamaites grossouvrei</i> (Sem.)
17	<i>Bel. gr. lanceolata</i> (Schloth.)	12	<i>K. mediasiaticum</i> (Lupp.)
18	<i>Bel. licharewi desnensis</i> Jel.	13	" <i>Mantelliceras</i> " <i>aumalense</i> (Coq.)
19	<i>Bel. cf. licharewi</i> Jel.	14	<i>M. mantelli</i> (Sow.)
20	<i>Bel. sumensis</i> Jel.	15	<i>M. saxbii</i> (Sharpe)
21	<i>Bel. gr. sumensis</i> Jel.	16	" <i>M.</i> " <i>suzannae</i> (Perv.)
22	<i>Gonicamax lundgreni</i> (Stoll.)	17	<i>M. tuberculatum</i> (Mant.)
23	<i>G. lundgreni excavata</i> (Sinz.)	18	<i>Scaphites basseae</i> Coll.
24	<i>G. lundgreni ullicus</i> (Kolt.)	19	<i>Sc. evolutus</i> Perv.
25	<i>Neohibolites</i> sp.	20	<i>Sciponoceras baculoide</i> (Mant.)
26	<i>N. ultimus</i> (Orb.)	21	<i>S. roto</i> Ciesl.
27	<i>Neobeleznella</i> sp.		
28	<i>Neobeleznella kazimiroviensis</i> (Skořozdr.)		
29	<i>Paractinocamax</i> sp.		
30	<i>Par. grossouvrei</i> (Janet)		
31	<i>Praeactinocamax plenus</i> (Blv.)		

I	2	I	2
17	<i>I. costellatus pietzsohi</i> Trög.	47	<i>I. lamareki</i> Park.
18	<i>I. crassus</i> Petr.	48	<i>I. lamarcki lamareki</i> Park.
19	<i>I. crippi</i> Mant.	49	<i>I. lamarcki stümcke</i> Heinz
20	<i>I. cf. crippi</i> Mant.	50	<i>I. lusatae</i> Andert
21	<i>I. gr. crippi</i> Mant.	51	<i>I. lusatae lusatae</i> Andert
22	<i>I. crippi crippi</i> Mant.	52	<i>I. pictus bohemicus</i> Leonhard
23	<i>I. crippi hoppenstedtensis</i> Trög.	53	<i>I. rotundatus</i> Fiege
23a	<i>I. cf. dariensis</i> Dobr. et Pavl.	54	<i>I. cf. rotundatus</i> Fiege
24	<i>I. dresdensis dresdensis</i> Trög.	55	<i>I. gr. schloenbachi</i> Böhm
25	<i>I. dresdensis? labiatoidiformis</i> Trög.	56	<i>I. striatococoncentricus</i> GÜmb.
26	<i>I. cf. ernsti</i> Heinz	57	<i>I. cf. striatococoncentricus</i> GÜmb.
27	<i>I. fiegei</i> Trög.	58	<i>I. striatococoncentricus striatococoncentricus</i> GÜmb.
28	<i>I. aff. fiegei</i> Trög.	59	<i>I. (Mytiloides) subhercynicus transiens</i> Seitz
29	<i>I. fiegei fiegei</i> Trög.	60	<i>I. undulatoplicatus</i> Roem.
30	<i>I. fiegei mytiloidiformis</i> Trög.	61	<i>I. waltersdorfensis</i> Andert
31	<i>I. cf. germanicus</i> Heinz	62	<i>I. gr. waltersdorfensis</i> Andert
32	<i>I. gradatus</i> Egojan	63	<i>I. aff. wandereri</i> Andert
33	<i>I. haenleini</i> Müll.	64	<i>I. gr. wandereri</i> Andert
34	<i>I. hercules</i> Heinz	65	<i>Tenuiptera argentea</i> (Conrad)
35	<i>I. hercynicus</i> Petr.		
36	<i>I. inaequalvis</i> Schlüt.	Другие двустворчатые	
37	<i>I. aff. inaequalvis</i> Schlüt.	МОЛДИСКИ	
38	<i>I. gr. inaequalvis</i> Schlüt.	I	<i>Acutostrea</i> sp. sp.
39	<i>I. inaequalvis inaequalvis</i> Schlüt.	2	<i>Ac. curvirostris</i> (Nilss.)
40	<i>I. inaequalvis modestus</i> Heinz	3	<i>Ac. gr. rostrata</i> Sob.
41	<i>I. gr. inconstans</i> Woods	4	<i>Amphidonte</i> sp. sp.
42	<i>I. inconstans lueckendorfen-sis</i> Trög.	5	<i>Amphidonte conicum</i> (Sow.)
43	<i>I. involutus</i> Sow.	6	<i>Aphrodina</i> sp. sp.
44	<i>I. cf. koeneni</i> G. Müller	7	<i>Aph. orbigny</i> Sob.
45	<i>I. (Mytiloides) labiatus</i> Schloth.	8	<i>Biauris biauriculata</i> (Lam.)
46	<i>I. labiatus labiatus</i> Schloth.	9	<i>B. gr. biauriculata</i> (Lam.)
		10	<i>Brachidontes</i> sp.
		11	<i>Cardium</i> sp. sp.
		12	<i>Chlamys</i> sp. sp.

I	2	I	2
13	<i>Ch.gr.elongatus</i> Lam.	48	<i>Ostrea</i> sp.sp.
14	<i>Costeina</i> sp.	49	<i>Ost.tecticostata</i> (Gabb.)
15	<i>Cost.donetziana</i> Savoz.	50	<i>Oxytoma</i> sp.sp.
16	<i>Corbis</i> sp.	51	<i>Ox.danica</i> (Ravn)
17	<i>Cucullaea</i> sp.	52	<i>Ox.pectinata</i> (Sow.)
18	<i>Dimyodon nilssoni</i> (Hag.)	53	<i>Ox.tenuicostata</i> (Roem.)
19	<i>Entolium</i> sp.sp.	54	<i>Panopea</i> sp.sp.
20	<i>E.orbiculare</i> (Sow.)	55	<i>P.mandibula</i> (Sow.)
21	<i>Exogyra</i> sp.	56	<i>Pitar</i> sp.
22	<i>Ex.decussata</i> (Goldf.)	57	<i>Plicatula inflata</i> (Sow.)
23	<i>Glycimeris</i> sp.	58	<i>Pterotrigonia</i> sp.
24	<i>Gryphaeostrea</i> sp.sp.	59	<i>Pseudolinea</i> sp.
25	<i>Gr.canaliculata</i> (Sow.)	60	<i>Pseudoptera coeruleascens</i> (Nilss.)
26	<i>Gr.cf.canaliculata</i> (Sow.)	61	<i>Pycnodonte</i> sp.sp.
27	<i>Gr.gr.canaliculata</i> (Sow.)	62	<i>Pycn.bobkovae</i> Sob.
28	<i>Gr.lateralis</i> (Nilss.)	63	<i>Pycn.hippopodium</i> (Nilss.)
29	<i>Gr.gr.lateralis</i> (Nilss.)	64	<i>Pycn.gr.hippopodium</i> (Nilss.)
30	<i>Hytissa aff.armata</i> (Goldf.)	65	<i>Pycn.nikitini</i> (Arkh.)
31	<i>H.gr.armata</i> (Goldf.)	66	<i>Pycn.cf.nikitini</i> (Arkh.)
32	<i>H.semiplana</i> (Sow.)	67	<i>Pycn.praesinzovi</i> (Arkh.)
33	<i>Limea</i> sp.sp.	68	<i>Pycn.cf.praesinzovi</i> (Arkh.)
34	<i>Linotrigonia</i> (<i>Oistotrigonia</i>) <i>cf.immutata</i> Sav.	69	<i>Pyon.simile</i> (Pusch)
35	<i>Liostrea</i> sp.	70	<i>Pycn.cf.simile</i> (Pusch)
36	<i>L.acutirostris</i> (Nilss.)	71	<i>Pycn.vesiculare</i> (Lam.)
37	<i>Lyropecten</i> (<i>Aequipecten</i>) <i>pul-</i> <i>chellum</i> (Nilss.)	72	<i>Pycn.gr.vesiculare</i> (Lam.)
38	<i>Lyrop.gr.ternatus</i> (Muenst.)	73	<i>Pycn.vesiculosum</i> (Sow.)
39	<i>Mimachlamys cretosa</i> (Defr.)	74	<i>Pycn.gr.vesiculosum</i> (Sow.)
40	<i>Hannonavis</i> sp.sp.	75	<i>Pyrazus</i> sp.
41	<i>Neithea</i> sp.sp.	76	<i>Rhynchostreon gr.columbum</i> (Lam.)
42	<i>N.sexcostata</i> (Woodw.)	77	<i>Rh.aff.columbum</i> (Lam.)
43	<i>N.cf.sexcostata</i> (Woodw.)	78	<i>Semisolarium</i> sp.
44	<i>N.gr.sexcostata</i> (Woodw.)	79	<i>Solarium</i> sp.sp.
45	<i>N.striatocostata</i> (Goldf.)	80	<i>Spondylus</i> sp.sp.
46	<i>Nucula</i> sp.sp.	81	<i>Sp.dutempleanus</i> (Orb.)
47	<i>Nuculana</i> sp.sp.	82	<i>Sp.cf.dutempleanus</i> (Orb.)

I	2	I	2
83 Sp. of. latus (Sow.)		7 Chlid. gracilis (Schloth.)	
84 Sp. spinosus (Sow.)		8 Chlid. of. gracilis (Schloth.)	
85 Sp. of. spinosus (Sow.)		9 Chlid. subgracilis (Orb.)	
86 Sp. gr. spinosus (Sow.)		10 Concinnithyris albensis (Leym.)	
87 Tellina sp.		11 Conc. of. albensis (Leym.)	
88 Trigonarca sp.		12 Conc. gr. protebesa Sahní	
89 Tr. of. passyana (Orb.)		13 Conc. of. quidhamptonensis Sahní	
90 Trigonia sp.		14 Conc. of. rowei	
91 Tylostoma sp.		15 Crania calcarata Vantsch.	
92 Venericardia sp. sp.		16 Cretirhynchia sp. sp.	
93 Неопределяемые остатки		17 Cret. arcuata Pett.	
		18 Cret. limbata (Schloth.)	
		19 Cret. plicatula Nechr.	
		20 Cret. retracta (Roem.)	
		21 Cret. trininghamensis Pett.	
		22 Cret. cf. retracta (Roem.)	
		23 Cyclothyris magna bullata Makr. et Katz	
		24 Danocrania spinulosa (Nilss.)	
		25 Dallithyris bakalowi Bonč.	
		26 Dall. gr. bakalowi Bonč.	
		27 Erymvaria sp.	
		28 Gemmarcula sp.	
		29 Gemm. flabelliformis Nechr.	
		30 Gemm. humboldtii Hag.	
		31 Gibbithyris sp.	
		32 Gibb. grandis Sahní	
		33 Gibb. aff. marensis Sahní	
		34 Gibb. semiglobosa (Sow.)	
		35 Gibb. of. semiglobosa (Sow.)	
		36 Isoecrania paucicostata (Bosq.)	
		37 Kingena gr. schloenbachi Katz	
		38 Kingenella sp.	
		39 Longithyris sp.	
		40 Magas sp. sp.	
		41 M. pumilus (Sow.)	
БРАХИОНОГИЕ МОЛДЦСКИ			
I Ampullospira sp. indet.			
2 Apporhaidae gen. indet.			
3 Cerithiomorpha subsociale (Pöel.)			
4 Conotomaria sp. indet.			
5 Drepanochilus cf. stemopterus (Goldf.)			
6 Euxochocirsus sp. indet.			
7 Lyria? sp. indet.			
8 Pleurotomariidae gen. indet.			
9 Solariidae gen. indet.			
IO Trochidae gen. indet.			
II Turbinidae gen. indet.			
I2 Turritella sp. indet.			
I3 Неопределяемые остатки (ядра)			
БРАХИОПОДЫ			
I Carnsithyris sp. sp.			
2 Carn. carnea (Sow.)			
3 Carn. gracilis (Sahní)			
4 Chatwinothyris subcardinalis Sahní			
5 Chatw. gr. subcardinalis Sahní			
6 Chlidonophora sp. sp.			

I	2	I	2
42	<i>Malwirhynohia aff.bulla</i> Katz	17	<i>Cycl.cf.integer</i> Seunes
43	<i>Meonia sp.sp.</i>	18	<i>Echinocorys sp.sp.</i>
44	<i>Hajdinothyris cf.longa</i> Katz	19	<i>E.sp.sp.nov.</i>
45	<i>H.becksi</i> (Roem.)	20	<i>E.cf.arnaudi</i> Seunes
46	<i>Orbirhynohia sp.sp.</i>	21	<i>E.asymetrica</i> Kong.
47	<i>Orb.orbigny</i> Pett.	22	<i>E.belgica</i> Lamb.
48	<i>Orb.cf.pirifer</i> Pett.	23	<i>E.cf.belgica</i> Lamb.
49	<i>Orb.ventriplanata</i> (Schloenb.)	24	<i>E.cipliensis</i> Lamb.
50	<i>Orb.cf.ventriplanata</i> (Schloenb.)	25	<i>E.conica</i> (Ag.)
51	<i>Platidia sp.</i>	26	<i>E.cf.conica</i> (Ag.)
52	<i>Terebratula sp.sp.</i>	27	<i>E.aff.conica</i> (Ag.)
53	<i>Terebratulina sp.sp.</i>	28	<i>E.conoidea</i> (Goldf.)
54	<i>Terebr.cf.auriculata</i> Roem.	29	<i>E.gr.conoidea</i> (Goldf.)
55	<i>Terebr.chrysalis</i> (Schloth.)	30	<i>E.gravesi</i> (Desor)
56	<i>Urbanirhynohia cf.crassicos-</i> <i>tata</i> Katz	31	<i>E.lamberti</i> Smiser
57	Неопределенные остатки	32	<i>E.lata</i> Lamb.
		33	<i>E.cf.lata</i> Lamb.
		34	<i>E.marginata</i> (Goldf.)
		35	<i>E.cf.marginata</i> (Goldf.)
		36	<i>E.cf.meudonensis</i> Lamb.
		37	<i>E.cf.obliqua</i> Ravn
		38	<i>E.ovata</i> (Leske)
		39	<i>E.pentagonalis</i> Kong.
		40	<i>E.perconica</i> (Hag.)
		41	<i>E.cf.perconica</i> (Hag.)
		42	<i>E.pyramidata</i> (Portl.)
		43	<i>E.cf.pyramidata</i> (Portl.)
		44	<i>E.gr.pyramidata</i> (Portl.)
		45	<i>E.pyrenaica</i> Seunes
		46	<i>E.cf.rossiensis</i> Kong.
		47	<i>E.subglobosa</i> (Goldf.)
		48	<i>E.sulcata</i> (Goldf.)
		49	<i>E.tenuituberculata</i> Leym.
		50	<i>E.turrita</i> Lamb.
		51	<i>E.cf.turrita</i> Lamb.
		52	<i>E.aff.turrita</i> Lamb.
		53	<i>E.sp.nov.aff.turrita</i> Lamb.

МОСКВЕННЫЕ

I	<i>Brissopneustes aturicus</i> Seunes
2	<i>B.cf.aturicus</i> Seunes
3	<i>B.rugensis</i> Kutscher
4	<i>Cardiaster cf.peroni</i> Lamb.
5	<i>Catopygus sp.sp.</i>
6	<i>Cat.conformis</i> Desor
7	<i>Conulus sp.sp.</i>
8	<i>C.sp.sp.nov.</i>
9	<i>C.magnificus</i> Orb.
10	<i>C.cf.magnificus</i> Orb.
11	<i>C.gr.magnificus</i> Orb.
12	<i>C.matesovae</i> Posl.et Moskv.
13	<i>C.cf.raulini</i> Orb.
14	<i>Cyclaster danicus</i> Schlüt.
15	<i>Cycl.cf.danicus</i> Schlüt.
16	<i>Cycl.integer</i> Seunes

I	2	I	2
13 <i>B.gr.ellipticus</i> (Miller)		8 <i>Par.centralis</i> Mant.	
14 <i>B.of.fischeri</i> (Geinitz)		9 <i>Par.cincta</i> Niels.	
15 <i>B.granulosus</i> Peron		10 <i>Smilotrochus</i> sp.sp.	
16 <i>B.cf.huræ</i> (Valet.)		11 <i>Smil.excavatus</i> (Hag.)	
17 <i>B.cf.marimus</i> (Valet.)		12 <i>Trochocyathus</i> sp.sp.	
18 <i>B.aff.maximus</i> (Valet.)		13 <i>Troch.johannesi</i> Floris	
19 <i>B.gr.suedicus</i> (Carp.)		14 <i>Troch.cf.johannesi</i> Floris	
20 <i>Glenotremites</i> sp.		15 Неопределенные остатки	
21 <i>Isselicrinus</i> (<i>Buchicrinus</i>) cf. <i>buchii</i> (Roem.)			
22 <i>Marsupites testudinarius</i> (Schloth.)		СЕРПУЛИДЫ	
23 <i>Nielsenicrinus varians</i> Klik.		I <i>Cementula</i> cf. <i>ventosa</i> Reg.	
24 <i>Uinatrinus socialis</i> Grinn.		2 <i>Conorca conica</i> (Hag.)	
		3 <i>C.cf.cylindrica</i> (Niels.)	
		4 <i>Ditrupe</i> sp.sp.	
		5 <i>D.canterlata</i> (Hag.)	
		6 <i>D.schlotheimi</i> (Rosenkr.)	
		7 <i>D.cf.schlotheimi</i> (Rosenkr.)	
		8 <i>D.subtorquata</i> (Münst.)	
		9 <i>Glomerula gordialis</i> (Schloth.)	
		10 <i>Heptervis</i> sp.	
		11 <i>Mucroserpula</i> cf. <i>trilineata</i> (Roem.)	
		12 <i>Parsonia</i> sp.	
		13 <i>Pomatoceros</i> sp.	
		14 <i>Pom.triangularis</i> (Münst.)	
		15 <i>Proliserpula</i> sp.	
		16 <i>Pr.ampullacea</i> (Sow.)	
		17 <i>Pr.cf.ampullacea</i> (Sow.)	
		18 <i>Protula</i> cf. <i>cazachstanica</i> Past.	
		19 <i>Pyrgopolon mosæ</i> (Schloth.)	
		20 <i>Rotularia</i> cf. <i>inflata</i> Past.	
		21 <i>Serpula</i> sp.sp.	
		22 <i>Spirorbis</i> sp.sp.	
		23 <i>Spir.amplus</i> (Niels.)	
		24 <i>Spir.asper</i> (Hag.)	
		25 <i>Spir.cf.asper</i> (Hag.)	
		26 <i>Spir.heliciformis</i> (Goldf.)	
		27 <i>Spir.subrugosus</i> (Münst.)	
УСОНОГИЕ ПАКИ			
I <i>Arcoscalpellum</i> sp.			
2 <i>Arc.marimum</i> (Sow.)			
3 <i>Brachylapas</i> sp.			
4 <i>Cretiscalpellum billaulti</i> (Peron)			
5 <i>Cret.gr.gamigense</i> (Geinitz)			
6 <i>Cret.glabrum</i> (Roem.)			
7 <i>Cret.naidini</i> Alekseev			
КОПАЛНЫ			
I <i>Caryophyllia</i> cf. <i>danica</i> Niels.			
2 <i>Car.laevigata</i> Edw.et H.			
3 <i>Ceratotrochus ambiguus</i> (Forchh.et Steenstr.)			
4 <i>Faksephyllia faxoensis</i> (Beek in Lyell, 1837)			
5 <i>Parasmilia</i> sp.sp.			
6 <i>Par.biseriata</i> (Forchh.et Steenstr.)			
7 <i>Par.cf.biseriata</i> (Forchh.et Steenstr.)			

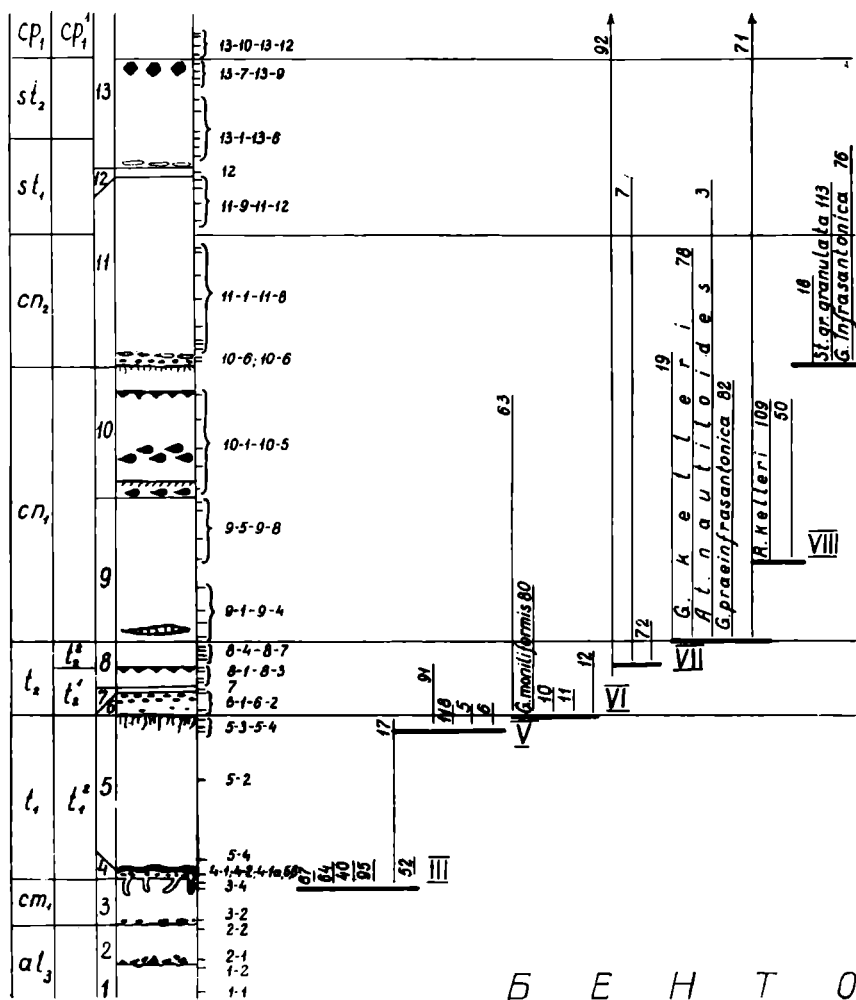
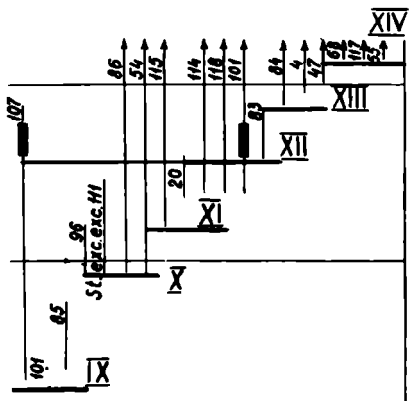


Рис.4. Разрез Шах-Богота. Микрофауна,



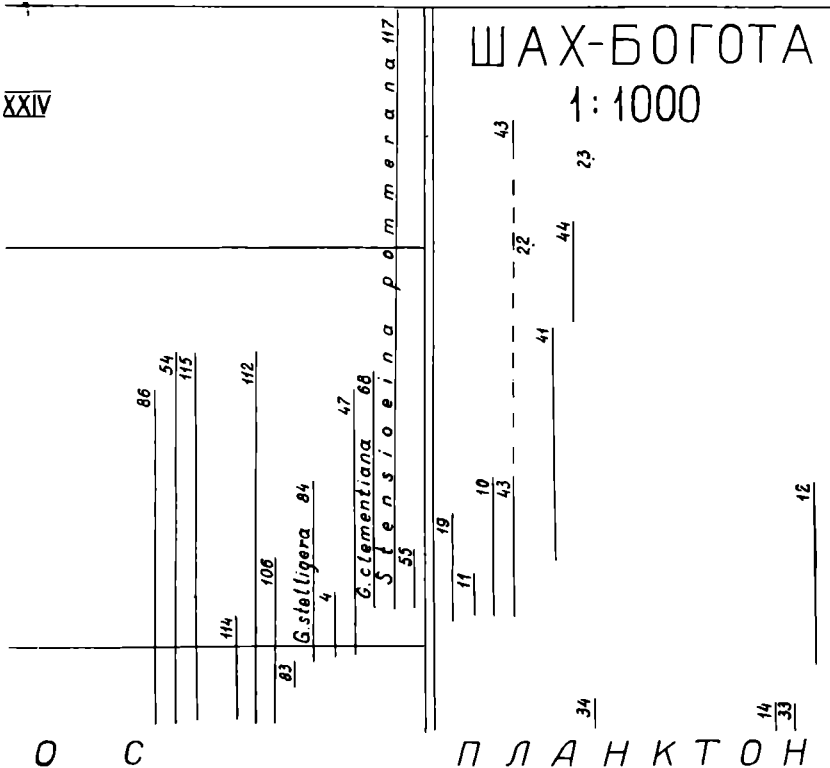
ШАХ-БОГОТА
1:500

С

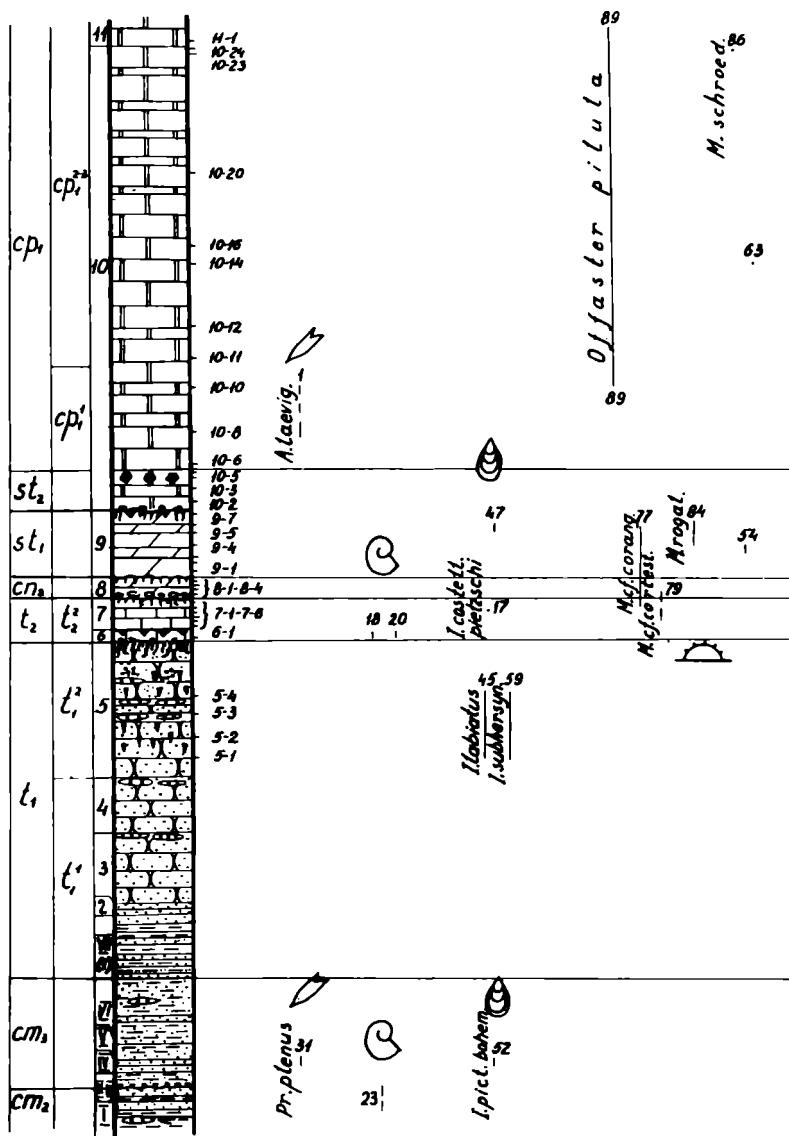
П Л А Н К Т О Н

нижний сенсован-верхний сантон

XXIV



нижний саятон-нижний маастрикт



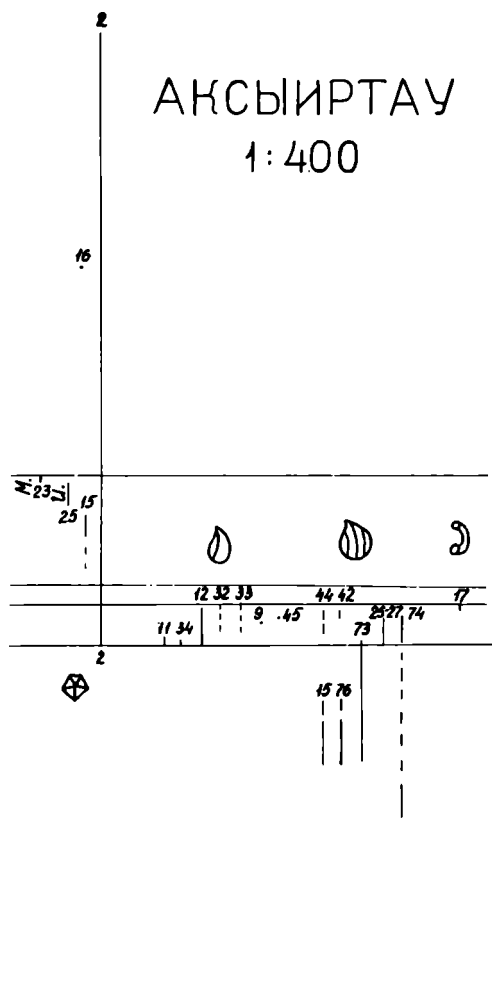


Рис.6. Разрез Аксыиртау
Макрофауна, нижний сенокосно-нижний кемпан

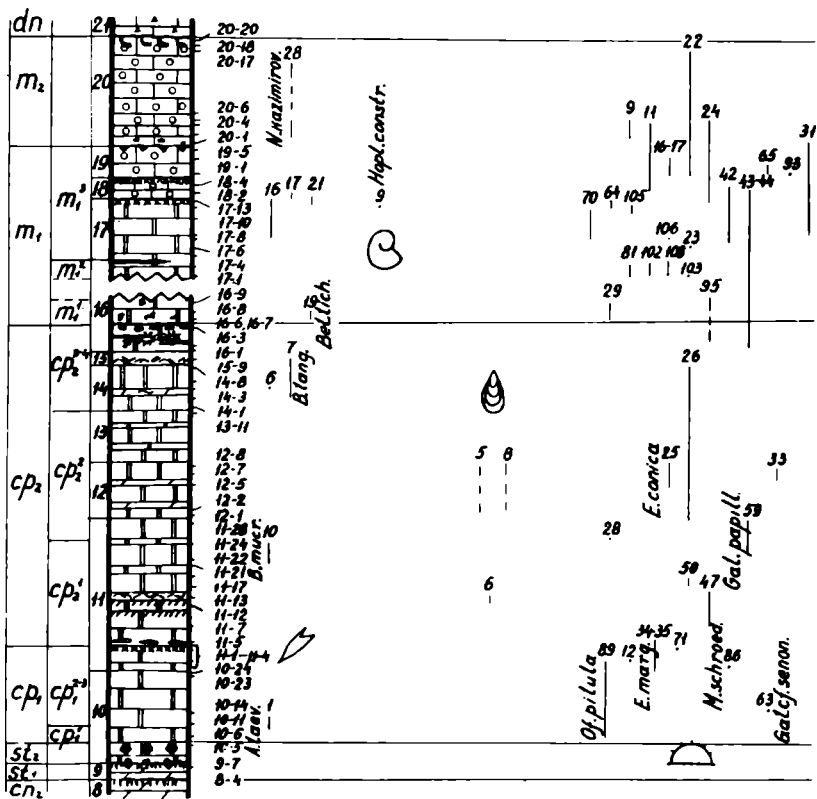
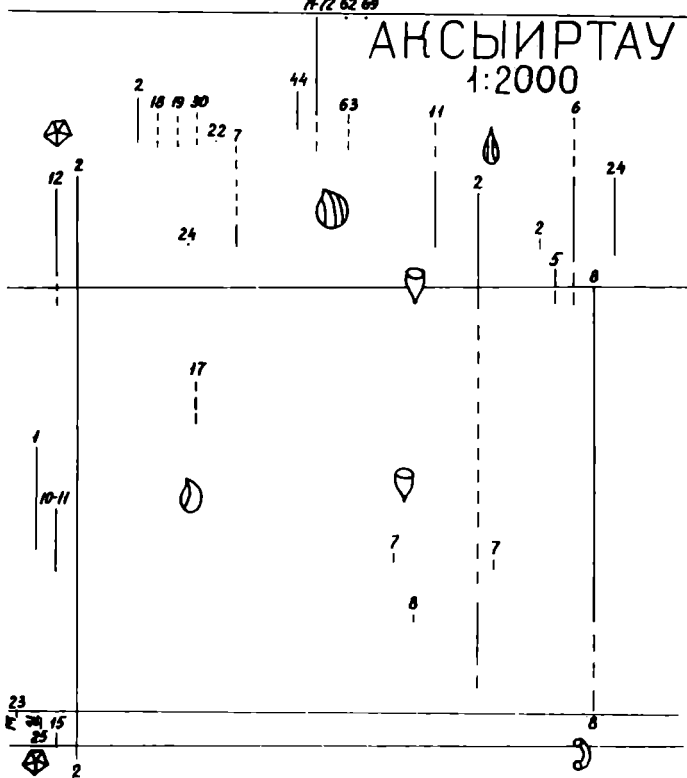


Рис.7. Разрез Аюмьртау. Макрофауна.

7-72 62 69

АКСЫИРТАУ

1:2000



нижний кампан-верхний маастрихт

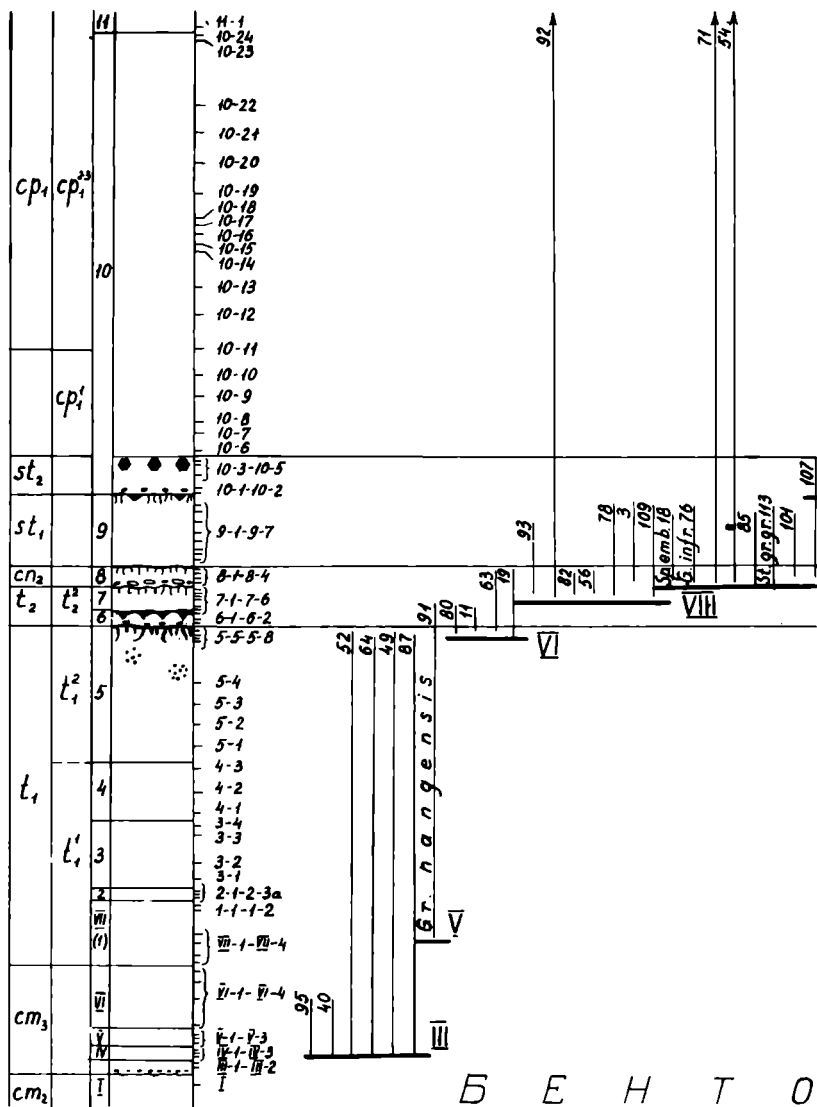
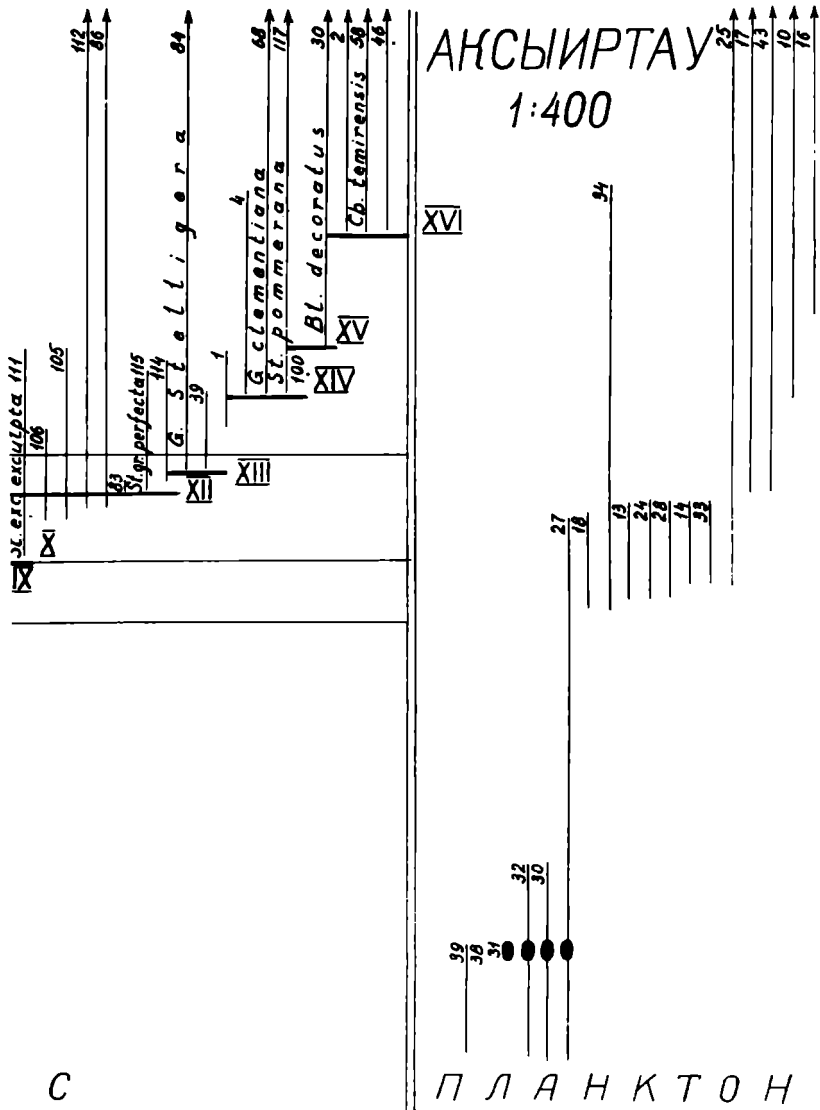


Рис. 8. Разрез Амсиртау. Микрофауна.



рхний сеноман-нижний кампан

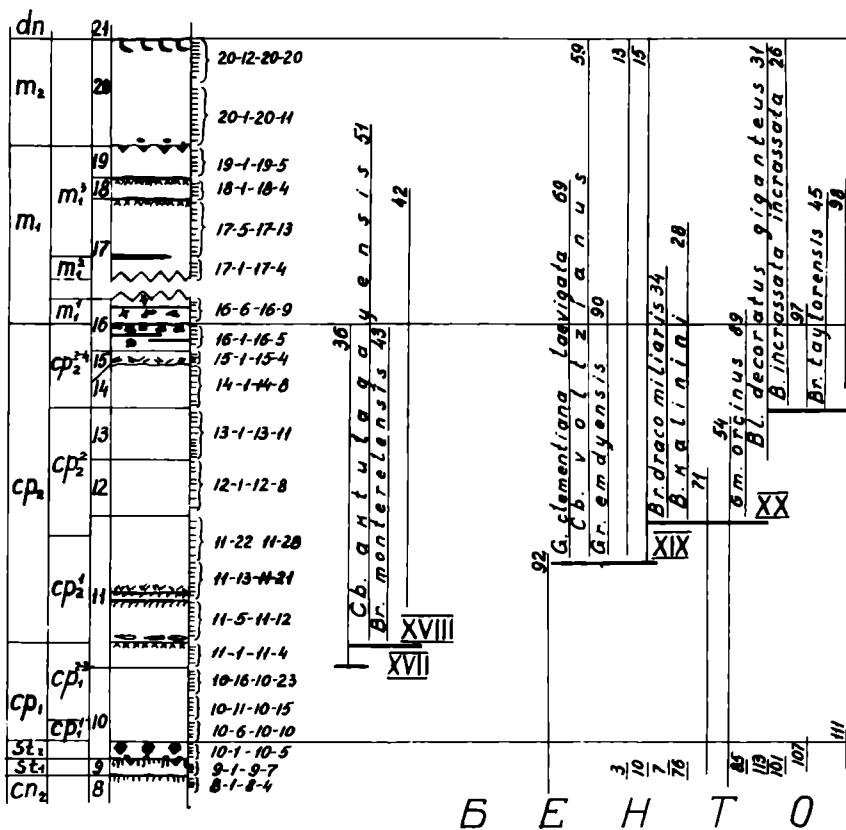
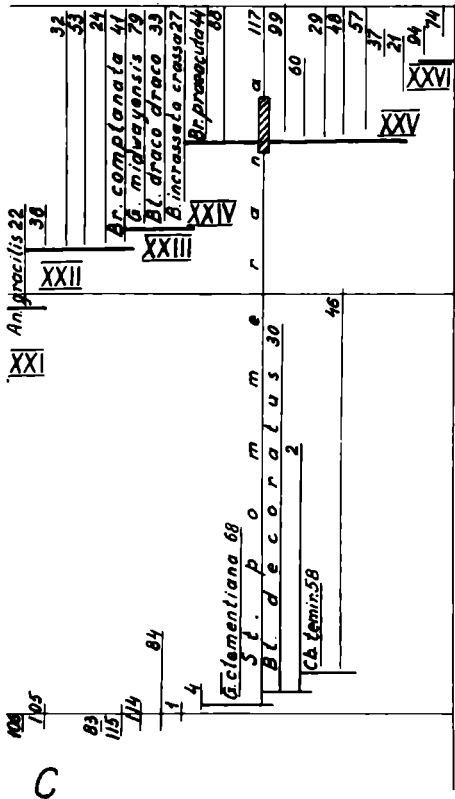
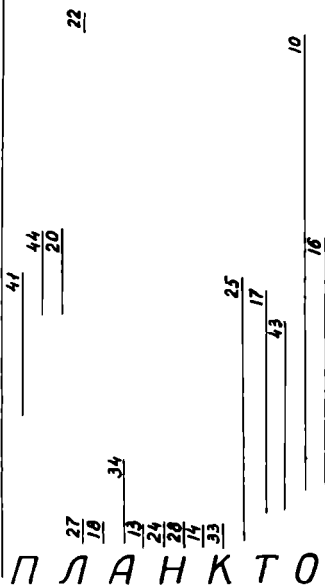


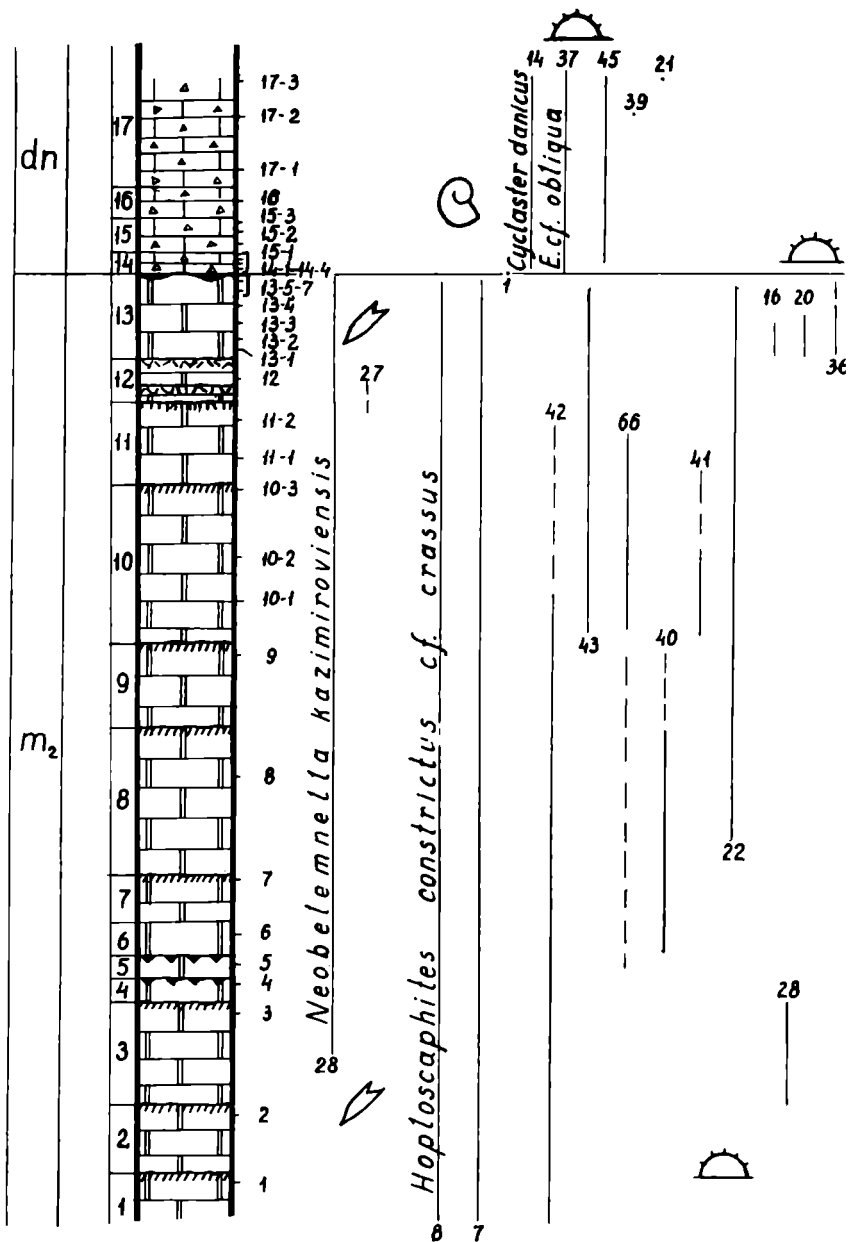
Рис.9. Разрез Анширтау. Микрофауна,



АҚСЫИРТАУ
1:2000

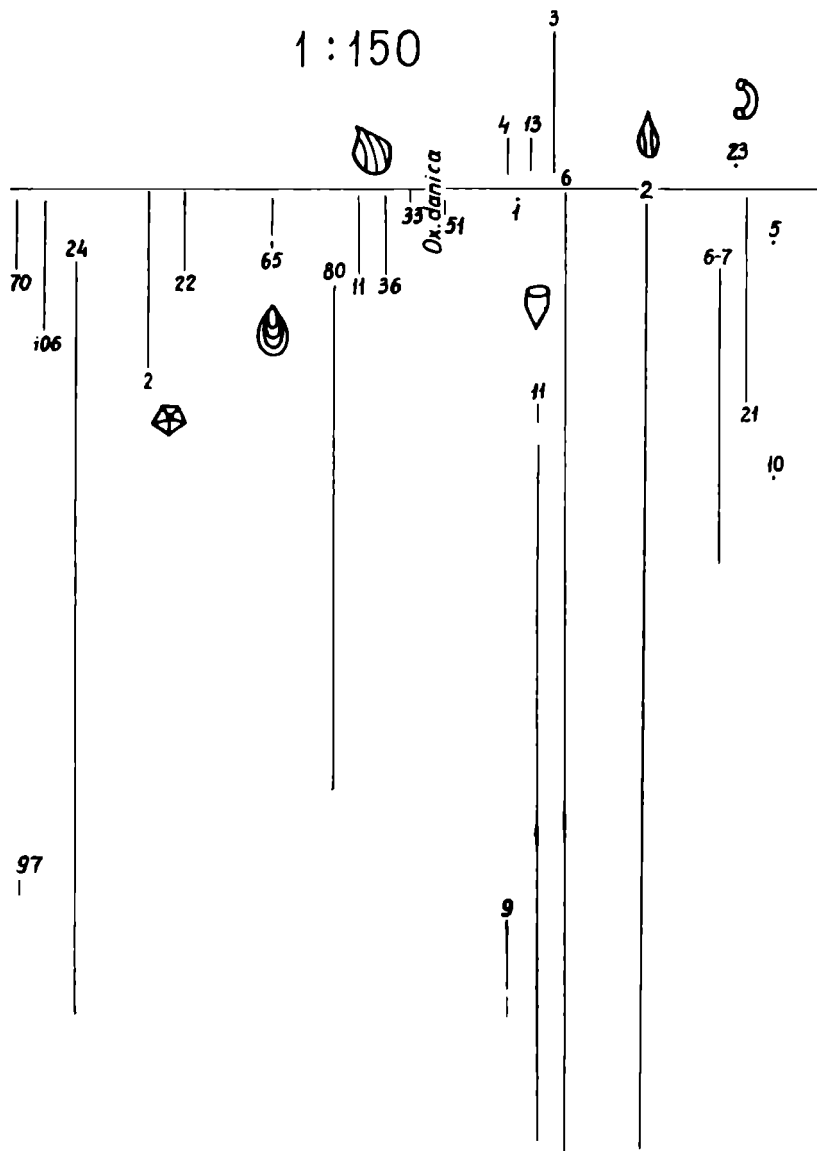


нижний кампан-верхний маестрхит



КЫЗЫЛСАЙ I

1:150



Макрофауна, верхний маастрихт-дани

КЫЗЫЛСАЙ I

1:150

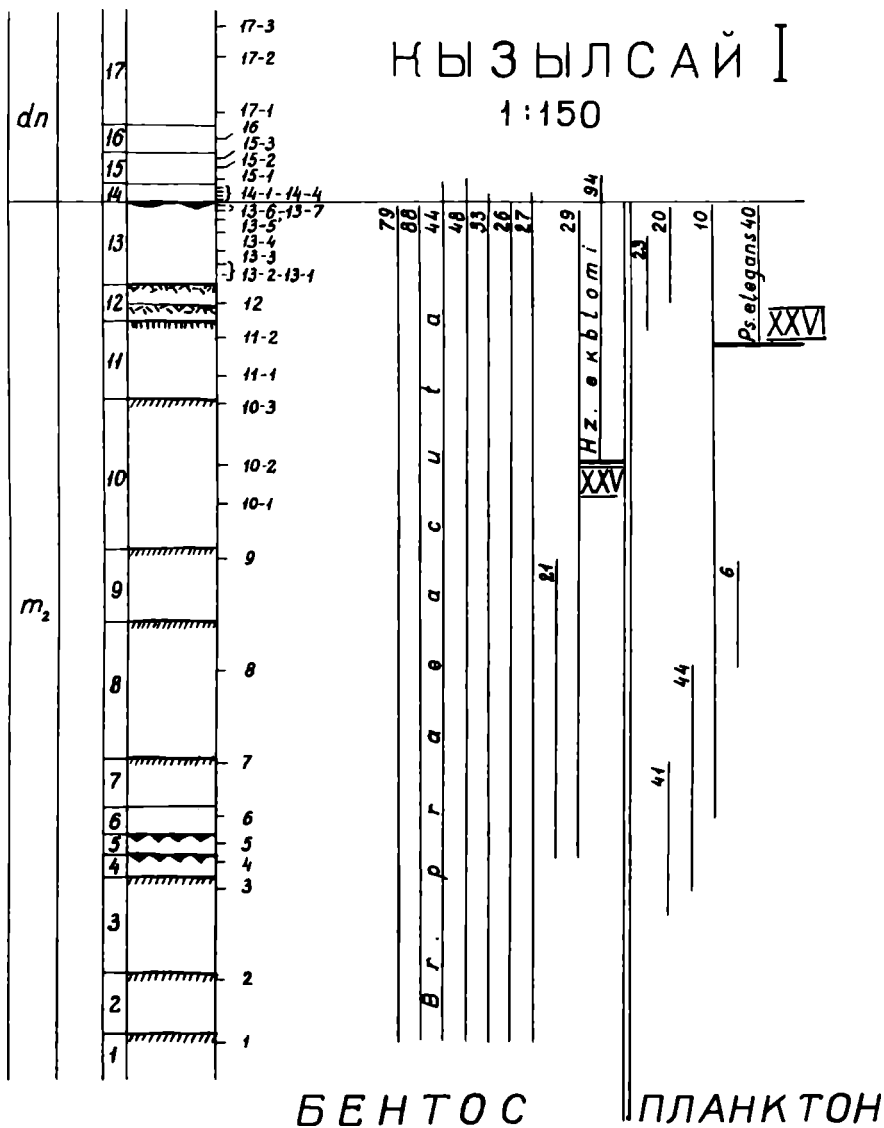


Рис. II. Разрез Кызылсай I. Микрофауна, верхний маастрихт-даний

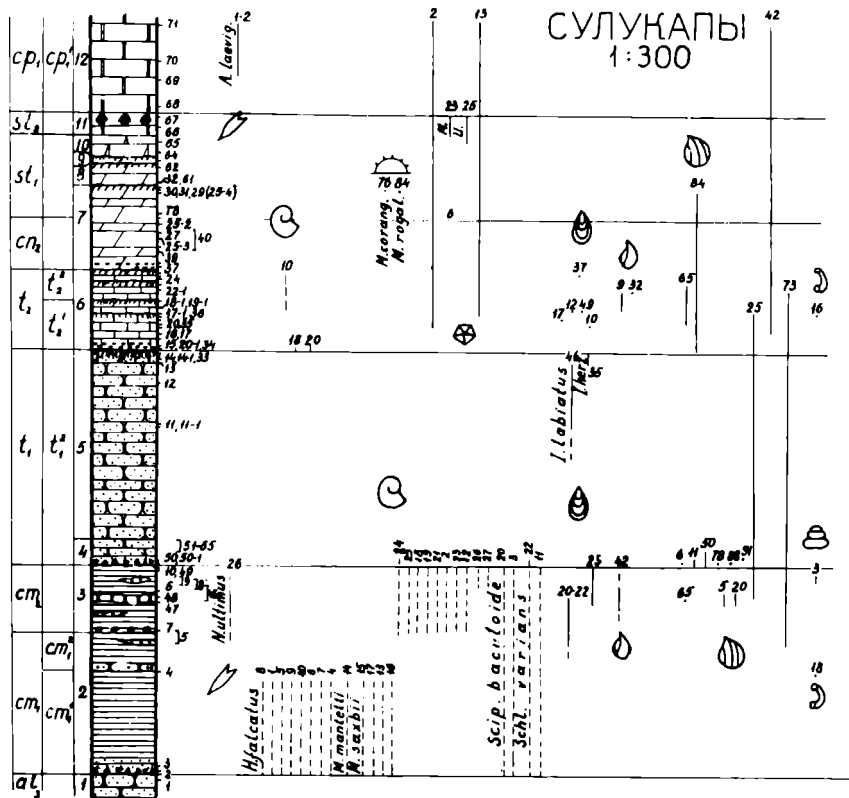


Рис. 12. Разрез Сулуканы. Макрофауна, нижний сеноман-нижний кампан

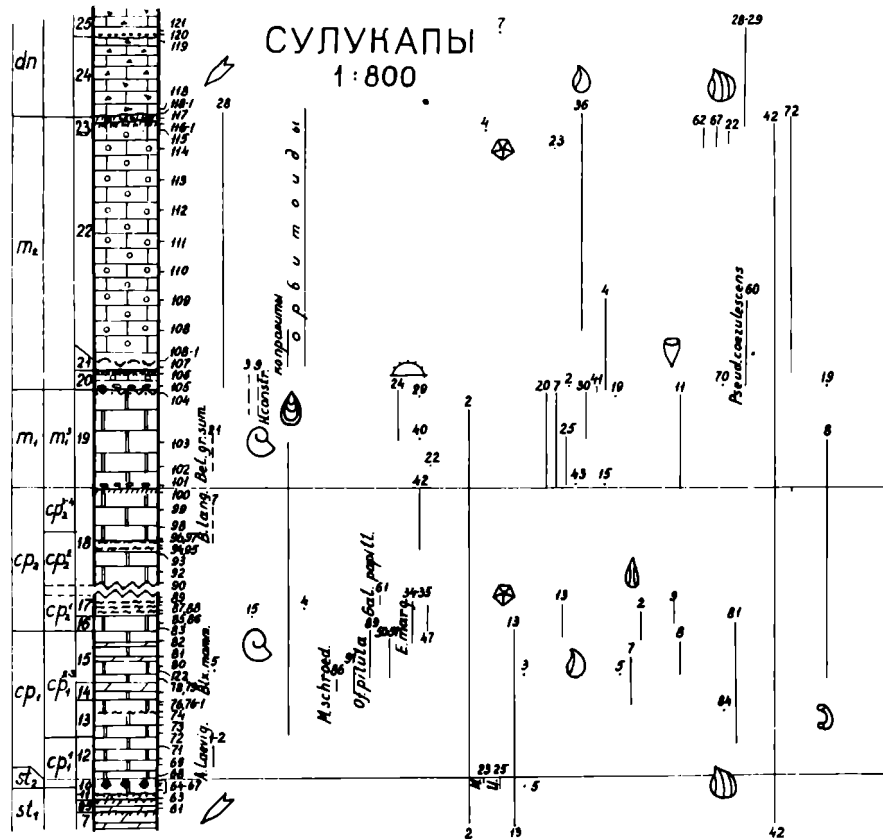


Рис. 13. Разрез Сулукапы. Макрофауна, нижний сандтон-дани

нение основывается на макропалеонтологических данных, в табл. 3 - на микропалеонтологических данных.

Результаты изучения собранных в течение трех полевых сезонов остатков макрофауны даны на рисунках 2,3,6,7,10,12,13,16,17; результаты изучения микрофауны: в первую очередь бентосных и в меньшей степени планктонных фораминифер показаны на рис. 4,5,8,9,11,14,15,18,19; основные изученные в поле разрезы приведены на рю. 2,3,6,7,10,12,13,16,17. Как оказалось, для целей расчленения наиболее ценными группами являются белемниты (некоторые уровни кампана и маастрихт), иноцерамы (турон и коньяк, в меньшей степени сеноман), немногие другие двустворки (основание кампана и маастрихт), а также иглокожие. Из иглокожих в разрезах Мангышлака нередки остатки астероидей, офиуroidей, местами многочисленны криноидей (морские лилии), но особенно обильны эхиноидей (морские ежи). Значение для расчленения разрезов и последующей их корреляции с разрезами иных регионов имеют лишь некоторые представители морских ежей и морских лилий. К сожалению, архистратиграфически важные аммониты встречаются в разрезах (в том числе и в разрезах буровых скважин) спорадически; обильны они лишь в сеномане некоторых разрезов.

Биостратиграфический анализ полученных материалов и их сравнение с данными вертикального распространения соответствующих групп фауны в других регионах ЕПО графически показаны на рис. 20 - 26. На них представлены результаты проработки больших материалов по разрезам различных участков ЕПО. В левой части каждого рисунка приведены европейские схемы деления ярусов и подъярусов, с которыми мы сопоставляем наши разрезы. В правой их части показаны сравниваемые разрезы: полнота и степень биостратиграфической обоснованности выделения отдельных интервалов (черным цветом показаны интервалы количественно и качественно хорошо охарактеризованные макрофауной; штриховкой - находки соответствующей фауны редки и сохранность ее плохая; белый цвет и пунктирные ограничения столбика - присутствие соответствующих отложений возможно, но палеонтологически не доказано). В процессе проведения биостратиграфического анализа выяснилось, что в настоящее время наиболее геологически и палеонтологически обоснованные интервалы последовательности верхнемеловых ярусов расположены в различных регионах ЕПО. Так, наиболее ныне обоснованным представляется расчленение сеноманского яруса по аммонитам в Южной Англии и Северной Франции (включая стратотип яруса), предлагаемое француз-

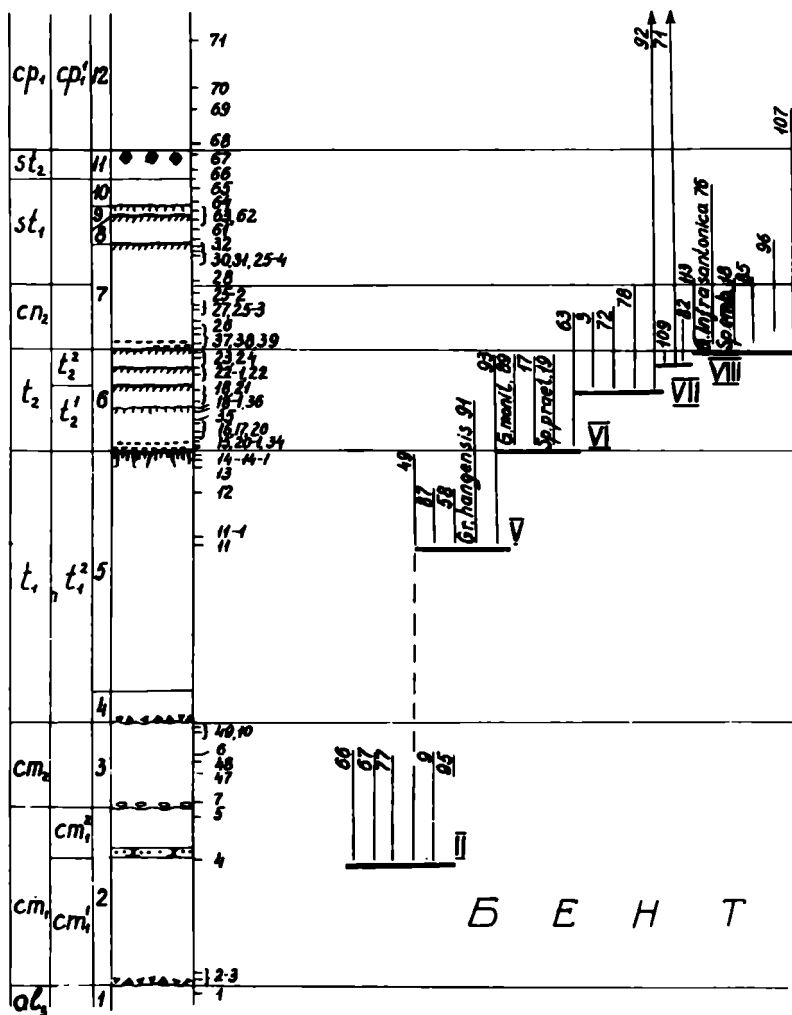
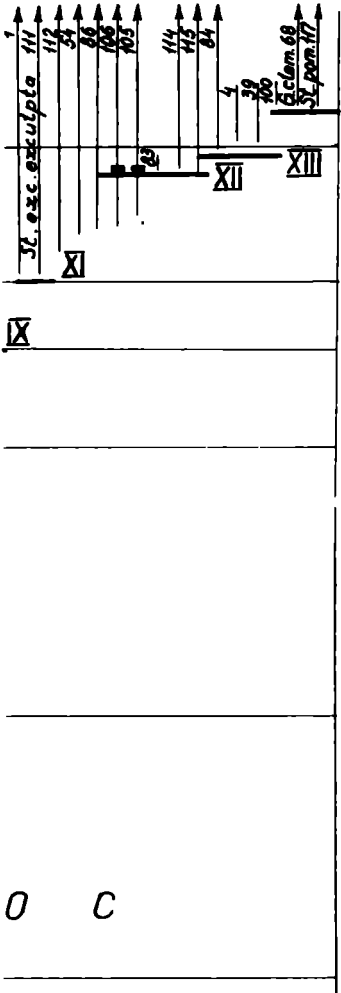


Рис.14. Разрез Суджанск. Микрофауна.



СУЛУКА ПЫ

1 300

XIV

X

IX

XII

XIII

7
39
37
38
31

28

32

18

35

13

21

33

14

15

12

11

16

45

28

27

30

16

О С

П Л А Н К Т О Н

НИЖНИЙ СОНДЖАН-НИЖНИЙ ЯМНИАН

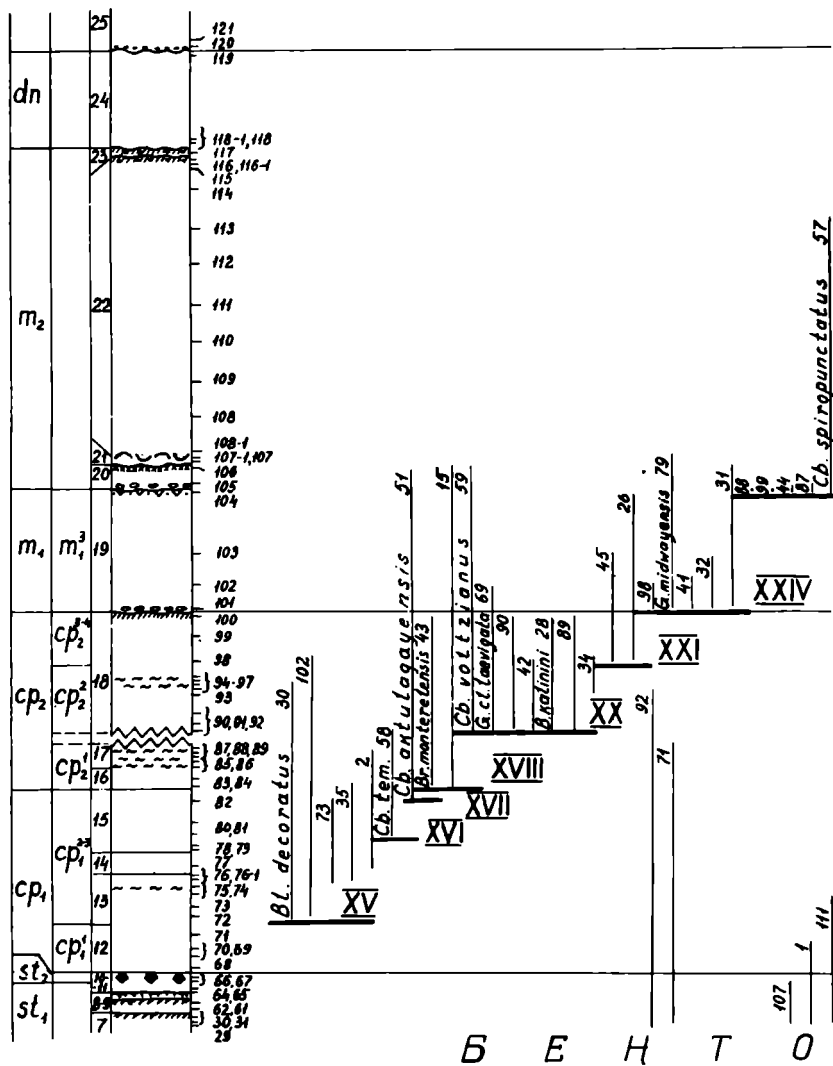
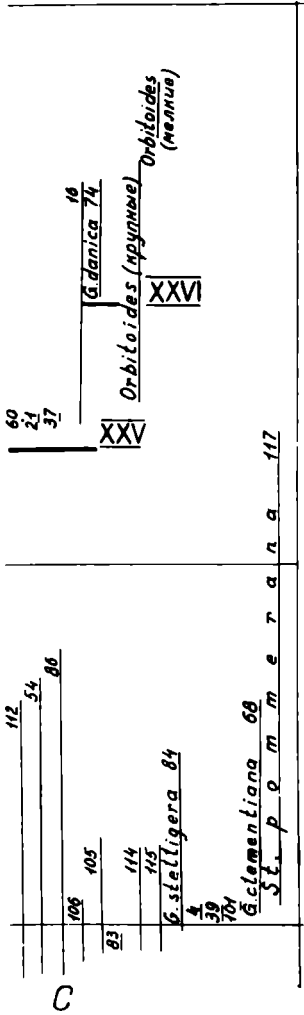


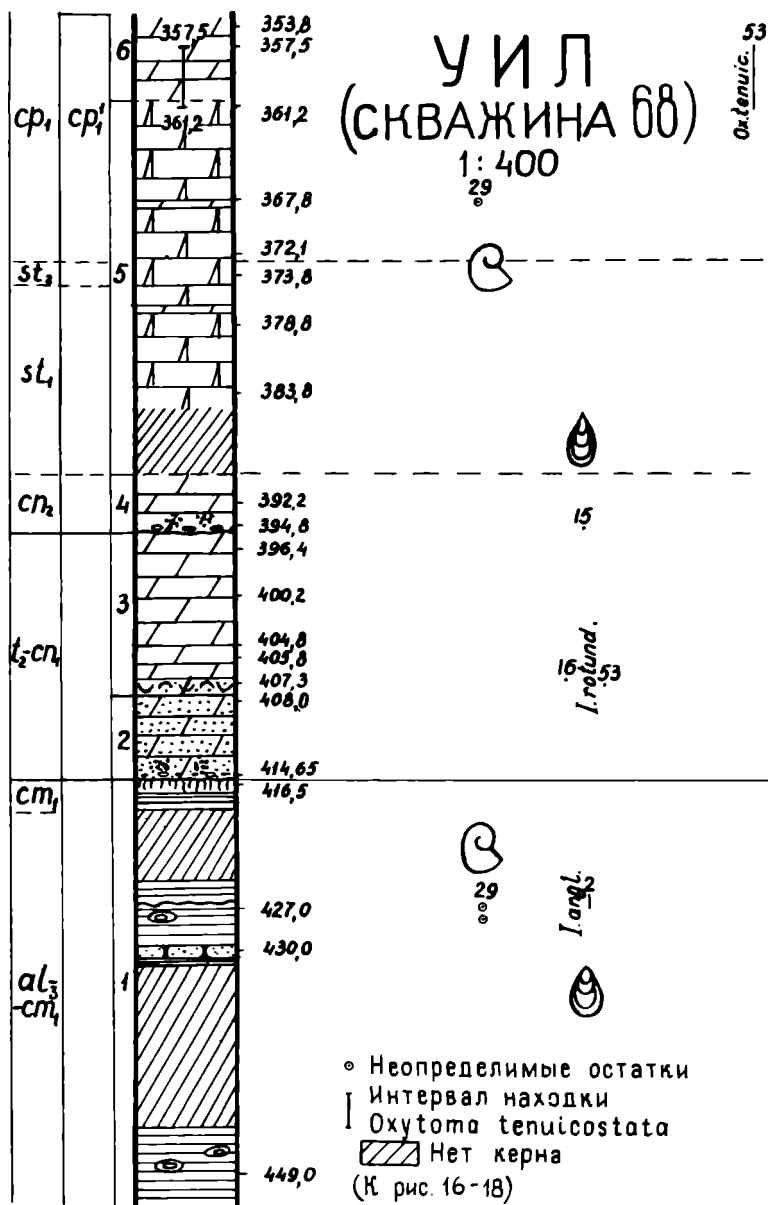
Рис.15. Разрез Сужуланш. Микрофауна,

СУЛУЖАПЫ

1 800



нижний саятон-верхний маастрихт



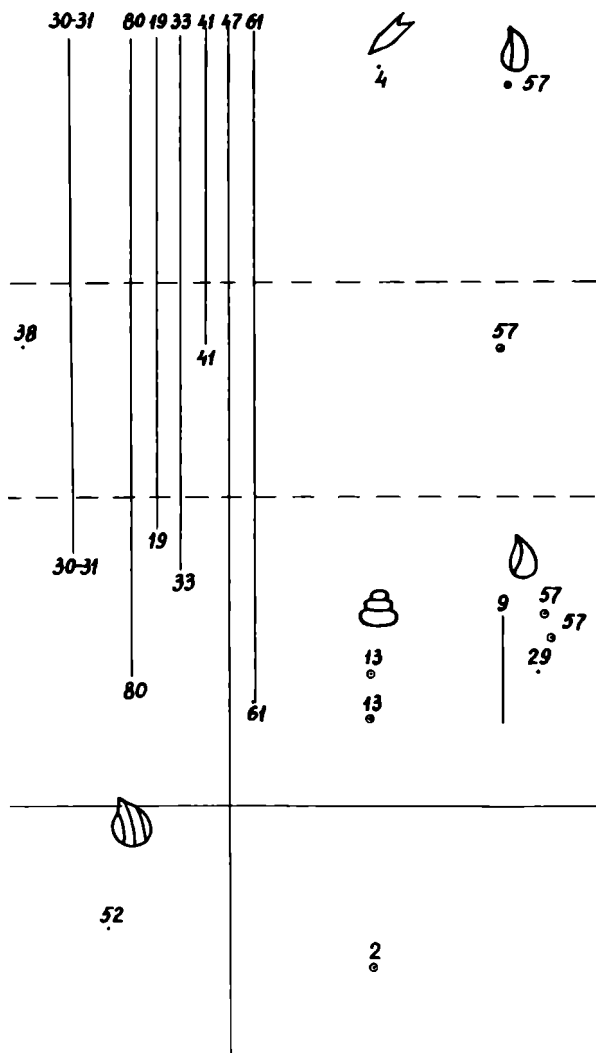


Рис.16. Разрез УМЛ (скв.68).
 Макрофауна, альб-сеюман-нижний кампан

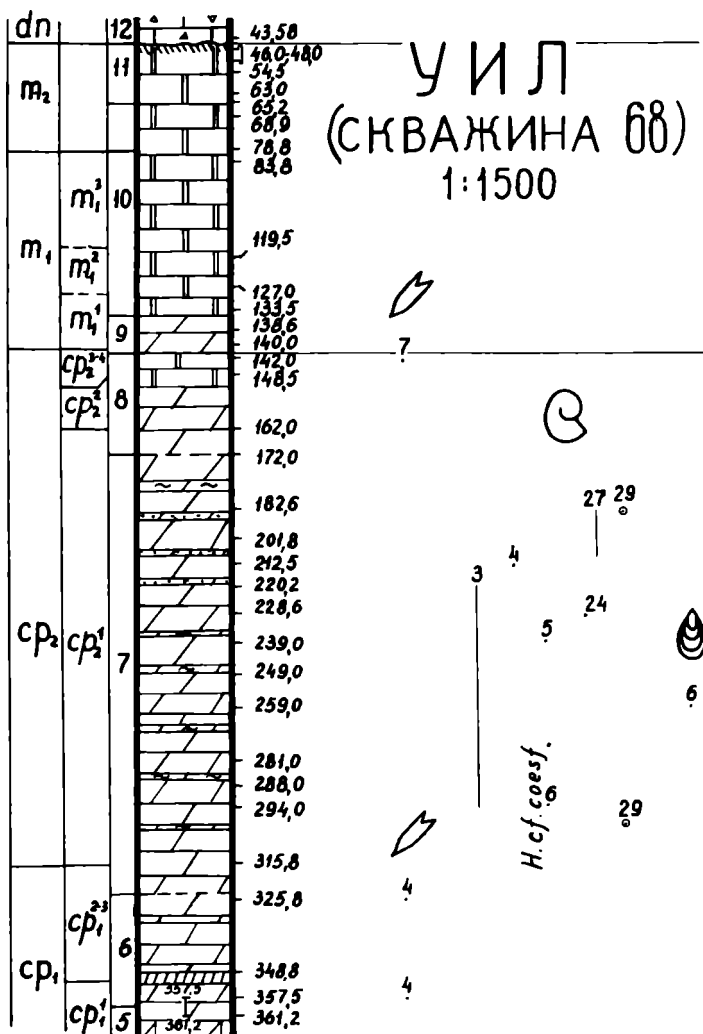
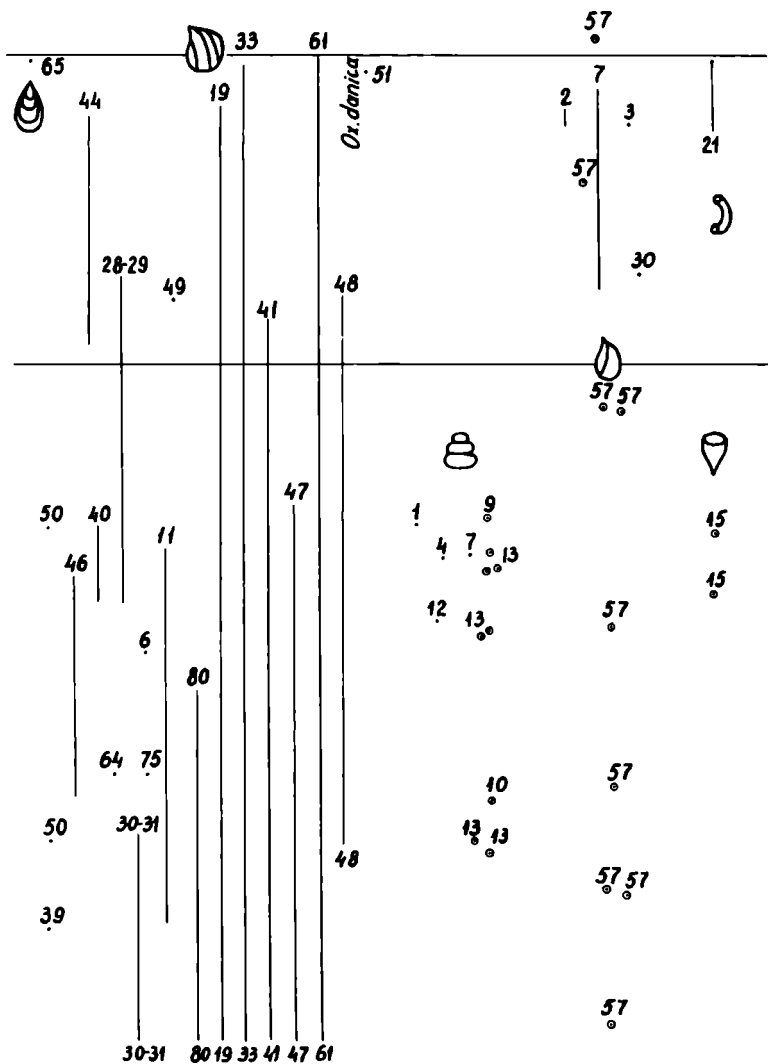


Рис.17. Разрез УИЛ (скв.68).



Макрофауна, нижний кампан-верхний маастрихт

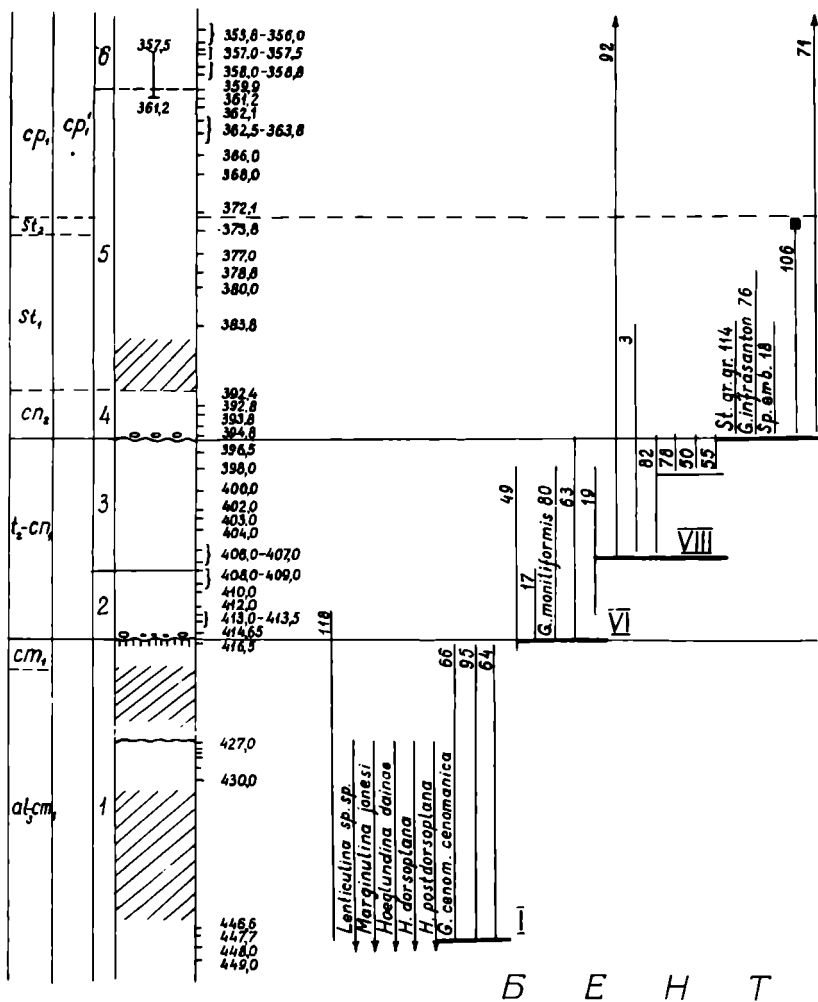
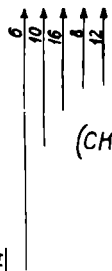
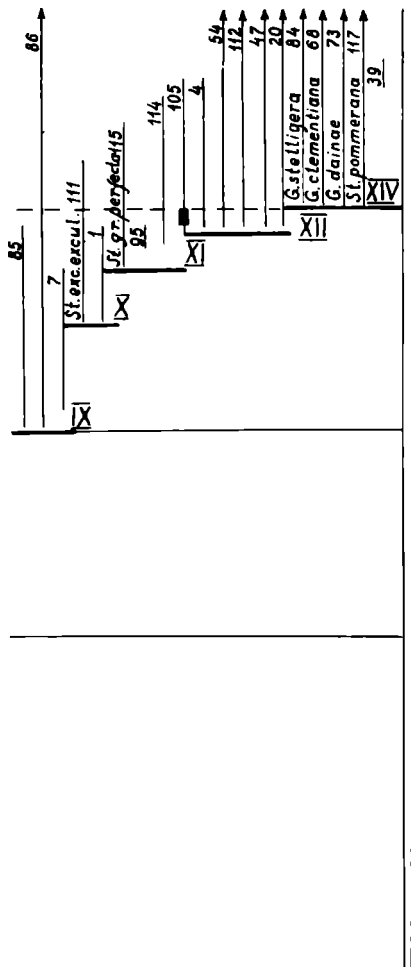


Рис. 18. Разрез Ули (скв. 68).



УИЛ
(схважина 68)
1:400

О С

П Л А Н К Т О Н

Микрофауна, альб-сеноман-нижний кампан

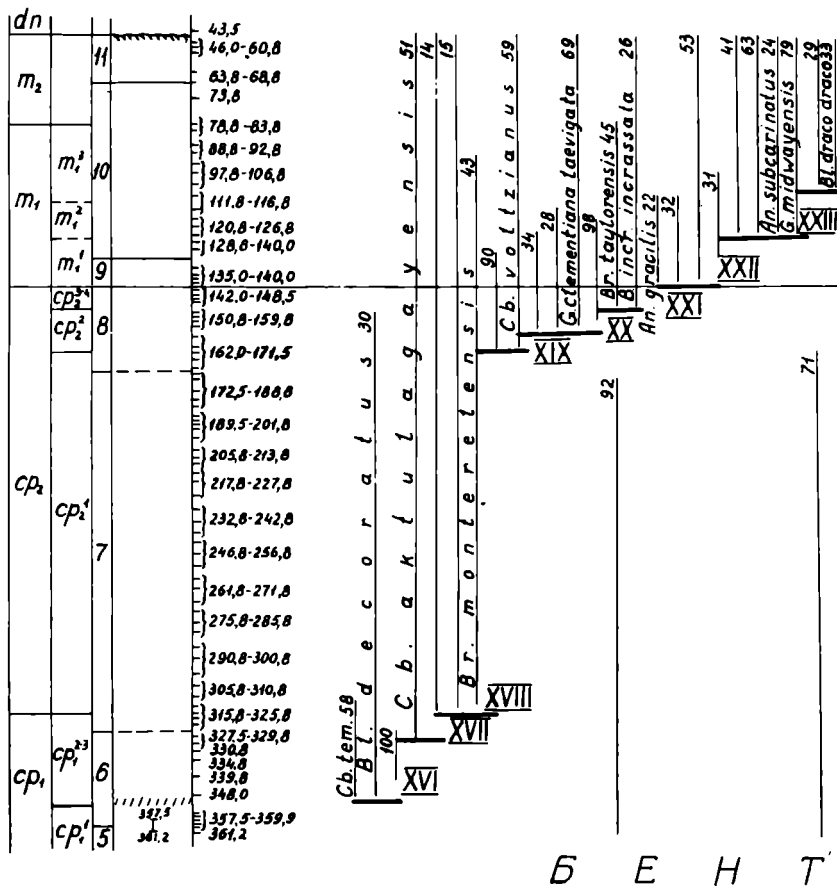
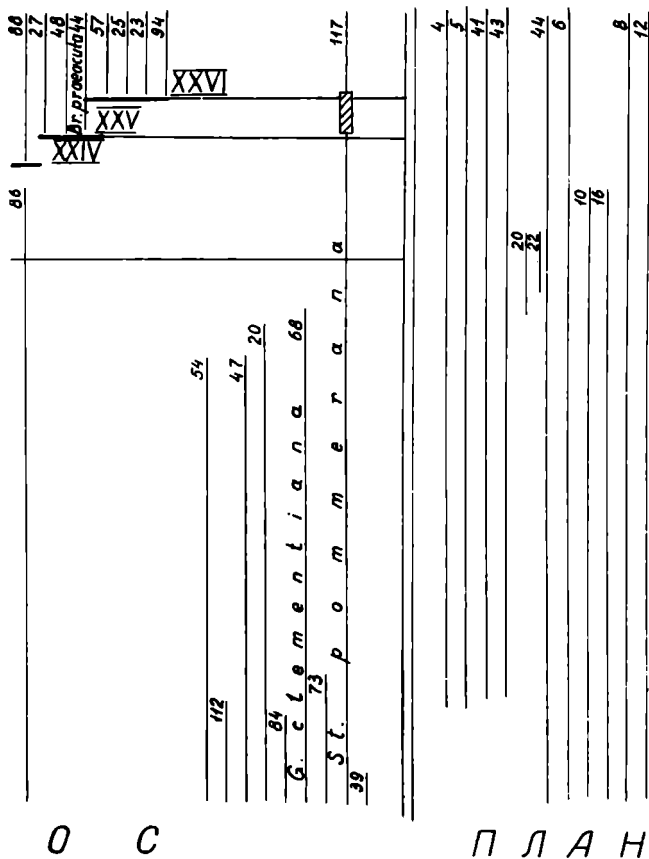


Рис. 19. Разрез УИЛ (скв. 68).



УИЛ
 (схважина бв)
 1:1500

Микрофауна, нижний кампан-верхний маастрихт

Т а б л и ц а 2

Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела
Мангышлака и Восточного Прикаспия

Деление в Европе		Предлагаемое деление		Главнейшие моллюски			
К о н ь я к	верх- ний	26	верхний	св ₂	<i>Inoceramus involutus</i>		
	сред- ний	25					
	ниж- ний	24					
Т у р о н	верх- ний	23 22 21	верхний	св ₂	<i>Inoceramus striatoconcentricus</i> , <i>I. costellatus pietzschii</i> , <i>I. fiegei</i> , <i>I. dresdensis</i> и др. Вверху - <i>I. rotundatus</i>		
	средний	20 19 18 17					
	нижний	верх- ний	16 15	нижний	св ₁	<i>Inoceramus labiatus</i> , <i>I. hercynicus</i> , <i>I. subhercynicus</i>	
			14 13				
		ниж- ний	12	св ₁	На большей части региона отсутствуют; возможно присутствие в некоторых разрезах (Аксиртау)		
С е н о м а н	верх- ний		верх- ний	св ₃	<i>I. pictus bohemicus</i> , <i>Praeaestinosamae plenus</i>		
	средний						
	нижний	средний				св ₂ св ₁	Шленбахки и <i>Inoceramus crispus</i>
нижний	нижний	св ₁ св ₁	Отсутствуют или в некоторых разрезах палеонтологически пока не доказаны (Аксиртау, Коксиртау) <i>Turrilites costatus</i> , <i>T. scheuchzerianus</i> , <i>Sciponoceras baculoide</i>				
Верхний альб		al ₃			<i>Mantelliceras mantelli</i> , <i>M. sarbii</i> , <i>Nurhoplites gr. falcatus</i> Внизу - <i>I. cf. comancheanus</i>		

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Деление в Европе (в т) и на В.Е. платформе (ср-ш)		Предлагаемое деление		Главнейшие моллюски и иглокожие		
М а с т р и х т	верхний	ш ₂	верхний	ш ₂	Hoploto-gr.constrictus	Neobelemnella kazimiroviensis, Hoploscaphtes cf.crassus Вверху - Oxytoma danica
	нижний	ш ₃ ₁	нижний	ш ₃ ₁		Belemnella sumensis
		ш ₂ ₁		ш ₂ ₁		Belemnitella lanceolata
ш ₁ ₁	ш ₁ ₁	ш ₁ ₁	Belemnella licharewi			
К а м п а н	верхний	ср ₂ ⁴	верхний	ср ₂ ³⁻⁴	ср ₂ ³⁻⁴	Belemnitella langei najdini Belemnitella langei langei
		ср ₂ ³				Belemnitella langei minor
	ср ₂ ²	ср ₂ ¹		ср ₂ ¹	Belemnitella mucronata mucronata, Pachydiscus cf. stobaei, Hoplitoplacenticerus coesfeldiense, Trachyscaphtes spiniger, Внизу - I. azerbaijanensis	
	нижний	ср ₃ ₁		нижний	ср ₁ ²⁻³	ср ₁ ¹
ср ₂ ₁		Actinocamax laevigatus, Belemnitella praecursor media, B.gr.mucronatiformis, Paractinocamax grossouvrei pseudoalfridi, Oxytoma tenuicostata (Прикаспий), M.schroederi, Of. faster pilula				
С а н т о н	верх-сред-ни		верх-ни	st ₂		Marsupites testudinarius Uinacrinus socialis Мангышлар
	ниж-ни		нижний	st ₁		Gonicamax lundgreni ullicus, Micraster rogatae, M. coranguinum Внизу - I. undulaticus

Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела
Мангышлака и Восточного Прикаспия
по фораминиферам

Предлагаемое деление		Слой с фораминиферами		
К О Н Ъ Я К	верхний	сн ₂	с <u>Stensioeina granulata granulata</u> и <u>Gavelinella infrasantonica</u> , <u>G.thalmanni</u> , <u>Spiroplectamina embaensis</u> , <u>Bolivinita eleyi</u>	X IX
	нижний	сн ₁	с <u>Gavelinella praeinfrasantonica</u> , <u>G.kelleri</u> , <u>G.costulata</u> , <u>Cibicidoides praeeriksdalensis</u> , <u>Stensioeina granulata granulata</u> , <u>Reussella kelleri</u>	YVIII
Т У Р О Н	верхний	t ₂ ²	с <u>Ataxophragmium nautiloides</u> , <u>Gavelinella gr.costulata</u> , <u>Globorotalites mishelinianus</u>	YII
		t ₁ ²	с <u>Gavelinella moniliformis</u> , <u>Spiroplectamina praelonga</u> , <u>Gaudryina variabilis</u> , различные <u>Marssonella</u> , <u>Globotruncana lapparenti</u>	YI
	нижний	t ₁ ²	с <u>Globorotalites hangensis</u> , <u>Gyroldina nitida</u> , <u>Gavelinella vesca</u> , <u>Cibicidoides apprimus</u>	Y
		t ₁ ¹	с крупными <u>Hedbergella</u> : <u>H.holzli</u> , <u>H.port-downensis</u> , <u>H.brittonensis</u>	IV
С е н о м а н	верхний	см ₃	с <u>Brotzenella berthelini</u> , <u>Gavelinella vesca</u> , <u>Cibicidoides apprimus</u>	III
	средний	см ₂	Отсутствуют или палеонтологически пока не доказаны в некоторых разрезах (Аксмыртау, Коксмыртау)	
	нижний	см ₁	с <u>Gavelinella cenomanica cenomanica</u> , <u>G.cenomanica concava</u> , <u>G.baltica</u> , <u>Lingulogavelinella globosa</u> , <u>Cibicides polyrraphes polyrraphes</u> , <u>Thalmanninella appenninica</u>	II
верхний альб		al ₃	с большим количеством <u>Hoeglundina</u> : <u>Hoeglundina dainae</u> , <u>H.dorsoplana</u> , <u>Gavelinella cenomanica cenomanica</u> , <u>G.intermedia</u> , <u>Lingulogavelinella gr.globosa</u>	I

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Предлагаемое деление		Слой с фораминиферами	
Маастрихт	верхний	st ₂	c <u>Hanzawaia ekblomi</u> , <u>Anomalinoidea pinguis</u> , <u>Gavelinella danica</u> , <u>Pseudotextularia elegans</u> , вторичное появление <u>Stensioeina pommerana</u> XXVI
	нижний	st ₃	c <u>Brotzenella praeacuta</u> , <u>Cibicides kurganicus</u> , исчезновение <u>Stensioeina pommerana</u> XXV
		st ₁	c <u>Gavelinella midwayensis</u> , <u>Coleites crispus</u> , <u>Bolivina incrassata crassa</u> , <u>Bolivinoidea draco draco</u> XXIV
Кампан	верхний	st ₁	c <u>Brotzenella complanata</u> , <u>Angulogavelinella caucasica</u> , <u>Gavelinella welleri</u> , <u>Anomalinoidea subcarinatus</u> , <u>Bolivinoidea peterssoni</u> XXIII
		st ₁	c <u>Angulogavelinella gracilis</u> , <u>Cibicoides bembix</u> , <u>Osangularia navarroana</u> , <u>Bolivinoidea delicatulus</u> , <u>Neoflabellina reticulata</u> (в верхней части) XXII
		st ₂₋₄	c <u>Brotzenella taylorensis</u> , <u>Neoflabellina praereticulata</u> , <u>Bolivina incrassata incrassata</u> , <u>Bolivina kallinini</u> , <u>Gemellides orcinus</u> , <u>Bolivinoidea draco miliaris</u> XXI
	нижний	st ₂	c <u>Cibicoides veltzianus</u> , <u>Globorotalites emdyensis</u> , <u>Gavelinella clementiana laevigata</u> XIX
		st ₂	c <u>Brotzenella monterelensis</u> , <u>Br. menneri</u> , <u>Orbignyina sacheri</u> , <u>Or. ovata</u> XVIII
		st ₁	c <u>Cibicoides aktulagayensis</u> XVII
			c <u>Cibicoides temirensis</u> XVI
Сантон	верхний	st ₁	c <u>Bolivinoidea decoratus</u> , <u>B. granulatus</u> XV
		st ₁	c <u>Gavelinella clementiana clementiana</u> , <u>G. dainae</u> , <u>Stensioeina pommerana</u> , <u>Neoflabellina rugosa</u> , <u>Pullenia sp.</u> , <u>Reussella pseudospinulosa</u> XIV
	нижний	st ₂	c <u>Gavelinella stelligera</u> , <u>Ataxophragmium orbignyaeformis</u> , <u>Bolivinoidea strigillatus</u> XIII
		st ₂	c БОЛЬШИМ КОЛИЧЕСТВОМ <u>Osangularia</u> : <u>Os. whitei whitei</u> , <u>Os. whitei crassa</u> , <u>Gavelinella gr. stelligera</u> XII
Верхний коньяк	нижний	st ₁	c <u>Stensioeina granulata perfecta</u> , <u>St. granulata incondita</u> , <u>St. exculpta gracilis</u> , <u>Gavelinella infrasantonica</u> XI
		st ₁	c <u>Stensioeina exculpta exculpta</u> , <u>Gavelinella infrasantonica</u> , <u>G. umbilicatulata</u> X

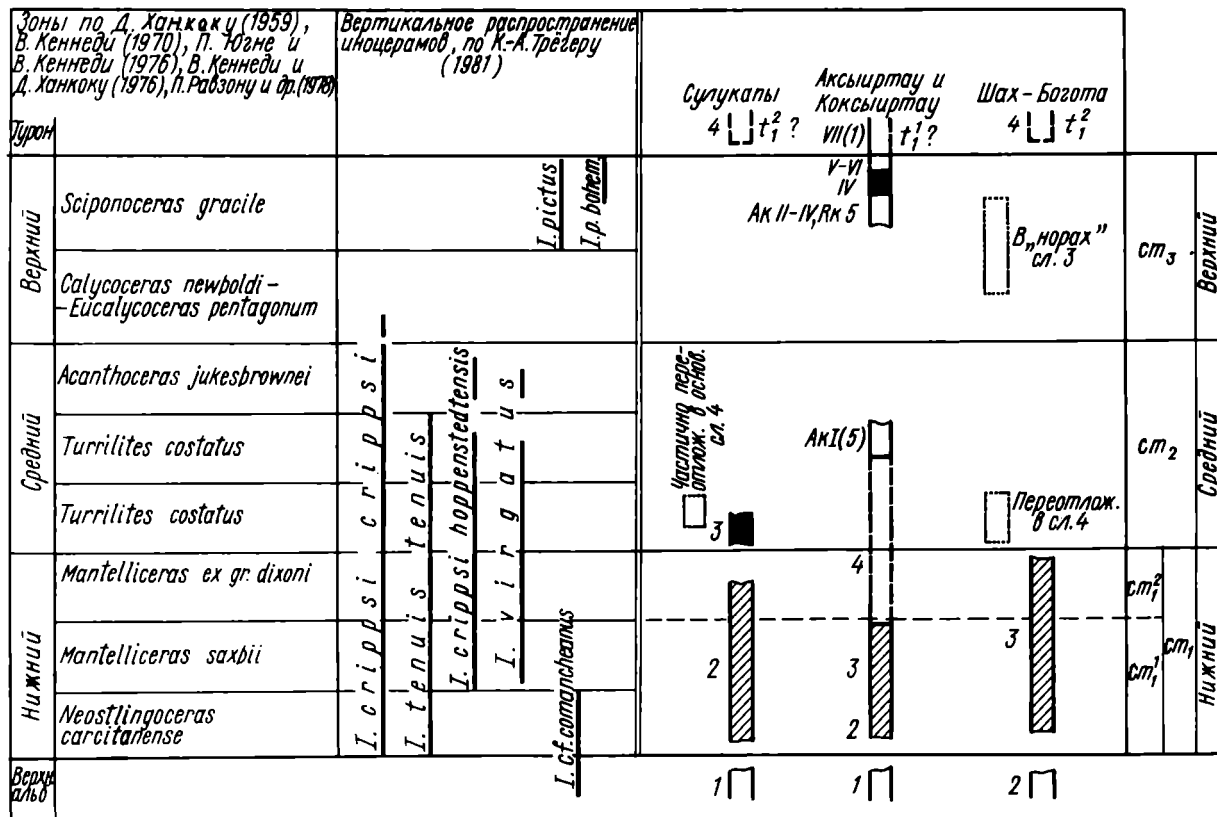


Рис. 20. Сеноман Европейской палеобioгеографической области

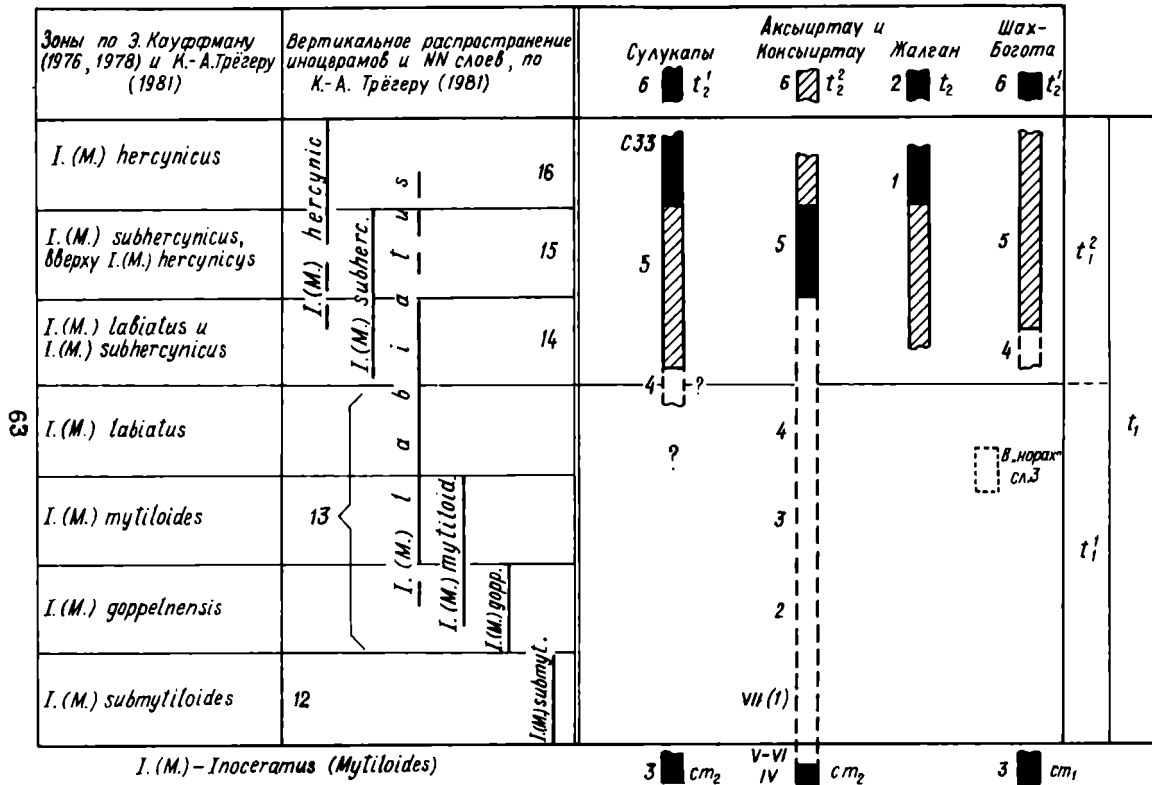


Рис. 21. Нижний турон Европейской палеобιοгеографической области

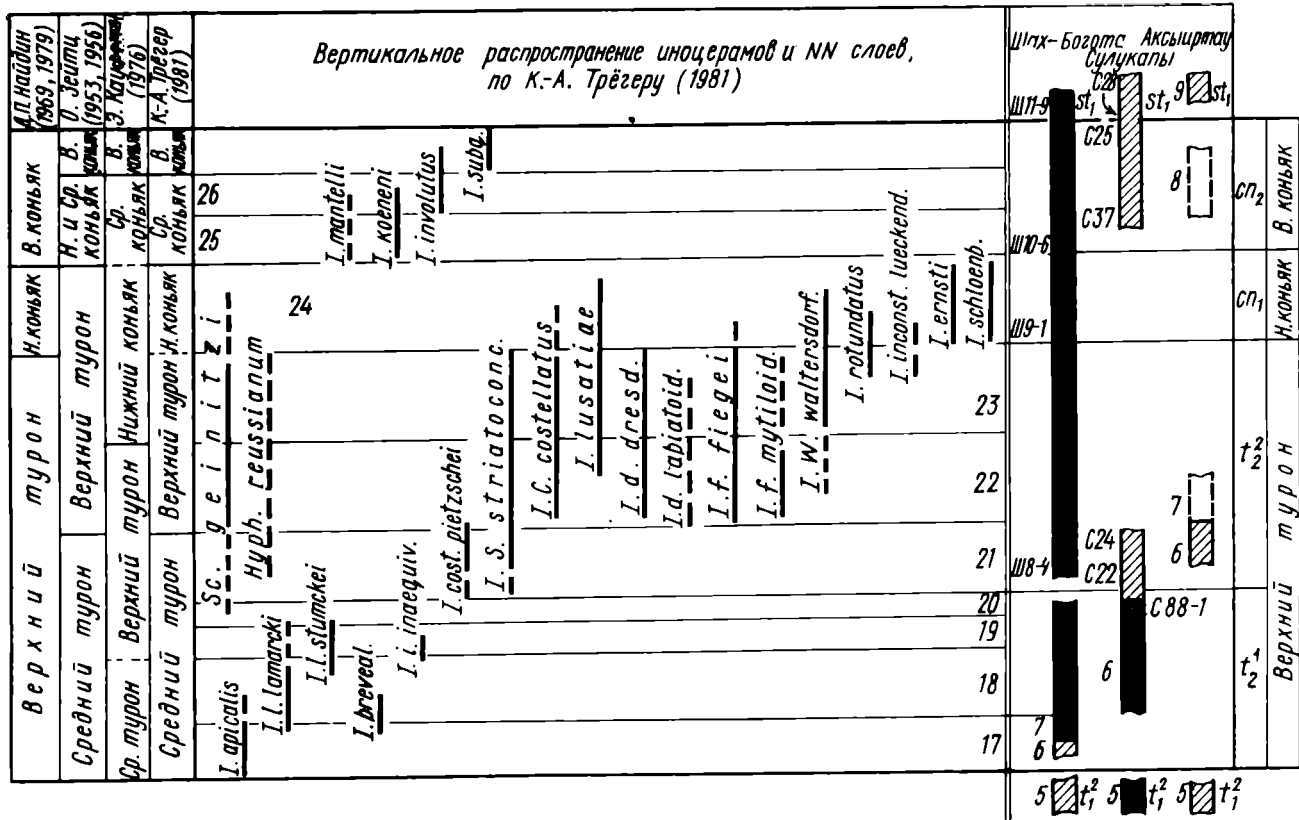
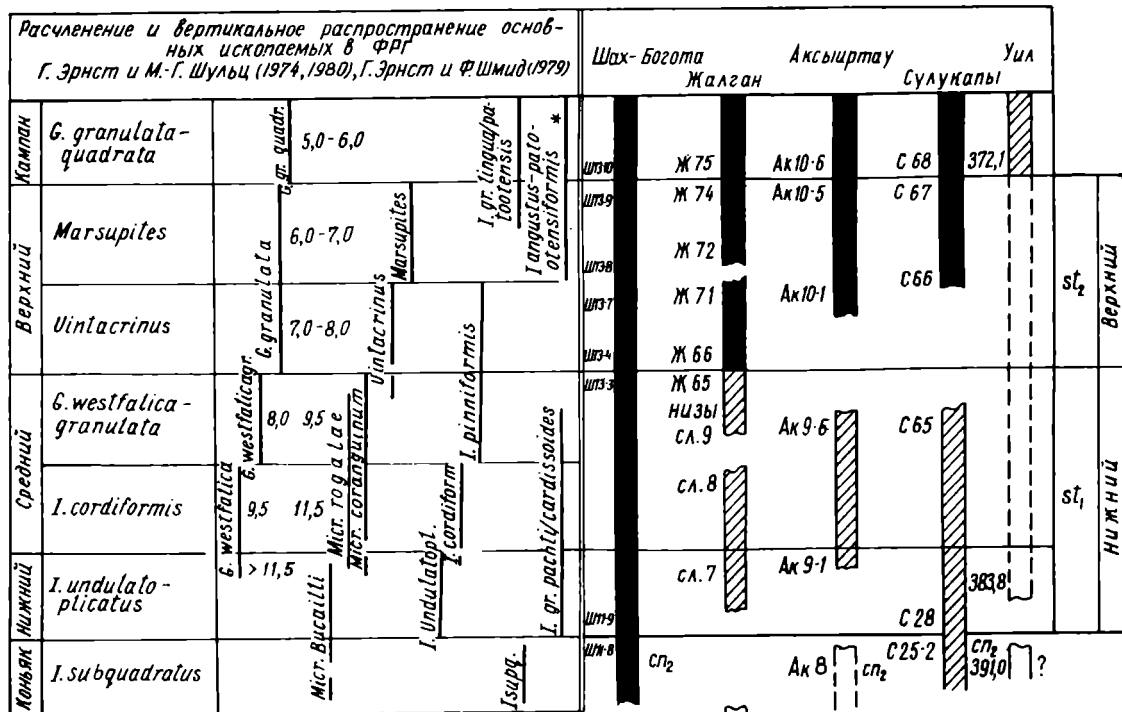


Рис. 22. Верхний турон и коньяк Европейской палеобиогеографической области



G. Gonioleuthis 5,0-11,5 - отношение
длина роста / глубина псевдоальвеолы

* По К.-А. Трегеру

Рис. 23. Сантон Европейской палеобιοгеографической области

Расчленение и вертикальное распространение основных ископаемых в ФРГ Г Эрнст (1975), В.К. Кристенсен и др. (1975), Ф. Шмид и Г. Эрнст (1975), Г. Эрнст и Ф. Шмид (1979), Г. Эрнст и М.-Г. Шульц (1980)

Мастр.	Зоны	Моллюски		Иглокожие
Верхний	Верх. часть	<i>M. grimmensis</i> / <i>Cardiaster granulatus</i>		<i>Gard. granulatus</i> <i>M. grimm.</i>
		<i>Belmontella langei</i>	<i>B. langei</i> <i>B. cf. najdini</i>	
		<i>Bostrychoceras polyplacum</i>		
	Ниж. часть	<i>Galerites vulgaris</i>	<i>B. gr. mucronata</i> <i>Pach. Stobaei</i> <i>Hopl. dolbergense</i> <i>Hopl. vari</i> <i>Trachysc. spangier</i> <i>I. azerbai.</i>	<i>Galerites vulgaris</i>
		<i>Pachydiscus stobaei</i> / <i>Galeola papillosa basiplana</i>		<i>Gal. p. basiplana</i>
Нижний		<i>E. conica</i> / <i>B. mucronata</i>		
	Ниж. часть	<i>G. gracilis</i> / <i>B. mucronata</i>	<i>B. gr. mucronata</i>	
	Верх. часть	<i>E. conica</i> / <i>G. gracilis</i>		<i>Micr. schroederi</i> <i>E. subglobosa</i> <i>E. conica</i>
		<i>Galeola papillosa</i>		<i>Gal. papillosa</i>
		<i>Galeola senonensis</i>		<i>Gal. senonensis</i>
		<i>Offaster pilula</i>		<i>Off. pilula</i>
Самый		<i>J. lingua</i> / <i>G. quadrata</i>		
		<i>G. granulata quadrata</i>	<i>I. gr. lingua papilulata</i>	
	<i>Marsupites</i>	<i>G. gr.</i> <i>G. gr.-q.</i> <i>G. quadrata</i> <i>Paractinocam. gr. grossouvrei</i> *		<i>Mars.</i>

* По В.К. Кристенсену

Рис. 24. Кампан ФРГ

ФРГ		Зоны по Велемнитам на Восточно-Европейской платформе. Д. П. Найдин и Л. Ф. Копачевич (1977), Д. П. Найдин (1979)		Актюлагай		Шах - Богота		Уил		
Маастр.		m_1	m_1^1	Сулукапы	Аксьюртау	Актюлагай	Шах - Богота	Уил		
Верхний	Верх. часть	cp_2^4		<i>Belemnella licharewi</i>	C101	7a(7-1)	Ак16-6	Ш18-1	140,0	
		cp_2^2		<i>Belemnitella langei najdini</i>						
		cp_2^2		<i>Belemnitella langei langei</i>	C98	4b	Ак14-1	Ш17-4	148,5	cp_2^{3-4}
	cp_2	cp_2^2		<i>Belemnitella langei minor</i>	C90	3a	Ак17-2	Ш17-1	162,0	cp_2^2
		cp_2^1		<i>Belemnitella mucronata</i> (зона <i>Hoplitoplacenticeras coesfeldiense</i>)		Жалган Ж32	Ак11-5	Ш15-3	315,8	cp_2^1
Нижний	Верх. часть	cp_1^3		<i>Goniatheuthis quadrata gracilis</i> и <i>Belemnellocamax mammillatus</i>			Ш17-7			cp_1^{2-3}
		cp_1^2		<i>Goniatheuthis quadrata quadrata</i> и <i>B. mucronata alpha</i>						cp_1
	Нижн. часть	cp_1^1		<i>Actinocamax laevigatus</i> и <i>B. mucronatiformis</i>	C72	Ж78	Ак10-11	Ш14-6	348,8	
Сантон	st_2			<i>Goniatheuthis granulata</i>	C68	Ж75	Ак10-6	Ш13-10	372,1	cp_1^1
					C67	Ж74	Ак10-5	Ш13-9	373,8	

Рис. 25. Кампан восточной окраины Европейской палеобιοгеографической области (см. рис. 24)

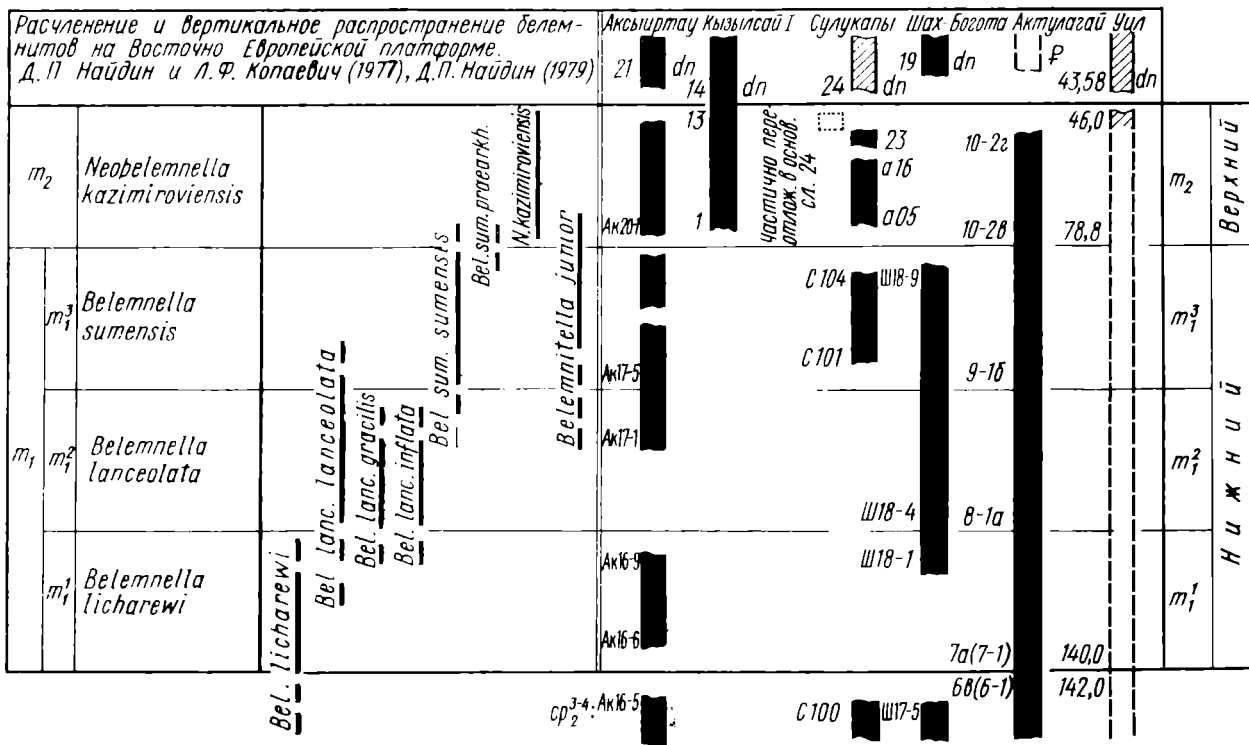
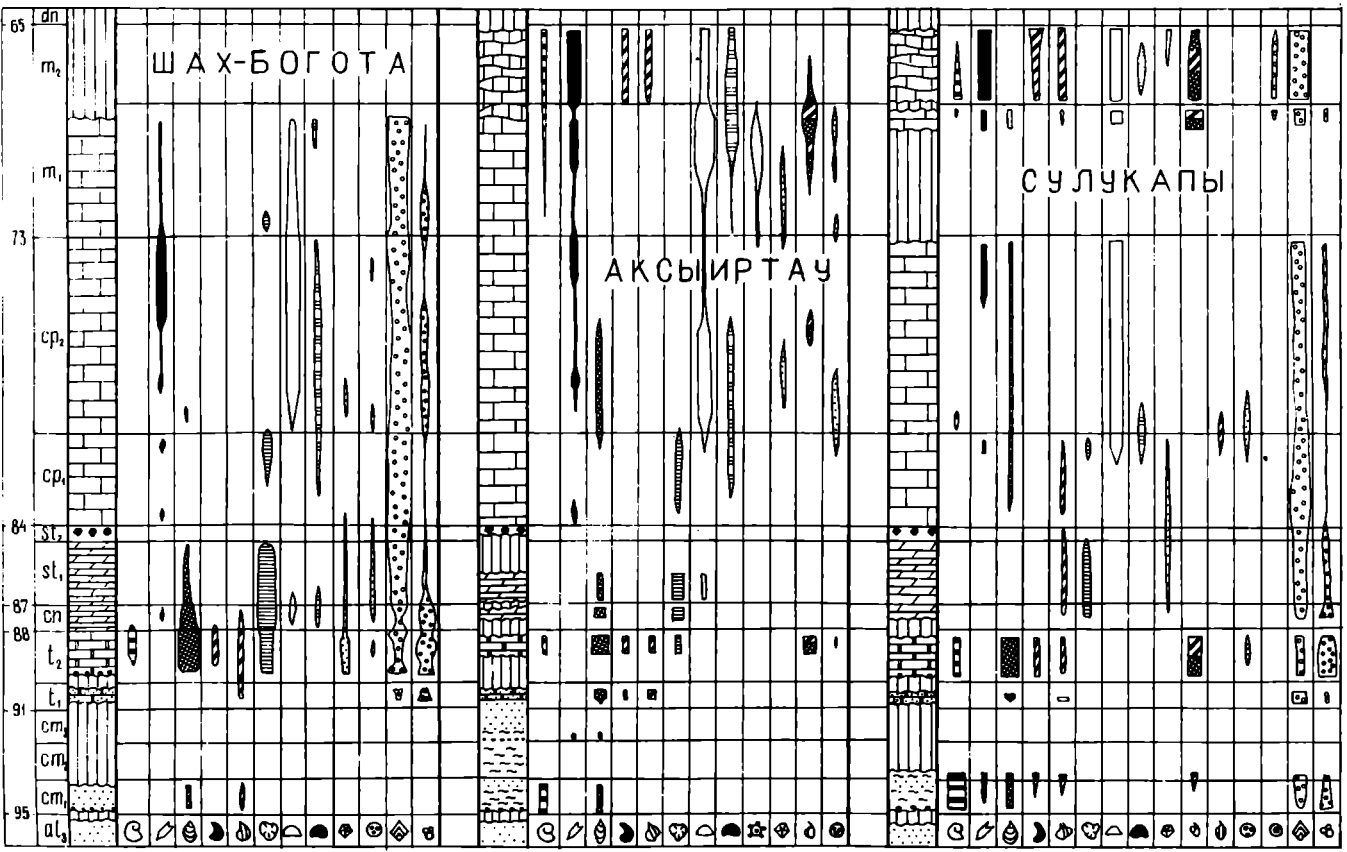


Рис. 26. Маастрихт Европейской палеобιοгеографической области



ШАХ-БОГОТА

АКСЫИРТАУ

СУЛУКАПЫ

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | 1 | | 5 |
| | 2 | | 6 |
| | 3 | | 7 |
| | 4 | | 8 |

- | | | | | | |
|--|---|--|----|--|----|
| | 1 | | 6 | | 12 |
| | 2 | | 7 | | 13 |
| | 3 | | 8 | | 14 |
| | 4 | | 9 | | 15 |
| | 5 | | 10 | | 16 |
| | | | 11 | | 17 |

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

Рис. 40. Распространение основных групп фауны в разрезах Шах-Богота, Акосиртау и Судуканы.

Литология: I—органогенно-детритовые известняки (толща УI); 2—мел и мелоподобные мергели (толща У); 3—грубый мел, часто со "сферами" (толща III); 4—мергели (толща IV); 5—пески и песчаники (толща I); 6—песчаники "хаки" (толща II); 7—глины, песчанистые глины, глинястые пески и песчаники (толща I); 8—фоофоритовые оростки и фоофориты.

Фауна: I—аммониты, 2—белемниты, 3—яноцерамы, 4—устрицы, 5—другие двустворки, 6—микрастеры, 7—эхинокорион, 8—другие неправильные морские ежи, 9—правильные морские ежи, 10—крайнодлая (кроме марзупитов), II—брахиоподы, 12—уосонгие раки, 13—известковые губки (порооферы), 14—орбитолды, 15— другие бентонные фораминиферы, 16—планктонные фораминиферы, 17—горизонт с остатками марзупитов.

Биономия: I—нектон (белемниты); 2—планктон (фораминиферы); 3—некробентос и блуждающий бентос (аммониты); 4—9—бентос (классификация по Г.Нестлеру (II2): 4—эпишалоо (фораминиферы); 5—эпишалоо (блуждающий-эхинокорион и некоторые другие неправильные ежи, правильные морские ежи); 6—задошалоо (зарывавшиеся в осадок - микрастеры и некоторые другие неправильные морские ежи); 7—эпилитон (преимущественно прикрепленные к твердому субстрату уосонгие раки, устрицы, опядялуон и ряд других двустворок; некоторые брахиоподы); 8—эпилитон (могут прикрепляться на мягких грунтах большинство криноидей, пороофары); 9—эпилитон (свободно лежащие яноцерамы и некоторые другие двустворки; некоторые брахиоподы).

Ширина знака отражает относительную количественную распространенность каждой группы

Земляца. Зап. 1816 тир. 200

скими и английскими авторами. Поэтому изменился в нашем распоряжении материал по Мангышлаку и Крыму (56), мы сопоставили с подъярусным и зональным делением Двигной Англии и Северной Франции (см. рис. 20). Предлагается разделять сеноманский ярус не на два, как в принятых в СССР схемах, а на три подъяруса. Иноцерамы также играют не последнюю роль как на этапе расчленения, так и на этапе сопоставления разрезов сеноманского яруса.

Но особенно велико их значение для стратиграфии туронского и коньякского ярусов. В настоящее время получены весьма ценные результаты по иноцерамовому членению турона и коньяка Европы. Поэтому мы сравниваем наши данные с опубликованными К.-А.Трёгером, Э.Кауфманом, Э.Зейбертцем схемами турона и коньяка (см. рис. 21 и 22). Подчеркнем, что для этих двух ярусов биостратиграфический анализ не сводился лишь к проработке литературных данных: д-р К.-А.Трёгер определял наши сборы иноцерамов турона и коньяка Мангышлака и Восточного Прикаспия.

Относительно полученных результатов по этим двум "иноцерамовым" ярусам нужно остановиться на двух вопросах. Первый касается нижней границы туронского яруса: а) слоями, заключающими *Præastinosaua plicata* (Blv.) и *Inoceramus pictus bohemicus* Leonhard, следует, как это принято в Европе (II5, II6 и др.), завершать сеноманский ярус и б) нижнюю границу турона нужно начинать не с появления *Inoceramus labiatus* Schloth., как это до сих пор принималось, а с появления филогенетически предшествующих ему форм (они выделены из *I. labiatus* s.l.). Второе, что заслуживает быть отмеченным при рассмотрении "иноцерамовых" ярусов - это, необычайно полный разрез коньякских отложений в урочище Шах-Богота. Данные по этому разрезу существенно дополняют имеющиеся сведения по коньякскому ярусу Мангышлака (6, 6I).

Стратиграфия следующего, сантонского яруса - его ограничения и расчленение - наименее разработанный интервал в разрезах не только Мангышлака и Прикаспия, но и Крымско-Кавказской области, и Восточно-Европейской платформы. Это связано с рядом обстоятельств, среди которых главные: бедность органическими остатками этого стратиграфического интервала и его плохая обнаженность на значительных пространствах ЕПО (Восточно-Европейская платформа, Крым). В хороших по обнаженности разрезах Мангышлака сантонские отложения также бедны макроископаемыми. Однако, в разрезе Шах-Богота нам удалось обнаружить непосредственно над слоями с *Inoceramus involutus* Sow. (и относимыми к верхнему коньяку) неплохие (по

оценке д-ра Ч.-А.Трёгера) остатки *I. undulatopectatus* Roem.-вида, характеризующего нижнюю зону сantonского яруса Западной Европы (см.рис.23). Верхнее ограничение сantonа на Мангышлаке выражено, по нашему мнению, очень хорошо. Это двойной горизонт небольшой мощности, в нижней части которого находятся остатки *Uin-tacrinus*, а в верхней - членики, таблички и даже целые чашечки другой морской лилии - *Margurites*. Этот горизонт в целом может быть сопоставлен с верхним сantonом трехчленной схемы деления сantonа ФРГ. Выделить у нас нижний и средний сanton западногерманской схемы пока невозможно: мы их сопоставляем с участком непрерывного разреза Шах-Боготы от находок *I. undulatopectatus*внизу до первого появления уинтакрикусов вверх; в нашей схеме этот участок получает индекс st_I (нижний сanton).

Как уже отмечалось (2, 55), по кровле слоев с марзупитами целесообразно проводить границу между сantonским и кампанским ярусами, что будет отвечать ее пониманию большинством исследователей в хорошо литологически, палеонтологически и биостратиграфически изученных разрезах ФРГ. Обоснование подобного положения границы сanton-кампан можно найти в работе Д.П.Найдина (63). По-видимому, действительно граница сanton-кампан, на основании макропалеонтологических данных по кровле марзупитовых слоев может стать одной из согласованных границ в стратиграфии верхнего мела. Обращение к стратотипам ярусов, как отмечалось в статье В.С.Акимец и др. (2, с.119), не поможет разрешить данный "пограничный вопрос". Недавно К.Вуд (Wood, 1981) на основании изучения разрезов севера Англии (Йоркшир, Линкольншир, Норфолк) и Северной Ирландии также совмещает границу сanton-кампан с кровлей слоев с марзупитами.

На Восточно-Европейской платформе проведение границы между кампанским и сantonским ярусами связывают с положением птериевых слоев. Это одна из основных проблем стратиграфии верхнего мела востока европейской части СССР. Дело в том, что остатки птерий на огромных пространствах имеют массовое распространение, встречаясь даже в ядрах скважин (в частности, они обнаружены у пос.Миалы в скв.68 на р.Уил (см.рис.16,17). Таким образом, слои с птериями приобретают значение очень важного стратиграфического репера, роль которого особенно велика в закрытых районах. Поэтому по решению Меловой комиссии МСХ СССР с 1974 г. проводятся межведомственные исследования по выяснению объема птериевых слоев и их места в разрезе и по определению положения границы сanton-кампан на Вос-

оценке д-ра Ч.-А.Трёгера) остатки *I. undulatoPLICATUS* Roem. - вида, характеризующего нижнюю зону сantonского яруса Западной Европы (см. рис. 23). Верхнее ограничение сantonа на Мангышлаке выражено, по нашему мнению, очень хорошо. Это двойной горизонт небольшой мощности, в нижней части которого находятся остатки *Uin-tacrinus*, а в верхней - членики, таблички и даже целые чашечки другой морской лилии - *Marzupites*. Этот горизонт в целом может быть сопоставлен с верхним сantonом трехчленной схемы деления сantonа ФРГ. Выделить у нас нижний и средний сanton западногерманской схемы пока невозможно: мы их сопоставляем с участком непрерывного разреза Шах-Боготн от находок *I. undulatoPLICATUS* внизу до первого появления уинтакриновс вверх; в нашей схеме этот участок получает индекс st_I (нижний сanton).

Как уже отмечалось (2, 55), по кровле слоев с марзупитами целесообразно проводить границу между сantonским и кампанским ярусами, что будет отвечать ее пониманию большинством исследователей в хорошо литологически, палеонтологически и биостратиграфически изученных разрезах ФРГ. Обоснование подобного положения границы сanton-кампан можно найти в работе Д.П.Найдина (63). По-видимому, действительно граница сanton-кампан, на основании макропалеонтологических данных по кровле марзупитовых слоев может стать одной из согласованных границ в стратиграфии верхнего мела. Обращение к стратотипам ярусов, как отмечалось в статье В.С.Акимец и др. (2, с. 119), не поможет разрешить данный "пограничный вопрос". Недавно К. Вуд (Wood, 1981) на основании изучения разрезов севера Англии (Йоркшир, Линкольншир, Норфолк) и Северной Ирландии также совмещает границу сanton-кампан с кровлей слоев с марзупитами.

На Восточно-Европейской платформе проведение границы между кампанским и сantonским ярусами связывают с положением птериевых слоев. Это одна из основных проблем стратиграфии верхнего мела востока европейской части СССР. Дело в том, что остатки птерий на огромных пространствах имеют массовое распространение, встречаясь даже в ядрах скважин (в частности, они обнаружены у пос. Миалы в скв. 68 на р. Уил (см. рис. 16, 17). Таким образом, слой с птериями приобретает значение очень важного стратиграфического репера, роль которого особенно велика в закрытых районах. Поэтому по решению Меловой комиссии МСХ СССР с 1974 г. проводятся межведомственные исследования по выяснению объема птериевых слоев и их места в разрезе и по определению положения границы сanton-кампан на Вос-

точно-Европейской платформе. Некоторые результаты исследований по проблеме птериевых слоев и границе сантон-кампан уже опубликованы (1,2,55,63). Поэтому мы ограничиваемся здесь лишь изложением нашего мнения: птериевые слои принадлежат основанию кампанского яруса; отождествлять их с марзупитовыми слоями, как это принималось многими авторами и зафиксировано в рекомендациях всесоюзных совещаний (73, 74), нельзя: слои с марзупитами составляют кровлю сантона и, следовательно, лежат стратиграфически ниже птериевых слоев платформы (к которой принадлежит один из изученных нами регионов - Восточный Прикаспий (см.табл.2).

Наши материалы по распространению бентосных фораминифер позволяют более точно соотнести слои с *Margurites* Мангышлака и птериевые слои Прикаспия. Интервал разрезов, называемый птериевыми слоями, соответствует слоям с *Gavelinella clementiana clementiana* (верхняя часть зоны *Anomalina stelligera* v.l.), предполагающимися непосредственно выше слоев с *Gavelinella stelligera* (см.табл.3). Таким образом, мало того, что эти слои (*Gavelinella clementiana clementiana*) следует относить к кампану, но слои с *Margurites* и птериевые слои оказываются разделены очень небольшим по мощности промежутком (2-4 м). Этот промежуток соответствует на востоке ЕПО верхней части слоев с *Gavelinella stelligera*.

Отложения кампанского и маастрихтского ярусов обоих регионов, заключающие, хотя и не слишком частые, но зато присутствующие почти во всех разрезах ростры белемнитов, достаточно уверенно сопоставляются с белемнитовыми схемами членения кампана и маастрихта ФРТ, Поволжья, Днепровско-Донецкой впадины, т.е. Восточно-Европейской платформы в целом (рис. 24,25,26). Нужно добавить, что данные изучения разрезов Прикаспия, еще с работ А.Д. Архангельского (9, 10), привлекались для составления белемнитовых схем расчленения кампана и маастрихта. В частности, по-видимому, опираясь на эти разрезы можно будет обосновать важную практически (вследствие широкого распространения маастрихтских отложений) границу между подъярусами маастрихта. В процессе наших исследований выяснилось, что выделение в западноевропейских схемах зоны *Belemnitella junior* недостаточно обосновано, тогда как в Прикаспии и на Мангышлаке имеются разрезы, в которых прослеживается непрерывная смена ранне-и позднемаастрихтских белемнитов. Одним из таких разрезов является разрез купола Боктыгарни (3,50).

В толще маастрихтских мергелей (их видимая мощность не пре-

выше 18-20 м), вскрытых обнажениями на куполе Боктыгарин (Восточный Прикаспий) нижние несколько метров заключают лишь ростри *Bellemnella sinensis* Jel., выше следует пачка (ее мощность порядка 8-10 м), в которой вместе с *Bel. sinensis* находятся редкие ростри *Neobellemnella kazimiroviensis* (Skolozdr.), а также ростри переходных между названными видами форм; наконец, верхние несколько метров разреза характеризуются многочисленными рострами неobellemnелл с весьма незначительной "примесью" белемнелл. Слои с переходными между белемнеллами и неobellemnеллами формами отмечены также на горе Бейком (Крым), на Мангышлаке и в ряде других пунктов. Разрез купола Боктыгарин следует рассматривать в качестве одного из опорных для определения границы нижний-верхний маастрихт, которому предлагается совмещать с появлением ростров переходных форм и *N. kazimiroviensis*.

Биостратиграфические единицы, с отношением расчленения по различным группам

Выделяемые по макроископаемым стратиграфические подразделения (см. табл. 2) являются региональными или провинциальными зонами (42, 82), так как они прослеживаются на обширных участках не только в Восточном Прикаспии и Мангышлаке, но и в других регионах ЕПО (Восточно-Европейская платформа, палеозонды Европы). Предлагаются различные термины для обозначения таких зон: локальная местная зона - л о н а (39, с. 113), региональная зона - р е н а (65, с. 51) и т.д. Наиболее употребительным и рекомендуемым "Стратиграфическим кодексом СССР" (82) является первый термин. Подразделения такой категории мы называем зоной. Под зоной здесь понимается отложение ни ниже, ни выше которых не повторяется характерный для них комплекс ископаемых остатков. Отложения зоны образовались на протяжении существования определенной ассоциации организмов, часть которой и представлена зональным комплексом (54, 82 и др.). Зона в соответствии с данным ее определением должна характеризоваться остатками нескольких групп организмов. Опыт биостратиграфического расчленения верхнего мела ЕПО показал, что ядро зонального комплекса часто может быть образовано представителями лишь одной группы организмов (например, иноцеррами для турона и коньяка и т.д.). Кроме того, на отдельных, значительных по занимаемой площади участках ЕПО зоны практически выделяются на основе данных вертикального распространения только одного вида (54).

Подзона — часть зоны с незначительными изменениями в составе зонального комплекса (82, с.65; 54, с.98). Выделение в верхнем кампане и нижнем маастрихте Восточно-Европейской платформы и на Мангышлаке подзон (их индексы в табл.2: sr_2^2 , sr_2^{3-4} , m_1^1 , m_1^2 , m_1^3) основывается на присутствии видов и подвидов белемнителлид, образующих непрерывные филогенетические ряды. Стратиграфические интервалы, относимые к подзонам, соответствуют эпихолам этих видов и подвидов. Поэтому границы между подзонами менее четки, по сравнению с зональными рубежами.

В последнее время наметилась тенденция номенклатурного порядка: воздержаться от обозначения зон названиями видов-индексов. В частности, так поступает К.-А.Трёгер (II5), разделивший по фауне иноцерамов сеноманские, туровские и коньякские отложения Европы на 26 подразделений-зон, которые он не именуется, а просто нумерует снизу вверх. Часть этих номеров подразделений К.-А.Трёгера для турона и коньяка показана на рис.21,22 и в табл.2. Мы также отказались от традиционного наименования зон. В нашей схеме они получают лишь индексы (см.рис.19 — 26; в табл.2,3 они даны в графе "Предлагаемое деление")¹.

Практическое выделение зон основывалось на находках в изученных регионах представителей зональных комплексов наиболее полно биостратиграфически изученных разрезов некоторых районов Европы.

Так как остатки некоторых руководящих форм встречаются редко (например, ростров *Actinosaxa laevigata* Arkh., собранных нами на Мангышлаке, не больше 15 экз., но во всех разрезах они всегда находятся на определенном уровне — несколько выше отложений с марзупитами), то ограничения (нижнее и верхнее) соответствующей зоны проводились с учетом физических особенностей разрезов (смена литологического состава, перерывы) и с привлечением микропалеонтологических данных (одна или обе границы зоны, заключающей редкие находки руководящих форм, проводились по смене комплексов фораминифер). Требуют дополнительных пояснений и некоторые другие выделенные нами подразделения. Так, в сеноманских

¹ Так как объектом исследования являлся только верхний мел, то всюду в тексте и на графиках при ярусных и более дробных разбивках индекс отдела K_2 опущен. Ярусные и подъярусные индексы пояснены в табл.2 и 3. Точно также ярусы нижнего мела приводятся без индекса отдела K_1 .

отложениях Мангшляка по аммонитам, белемнитам и иноцератам можно достаточно уверенно наметить присутствие большей части нижнего сеномана (но без четко доказанных его верхов), основания среднего сеномана (зона *Turrilites costatus* и, возможно, часть зоны *Turrilites acutus* Южной Англии) и, наконец, самые верхние горизонты верхнего сеномана, соответствующие верхам зоны *Sciroposeras gracile* с *Præactinosaesa plenus* (Blv.) и *Inoseras pictus bohemicus* Leonhard (см. рис. 20). Присутствие остальных компонентов европейской биостратиграфической схемы сеномана на Мангшляке вполне возможно, но отвечающие им интервалы здесь еще не обнаружены. Поэтому для прослеженных подразделений среднего и верхнего сеномана даны просто индексы соответствующих подъярусов st_2 и st_3 , так как хотя и ясно, что отложения с *Pr. plenus* и *I. pictus bohemicus* составляют терминальный сеноман (т.е. заведомо самые верхние его горизонты), но не ясно, сколько подразделений верхнего сеномана в дальнейшем будет установлено на Мангшляке. Нижний турон разделен на две части: t_I^1 и t_I^2 . В данном случае подразделение t_I^1 не охарактеризовано палеонтологически, но "физически" оно представлено в разрезах Аксиртау и Коксиртау толщей песчаников, песков и глин, расположенной между терминальным сеноманом и отложениями, заключающими остатки иноцератов герциникусового ряда (см. рис. 21). Кроме того, в разрезе Аксиртау в нижней части интервала, относимого нами по фауне фораминифер к нижнему турону выделяются слои, с крупными хедбергеллами (см. табл. 3). Эти слои отвечают, скорее всего, выделяемым в Европе Л. Сигалем (Sigal, 1967) слоям с "*Grandes globigerines zeulosa*". Автор помещает их на границе сеномана и турона. В свою очередь И. ван Хинте (Van Hinte, 1960) выделяет слои с "*Grandes globigerines*" и относит их уже полностью к нижнему турону.

Особое внимание привлекает подразделение с индексом st_2 . В Западной Европе (ФРГ, Англия), а также в ГДР и Польше выделяются две зоны: зона *Uintacrinus* и выше — зона *Margurites*. Мощность отложений обеих зон в разрезе Лагердорф (ФРГ) не более 25 м (10—12 м — нижняя зона, около 15 м — марзулитовая зона) (97). По данным многих буровых скважин, на севере ФРГ мощность отложений обеих зон (т.е. всего верхнего сантона) не превышает 20 м (Vald-schun, Jaritz, 1977). На Мангшляке мощность соответствующих отложений составляет всего несколько метров. Так как практически разделить их трудно, в табл. 2 выделены две зоны, но под одним индексом.

Для практической стратиграфии крайне важны соотношения биостратиграфических подразделений дробнее яруса. Кроме подъяруса - единицы скорее оперативного, нежели естественного ранга, в значительной степени искусственной - различают хронозоны, провинциальные зоны (лоны) и слои с фауной. Каково соотношение между названными единицами как по разрезу, так и в пространстве?

Существует две точки зрения о соотношении этих трех категорий биостратиграфических единиц. Согласно первой, слои с фауной, лоны и хронозоны подчинены друг другу в основном по пространственной протяженности; слои с фауной - конкретные монотаксонные и монофацальные единицы, собственно с которыми геолог имеет дело в поле в одном или нескольких биономических районах; лоны (также монотаксонны) распространены в пределах одной или нескольких биогеографических провинций; хронозоны - "политаксонные единицы, охватывающие определенный интервал разновозрастных отложений всех биохорий" (70, с.24).

Согласно второй точки зрения, слои с фауной суть "биостратиграфическое подразделение свободного пользования, выделяемое в данном регионе и требующее для приобретения зонального ранга дальнейшего обоснования. Слои могут устанавливаться как по отдельным находкам вида (подвида), так и по комплексу (ассоциации) видов (подвидов)" (65, с.79).

В настоящей работе принимается вторая точка зрения. Фаунистические слои выделяются на первой стадии биостратиграфического изучения региона, когда проводится расчленение немногих наиболее полных разрезов региона и их сопоставление. На следующем этапе - сопоставления разрезов ряда регионов одной биогеографической области - достигается более высокий уровень биостратиграфического обобщения: оказывается возможным выделение и прослеживание в пределах всех регионов, разрезы которых сопоставлялись, провинциальных зон (или просто зон, как было оговорено выше). Как мы полагаем, деление по белемнитам кампана и маастрихта, турона и коньяка по иноцератам достигло такого уровня.

Расчленение по фораминиферам приближается к этому уровню, но пока мы остановились на выделении лишь фораминиферовых слоев. Уже сейчас можно сказать, что большинство выделяемых по фораминиферам слоев имеет более высокий стратиграфический ранг. Почти все они отражают ступени эволюционного развития определенных групп бентосных фораминифер: для позднего турона-коньяка очень важны линии развития рода *Gavelinella*, для позднего коньяка-сантона -

Stensioeina, для позднего сантона-кампана - Bolivinoidea, Cibicoides, Brotzenella, для маастрихта - Brotzenella, Bolivina. Многие из выделенных слоев прослеживаются на большей части территории Восточно-Европейской платформы (см. слои IX, XIV, XVIII, XXII на табл.3).

По-видимому, следующая ступень биостратиграфического обобщения отвечает переходу от провинциальных зон к хронозонам. Утвердилось представление о том, что для верхнего мела (как, впрочем, и для всего мезозоя) так называемый "аммонитовый стандарт" представляет основу для выделения хронозон отдела. Как отмечалось (54, с.103; 57, с.31), для верхнего отдела меловой системы зоны международной стратиграфической шкалы (т.е. хронозоны) должны обосновываться не только аммонитами. Современное состояние биостратиграфической изученности верхнего мела показывает, что сеноман может быть разделен на хронозоны по аммонитам, турон и коньяк - по иноцерамам, верхний кампан и маастриخت - по белемнитам. Что касается сантона и нижнего кампана, то выбор "подходящих" носителей названий хронозон пока затруднителен в силу различных причин, одна из которых заключается в том, что не слишком ясно (особенно для сантона), какие же провинциальные зоны могут достигнуть уровня хронозон. Так как хронозоны политаксонны, то например, для маастрихта они выделяются не только по белемнитам, но и по другим стратиграфически важным группам органических остатков.

При конструировании указанной иерархии биостратиграфических подразделений внутриярусного ранга (вернее, дробнее яруса) возникает вопрос о соотношении подразделений, выделяемых по различным группам - вспомним, что слои с фауной заведомо монотаксонны; такими, очевидно, являются, как это отмечают З.Н.Пояркова и Б.В. Поярков (71), также и лонг.

Наши данные показывают, что смена комплексов фораминифер, которым в разрезах отвечают соответствующие слои ("слои с..."), не всегда совпадает с изменением вертикального распространения макрофауны. Ранее мы отметили, что в ряде случаев, когда макростатки редки, границы соответствующих зон проводились с учетом смены комплексов фораминифер. Иными словами, границы макростратиграфических зон "подтягивались" к границам слоев с фораминиферами. Прием этот вынужденный и связан, как это понятно, с редкостью находок макрофаунистических остатков. Однако, когда резкая макрофаунистическая граница, хорошо документированная в разрезах, сечет интервал распространения микрофаунистического комплекса, тогда, во-первых,

ясно что деление по микро-и макрофауне не совпадает и во-вторых границы зон проводятся по макрофауне. Хорошим примером являются слои с *Gavelinella stelligera*, рассекаемые кровлей слоев с марзупитами, а также слои с *Brotzenella graeacuta*, в свою очередь рассекаемые первым появлением *необелемнелл*.

Наше заключение согласуется с выводом Б.В.Пояркова и З.Н.Поярковой (69, 71). Они приводят таблицу сопоставления брахиоподовых и фораминиферовых лон нижнего карбона Тянь-Шаня: подавляющая часть границ брахиоподовых лон не совпадает с делением по фораминиферам. Результаты указанных наблюдений в верхнемеловых отложениях ЕПО и в нижнекаменноугольной толще Тянь-Шаня нам представляются принципиально важными. В.Кох (Koch, 1977) границу между сантонским и кампанским ярусами проводит внутри зоны *Bolivinoidea strigillatus*. Несовпадение границ комплексов микрофауны с границами макрозон и ярусов отмечается и другими исследователями (Sigal, 1967; Koch, 1977; Amedro et al., 1978; Amedro et al., 1979; Hart, Bailey, 1979; Swiecicki, 1981).

Проведение стратиграфических границ часто основывается на представлении об одновременности смены в разрезах (т.е. во времени) организмов различных групп. В практике биостратиграфических исследований это приводит к созданию искусственных подразделений, носящих наименование какого-нибудь представителя архистратиграфической группы макрофауны (предпочтение всегда оказывалось аммонитам, но ныне и другие группы для этой цели привлекаются), однако отнюдь не монотаксонных, ибо они имеют непременно "комплексную" характеристику, составленную по принципу "все группы должны быть представлены". При этом часто затушевывается развитие отдельных групп, конкретная смена их звеньев в разрезе и каждая группа утрачивает свою, так сказать, стратиграфическую самостоятельность.

Вопрос интеграции биостратиграфических единиц различной категории очень сложен и решить его на основе "комплексности" не удастся. Интересные разработки, касающиеся соотношения стратиграфических подразделений различного ранга, представлены З.Н.Поярковой и Б.В.Поярковым (69, 70, 71).

О ц е н к а с т р а т и г р а ф и ч е с к о й в е л и ч и н ы г и а т у с о в

На рис. 27 приведено сопоставление изученных разрезов. При сопоставлении в еще большей степени, чем при расчленении частных разрезов важна оценка стратиграфической величины имеющихся гиатусов

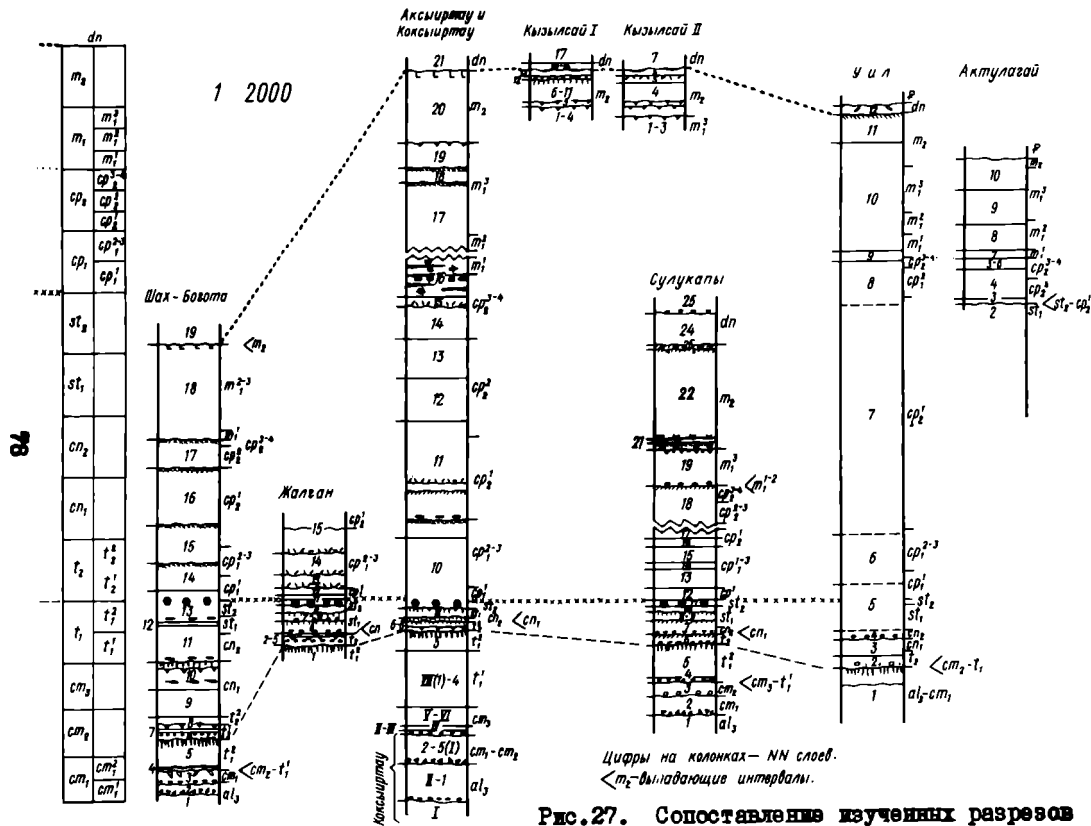


Рис.27. Сопоставление изученных разрезов

сов. Чем дробнее биостратиграфические разбивки, тем точнее можно определить величину hiatus. В ряде случаев оказалось возможным по фораминиферам наметить сокращение или даже выпадение некоторых интервалов разреза, не проявляющихся в видимых перерывах (например, перерыв между нижним и верхним сантоном в Сулукапы, внутри верхнего сантона в том же разрезе, на границе верхнего кампана и нижнего маастрихта в скв.68; см. рис.27).

Естественно, представляет интерес выражение величины hiatus данными абсолютной геохронологии. На рис.28 изученные разрезы с основными hiatusами нанесены в соответствии с равными ярусными и подъярусными разбивками, как это принято в стратиграфии. На рис.29 те же разрезы и hiatusы даны на шкале абсолютного времени. Как видно, наибольшие по величине hiatusы характерны для сулукапского разреза. В разрезе Аксыртау их много, но каждый из них имеет небольшую амплитуду.

Данные абсолютной геохронологии (53) могут оказать большую пользу при проведении детальных стратиграфических исследований.

Радиометрические и седиментометрические данные показывают, что продолжительность отдельных веков позднего мела различна. В частности, наиболее продолжительны кампан и маастрихт, тогда как туронский и коньякский века значительно короче (53). Сопоставление продолжительности веков и мощностей соответствующих им ярусов для некоторых районов Восточно-Европейской платформы и Крыма показало, что в областях развития карбонатных фаций туронский и коньякский ярусы характеризуются меньшими мощностями по сравнению с кампаном и маастрихтом (54). Установлена прямая зависимость мощностей ярусов от продолжительности веков. Подобная же закономерность выявлена и по детально изученному разрезу, пройденному скв.68 в окрестностях пос.Миялы на р.Уиле. Здесь мощность отложенный кампана значительно превышает мощность коньякских отложений и в 2,5 раза больше мощности маастрихта.

Однако мощности стратиграфических подразделений в соляноку-

рис.28. Оценка стратиграфической полноты разрезов К₂ Мангышлака (Шах-Богота, Аксыртау и Кожсыртау, Жалган, Кзылсай, Сулукапы (см.рис.1) и Восточного Прикаспия (Уил, Агулагай - южная часть Актюбинской области) по относительной шкале (все отрезки подъярусного ранга, кроме подъярусов сеномана, даны равными друг другу).

ар - апт, а1 - альб, см₁, см₂, см₃ - нижний, средний, верхний сеноман, т₁, т₂ - нижний, верхний турон, оп₁, оп₂ - нижний, верхний коньяк, ст₁, ст₂ - нижний, верхний сантон, ср₁, ср₂ - нижний, верхний кампан, м₁, м₂ - нижний, верхний маастрихт, дп - дакий.

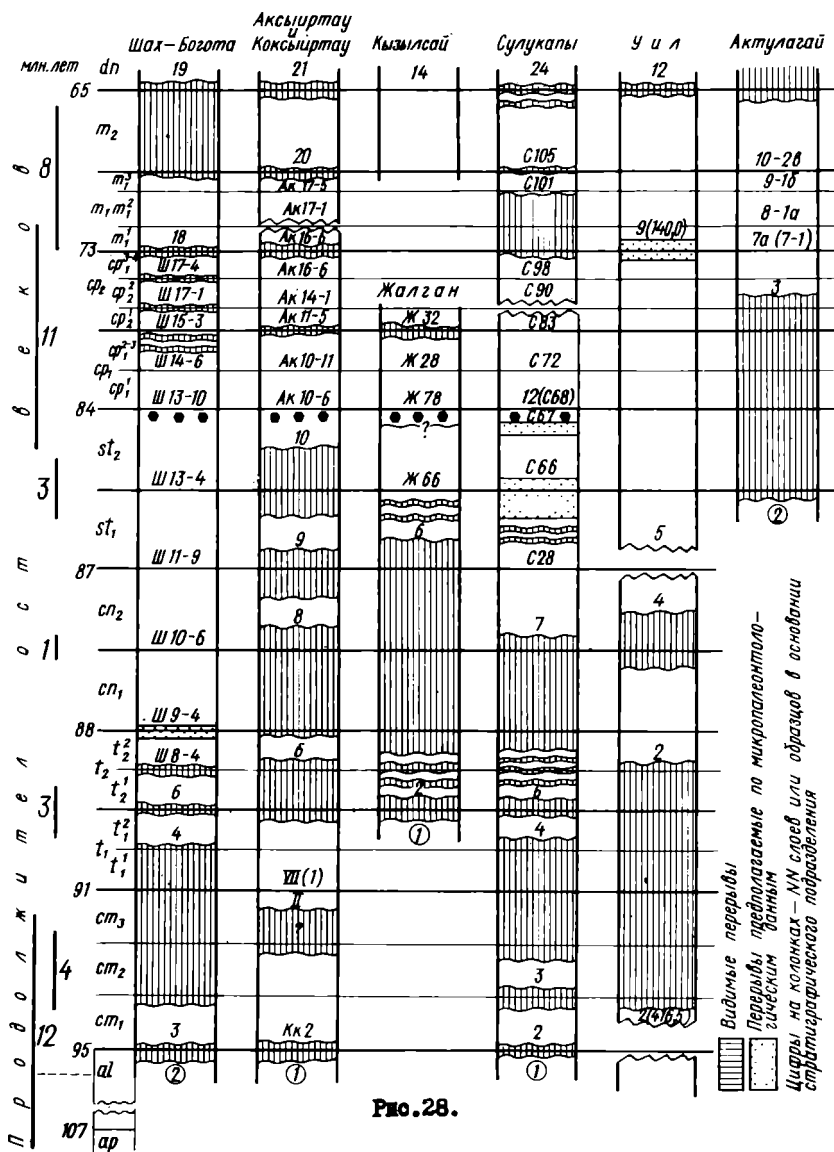


Рис. 28.

польных областях, каковой является Восточный Прикаспий, зависят не только от продолжительности веков. Значительное влияние оказывает структурное положение изучаемого разреза. Г. Эрнст и Г. Крейцер (G. Ernst, 1978; G. Ernst, Kreuzer, 1976) по разрезам писчего мела и близких к нему литологических разностей севера ФРГ получили такие же, как и мы, соотношения значений мощности ярусов верхнего мела. Но в изученных разрезах они наметили известные радиометрические даты некоторых ярусных границ. Допуская непрерывность и равномерность седиментации карбонатных осадков, они рассчитали, с одной стороны, темп осадконакопления (он в среднем оказался равным 3 см/1000 лет), а с другой, абсолютный возраст остальных хорошо палеонтологически документированных границ верхнего мела (от турона до кампана включительно). Их данные о меньшей продолжительности раннего турона, по сравнению с поздним, о "коротком" позднем сантоне и о меньшей продолжительности раннего кампана, по сравнению с поздним были учтены в наших построениях (см. рис. 29 и все остальные графики, на которых применяются данные абсолютной геохронологии). Кроме того, была седиментометрически рассчитана на основе сравнения мощностей различная продолжительность раннего и позднего маастрихта: последний почти вдвое короче раннего маастрихта (рис. 29, 30).

Рис. 29. Оценка стратиграфической полноты и мощностей отложений подъярусов изученных разрезов K₂ по абсолютной шкале времени. Шкала в основном радиометрическая, по Д.П.Найдину (53), с учетом седиментометрических данных для турона и сантона Г. Эрнста и Г. Крейцера (1976, 1978) и для маастрихта авторов по материалам карбонатных разрезов Западного Казахстана

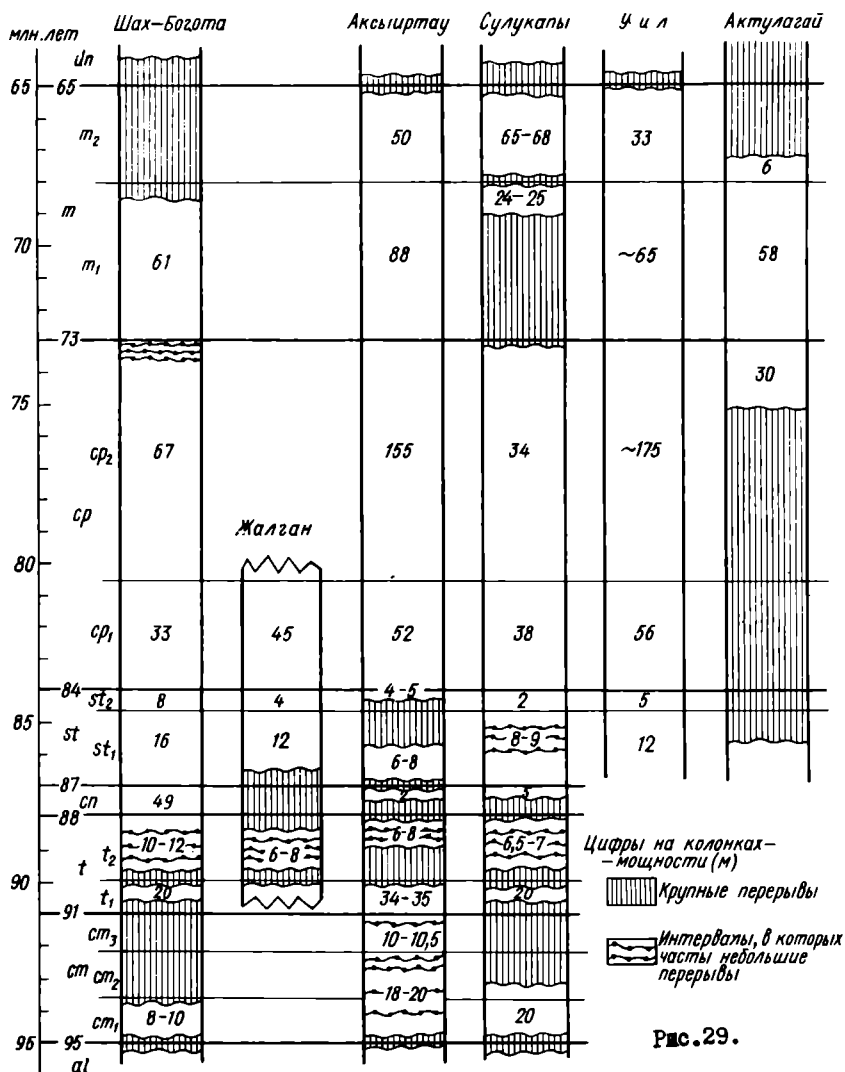


Рис. 29.

Глава 2

Практические рекомендации по стратиграфии верхнего мела

Как отмечалось в гл. I, в регионах, входящих в пределы ЕПО, широкое применение получили ярусы международной стратиграфической шкалы, стратотипы которых расположены в Западной Европе. В практике не только стратиграфических исследований здесь употребляются термины "сеноман", "турон" и т. д. Буровой мастер, например, знает, что забой скважины в данный момент находится в "кампане два два". Это обстоятельство накладывает на проводящих геологические исследования обязательство: за термином должно стоять совершенно определенное содержание. Так, в стратиграфии верхнего мела объем любого стратиграфического подразделения, получившего западноевропейское наименование, на востоке ЕПО, должен быть таким же, как в Европе.

В силу ряда обстоятельств получилось так, что объемы многих ярусных и подъярусных подразделений верхнего мела в практике стратиграфических исследований на Мангышлаке и в Прикаспии оказались несколько иными по сравнению с пониманием этих объемов на западе ЕПО. Если и в дальнейшем будет так, то ныне составляемые листы геологических карт со временем нужно будет существенно перерабатывать или просто выбросить. Ведь должно быть совершенно ясно, что геологическое картирование и у нас, и за рубежом развивается в направлении все большей детальности. Листы крупномасштабных геологических карт для больших площадей можно составить только на основе единой согласованной легенды.

Первая рекомендация, относящаяся как к палеонтологам (и прежде всего, к микропалеонтологам), так и к геологам (и в первую очередь к проводящим картирование) заключается в осознании необходимости добиваться возможно более точной корреляции с другими более полно биостратиграфически изученными разрезами ЕПО. Для многих интервалов разреза верхнего мела применяемое деление существенно отличается от западноевропейского расчленения.

Поэтому необходимо используемую европейскую шкалу применять последовательно и обоснованно или отказаться от нее и выделять местные подразделения. Первое многим геологам кажется простым и давно решенным. На самом деле здесь встречается очень много трудностей, но только на этом пути можно добиться реальных успехов не только собственно в стратиграфии, но и в решении многих геологических проблем. Второй путь проще, но чтобы по нему идти нужно

отказаться от жестких рамок международных ярусов и плодотворно расширить бесчисленное множество свит, а это означает тупик в стратиграфии.

Вторая рекомендация обращает внимание работающих в областях развития верхнего мела на различную мощность отложений отдельных ярусов, отражающую различную абсолютную продолжительность соответствующих веков. Довольно часто практически работающие геологи стремятся в своих построениях (на картах прежде всего) выделить непременно все ярусы верхнего мела. Между тем, шансов быть представленными в каждом данном регионе у отложений кампанского яруса значительно больше, чем у коньякских, так как продолжительность кампанского века значительно превышает продолжительность коньякского (см. рис. 29, 30).

Мощности ярусов и подъярусов не равны, что принципиально отражает различную продолжительность соответствующих геохронологических подразделений, но и мощности отложений различных зон также должны быть различными (в силу прежде всего неравномерности развития органического мира). Если это так, то, располагая сравнительными материалами по какому-то региону, в новом разрезе этого региона можно предположить, какой интервал данной зоны здесь представлен. При микропалеонтологической интерпретации электрокаротажа (см. четвертую рекомендацию) можно подойти к оценке величины стратиграфического hiatus.

Третья рекомендация следует из необходимости учитывать ступенчатое соотношение биостратиграфических границ, выделяемых по различным группам организмов. Наиболее важно выяснить соотношение членения по макрофауне с микропалеонтологическими разбивками, на которых основывается расчленение разрезов буровых скважин. Деление по макрофауне часто не совпадает с границами фораминиферных слоев. Каким же образом микропалеонтолог, обрабатывающий разрез скважин, должен определить положение границ сантон-кампан, кампан-маастрихт и ряда других, если границы выделяемых им фораминиферных слоев не совпадают с ярусными?

В непрерывных разрезах принципиально возможны два случая соотношения разбивок по макро- и микрофауне. В первом случае (рис. 31А) как макро-, так и микропалеонтологические рубежи устанавливаются надежно (для макрофауны это означает ее хорошую сохранность и присутствие в непрерывной последовательности слоев в должном числе). Если макрофауна представлена группами, обеспечивающими на существующем уровне стратиграфических исследований межрегиональные корреляции, то тогда микропалеонтологические

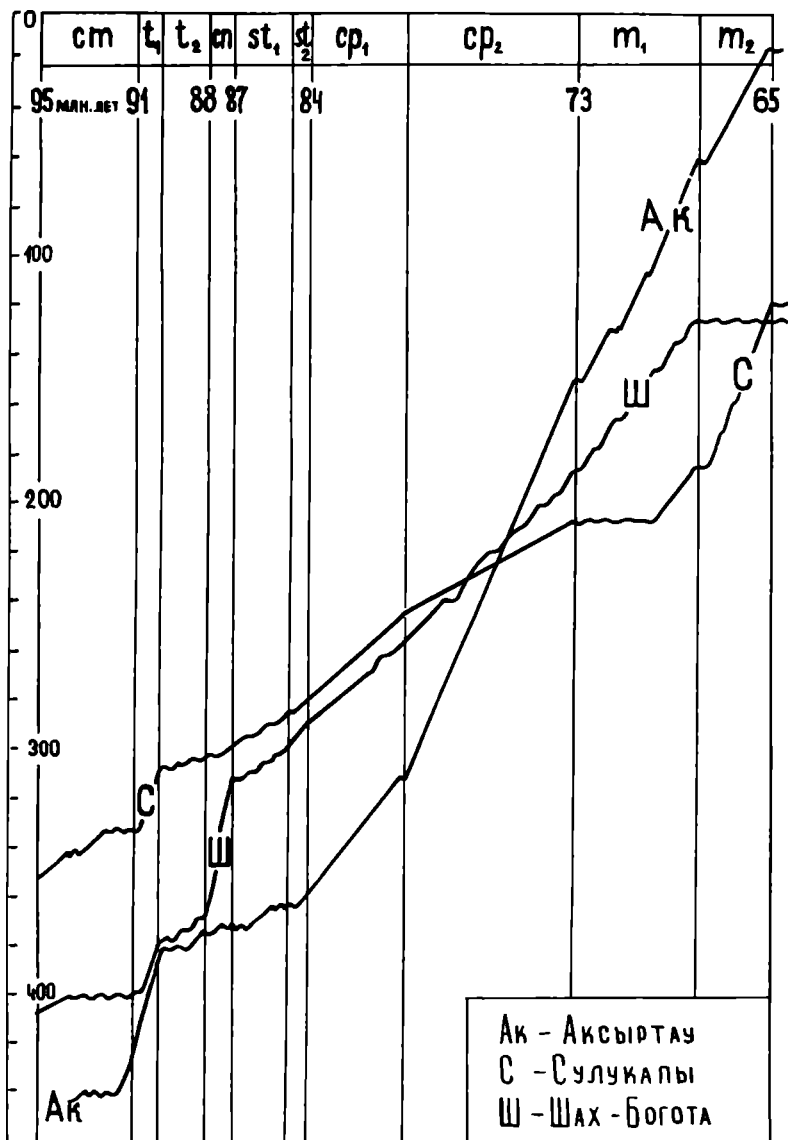


Рис.30. Графики скорости накопления отложений (Мангышлак)
 6^х - 1816

стратиграфические единицы получают индексы ярусов и подъярусов международной шкалы, а слои с фораминиферами - такие же индексы или составные, отвечающие соответствующим интервалам макрофаунистического расчленения. Это и должно быть отражено в заключении микропалеонтолога по скважине, чтобы геолог, проводящий бурение, отчетливо представлял положение границ. Выделение стратиграфических интервалов, обозначенных составными индексами, конечно, не очень желательно, но зато честно.

Второй случай соотношения макро- и микропалеонтологического расчленения приводит, на первый взгляд, к более приемлемому для геологов результату (рис.31Б). Он применяется (и применен в гл.1) тогда, когда остатки макрофауны редки и не характеризуют равномерно разрез по вертикали; в этой ситуации границы биостратиграфических единиц фиксируются по микропалеонтологическим данным и, следовательно, они не слишком строго увязаны с международной шкалой. Особых затруднений обычно не вызывает соотношение макро- и микропалеонтологических единиц при наличии перерывов (рис.31В).

Четвертая рекомендация касается микропалеонтологической стратиграфической интерпретации электрокаротажных диаграмм. Рисунок электрокаротажных диаграмм отражает физические свойства пород, вскрытых скважиной и позволяет выделить в ее разрезе участки, отвечающие определенным литологическим разностям отложений. Соответствие выделенных участков диаграмм микропалеонтологическим разбивкам - важная задача, которая должна решаться совместно геологами и микропалеонтологами. Этого, в частности, в практике расчленения верхнемеловых толщ пытаются достигнуть польские геологи (Krawowska, 1981, 1982). На рис.31Г показан один из наиболее распространенных вариантов соотношения литологической пачки Li_2 , вскрытой скважиной, ее отражения рисунком электрокаротажа и фораминиферных слоев. Очевидно, пачка Li_2 отвечает верхам фораминиферных слоев Mi_2 и большей части слоев Mi_3 . Если фораминиферные слои увязаны с международным ярусным делением, то пачка Li_2 относится, скажем, к верхней части нижнего коньяка и в своей основе - к верхнему коньяку, а следовательно ее индекс $sp_1 - sp_2$. Конечно "удобнее" границу $sp_1 - sp_2$ "подтянуть" к подошве пачки Li_2 . Подобное "подтягивание" допустимо, если работы проводятся на предварительном уровне. Если же от ожидаемого результата (карты, структурное бурение и т.п.) ждут точности и детальности, то обеспечение достижения этих качеств геологической работы должно

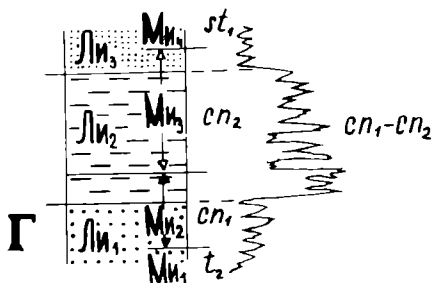
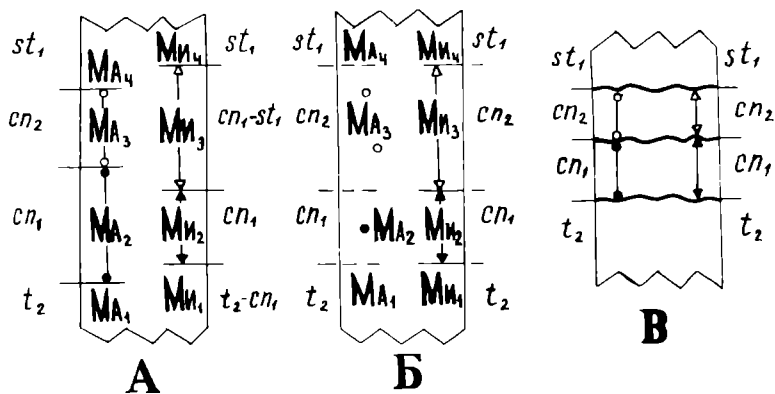






Рис. 31. Различные случаи соотношения расчленения по макро- и микрофауне (А-В) и расчленения по микрофауне с данными электроразреза (Г)

- 
MA₁₋₄
Расчленение по макрофауне
- 
MN₁₋₄
Расчленение по микрофауне
- 
MA_{2,3}
Единичные находки макрофауны
- 
Ли₁₋₃
Литоологические пачки

начинаться на этапе стратиграфической интерпретации электрокаротажных диаграмм. При невыполнении этого требования сейчас, рано или поздно работу придется переделывать.

На рис.32 приведен разрез скважины Восточного Прикаспия, расчленение которой проведено, с одной стороны, на основе выделения однородных пачек по электрокаротажным диаграммам, а с другой, на основе смены по вертикали фораминиферных комплексов. Если обратиться к разрезу скв.4 (см.рис.32), то можно увидеть, что однородная литологическая пачка, заключенная в интервале 397-447 м подразделяется по комплексам фораминифер на четыре слоя. При переходе к единой стратиграфической шкале, граница между верхним коньяком и нижним сантоном расположится внутри однородной литологической пачки и внутри слоев со *Stensioeina exculpta*, которые будут иметь индекс $on_2 - st_I$ (см.табл.3).

Фораминиферные слои часто могут иметь двойной индекс. В этом случае геологу должны помочь дополнительные методы исследования, например, анализ и подсчет мощностей; зная какая по мощности часть слоев со *Stensioeina exculpta* относится к верхнему коньяку в наиболее полном разрезе - Шах-Богота, можно подсчитать ее мощность и в скв.4, если принять одинаковую скорость седиментации.

Колдыгайты (скв. 4)

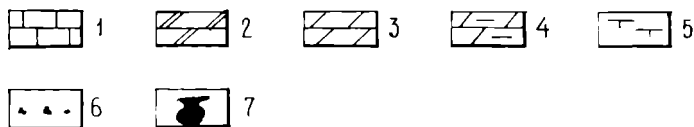
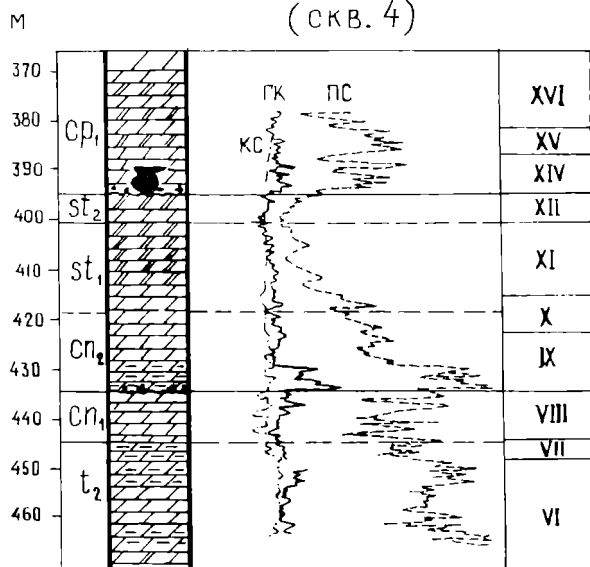


Рис.32. Разрез скважины 4 (Колдыгайты).

I - мел; 2 - мергель мелоподобный; 3 - мергель; 4 - мергель глинистый; 5 - глина известковая; 6 - фосфориты; 7 - Охутон;
 КС - кривая кажущегося сопротивления; ГК - кривая гаммакаротаж;
 ПС - кривая спонтанной поляризации

Глава 3

Некоторые особенности отложений верхнего мела

Общая характеристика разрезов

М а н г ы ш л а к. На основании полевого изучения разрезов, дополненного просмотром шлифов пород, верхний мел региона можно разделить на несколько толщ.

Толща I. Нижний сеноман-средний сеноман; Ак2-5 (I), ШЗ, С2-3^I; мощность 8-20 м. Располагается на песчаниках верхнего альба, в которых в 6,5-7 м ниже их кровли начинают встречаться характерные для верхнего альба Мангышлака сферические гигантские конкреции. Начинается базальным слоем сростков крупных (0,2-0,3 м) фосфатизированных темно-коричневых песчаников ("фосфоритов") с фосфатизированными ядрами мантиллицерасов и шёнбахий. В разрезе II в базальном слое преобладают несколько окатанные мелкие "фосфориты", ядра неопределимых аммонитов (ШЗ, рис.33).

Толща представлена чередованием глин, часто сильнопесчанистых (алеуритистых) и не очень крепких песчаников, обычно глинистых. Глины - темно-оливковые, светло- и темно-серые с желтоватым оттенком, с мелкими пиритизированными растительными остатками. Характерна мелкая биотурбация: "веточки" светлого материала на фоне более темного; под микроскопом - глины хлоритово-гидро-слюдисто-монтмориллонитовые с алеуритистыми зернами кварца (сотни и тысячные доли миллиметра). В разрезе Шах-Богота резко преобладают песчаники желтовато-серые, тонкозернистые, кварцево-полевошпатово-глауконитовые с карбонатным цементом (зерна кварца, плагиоклазов и калиевого полевого шпата слабо окатанные и неокатанные, размером 0,04-0,15 мм, около 60% терригенного материала; комочки глауконита составляют до 30% обломочной части; зерна пирита - до 8%.

Толща II. К нижней ее части на Аксыртау относятся верхний сеноман (АкII-VI) и низы нижнего турона АкVII (I)-4); мощность 30-35 м. Это чередование песчаников, алевролитов, песков в различной степени глинистых и глин, обычно песчанистых; породы биотурбированы; очень часты конкреции лимонита. Преобладают рыхлые тонкозернистые желтовато-серые и желто-бурые песчаники с карбонатным

I) Местами в тексте приняты следующие сокращения названий разрезов: Ак-Аксыртау, Кк-Коксыртау, Кз-Кзылсай, Е-Жалган, С-Судукапы, ■ Шах-Богота.

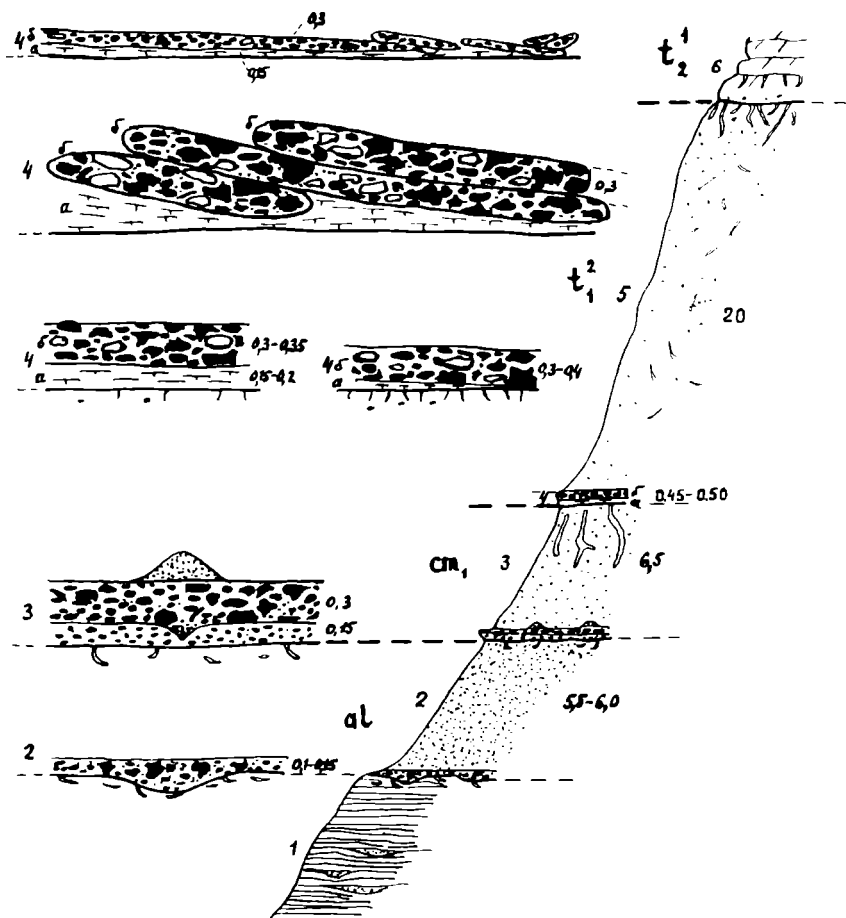


Рис.33. Разрез Шах-Богота. Толщи I (cm_1), II (t_1^2) и III (t_2^1)
 В основании толщи II раздробленная еще до ее накопления плита
 фосфатизированных песчаников (слой 4)

цементом; в составе обломков много зерен кварца, достаточно обычных таблитчатые кристаллы плагиоклазов, листочки слюды; имеется чешуйчатый хлорит, возможно, возникающий по вулканическому стеклу - в целом налицо явные признаки присутствия вулканогенного материала; есть зерна глауконита; весьма редки раковины фораминифер.

Широко распространена верхняя часть толщи: песчаники верхних горизонтов нижнего турона; Ах5, Ж1, С4 и С5, Ш4 и Ш5; мощность от 13,6 м (Ах) до 20 м. Тонкозернистые песчаники зеленовато-желтовато-серые или цвета "хаки", заключающие на некоторых уровнях прослой более крепких конкреционных песчаников. Характерны вертикально ориентированные трубчатые конкреции лимонита, а также рассеянные, или образующие небольшие скопления обломочки (галечки?) темно-коричневых, почти черных фосфатизированных песчаников. Из разнообразных следов жизнедеятельности организмов наиболее обычны различно ориентированные трубочки диаметром до 1,5-2 см (см. рис. 33, слой 5). В шлифе - мелкие оскольчатые обломки кварца, плагиоклазов, кремнистых пород; много листочков слюды; местами много зерен пирита; имеются зерна глауконита, а также округлые комочки (0,2-3,0 мм) фосфата (аморфного коллофана), в котором вкраплены зерна кварца и плагиоклазов; изредка - крупные фрагменты морских ежей, крайне редко - обломки раковин фораминифер; карбонатно-глинистого (монтмориллонитового) цемента мало (не более 10% породы); в порах цемента - окислы железа с хлоритом, часть пор открыта.

В урочище Шах-Богота в основании толщи расположен двойной пласт (слой 4; см. рис. 33; фото I): 4а - сильнопесчанистый известняк, почти песчаник, с многочисленными окатанными обломками (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) фосфоритов (основная их масса - ожелезненный колломорфный фосфат, в которой заключены мелкие обломки кварца и плагиоклазов); раковины фораминифер; 4б - сцементированные в плиту крупные обломки темно-коричневых, почти черных фосфатизированных песчаников; местами плита раздроблена, и отдельные ее куски надвинуты один на другой (как льдины во время ледохода; см. рис. 33); полости плиты и промежутки между отдельными ее кусками заполнены грубым сероватым песчанистым мелом с фораминиферами нижнего турона, но с рострами неогиболитов, фосьдрами шленбахий, туррилитесов и мантилицерасов среднего сеномана, т.е. очевидно, мел заключает переотложенную фауну (для Ш4 это не отмечено на рис. 33). Кверху в песчаниках существ-

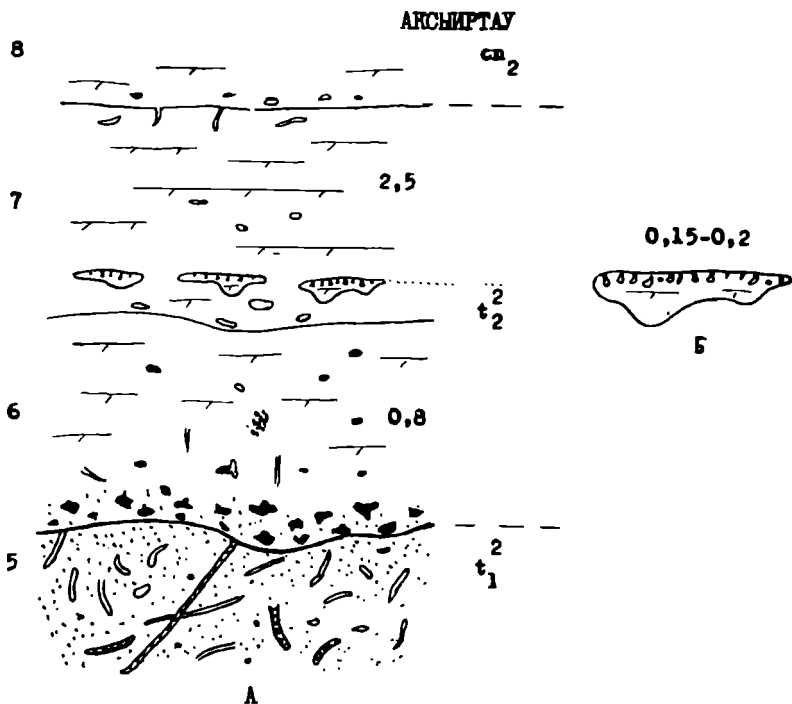


Рис. 34. Разрез Акширтау. Контакт толщ I (t_1^2) и III (t_2^2).
 А - кровля песчаников толщи II (слой 5) сильно биотурбирована. В толще III горизонт "твердого дна", представляющийся в обнажении как бы отдельными обломками; на уплощенной верхней поверхности таких "обломков" (т.е. на поверхности ТД) - колбочки двустворчатых моллюсков-сверильщиков.
 Б - Один из "обломков" в большем масштабе

венно возрастает карбонатность цемента (до 40%); они приобретают белесоватый оттенок; более разнообразны, многочисленны и более четко выявлены следы биотурбации, особенно в верхних 0,5-0,7 м, которые можно назвать сильнопесчанистым известняком (см. рис.33, 34).

Толща III. Верхний турон; Ак6-7, К2-5, С6, Ш6-8; мощность 6-12 м. Грубый "сферовый" мел - пелитоморфный кальцит с многочисленными раковинами фораминифер и кальцисферулид - "сфер" *Calcisphaerula innominata* Bonet., *Pithonella ovalis* (Kaufmann), имеющими породообразующее значение; обычны обломки иглокожих, брахиопод; терригенный материал (5-10% породы) представлен алевритистыми угловатыми зернами кварца и плагиоклазов, количество которых возрастает книзу, так что породу можно назвать песчанистым мелом; зерна глауконита и пирита, комочки фосфатов; полосами порою местами окрашена в ржаво-бурый цвет. В целом породы толщи макроскопически очень резко отличаются от подстилающих песчаников толщи II, но под микроскопом различия не очень существенны.

Толща IV. Коньяк-нижний сантон; Ак8-9, К6-9, С7-10, Ш9-большая часть I3; мощность 65 м (Ш), 8-14 м. Чередование толсто- и тонкоплитчатых мергелей (фото 2); в шлифе - резко преобладает микрозернистый кальцит, так что породу можно назвать мелом; нередки "сферы" и целые раковины фораминифер; обычны обломки мшанок и иглокожих.

Толща V. Верхний сантон-нижний маастрихт; ш верхи I3-I8, К10-I5, С11-I9, Ак10-I7; мощность: Ак - I35 м, С - 98-100 м, Ш - I70 м. Нижний и верхний маастрихт; Кызылсай; мощность 40-50 м. Мел писчий белый, светло-серовато- и светло-желтовато-белый, пятнами окрашен окислами железа в ярко-бурый цвет. 98% CaCO_3 - пелитоморфный кальцит, 70-75% которого образованы остатками кокколитофорид, 20% - раковинами фораминифер, остракод и кальцисферулид (*Calcisphaerula innominata lata* Adams et al., *Pithonella multicava* Borza); остатки макрофауны (главным образом иглокожих и мшанок, меньше брахиопод и двустворок) не превышают 5-10% всего органогенного CaCO_3 ; полости "сфер" и фораминифер, как правило, заполнены пиритом; изредка встречается глауконит. Прослойки глинистого мела, мергелей и мелоподобных мергелей (рис. 35, 36).

Толща VI. Верхний маастрихт (С), верхние горизонты нижнего маастрихта-верхний маастрихт (Ак); Ак18-20, С20-23. Мощность: Ак - 75-80 м, С - 65-68 м. Желтовато-серые и светло-серые органи-

генно-детритовые известняки; обломки (несколько миллиметров и даже иногда крупнее) иглокожих (главным образом морских ежей), мшанок, брахиопод, двустворок, остракод, крупных фораминифер (С); терригенная примесь (оскольчатые зерна кварца, К-полевшпатов, плагиоклазов) обычно незначительна, но местами обломков довольно много и в таких случаях породу можно назвать алевролитистым органогенно-детритовым известняком; встречаются округлые фосфатные комочки (копролиты) и их обломки; глауконит. Карбонат органогенных обломков перекристаллизован, обломки обрастают мельчайшими зернами новообразованного кальцита. Сложение детрита "рыхлое" (видимо, первоначально порода была очень пористой); местами поры заполнены фосфатом и кроме того кристаллический фосфат (апатит) иногда образует впадинки на обломках фауны.

На горе Аксыртау, если смотреть на обнажение верхнего маастрихта (главным образом низы Ак20) издавлек, видны волнообразные изгибы, не связанные со сложностью (фото 5); длина "волны" (основания) изгиба составляет от 3 до 10, а высота - 0,5-3 м; отношение высота: длина основания - 1:4-5. Эти изгибы мы сравниваем с аналогичными образованиями, развитыми на различных стратиграфических уровнях карбонатных толщ Европы (турон-сантон Северной Франции, маастрихт-даний Дании), которые В.Кеннеди и П.Югне (Kennedy, Juignet, 1974) относят к биогермам. По их представлению, биогермы образованы "коврами" растений (водорослями или покрытосеменными), стабилизированными мягкий осадок дна и последовательно наслаивавшимися; остатки растений в ископаемом состоянии, естественно, не сохранились.

Толща VII. Даний; Ак21, Кызылсай I - слои I4-I6, Кызылсай II - слой 7, С23, III I9. Органогенно-детритовые известняки (Ак,С, Ш), сложенные обломками то преимущественно иглокожих (Ш - 50% породы представлено целыми члениками или обломками члеников криноидей), то мшанок (С), а также обломками других организмов; терригенная примесь (неокатанные зерна кварца и полевых шпатов, зерна рудных минералов) - не более 5% породы. Микродетритовые известняки (Кызылсай) с рассеянными, иногда крупными (несколько миллиметров) обломками макроикопаемых, раковинами фораминифер и мелкими "сферема"; изредка глауконит, зерна пирита; в основном поле шлифа, представляющем микрозернистую массу кальцита, в которой различается микродетрит (мшанки, иглокожие, брахиоподы, фораминиферы), крайне редко прослеживается полосчатая текстура типа варвиновой; чередование тончайших светлых и более темных прослоечков.

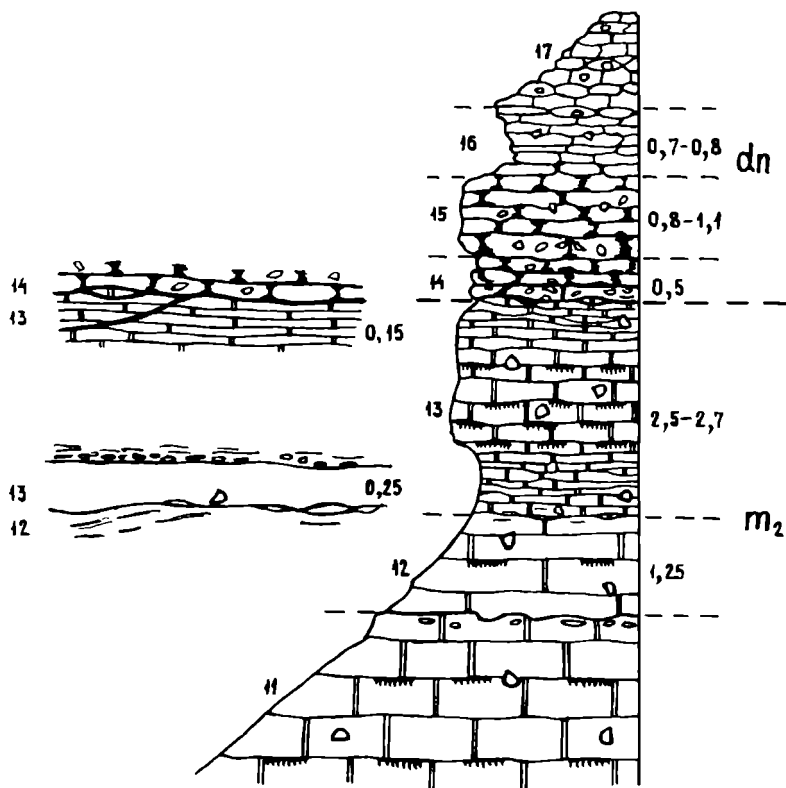


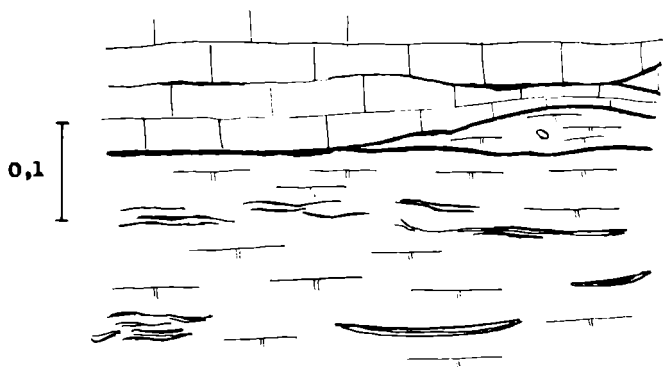
Рис.35. Разрез Кызылсай I. Терминальный маастрихт и основание дания (см.рис.10)

M_2 - (слои II-I3) - верхний маастрихт: мягкий мел, с неявно выраженными горизонтами ТД и крупными эхинокорисами; на контакте слоев II и I2 - поверхность ТД хорошо выражена; на контакте слоев I2 и I3 - прослойки глинистого мергеля; выше наблюдается "очковая" текстура (см.рис.10)

dn - (слои I4-I7) - даний: крепкие органогенные известняки с многочисленными ежеми.

На контакте слоев I3 и I4 - один или несколько прослоев "глин" (см.рис.36)

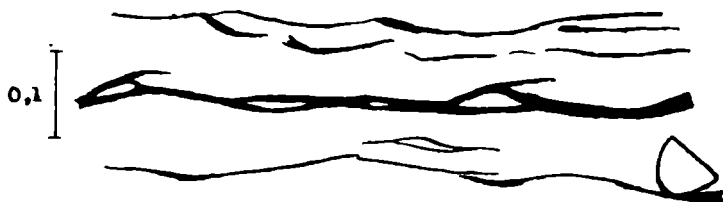
КЫЗЫЛСАЙ II



А



Б



В



Г

В о с т о ч н ы й П р и к а с п и й. Верхнемеловые отложения здесь изучались в основном по разрезам буровых скважин.

В целом общий характер строения верхнего мела в этом регионе остается таким же, как на Мангышлаке. Описание дано на примере скв.68 (Уил).

Толща I. Верхний альб-средний сеноман (сл.7), мощность 15-30 м. Глины темно-серые в различной степени опесчаненные (чередуются чистые, слабо и сильно опесчаненные разности), некарбонатные, реже слабокарбонатные; глины содержат мелкие обугленные растительные остатки. В верхней части глины часто пиритизированы. Иногда в них встречаются 2-3 прослоя крепкого среднезернистого известковистого песчаника желтовато-серого цвета. Раковины фораминифер, встречаемые в прослоях, иногда пиритизированы (особенно планктон). Это подтверждает мнение некоторых исследователей о существовании в сеноманское время на территории Восточного Прикаспия застойных участков с илистым дном, где имелось, возможно, сероводородное заражение.

Интервал разреза верхнего мела, соответствующий толще II Мангышлака, здесь отсутствует. Выпадение части сеноманского яруса (очевидно, часть среднего сеномана и весь верхний сеноман) и нижнего турона - одна из характернейших особенностей разреза K₂ Прикаспия.

Толща III. Верхний турон-нижний коньяк (сл.2, 3); мощность 25-45 м. В основании горизонт фосфоритов (1-3 см). Выше - мергель зеленовато-серый, грубый, песчанистый (почти известковистый песчаник) содержит зерна глауконита и фосфориты (0,2-0,3 см); мощность его от I до 5 м. Постепенно песчанистость убывает и разрез представляет собой чередование плотных светло-серых и менее плотных глинистых зеленовато-серых мергелей. Верхняя часть толщи сложена светлыми крепкими почти мелоподобными мергелями. Мергели содержат очень много "сфер"; встречаются обломки мшанок, мелкие брахиоподы.

Толща IV. Верхний коньяк-верхний сантон (сл.4-5), мощность 15-35 м. Внизу прослой глинистых мергелей с желваками фосфоритов

Рис.36. Разрез Кызылсай II. Контакт маастрихта и дания (см.рис. 10 и 35).

A - внизу - маастрихтский мел (соответствует слов I3 разреза Кызылсай I), вверху - датские известняки (слой I4); на контакте - прослой "глин" (см.текст); маленький овал - цикластер, длиной 3 см. Б-Г - различные варианты расщепления прослой "глин"; на Б и В справа - эхинокорисы

(I м), выше мергели серовато-белые мелкоподобные мягкие с очень тонкими глинистыми прослоями в нижней части. В средней и верхней частях мергели сильно биотурбированы - темно-окрашенные "веточки" на светлом фоне. Содержат большое количество "сфер" - *Calcisphaerula inopinata lata Adams et al.*; часть полостей "сфер" заполнена пиритом.

Толща У. Нижний кампан - нижняя часть верхнего кампана (сл. 7-II), мощность 150-200 м. В нижней части прослой мергеля с желваками фосфоритов. Выше лежащая толща мергелей распадается как бы на две связанные постепенным переходом, неравные по мощности пачки. Внизу мергели белые мелкоподобные мягкие биотурбированные (как и толща IV) - мощность 15-30 м. Затем идут мергели голубовато-серые, местами сильно опесчаненные, пиритизированные, иногда скопления кристаллов пирита образуют гнезда. Наибольшей степени пиритизации подвержена верхняя часть толщи (5-10 м). В этой толще часто встречаются пиритизированные с поверхности ядра бакулитов, начальные камеры ("эмбрионы") раковин аммонитов, пиритизированные ядра гастропод, что отличает ее от остальных толщ Восточного Прикаспия и Мангышлака, где раковины гастропод не встречены. Мергели также сильно биотурбированы - на темном фоне светло окрашенные "веточки".

Толща VI. Верхняя часть кампана (сл.12), 10-60 м. Мергели внизу серовато-белые сильно опесчаненные, постепенно мергели становятся белыми мелкоподобными, с многочисленными следами ползания придонных животных.

Толща VII. Маастрихт (сл.13-14), мощность 95-160 м. Мел белый песчаный мягкий с обломками и раковинами мелких устриц и брахиопод. В шлифах хорошо видны обломки раковин фораминифер, частично заполненных пиритом.

Толща VIII. Датский ярус (сл.15), мощность 7-30 м. Известняки белые мягкие органогенно-детритовые. В шлифах виден мелкозернистый кальцит и, возможно, мелкие "сферы".

По сравнению с мангышлакскими верхнемеловые толщи Прикаспия характеризует меньшая карбонатность. Здесь большая часть разреза K_2 представлена мергелями, в то время как на Мангышлаке преобладает мел.

Таким образом литологически верхний мел Западного Казахстана отчетливо делится на две неравные части. Нижнюю часть составляют существенно терригенные фации сеномана и нижнего турона. Их мощность достигает местами 60-75 м. На Мангышлаке это толщи

I - $cm_1 - t_1^I$ и II - t_1^2 . Верхняя часть - от верхнего турона до дания включительно - карбонатные отложения мощностью до 360-420 м (без отложений датского яруса). На Мангышлаке это толща III - t_2 . IV - $cm_1 - st_1$, V - $st_2 - m_1$ (на Аксыртау m_1^2) VI - m_2 (Сулукашы), $m_1^3 - m_2$ (Аксыртау).

Намечается еще одна асимметрия разрезов K_2 по вертикали. На Мангышлаке повсеместно прослеживается очень четкий биостратиграфический уровень - марзупитовые слои (на рис. 3 - I9 эти слои показаны пятиугольниками). Выше этого репера располагаются кампанские и маастрихтские отложения, мощность которых значительно больше мощностей отложений нижележащих ярусов. Это отражает большую продолжительность кампанского и маастрихтского веков сравнительно с предшествующими веками позднего мела. В Прикаспии таким биостратиграфическим репером является подшва "птериевых слоев" - основание кампана: в кернах скважин почти всегда можно найти створки окситом.

Биотурбационные текстуры

Биотурбационные текстуры, т.е. текстурные особенности отложений, связанные с переработкой еще неулотненного осадка различными организмами, в толщах K_2 Мангышлака и Восточного Прикаспия развиты очень широко.

Можно выделить две группы текстур. Первую группу составляют простые и ветвящиеся, одиночные и пересекающиеся, округлые или эллиптические в поперечнике, мелкие (не более нескольких миллиметров в диаметре) ходы червей, заполненные светлым материалом на фоне более темной основной породы (глина, мел, мергель) или, наоборот, могут быть темные "веточки" на светлом общем фоне. Раньше подобные образования назывались "фукоидами" (от греческого "фукус" - водоросль). Г.И.Бушинский (22) называет такие текстуры ходами клоедов. По современным представлениям их нужно относить к Chondrites.

Ко второй группе текстур биотурбации относятся трубки, почти вертикальные, наклонные и почти горизонтальные, диаметром в среднем 2 см, представляющие, по-видимому, следы деятельности десятиногих раков. Они выражены очень разнообразно: в карбонатных породах - гофрированные слепки-трубки или слепки трубок с гладкими поверхностями, резко отделенные от вмещающей породы того же состава, что и заполнение трубок; в песчаных породах, кроме трубок-слепков, которые хорошо извлекаются из породы, ход или

нора рака четко трассируется более светлой окраской стенок (см. рис.33, слой 5).

В дальнейшем биотурбационные структуры K_2 Западного Казахстана следует изучить специально. Во-первых, они представляют интерес как возможный показатель глубины осадконакопления. Правда, на этом пути будет много затруднений, так как выявившаяся материал свидетельствует о том, что морфологически одинаковые кондриты, как будто бы встречаются и на небольших глубинах, и в осадках, накопившихся на абиссальных глубинах (данные океанского бурения). Во-вторых, в стратиграфии в этом направлении, видимо, можно достигнуть интересных результатов, о чем свидетельствует материал проведенного Г.И.Бушинским (22) изучения мел-мергельных толщ K_2 Днепровско-Донецкой впадины и южного Донбасса. Так, в толще кампанских цементных мергелей Амвросиевки (Южный Донбасс) на различных уровнях выделяются "веточковая" и "цепочковая" зоны ископаемых. Заслуживает внимания и методика изучения подобных биотурбационных текстур, разработанная Г.И.Бушинским: на полированной поверхности образца (верна) текстуры "проявляются" машинным или трансформаторным маслом.

Перерывы

Наличие многочисленных перерывов различного масштаба - одна из характернейших особенностей верхнемеловых толщ изученных регионов (см.рис.27-29 и другую графику).

В о с т о ч н ы й П р и к а с п и й. В этом регионе материалы по перерывам добываются преимущественно при бурении; меньше информации доставляют естественные обнажения, которые не слишком часты на удаленных от периферии участках Прикаспийской впадины. Между стратиграфическими подразделениями наблюдаются как литологически постепенные переходы, так и перерывы, сопровождаемые в отдельных случаях даже угловыми несогласиями. В центральных частях отрицательных структур перерывы обычно незначительны. Здесь видны перерывы, кроме границы сеноман-турон и маастрихт-даний, как правило, не прослеживаются. Верхнетуронские отложения залегают несогласно на среднесеноманских, вследствие отсутствия на всей территории Восточного Прикаспия отложений верхнего сеномана и нижнего турона. На приподнятых участках амплитуда предподнетуронского разрыва резко возрастает, и отмечены случаи, когда верхнетуронские опесчаненные мергели залегают на неровной поверхности песчано-глинистых отложений юр. Несогласный контакт маастрихта и дания

прослежен повсеместно. Причем, при его весьма широком распространении, он невелик: обычно выпадают лишь верхние горизонты маастрихта и основание дания. Степень детальности определения величины стратиграфического hiatus зависит от детальности стратиграфического расчленения: чем дробнее стратиграфические разбивки, тем более мелкие интервалы выпадения отложений можно уловить.

Величина стратиграфических пробелов в разрезах K_2 Мангшлага оценивалась на основе расчленения по макрофауне и по бентосным фораминиферам. Наиболее дробные разбивки оказались возможными для сеноман-коньякской части разрезов по иноцерерамам (Tréper, II5) эту часть разреза K_2 Центральной Европы расчленяет на 19 иноцерерамовых горизонтов) и для верхнекампанской-маастрихтской части - по белемнитам. По вертикальному распространению комплексов бентосных фораминифер K_2 отложения обоих регионов авторы разделили на 26 горизонтов, относимых к категории фаунистических слоев (см.гл.I).

Нами был принят способ показа перерывов, предложенный А.А. Савельевым (76) и позволяющий наглядно оценить их стратиграфическую величину. В верхнемеловой толще Восточного Прикаспия по величине стратиграфического hiatus можно выделить четыре категории перерывов (рис.37). К первой относится предсреднесеноманский перерыв: среднесеноманские отложения в регионе располагаются на различных горизонтах нижнего мела и более древних породах вплоть до соленосных отложений кунгура на куполе Кара-Оба. Ко второй категории перерывов, стратиграфический hiatus которых не превышает нескольких отделов, принадлежат следующие: предверхнетуронский, предкампанский, перед накоплением осадков sr_1^2 и предверхнекампанский. Меньше части перерывы третьей категории, величина которых может охватывать несколько ярусов: перед формированием отложений верхней части верхнего кампана и предмаастрихтский. Наконец, четвертую категорию составляют стратиграфически небольшие перерывы, когда из разрезов выпадают лишь части яруса. Это перерывы, возникшие до накопления осадков нижнего сеномана, верхнего коньяка, сантона и дания.

А.А.Фрейдлин (87) в мезозойской толще Прикаспия различает две группы несогласий: стратиграфические и угловые. Все упомянутые несогласия относятся к стратиграфическим, кроме предкампанского, являющегося угловым. Нижний кампан (так называемые "птериевые слои") в пределах одной и той же структуры срезает различные горизонты подстилающих отложений от юрских до нижнесантонских включительно, что хорошо видно на разрезах через купол Валенти-

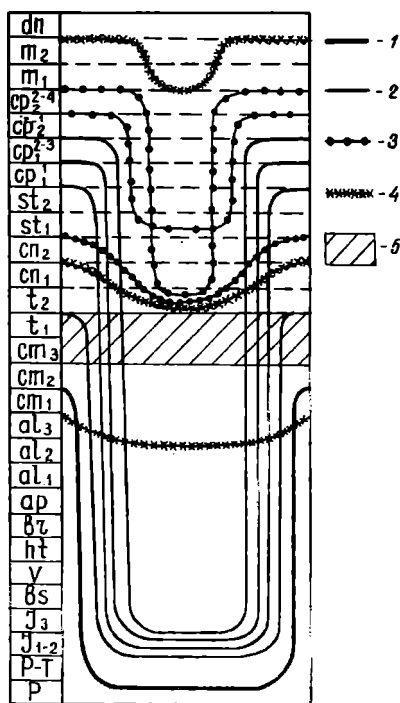


Рис.37. Типы перерывов по величине стратиграфического hiatusа в верхнемеловых отложениях Восточного Прикаспия.

Перерыв охватывает отложения: 1 - систем, 2 - отделов, 3 - ярусов, 4 - части ярусов, 5 - отложения отсутствуют Р - пермь, Р-Т - пермо-триас; J₁₋₂ - нижняя и средняя юра; J₃ - верхняя юра; нижний мел: bs₁ - берриас, v - валанжин, ht - готерив, bt - баррем, ar - алт, al₁, al₂ - al₃ - нижний, средний, верхний альб; верхний мел: см₁, см₂, см₃ - нижний, средний, верхний сенман, t₁, t₂ - нижний, верхний турон, сн₁, сн₂ - нижний, верхний коньяк, st₁, st₂ - нижний, верхний сантон; ср₁ - нижний кампан (слой с *Actinocamax laevigatus* и *Belemnitella praecursor media*), ср₂²⁻³ - нижний кампан (слой с *Paractinocamax grossouvrei* и *Micraster schroederi*), ср₂¹ - верхний кампан (слой с *Belemnitella mucronata mucronata* и *Horlitorplasceniceras coesfeldiense*), ср₂²⁻⁴ - верхний кампан (слой с *Belemnitella langei*), m₁, m₂ - нижний, верхний маастрихт, dn - данный

новский (87, с.36).

Анализ перерывов позволяет сделать важные выводы о геологическом развитии региона.

В приведенном выше их перечне в верхнемеловой толще Восточного Прикаспия резко преобладают перерывы, не сопровождавшиеся угловыми несогласиями. Даже те, стратиграфический гиатус которых значителен (прежде всего предверхнетуронский), не принимают угловой формы. Это свидетельствует о том, что развитие локальных структур (а в Восточном Прикаспии таковыми являются в первую очередь многочисленные соляные купола) в позднемеловую эпоху было резко приторможено или даже совсем прекращено. Единственное угловое несогласие в разрезе верхнемеловых осадков региона, прослеживаемое по подшиве "птериевых слоев" нижнего кампана, свидетельствует о том, что только в предкампанское время (очевидно, в основном в позднем савтоне) в Прикаспийской впадине происходило интенсивное развитие соляных куполов.

Весьма важные выводы можно сделать по материалам Восточного Прикаспия в связи со стратиграфической и пространственной распространенностью перерывов и общими тенденциями геологического развития земного шара, с одной стороны, и особенностями развития региона, с другой.

Обратимся к перерыву в подшиве дания. Многие десятки лет привлекающий с самых различных позиций внимание геологов и палеонтологов различных стран мира, он хорошо документирован в Восточном Прикаспии. Перерыв обычно охватывает нижнюю часть датского яруса и верхние горизонты маастрихта; реже в гиатус выщипаются различные горизонты нижнего маастрихта; только в одном случае зафиксирован контакт дания с самыми верхними слоями кампана. Следовательно, стратиграфический гиатус преддатского перерыва небольшой: он отнесен нами к четвертой категории перерывов (см. рис.37). Нет в Восточном Прикаспии и непрерывных разрезов маастрихт-датских отложений. Подобным образом выражен переход маастрихт-даний и во многих других регионах мира (51).

В специальной работе (Valdeshan, 1979), посвященной условиям залегания датских отложений северо-запада ФРГ, где, как и в Прикаспии, развиты соляные купола, показано, что известняки датского яруса залегают всегда с перерывом на песчанике мелу верхнего маастрихта.

Случаи залегания датских отложений на породах, древнее верхних горизонтов кампана, основанные на прослеживании смены орга-

нических остатков в одном разрезе, нам не известны. Имеются указания о трансгрессивном залегании дания на различных горизонтах мела на Северном Кавказе (45), но эти указания нельзя отнести к категории несомненных, так как палеонтологические обоснования не приводятся.

Кроме того, важно, что мы имеем в виду залегание с перерывом нижних горизонтов датского яруса, но не дания вообще. Вполне вероятно, что верхние горизонты яруса (мощность отложений датского яруса не такая уж малая, что соответствует достаточно значительной длительности датского века: по оценке В.Берггрена (Berggren, 1972), продолжительность дания и монса порядка 5 млн. лет) могут лежать трансгрессивно и на отложениях древнее маастрихта. Именно так обстоит дело на Порсокупском плато (Красноводский полуостров, Закаспий), где Г.С.Пантелеев (5, 62) отмечает трансгрессивное залегание дания на кампане.

Таким образом, несмотря на то, что стратиграфический глатус маастрихт-дангий невелик, он прослеживается во всем мире, т.е. его возникновение связано с действием каких-то глобальных факторов (5I, 60, III). Поразительным является то, что эти события на рубеже мезозой-кайнозой совершались на фоне в общем единого цикла карбонатного седиментогенеза. Э.Фогт (Voigt, 1981) считает кокколито-шланковые известняки дания завершающим членом меловой циклотемы.

Совсем иное пространственное выражение у самого крупного в Восточном Прикаспии перерыва - предверхнетуронского. Как уже указывалось выше, он связан с действием региональных сил. Прикаспийские разрезы верхнего мела позволяют прийти к следующим выводам о происхождении перерывов. Перерывы даже небольшой стратиграфической амплитуды могут быть связаны с действием глобальных причин. Наоборот, крупные по стратиграфическому пробелу перерывы вовсе не обязательно связывать с "планетарными перестройками" - они могут быть обусловлены действием факторов регионального и даже локального масштаба.

Сравнение перерывов в верхнемеловых толщах юго-востока Восточно-Европейской платформы (Прикаспийская впадина) и зарубежных, западных участков платформы, в пределах которых также широко развиты соляные структуры, позволяет сделать заключения о существенных различиях в развитии этих двух регионов в позднем мелу. Если развитие соляных куполов в позднемеловую эпоху в Прикаспии было почти приостановлено, то на западе платформы, в пределах ФРГ,

ние ТД под действием различных факторов. Главным фактором в их образовании является продолжительность интервала полной остановки или замедления осадкообразования. Продолжительность экспозиции на дне моря определяет степень изменения донных осадков: от только уплотнения до полной литификации; поглощение из морской воды различных элементов; характер донных организмов (роющие, сверлящие, прикрепленные к субстрату и т.п.), поселявшихся на дне; глубина переработки осадка под действием биотических и абиотических сил. Велика роль в возникновении ТД глубины бассейна и динамики воды в нем (прежде всего, течений).

Обычно геологи не придают большого значения описываемому явлению, вовсе не замечая его, или относят его к мелким, не заслуживающим внимания "перерывам" или "перемычкам".

Наиболее часто встречаются ТД, в формировании которых в той или иной степени принимали участие организмы (см. рис. 33, 34, фото 3, 4, 6). Такие ТД, следовательно, нужно отнести к биотурбационным текстурам. Как и на западе ЕПО, на Мангышлаке в образовании ТД самое активное участие принимали талассиноидные раки, которые создавали норы в еще не затвердевшем осадке. Оставленные в кровле ТД преимущественно десятиногими раками текстуры, в той или иной мере напоминающие корни, в практике геологических исследований обычно называют "ризолитами" (от греческого "риза" - корень). С корнями они не имеют ничего общего.

Сложнее наблюдать повреждения организмами уже сформировавшегося "твердого дна": эти повреждения по размерам значительно мельче биотурбационных текстур. На некоторых участках поверхности ТД были обнаружены мелкие колбочковидные неглубокие (1-2 см) сверления камнеточцев (см. рис. 36А,Б, 38А,Б; фото 3, 6).

Для поверхности ТД, как показывают данные по мезозои Европы, характерно развитие не только сверлящих, но и прикрепленных организмов. Никаких следов обрастания мшанками, прикрепления двустворок, брахиопод или морских лилий к поверхности ТД мы не обнаружили. Только на поверхности одного ТД в пределах слоя 8 в урочище Шах-Богота в специально изготовленном большом шлифе была обнару-

Рис. 38. Разрез Аксиртау. Зарисовки участков контакта толщ IV (слой 9, нижний сантон) и V (слой 10, нижний сантон).

В кровле слоя 9 развито образование типа "твердого дна" (по-яснения в тексте); в основании слоя 10 (зарисовки А и Б) - ориентированные по напластованию обломки крупных раковин иноцерамит и изъеденные обломки фосфатизированного мела.

поздний мел, наоборот, был одной из главных фаз мезозойского диапиризма (G.Ernst, Schmid, 1980; Jaritz, 1973; Jordan, 1974). Предполагается даже, что в отдельные моменты соляные штоки были выражены в виде островов (Н.Еrnst, 1978), и рассматривается возможность влияния притока солей в позднемеловые морские бассейны на осадконакопление и расселение организмов (Jordan, 1974).

М а н г ы ш л а к. Здесь перерывы особенно многочисленны, что в значительной мере объясняется полной картиной обзора, которую предоставляют геологу прекрасные обнажения региона.

Для сокращения текста все основные перерывы, обнаруженные в разрезах Ш, Ж, А_к и С, показаны графически в двух вариантах. На рис.28 они нанесены на подъярусную схему К₂ в обычном относительном масштабе подъярусов; на рис.29 главнейшие перерывы показаны также на подъярусном каркасе, но интервалы подъярусов даны в соответствии с масштабом абсолютной геохронологии.

В карбонатных толщах перерывы связываются с образованиями типа "твердого дна" (Fürsich, 1971, 1978; Gruszczynski, 1979; Kaźmierczak, Pyszczkowski, 1968 и др.). Эти образования широко распространены в карбонатных разрезах К₂ центра (35), запада (Bromley, 1967, 1975; Kennedy, Garrison, 1975; Voigt, 1959, 1974 и др.) и востока ЕПО, в частности на Мангышлаке.

Под "твердым дном" или "твердым грунтом" (англ. - hardground, нем. - Hartgrund) понимаются поверхности, возникающие на морском дне бассейна с преимущественно карбонатным седиментогенезом при остановке или замедлении осадконакопления. В таких условиях мягкие карбонатные осадки (или) постепенно уплотняются, литифицируются на глубину нескольких десятков сантиметров: поверхность дна становится "твердой". Именно этот признак отражен в названии: "твердое дно". Название "hardground" первыми применили английские моряки при промерах глубин лотом для участков дна с уплотненными илами (лот в осадок не проникал) в отличие от участков дна с мягкими илами (лот в них погружался). И.А.Пяновская (72) считает этот термин малоудачным, так как в своем развитии описываемые образования проходят заведомо "мягкую стадию" (стадия карбонатного ила) и твердость сформировавшегося "твердого дна" уступает твердости скального, каменного дна. Мы применяем термин "твердое дно" (ТД) полагая, что он достаточно ясно отражает суть явления.

Имеющиеся материалы по перерывам типа ТД свидетельствуют об их большом морфологическом разнообразии, что отражает формирова-

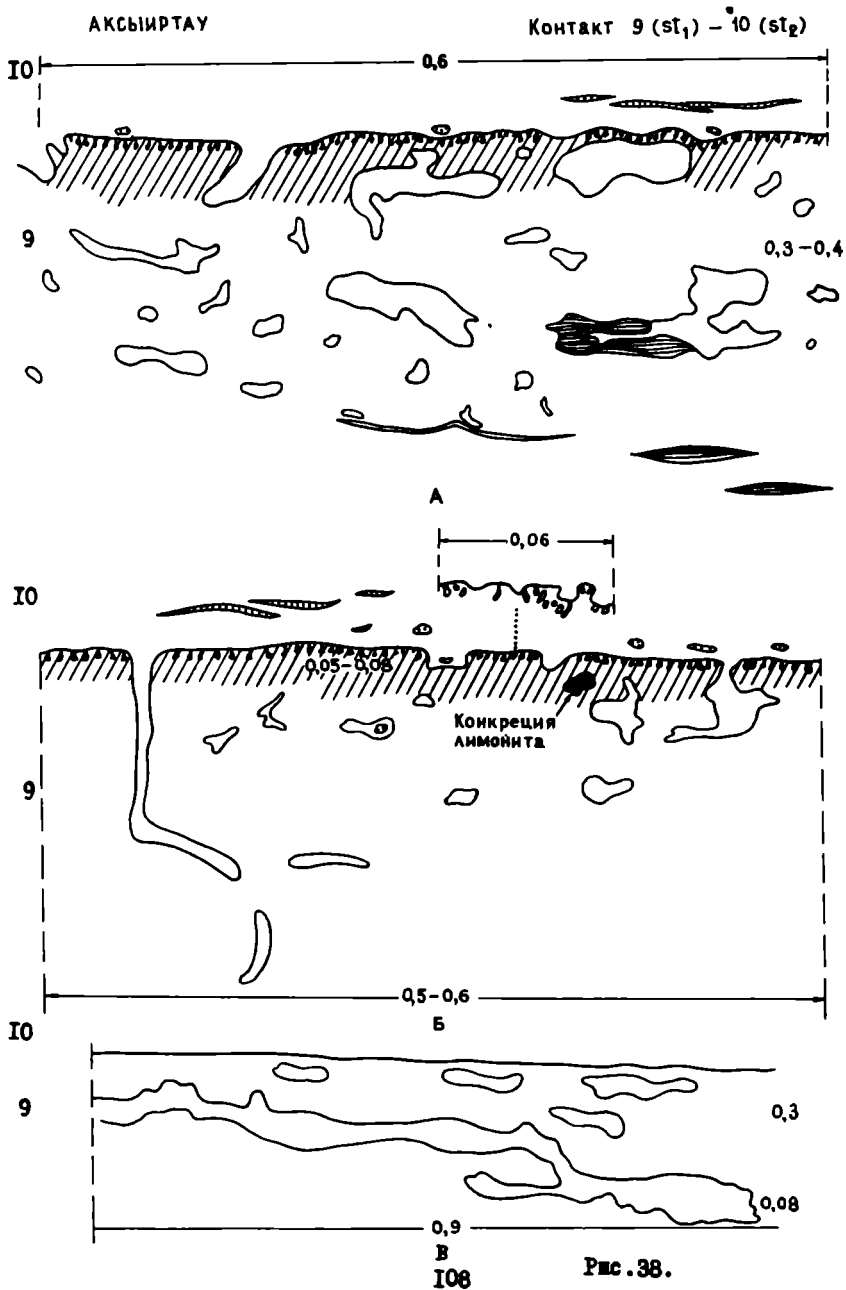


Рис. 38.

железа тонкая (первые миллиметры) пленка карбоната, по ряду признаков, фитогенного происхождения. Иными словами, поверхность ТД обростала водорослями. В целом же образование типа "твердого дна" K_2 Мангышлака почти безжизненно (если не считать литофаг и водорослей).

Вообще на Мангышлаке достаточно широко развиты ТД, в формировании которых организмы не участвовали совсем (см. Условные обозначения к рис. 2 - 19).

Каково же значение изучения образований типа "твердого дна"? Прежде всего они позволяют подойти к общей оценке полноты карбонатных разрезов. Мощности как будто бы полных разрезов мела или мергелей обычно сильно меняются и на небольшом расстоянии: в этой скважине весь нижний кампан имеет мощность 150 м, а в другой, опять же весь нижний кампан, но мощность его здесь всего лишь 50 м. Для объяснения этого феномена далеко не всегда нужно привлекать различия в структурном положении скважин. Различия в мощностях могут быть связаны со скрытыми перерывами, а таковыми, исключая очень крупные, является подавляющая часть ТД. Оценить то, что конкретно выпадает можно посредством микропалеонтологии, однако при соблюдении отмеченного в гл. I условия: наличия возможно более дробных микропалеонтологических разбивок. Так, в представляющихся визуально непрерывных интервалах Ш и С (см. рис. 27) в установленной нами последовательности микропалеонтологических комплексов намечаются пробелы. Они могут быть связаны с фациальными особенностями распространения фораминифер. Но не исключено, что к этим интервалам приурочены не распознанные ТД, либо сокращение разрезов происходит, так сказать, на микроуровне, т.е. связано с образованиями еще более мелкими и тонкими, чем ТД.

На рис. 39 показаны два карбонатных разреза А и Б одинаковой номинативной полноты: как в одном, так и в другом представлены биостратиграфические единицы х и у, разделенные поверхностью ТД; в обоих разрезах в карбонатных породах ниже и выше ТД визуально не обнаруживаются перерывы. Однако мощности их различны, что связано с существованием скрытых весьма небольших, скользящих как по вертикали, так и по горизонтали перерывов. Их возникновение обусловлено гидродинамикой бассейна осадконакопления (см. ниже).

Изменение мощности карбонатных отложений в результате развития поверхностей скрытых микроперерывов описано для сеномана Горного Крыма (56). С подобным явлением связано развитие "седимента-

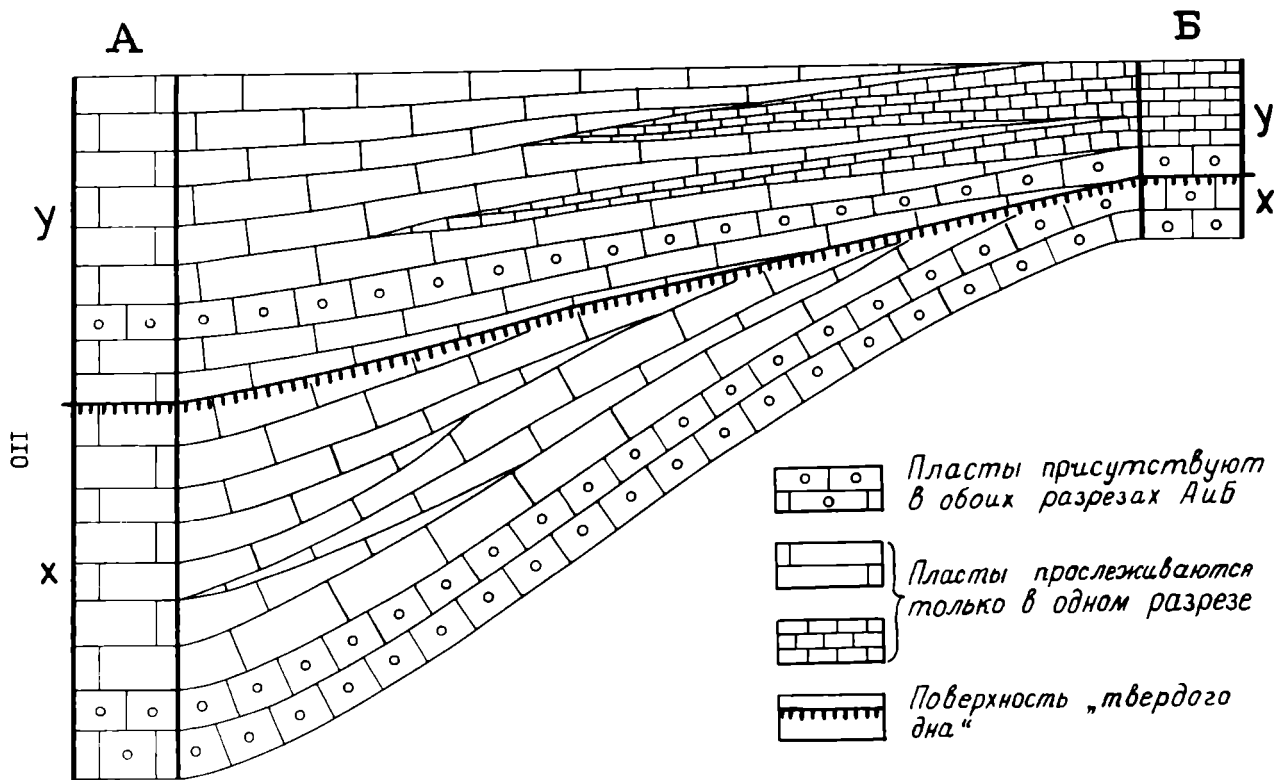


Рис.39. Изменение мощности карбонатной толщи в результате развития поверхностей скрытых перерывов.
 х и у - стратиграфические подразделения номинально представленные в разрезах А и Б

пционных клиньев" в известняках и мергелях турона Вестфалии (Seibertz, 1979).

В целом возникающие образования отличаются от описанных недавно клиноформных структур (64) своими масштабами и происхождением. Их можно назвать микроклиноформами.

Подавляющая часть ТД в K_2 Мангышлака образовалась при кратковременных остановках или замедлении осадконакопления. Есть оценки (Kennedy, Garrison, 1975), согласно которым литификация осадка протекает очень быстро, и нескольких сотен или даже десятков лет достаточно для возникновения ТД; правда, более продолжительное время формирования некоторых ТД не исключается. Так как подобных очень коротких перерывов в карбонатных отложениях может быть много, то в сумме результируется существенное сокращение мощности.

Второе, что дает изучение ТД. Наличие ТД свидетельствует о мелководных условиях накопления заключающих их осадочных толщ. Как и в толщах K_2 Западной Европы ТД K_2 Западного Казахстана формировались в основном в подводных условиях при глубинах воды, не превышавших 50-100 м, т.е. в пределах фотической зоны.

Остановки или замедления осадконакопления, приводившие к возникновению ТД, были связаны с динамикой бассейнов: *ponded-osition* в смысле Р.Бромли (Bromley, 1975) и других авторов, смыл (а не размыв) ила, наконец, собственно размыв уже в различной степени консолидированного осадка. Объяснять как микроперерывы, так и ритмичное чередование различных литологических разностей карбонатных пород "пульсирующими колебательными движениями" (7), далеко не всегда нужно.

Наконец, так как подобные образования возникают при остановках или существенном замедлении приноса очередных порций осадка, то экспонированные какое-то время на дне осадки будущего ТД могут аккумулировать некоторые элементы. Кроме того, как и со всякой поверхностью раздела, с поверхностями ТД уже в породе могут быть связаны различные вторичные процессы.

Некоторые данные о распределении фосфора в верхнемеловых отложениях Мангышлака

С толщами I и II связаны горизонты сростков обломков фосфатизированных песчаников, в которых содержание P (главным образом в цементе) достигает до 40%. Сростки и отдельные обломки обычно образуют базальные прослои (Ш 2,3,4; Аг2; АгII; С2,4). Отдельные

обломки (иногда с признаками окатанности) рассеянно встречаются и в терригенных породах толщ I и II. Ясно, что имело место перераспределение первично фосфатизированного материала. Так, среди сростков нередки обломки фосфатизированных ядер, но не отмечены фосфатизированные обломки ядер шлёнбахий, мантиллицерасов и других аммонитов.

Второй "пик" фосфатопроявления (до 30%) связан с рассеянными и образующими прослой "фосфоритами" толщи IV - фосфатизированными и окисленными небольшими обломками (редко окатанными, часто иссверленными камнеточцами) карбонатных пород, главным образом мела. Так же как и обломки фосфатизированных песчаников, обломки фосфатизированного мела тяготеют к базальным частям литологических слоев (например, к основанию C7) не только толщи IV, но и других карбонатных толщ. Несомненно, что процесс фосфатизации протекал на дне моря сразу же после образования обломков. Фосфатизация осуществлялась в условиях приостановки седиментогенеза. Карбонат обломков замещается аморфным коллофаном, окрашенным окислами железа; особенно отчетливы полосочки фосфата по стенкам нор камнеточцев, которыми обычно иссверлены обломки. Фосфат (коллофан) заполняет не только полости раковин фораминифер и "сфер" (что достаточно обычно в породах K₂), но и замещает в виде апатита стенки раковин. Процесс замещения карбонатов фосфатами, очевидно, проходил тогда, когда куски затвердевшего карбонатного кла были еще не полностью литифицированы. Наличие сверлений камнеточцев не является доказательством полного окаменения материала: в Черном море литифаги поселяются в гальках-каменных глинах.

Аккумуляция P в фосфатизированных обломках пород - весьма распространенная, хорошо известная и в целом достаточно полно изученная форма фосфатопроявления.

На Мангышлаке известны и иные типы фосфатизации, прежде всего так называемые "зернистые фосфориты", под которыми понимаются разнообразные ассоциации пород и связанных с ними фосфатов. По литологическим признакам, стратиграфическому положению, палеогеографическим условиям накопления органогенно-детритовые толщи VI и VII потенциально отвечают наиболее распространенным типам североафриканских "зернистых фосфоритов".

Остановимся на сравнении палеогеографических условий. Органогенно-детритовые известняки маастрихта и дания Мангышлака накапливались в таких же по своим физико-географическим параметрам

бассейнах, которые были характерны для морей Северной Африки, где накопились фосфатосные осадки, ныне относимые к "зернистым фосфоритам". Почти все параметры среды, приводимые для североафриканских морей (67, 68, 69 и др.), мы распознаем и на Мангышлаке, за исключением, пожалуй, одного: неперменной близости с глубоководными бассейнами и неперменного действия апвеллинга. Роль апвеллинга, как обязательного фактора фосфатонакопления, по нашему мнению, сильно преувеличена. Фосфориты могут накапливаться и в бассейнах не находившихся под его действием. В частности, В.Т. Фралов (88) показал, что даже в формировании многих североафриканских месторождений роль выноса фосфатов восходящими глубинными водами была незначительной. Существование к востоку от Мангышлака регионов развития "зернистых фосфоритов" (19, 93) — еще одно доказательство возможности открытия и на Мангышлаке подобной же формы фосфатонакопления.

Палеогеографически Мангышлак в позднем мелу, как уже отмечалось, принадлежал к Европейской палеобиогеографической области, к южным, пограничным со Средиземноморской областью, участкам востока ЕЮ. В конце позднего мела воздействие Средиземноморской области возросло (орбитойды верхнего маастрихта разреза Сулукапы!).

Конкретные доказательства возможности связи с верхними горизонтами K_2 Мангышлака фосфатов североафриканского типа мы видим в наличии в органогенно-детритовых известняках устья Сулукапы мелких копролитов. Особенно многочисленны они в нижней части верхнего маастрихта; но нередки и в остальной части подъяруса. Копролиты представляют собой мелкие (2-3 мм) овальные комочки коричневого или светло-коричневого цвета с блестящей, глянцевой поверхностью. Вещество копролитов представляет карбонат, существенно замещенный фторкарбонат-апатитом. Копролиты, вероятно, принадлежат морским ежам — наиболее распространенным здесь представителям бентоса.

В органогенно-детритовых известняках разреза Сулукапы фосфаты представлены не только в виде копролитов, но и рассеянными мелкими обломочками фосфатизированных песчаников, комочками аморфного фосфата с зернами апатита, а также фосфатным цементом. Цемент в ряде шлифов заполняет поры осадка и микротрещины, сингенетичные осадку. Вещество, из которого он состоит — это коллофан, на фоне которого проявляется мельчайшие кристаллики апатита; отмечены также каемки обростания обломочных зерен апатитом. В неко-

торых плифах цемент составляет до 20–25% его площади. Хотя содержания Р в органогенно-детритовых известняках ничтожны, тем не менее сулуканинские фации верхнего маастрихта (см. рис.13) должны быть подвергнуты специальным видам исследований как в поле (имея в виду возможно линзовидный характер скопления фосфатоносителей), так и в камеральных условиях (раздельный химанализ цемента, копролитов и т.п.).

Наконец, о новой, ранее для Мангшлага не указывавшейся форме, концентрации фосфатов. Речь идет об образованиях типа "твердого дна" (см. раздел "Перерывы"). Для ТД широко распространенных в K_2 Западной Европы (Англия, Северная Франция, Бельгия, Голландия, ФРГ, Дания), неоднократно указывались явления их фосфатизации; помимо обычного повышения над поверхностями ТД скопления фосфатизированных обломков пород, фосидер и желваков фосфоритов, отмечается непосредственная фосфатизация карбонатов кровли ТД и стенок нор и сверлений животных, связанных с ТД (Bromley, 1967; Jarvis, Woodroof, 1981; Kennedy, Garrison, 1975; Wilcox, 1952).

В некоторых случаях удавалось отобрать штуфы пород, охватывающих зону ТД ($\text{Ш } 8, \text{А} \text{к} 7 - t_2^2$). В больших плифах, плоскость которых ориентирована перпендикулярно к поверхности ТД, было обнаружено замещение карбонатов в стенках сверлений камнеточцев апатитом. В других случаях отмечалось развитие аморфного коллоидана, окрашенного окислами железа, вообще характерными для ТД, что и объясняет грязно-бурую окраску многих из них. Ширина вамок фосфатов 1,5 – 2 мм. Хотя масштаб обнаруженного явления пока ничтожный, оно, несомненно, заслуживает специального изучения по двум причинам. Во-первых, с разрезами K_2 Западной Европы связаны толщи так называемого "фосфатного мела" (5% P_2O_5). Наиболее типичны они для верхов сантона – основания кампана Англо-Парижского бассейна; известен "фосфатный мел" маастрихта в Бельгии; некоторые интервалы разреза турона и коньяка Южной Англии и Северной Франции также несколько фосфатизированы. Недавно были обобщены данные по "фосфатным мелам" Англо-Парижского бассейна (Jarvis, 1980; Jarvis, Woodroof, 1981). Установлено, что они образуют изолированные тела длиной до 1 км при ширине около 300 м и видимой мощности порядка 30 м. Тела эти связаны с эрозийными ложбинами (cuvettes), что отмечалось и ранее (Willcox, 1952). "Фосфатные мелы" Северной Франции и Южной Англии имеют экономическое значение: в некоторых депрессиях содержание P_2O_5 достигает

6-19% при мощности мела 3-12 м. Как видно, фосфатизация распространена неравномерно по разрезу и простиранию. Поэтому необходимо и на Мангышлаке (и вообще в Западном Казахстане) более подробно и специально исследовать толщу K_2 .

Во-вторых, степень фосфатизации ТД зависит, вероятно, от продолжительности его формирования: чем дольше поверхность ТД была поверхностью дна моря, тем больше из воды могло быть аккумуляровано не только Р, но и других элементов. Фактор приостановки или замедления осадконакопления здесь, видимо, сказывался так же, как и при обогащении никелем, кобальтом и другими элементами железо-марганцевых конкреций океанов, которые при ничтожном темпе поступления осадков растут очень медленно. Поэтому необходимы поиски длительно формирующихся ТД и специальное их изучение. По-видимому, на Мангышлаке перспективными на фосфаты являются не только сенманские отложения (78), но и другие уровни K_2 , прежде всего органогенно-детритовые известняки маастрихта.

8^x - 1816

Глава 4

Позднемеловые бассейны Западного Казахстана и их фауна

Изложенные в предыдущих главах материалы позволяют высказать следующие представления о характере позднемеловых морей Прикаспия и Мангышлака и особенностях населявшей эти моря фауны.

1. Ведущим фактором, определяющим условия осадконакопления и биогеографию позднемеловых морей Западного Казахстана являлась их принадлежность к ЕПО. Наши данные подтверждают заключение Э.Фогта (II6) о необычайном сходстве фауны запада и востока ЕПО. Оно основано на результатах изучения им большой коллекции мшанок K_2 Прикаспия и Закаспия (Мшанки были переданы Э.Фогту, Д.П.Найдиным и А.А.Атабекиным, ВСКГЕМ). Как уже отмечалось, протяженное, субширотное простирание ЕПО отражает климатическую зональность позднемеловой эпохи в Евразии (49).

2. Несомненно, что моря ЕПО на протяжении K_2 никогда не утрачивали открытого соединения с морями других палеобиогеографических областей.

3. Действие региональных течений в расселении фауны несомненно, о чем писал 65 лет тому назад А.Д.Архангельский (10). Пока мы не научились определять их направление, однако, уже сейчас на основе анализа микропалеонтологических сообществ можно подойти к распознаванию того явления, которое современные океанологи называют **в о д н ы м и м а с с а м и**.

4. Именно сочетание климатической субширотной зональности, действия течений и развития водных масс, дополненное воздействием фактора глубины, приводило к тому, что в пределах морей ЕПО расселение организмов не было равномерным на всем огромном пространстве ЕПО. Характер расселения организмов K_2 в пределах ЕПО хорошо иллюстрируется биогеографией белемнитов (49, рис. I-5).

5. Высокое таксономическое разнообразие организмов K_2 Западного Казахстана не оставляет сомнения в том, что почти всегда и почти повсеместно здесь господствовал нормальный гидрохимический режим.

Однако привлекает внимание повышенное содержание пирита в разрезах Восточного Прикаспия (очень часто: пиритизация ядер моллюсков, заполнение пиритом полостей раковин, мелкие рассеянные кристаллы пирита в породе; реже: конкреции пирита). Это позволяет предположить, что временами на дне бассейна развивалось сероводородное заражение. Изучение так называемых "бескислородных событий"

(anoxic events), э в ж с и ц и а ц и л бассейнов K_2 — одна из задач исследований проекта № 58 МПГК.

В условиях Прикаспия эвксинизация, возможно, развивалась спорадически в результате плотностной стратификации толщи воды. Некоторые соображения по поводу этого события будут высказаны в следующем разделе.

6. Дно моря в обоих регионах было мягким. Скальные, каменные выходы на нем отсутствовали. Об этом свидетельствует прежде всего вещественный состав отложений: резко преобладают мергельно-меловые разности. Преобладание в ассоциациях донной фауны (рис.40) беспозвоночных эпипелоса (блуждающего, сидячего бентоса), присутствие достаточно многочисленных представителей эндопелоса (зарывающихся в мягкие илы животных), отсутствие крупных прикреплявшихся к твердому субстрату организмов (таких, например, как устрицы с массивными толстыми створками), также говорит о мягких илистых грунтах.

Поверхность мягких грунтов временами в отдельных местах покрывалась "твердой коркой", подобно тому, как это установлено для маастрихтского песчег мела о.Рюген (ГДР), условия накопления и организмы которого детально изучены Г.Нестлером (II2). "Твердая корка" возникала в местах поселения многочисленных "закрепляющих" мягкий ил организмов. На Рюгене такими организмами были прежде всего мшанки. На "корках" затем могли укрепляться и представители эпипелоса. В образовании "твердых корок" в K_2 Мангчшлагака несомненно принимали участие, кроме животных организмов, также водоросли. Последовательное наращивание водорослевых покровов приводило к возникновению достаточно крупных фитогермов, как в маастрихте *Авоширтау* (см.фото 5).

Поверхности зрелых стадий формирования ТД также были, очевидно, пригодными для поселения прикрепленных форм. Однако мангчшлагские образования типа ТД, в отличие от западноевропейских, почти лишены прираставших и обраставших форм. В гл.3 отмечалось развитие тонких карбонатных пленок, очевидно водорослей, на поверхности одного из ТД в верхнем туроне Мангчшлагака. Бедность организмов, прикрепленных к субстрату, мы объясняем беспокойным гидродинамическим режимом придонной части воды: в бассейнах K_2 , очевидно, действовали очень сильные местные донные течения, усиленные взвесь, сывавание только что накопившийся осадок и препятствование поселению фауны на еще не до конца литифицированных поверхностях ТД. Зрелые стадии ТД, как мы полагаем, на Мангчшлагаке

встречаются редко.

7. Для реконструкции трансгрессий и регрессий в центральных, удаленных от берегов участках морей прошлого, как мы уже подчеркивали, важнейшим параметром являются глубины. Нет никаких сомнений, что поздне меловые моря Западного Казахстана были мелководными. Для Восточного Прикаспия, как и для остальных участков Восточно-Европейской платформы, глубины не превышали 50-200 м (59, 60). Предполагавшиеся для сенона Прикаспия огромные глубины порядка 1800-2000 м (40, фиг.3) абсолютно нереальны. На Мангышлаке глубины поздне меловых морей во время накопления карбонатных осадков (толщи III-VII) были еще меньшими. В некоторые интервалы времени накопления этих осадков существовали условия фитаги. О мелководности бассейнов K_2 Мангышлака свидетельствуют многочисленные ТД, формировавшиеся в условиях действия сильных донных течений мелководья. Несмотря на то, что имеются сведения о формировании поверхностей, близких по своей морфологии к ТД верхнемеловых толщ ЕПО на океанских глубинах (Malfait, van Andel, 1980) типичные образования типа "твердого дна" - несомненно, продукт мелководья. Привлекать "отвержденные поверхности (так называемые хардграунды)" в качестве одного из доказательств глубоководности отложений (28, с.280).

Комплексы фораминифер представляют удобный объект для палеоэкологических исследований, поскольку фораминиферы постоянно присутствуют в осадках в значительном числе экземпляров хорошей сохранности. В связи с этим был произведен статистический подсчет по пробам, отобранным из разреза Ули (скв.68, Восточный Прикаспий) и Шах-Богота (Мангышлак).

Подсчет фораминифер проводился на определенную навеску (100 г породы). Отмытая фракция квартовалась, и в отквартованной части производился подсчет экземпляров по родам, семействам и основным экологическим типам фораминифер- планктон, бентос секретионный, бентос агглютинирующий (44) - и определение видового состава. При этом минимальное число экземпляров, необходимое для подсчетов и определений, составляло 200. Кроме того подсчитывалось количество родов и фораминиферовое число.

Для установления глубины бассейна использовалось отношение планктон/бентос (П/Б), которое после работы Т.Гримсдаля и Ф.Моркховена (Grimsdale, van Morckhoven, 1955) в практике микропалеонтологических исследований привлекается для определения глубины бассейна (7,31,34,38,44,105; Carter, Hart, 1977; Liebau, 1978 и др.).

Несмотря на несовершенство этого метода, неоднократно отмечавшееся многими авторами, тем не менее в результате его применения некоторую качественную оценку смены обмеления углублением можно получить (66). Результаты статистического изучения комплексов фораминифер изображены на рис. 41 - 43.

На графиках, изображающих соотношение трех экологических типов фораминифер: бентос агглютинирующий, бентос известково-секреционный, планктон прослеживаются интервалы с повышенным содержанием планктона. В разрезе Шах-Богота это нижний турон (90%), верхний турон-нижний коньяк (75-80%). Затем количество его резко сокращается, а в более высоких горизонтах кампана-маастрихта он практически отсутствует. В разрезе Уил планктонные фораминиферы преобладают в отложениях верхнего турона (70-80%), верхнего коньяка-нижнего сантона (до 60%), нижней части верхнего кампана (до 70%), нижней части нижнего маастрихта (до 40%).

Пользуясь отношением П/Б, можно предположить, что в Восточном Прикаспии фазы наибольшего углубления бассейна приходились на поздний турон, поздний коньяк-ранний сантон, начало позднего кампана и в меньшей степени на начало раннего маастрихта. Анализ планктонных комплексов позволяет сделать некоторые предположения и об особенностях этого бассейна. Так, преобладание в комплексе килеватых глоботрункан в первом и во втором интервалах (см. рис. 43А) может свидетельствовать о глубинах не менее 100 м. М.Харт и Х.Бэйли (105, фиг.5), сравнивая толщину и скульптуру раковин современных и ископаемых фораминифер, поместили бы такой комплекс в третью зону. С другой стороны, присутствие подобных форм указывает на возможно более высокие температуры воды и на течения со стороны южных бассейнов. Для третьего интервала ($ср_2^I$) характерно преобладание мелких тонкостенных хетерохелицид и плансмалинид, которые обитали скорее всего в верхних слоях воды - 0-20 м (105 - зона I). Видимо, в это время существовали условия, мешавшие распространению глоботрункан. К таким условиям можно отнести эвсинизацию бассейна в результате плотностной стратификации воды, что подтверждается значительной пиритизацией пород и раковин ископаемых организмов. Обогащенные пиритом прослой известны и в карбонатных породах K_2 запада ЕПО (в ФРГ), где их связывают с фазами развития восстановительных условий седиментации на дне моря или короткими перерывами в осадконакоплении (101). Сероводородное заражение могло не позволить глоботрункам заселять более глубокие слои воды. Не очень понятно в этом случае присутствие довольно

811 - 1816

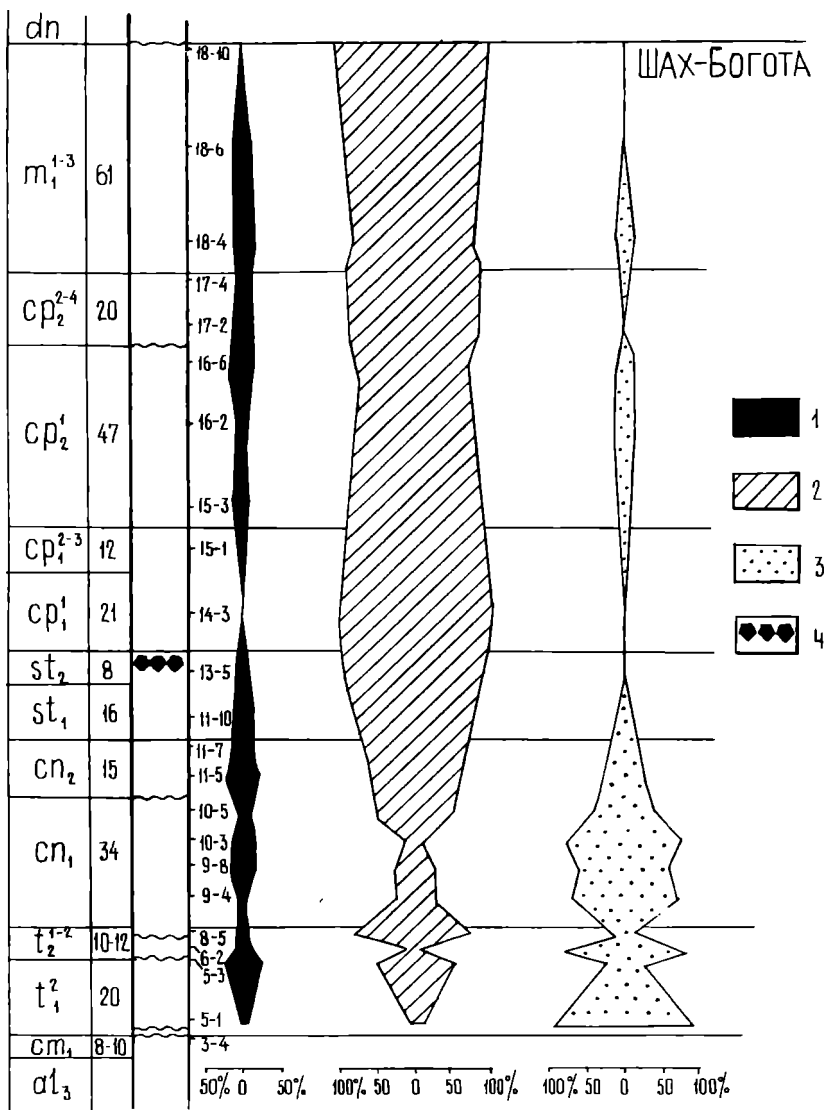


Рис. 41. Разрез Шах-Богота. Соотношение экологических типов фораминифер.

1 - агглютинирующий бентос, 2 - известково-секреционный бентос, 3 - планктон, 4 - *Margurites*, справа % проб, по которым произведен подсчет

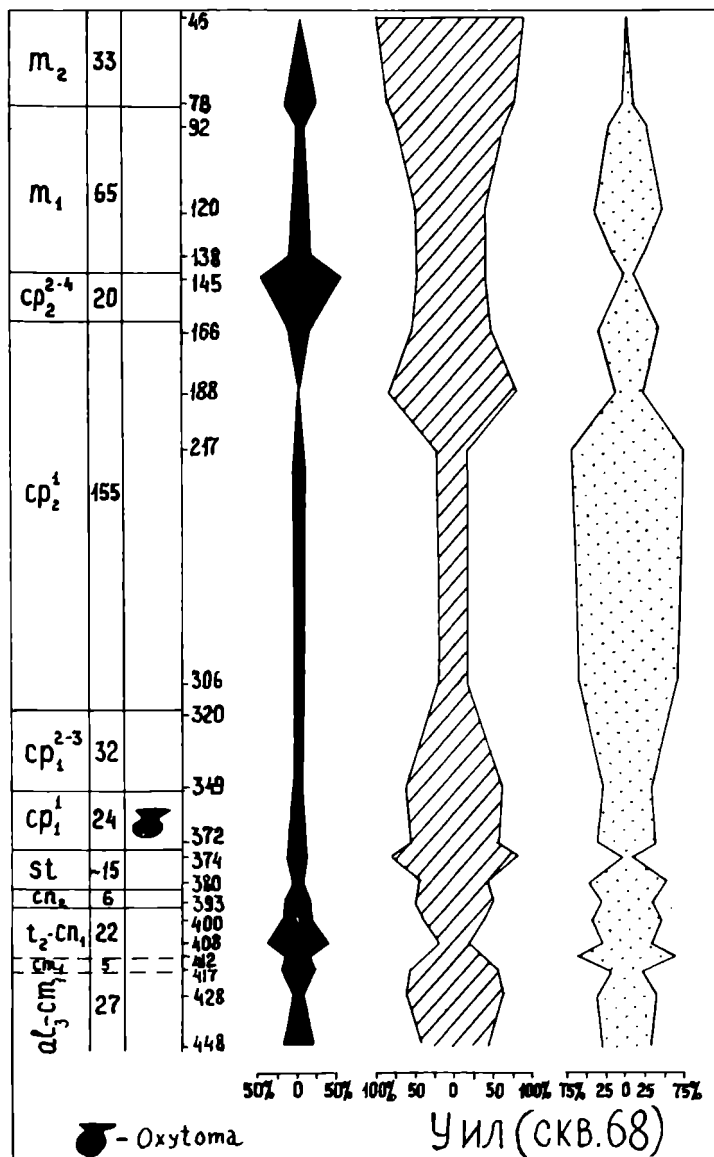


Рис.42. Разрез Уил (св.68). Соотношение экологических типов фораминифер (усл. обозначения см. рис.41)

обильного и разнообразного бентоса (см. рис. 42). Другим объяснением этого факта (отсутствие глоботрункан) может быть общее понижение температуры бассейна и нарушение его связи с южными морями. Вполне возможно сочетание двух этих событий, причем наибольший пик эвксинизации, вероятно, приходится на последний период этого времени (в разрезе ему отвечают верхние 10-15 м), когда пиритизация была наибольшей, а комплекс бентосных фораминифер состоял из двух-трех видов, имеющих мелкие размеры и очень хрупкую тонкую раковину. Наконец, нижнемаастрихтская ассоциация планктонных фораминифер представлена преимущественно ругоглобигеринами. Отсутствие теплолюбивых глоботрункан указывает на понижение температуры в раннем маастрихте. На похолодание, приуроченное к этому времени указывали многие авторы (37, 83; Wicher, 1953).

Для Мангышлака картина представляется несколько иной. В разрезе Шах-Богота периодами наибольшего углубления бассейна являлись ранний турон и поздний турон-ранний коньяк (см. рис. 43Б). Однако, если в комплексе фораминифер нижнего турона преобладают хедбергеллы, обитавшие в более высоких оляях воды (по М.Харту и Бэйли это 1-2 зона), то в верхнем туроне-нижнем коньяке их сменяют крупные глоботрунканы и маргинотрунканы (зоны 3-4 тех же авторов). Свообразный состав нижнетуронского комплекса (90% хедбергеллы и редкий, очень мелкий, угнетенный бентос) может объясняться, как увеличением глубин бассейна, так и сильным терригенным разбавлением. Нарушение нормальной прозрачности воды являлось скорее всего причиной большого количества уродливых форм среди планктона. В.П.Василенко (24, с.213) считала возможной причиной этого явления нарушение гидрохимических условий бассейна, связанных с обмелением, или похолодание. Присутствие крупных килеватых форм в более высоких горизонтах разреза указывает не только на существование более глубоких участков бассейна Мангышлака (возможно до 150-200 м), но и на его связь с теплыми южными морями. В остальной части разреза Шах-Богота содержание планктона крайне незначительно и не превышает 10%. Разрез Сулукапы насыщен перерывами и не может дать такой информации, как разрез Шах-Богота. Однако и здесь можно отметить возрастание отношения П/Б в туроне и резкое его уменьшение в остальной части разреза (не более 20%). Такие группы планктонных фораминифер как ругоглобигерины, планомалениды, хетерохелипиды составляют на Мангышлаке незначительную часть комплексов (см. рис. 43Б), что

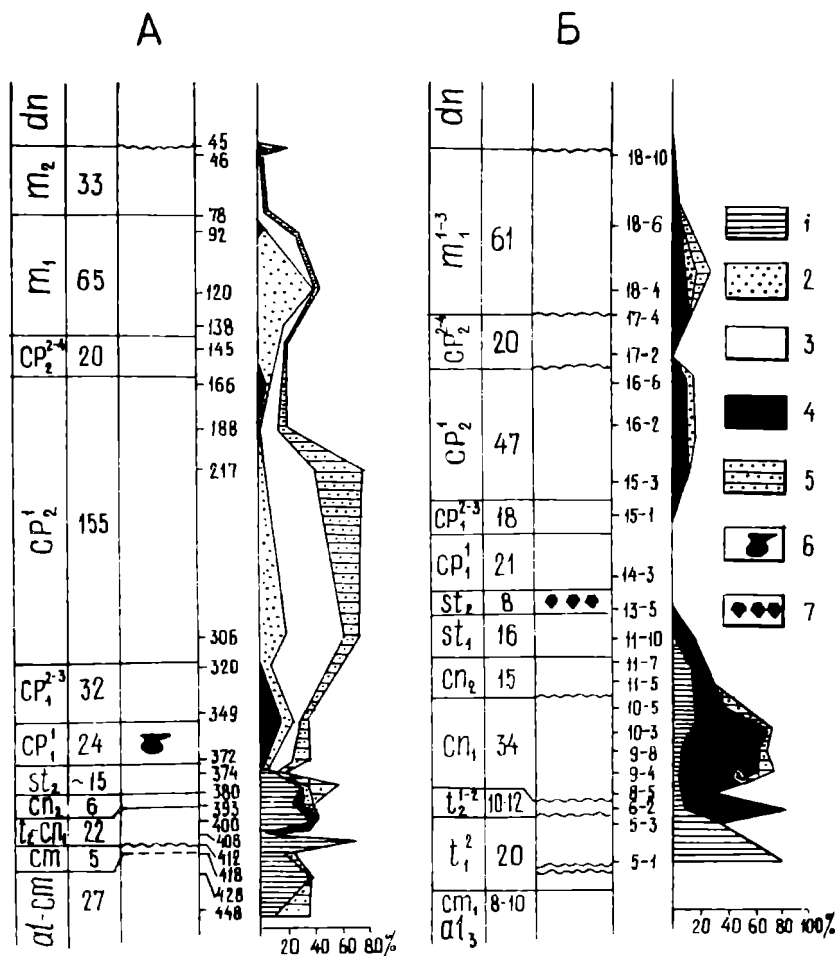


Рис.43. Процентное содержание различных групп планктона в некоторых разрезах Восточного Прикаспия и Мангышлака

А - Уил (скв.68), Б - Шах-Богота, В - Сулукашы.

Бесклевые формы: 1 - Hedbergella, 2 - Rugoglobigerina, 3 - Globigerinelloides, Biglobigerinella; клеватые формы: 4 - Praeglobotruncana, Globotruncana, Marginotruncana; 5 - Heterohelicidae; 6 - Oхутона, 7 - Narasites

говорит, скорее всего, о стабильно высоких температурах бассейна на протяжении всего позднего мела. Очень интересно, что в органогенно-детритовых известняках верхнего маастрихта разреза Сулукапы встречены орбитолды и нуммулиты, что является бесспорным подтверждением высоких температур воды южномангышлакского участка моря в конце позднего мела.

Из вышесказанного можно сделать вывод о том, что на территории современного Восточного Прикаспия и Мангышлака существовали две водные массы — северная и южная, отличающиеся следующими признаками.

1. Южная водная масса имела более высокие значения температур, чем северная.

2. В связи с этим она была более насыщена $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Это подтверждается и присутствием значительно более скульптурированных раковин фораминифер.

3. В отличие от северной водной массы на юге не было "бескислородных событий" (эвксинизации), что подтверждается отсутствием значительных скоплений пирита.

4. Глубины мангышлакских участков моря были меньшими, чем северных. Они скорее всего не превышали 50–80 м (за исключением, возможно, равного турона). Однако в отдельные промежутки времени (поздний турон—ранний коньяк в Шах-Боготе) могли существовать более глубокие участки, где достигали расцвета крупные килеватые планктонные формы.

5. На юге в течение всего K_2 были пышно развиты кальциферулиды, в северном — они появлялись спорадически (турон—ранний кампан).

По распространению в широтном направлении фораминиферы делились на три группы: 1) виды, появление которых в Восточном Прикаспии и на Мангышлаке отмечено на одном и том же стратиграфическом уровне; 2) виды, которые хотя и встречены в обоих регионах, но стратиграфический уровень их появления в Прикаспии отличен от мангышлакского; 3) виды — известные только в Прикаспии или только на Мангышлаке. Большинство фораминифер принадлежит к первой группе.

Глава 5

Поздне меловые трансгрессии и регрессии Западного Казахстана

Еще А.Д.Архангельский (9) подчеркивал важнейшую роль познания трансгрессий и регрессий (Т-Р), "талассократических и геократических процессов" при расшифровке палеогеографических условий Восточно-Европейской платформы и ее обрамления в поздне меловую эпоху. В последние десятилетия этот вывод получает подтверждение не только для платформы, но и для земного лика в целом. В программе исследований по проекту № 58 "Средне меловые события" МПГК проблеме Т-Р не только середины, но и всего мелового периода уделяется большое внимание. Советская рабочая группа проекта предварительные результаты своих исследований представила в виде статей (59,60,III), в которых сформулированы основные задачи изучения меловых Т-Р.

Во "Введении" уже отмечалось, что мы пытались подойти к реконструкции поздне меловых Т-Р Западного Казахстана для участков палеобассейнов, удаленных от береговой линии. Основным источником информации о Т-Р для них являются результаты анализа изменения глубин бассейнов. Это заключение согласуется с представлениями многих геологов о том, что меридом Т-Р могут служить колебания глубины: углубление отвечает трансгрессии, а обмеление - регрессии. Однако соотношение между этими двумя парами понятий: углубление - обмеление и трансгрессия - регрессия значительно сложнее (60, III). Сложность заключается, прежде всего в выяснении соотношения фаз углубления и обмеления с фазами расширения и сокращения палеоакваторий. В этом направлении предстоит заново пересмотреть имеющиеся данные и получить новые. Во всяком случае, для мелководных морей в первом приближении действительно их углубления соответствует трансгрессиям, а обмеления - регрессиям.

Трансгрессии и регрессии Восточного Прикаспия и Мангышлака, их сравнение с другими регионами

Поздне меловой этап эволюции палеогеографических условий земного лика связан с развитием, начавшейся еще в альбе единой плавной эвстатической трансгрессии, которая в конце эпохи сменилась быстрой регрессией, также эвстатической природы (59,60,64, III).

На фоне генеральной эвстазии развивались события меньшего масштаба. Часть из них, очевидно, также была обусловлена эвстатическими колебаниями уровня моря, а другая (по числу проявлений — наибольшая) была вызвана эпейрогенезом.

Очень хорошо нарисованная схема прослеживается на большей части Восточно-Европейской платформы. Развивавшаяся в позднем альбе-сеномане трансгрессия осложнялась локальными регрессиями — местными обмелениями, связанными или с частными тектоническими поднятиями, или просто с засыпанием моря осадками (подобный механизм рассмотрен в работе Д.П.Найдина и др. — III, фиг.10). Поэтому-то сеноман на платформе представлен, в основном, терригенными фашиями со многими перерывами. Не исключено действие и более масштабных причин. Так, некоторые особенности строения альбско-сеноманского интервала на платформе (перерывы и т.п.) можно связать с действием а в о т р и й с к о й ф а з ы оро-генеза. Интенсивные тектонические движения на платформе были во вторую половину сеномана и в раннем туроне, что отмечал еще А.Д.Архангельский (12).

В результате их действия на значительных пространствах платформы сеноманские и нижнетуронские отложения выпадают из разрезов. Средне- и верхнесеноманские и нижнетуронские отложения сохранились лишь локально. К рубежу сеноман-турон приурочены толщи стратиграфической конденсации ("иноцерамовый известняк" Волжно-Подольи, "сурка" и фосфориты центра платформы, "песчанистый мел" Поволжья). Непосредственно к югу от платформы, в Крымско-Кавказской области в непрерывных карбонатных разрезах с середины сеномана и до раннего турона отмечается углубление моря (60, рис.2). В позднем туроне и в коньяке на Восточно-Европейской платформе и в целом в пределах всей ЕПО установились устойчиво морские условия карбонатной седиментации.

Для Восточного Прикаспия, как и для большей части платформы, характерно отсутствие верхнесеноманских и нижнетуронских отложений, с одной стороны, и развитие достаточно глубоководных условий в позднем туроне, с другой (рис.44,45В). Между тем, во многих регионах мира (в пределах СССР — на юго-западе Восточно-Европейской платформы, в Крыму и Средней Азии) в позднем сеномане и раннем туроне происходило заметное углубление моря (60; рис.4,5; III, фиг.6,7). Очевидно, происходило не только углубление моря, но и расширение его акватории.

Д.Ханкок по материалам Западной Европы и Э.Клауфман по дан-

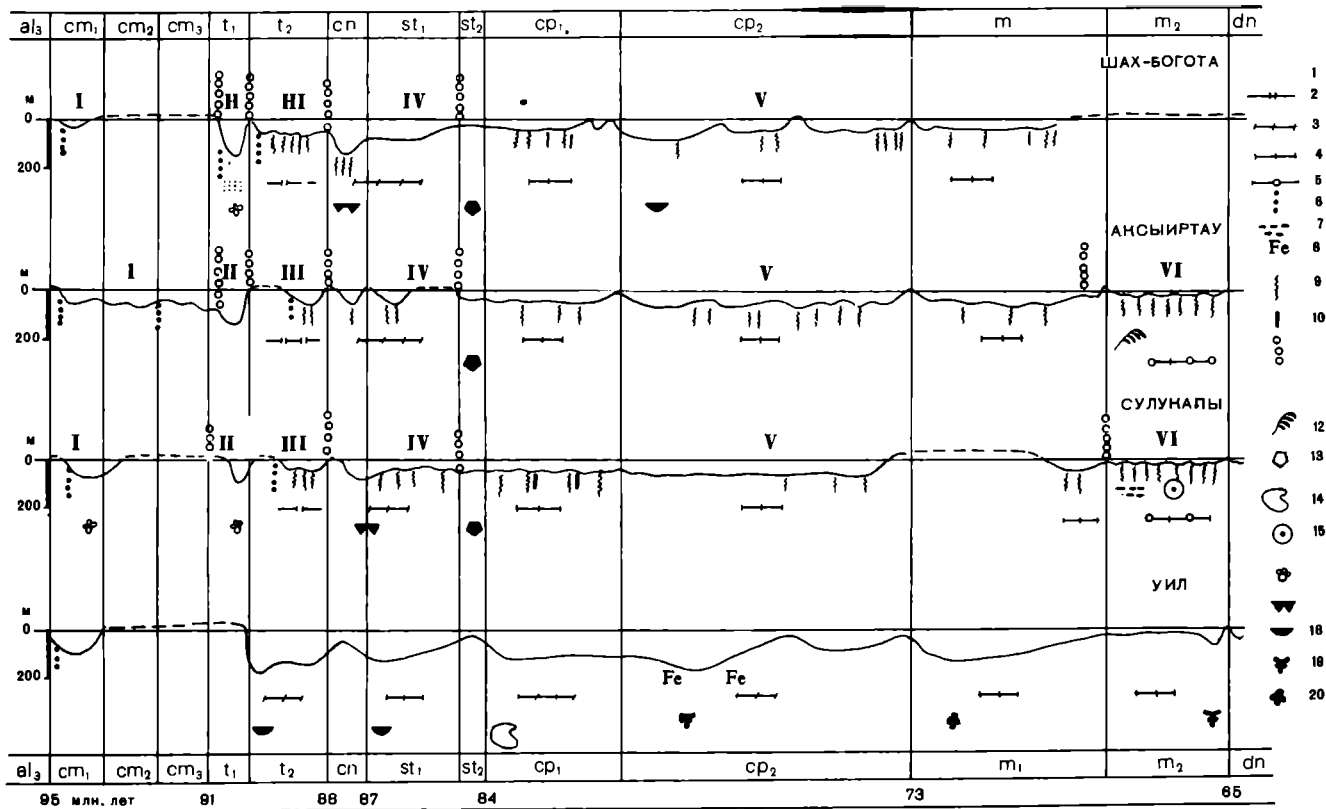


Рис.44.

ным, полученным в Северной Америке (I04), одну из крупнейших позднемоловых трансгрессий относят к раннему турону, а с поздним туроном связывают значительную регрессию K_2 (рис.45А).

По Р.А.Рейменту (Reyment, 1980), в Западной и Северной Африке крупная трансгрессия началась в позднем сеномане и достигла максимума в раннем туроне, когда произошло транссахарское соединение бассейнов указанных регионов Африки. Очень важны данные по южной периферии Балтийского щита (Южная Швеция), согласно которым трансгрессия происходила в самом позднем сеномане (время *Actinosaxa plena*) (Christensen, 1973). Однако имеются и противоположные оценки эволюции Т-Р на рубеже сеномана-турона. Так, по Г.Эрнсту и Ф.Шмиду (99, I00), в северо-западной Европе межрегиональная (т.е. крупнейшая) регрессия происходила в терминальном сеномане ("пленусовая регрессия"); в юго-западной и юго-восточной Африке на верхний сеноман-нижний турон в разрезах приходится крупнейший гиатус (Forster, 1975; Siever, 1978), т.е. так же, как в Восточном Прикаспии и на многих других участках Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, намечаются заметные различия в трактовке развития Т-Р в позднем сеномане-туроне. Возможно, эти различия в известной мере связаны с причинами субъективного порядка: прежде всего с различиями в стратиграфической привязке Т-Р. Так, С.Петтерс (Petters, 1980) полагает, что в Западной Африке максимум трансгрессии был не в раннем туроне, как считает Р.А.Реймент, а в позднем туроне-коньяке. Но может быть, действуют причины и более глубокие (см.далее при разборе Т-Р Мангышлака). Несомненно,

Рис.44. Графики колебания глубины моря, построенные по данным некоторых разрезов верхнего мела Мангышлака и Восточного Прикаспия. Пояснения к рис. 44 и 45: I-VI - литологические толщи K_2 Мангышлака. I-терригенные отложения (пески, песчаники, глины и т.п.), 2-мергели, грубый мел (в том числе сферовые мергели и мел), 3-преимущественно мергели, 4-мел и мелоподобные мергели, 5-органогенно-детритовые известняки, 6-фосфориты, 7-фосфатизированные копролиты, 8-повышенная пиритизация, 9-образования типа "твердого дна", 10-прослой бентонитов, 11-границы между литологическими толщами Мангышлака, 12-фитогермы, 13-маршупиты, 14-*Oxutoma tenuicostata*, 15-крупные бентосные фораминиферы из группы оротоидов; планктонные фораминиферы: 16- *Heðbergella*, 17- *Marginotruncana*, 18- *Globotruncana*, 19- *Heterohelicidae*, 20- *Rugoglobigerina*

al, al₃- альб, поздний альб; см₁, см₂, см₃ - ранний, средний, поздний сеноман; t₁, t₂ - ранний, поздний турон; cn - коньяк; st₁, st₂ - ранний, поздний сантон; ср₁, ср₂ - ранний, поздний кампан; m₁, m₂ - ранний, поздний маастрихт; dn - данный

А

Б

В

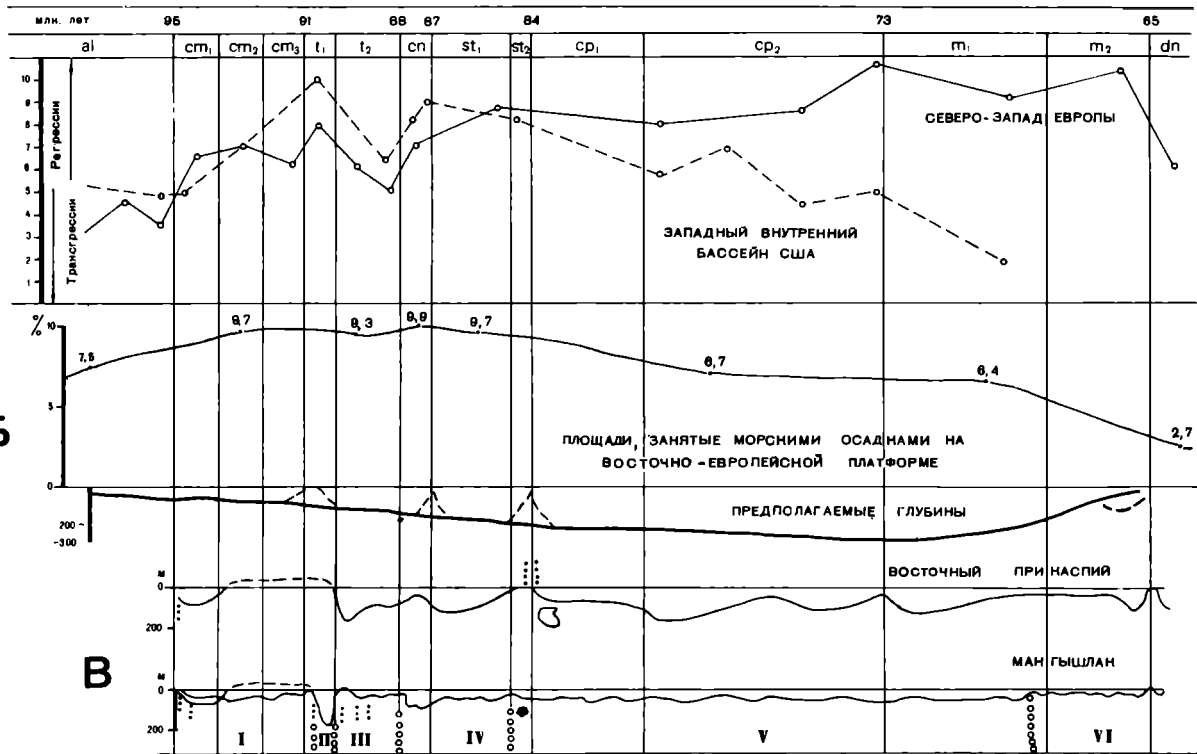


Рис. 45.

очень важную информацию о развитии Т и Р в сеномане и туроне на Восточно-Европейской платформе можно получить в результате анализа материалов по наиболее стабильным структурам платформы - ее щитам. К сожалению, эти материалы пока немногочисленны и слишком отрывочны. О Балтийском щите говорилось выше. Относительно Украинского щита известно, что сеноманские, нижне- и верхнетуронские образования сохранились местами в его центральных частях. Отложения турона и коньяка во многих районах Восточно-Европейской платформы размывались в "эпоху предсантонских поднятий, отвечающих субгерцинской фазе складчатости Западной Европы... Предсантонские поднятия, несмотря на ясность и резкость, не останавливают, однако, развития трансгрессии и являются лишь незначительным эпизодом на фоне продолжающихся опусканий" (12, с.85). Приведенная цитата отражает укоренившееся представление о неременной связи трансгрессий и регрессий с опусканиями и поднятиями, с колебательными движениями земной коры, с эпейрогенезом.

Отрицать влияние субгерцинского орогенеза на развитие палеогеографических условий в ЕПО, конечно, нельзя: после и д - с е д с к о й ф а з ы - первой фазы субгерцинского орогенеза, происходившей в позднем коньяке, - существенно изменился как режим Т-Р, так и общий характер осадконакопления на западе ЕПО (рис.46). Но при этом нельзя отрицать и воздействие мелких эвстатических колебаний уровня океана на развитие палеогеографии ЕПО. По-видимому, в позднем коньяке-сантоне палеогеографическая обстановка в ЕПО была неспокойной. На западе ЕПО, в ФРГ сантонские отложения лежат резко трансгрессивно на различных горизонтах мезозоя (99, 100): выделяется несколько последовательных импульсов трансгрессий (см.рис.46); с основаниями трансгрессирующих пачек, в частности, связаны горизонты железорудных конгломератов, перетолоченных из К₁. На южном склоне Балтийского щита

Рис.45А. Колебания уровня Мирового океана в позднем мелу (шкала условных единиц, установленная на основе суммирования мощности толщ соответствующих карбонатных осадках на стабильных массивах и глубины их накопления). По Д.Ханкоку (103, фиг.1) и Д.Ханкоку и Э.Кауфману (104, фиг.4).

Б. Соотношение между площадью, занятой ныне отложениями ярусов верхнего мела на Восточно-Европейской платформе (в процентах от общей площади платформы) и предполагаемыми глубинами позднемеловых бассейнов. По Д.П.Найдяну и др. (60, рис.6).

В. Обобщенные кривые колебания глубин позднемеловых морей Восточного Прикаспия и Мангышлака. 1 - маршруты, 2 - окситоны, 3 - форфориты, 4 - границы литологических толщ I-VI (см.рис.46)

(Южная Швеция) в сантоне, видимо, было не менее двух коротких трансгрессий (Christensen, 1973).

Марзупитовые слои - т.е. верхняя часть верхнего сантона - один из наиболее резко выраженных трансгрессивных членов в толще K_2 Нижней Саксонии. По Г.Эристу и Ф.Шмиду, "марзупитовая" трансгрессия развивалась одновременно со второй фазой субгерцинского орогенеза - в е р н и г е р о д с к о й (99, 100, фиг.31,33). Э.Фогт (Voigt, 1954) по обнажениям образования Гарца установил, что остатки марзупитов содержится как в отложениях, накапливавшихся до поднятий, вызванных вернигеродской фазой, так и в вышележащих трансгрессивно послевернигеродских осадках. Следовательно, вернигеродская фаза была весьма скоротечной. Восточнее, в пределах Европейской части СССР сантон также трансгрессивен: в Поволжье "губовый слой" (9), основания нижнего сантона срезает подстилающие отложения K_2 ; в Ростовской области он лежит на докембрии юго-восточного погружения Украинского щита. На платформе, как и в ФРГ, сантонская трансгрессия развивалась импульсами, что хорошо прослеживается по окраине бывшего моря в бассейнах верховий Илека и Эмбы (30,32,63).

В Прикаспии, как и на остальной части Восточно-Европейской платформы, весьма резко проявляется трансгрессивное залегание птериевых слоев (9, 63) основания кампана, знаменовавшее начало кампанской трансгрессии. В Поволжье и на Дону птериевые слои местами лежат на коньякских отложениях (Беловодье, Татарские Горы - Ульяновская обл.; Климовка - Куйбышевская обл.; р.Черная Калитва - Воронежская обл. и др.). В Восточном Прикаспии, как отмечалось в гл.3, несогласие в основании птериевых слоев принимает угловую форму. На юге платформы (например, в Конжско-Яльинской впадине) отмечено залегание кампанских отложений (без более датального определения их возраста) на докембрии. В начале кампанского века устанавливается соединение морского бассейна платформы с арктическим морем (12). На юге Балтийского щита (Южная Швеция) в кампане существовали условия мелководного моря с архипелагом небольших низменных островов (Surlyk, Christensen, 1974).

По литологическим и микропалеонтологическим данным, в раннем кампане и первой половине позднего кампана наибольшие глубины моря в Восточном Прикаспии были в раннем кампане и в первую половину позднего кампана (см.рис.44 и 45). Можно думать, что морские условия в ЕПО были максимально распространены в кампане и раннем маастрихте. Подобного же мнения придерживаются и другие авторы

(Surlyk, Christensen, 1974; Christensen, 1976; Reid, 1976 и др.).

В разнофациальной толще кампана Восточно-Европейской платформы, кроме перерыва в основании птериевых слоев, широко распространены перерывы и на других стратиграфических уровнях. Среди многих отметим наиболее крупные.

Верхняя часть нижнего кампана ($ср_1^3$) залегает с перерывом на $ср_1^1$ (Пушкари - Черниговская обл.; Рыльск - Курская обл.; Нижняя Банновка, Дубовка, Обольяниновка - Саратовская обл. и другие районы платформы). Верхний кампан в районе Вольска лежит на коньякских и верхнетуронских отложениях. В основании глины $ср_2^{3-4}$ в ряде районов Поволжья (Вырпавка - Ульяновская обл.; Клямовка - Куйбышевская обл. и др.) прослеживается перерыв. На Десне также в основании отложений с *Belemnitella langei* располагается фосфоритовый горизонт.

Есть ли на западе ЕПО перерыв, соответствующий прослеживаемому в основании птериевых слоев платформы, пока неясно. В разрезах Нижней Саксонии (Ганновер, Брауншвейг) отсутствуют отложения зоны *Goniatoteuthis granulata quadrata* и части зоны *Inoceramus lingua-Goniatoteuthis quadrata* (см. рис.24) (IOO, фиг.3I), а в более северных районах ФРГ (Гольштейн) в толще чистого белого мела на границе сантона и кампана развита семиметровая пачка грубого мела, переполненного обломками призм иноцерамов и мелкими устрицами; в основании пачки содержатся остатки марзупитов - и это терминальный сантон, а остальная пачка относится к базальному кампану. Образование пачки грубого мела связывают с обмелением, вызванным поднятием, происходившим во время вернигеродской фазы (H. Ernst, Schulz, 1980; Voigt, 1954).

Выше по разрезам Нижней Саксонии Г. Эрнст и Ф. Шмид (IOO, фиг. 3I) выделяют: *pilula*-трансгрессию (ее следы установлены в отложениях зоны *Offaster pilula*); *microgona*-трансгрессию на рубеже $ср_1$ и $ср_2$ (совпадает с так называемой п е й н е р с к о й ф а з о й, проявляющейся на соляных структурах); *polyplocum*- регрессия (намечается по признакам обмеления - спонголитовым известнякам - в верхней части верхнего кампана (рис.46).

Широкое распространение нижнемаастрихтских отложений преимущественно в карбонатных фациях на платформе и ее обрамлении подтверждают существование в позднем маастрихте обширного морского бассейна в границах ЕПО. Мел и мелоподобные мергели нижнего маастрихта с примитивными беломеллами ($ш_1^1$) в разрезах осевых уча-

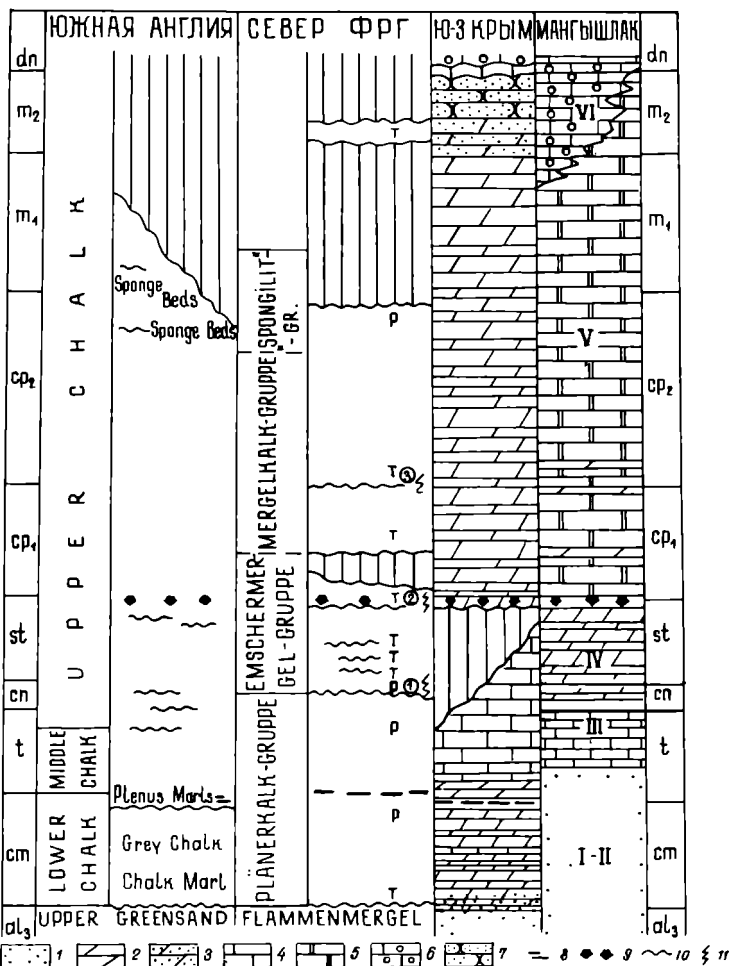


Рис.46. Сопоставление литологических комплексов верхнего мела (свит) некоторых регионов Европейской палеобиогеографической области

Южная Англия - по Р.Равзону и др. (Rawson et al., 1978);
ФРГ, Нижняя Саксония - по Г.Эрнсту и Ф.Шмиду (G.Ernest, Schmid, 1979, 1980).

Преобладающие типы отложений: I - пески, песчаники, глены; 2 - мергели; 3 - песчанистые мергели; 4 - известняки; 5 - мел; 6 - органично-детритовые известняки; 7 - известковистые песчаники; 8 - "черные прослой". Другие знаки: 9 - остатки марзупитов, 10 - перерывы и горизонты "твердого дна" % т - трансгрессии, р - регрессии; II - тектонические фазы (а - илседская, б - верхнегеродская, в - пейнерская). I-VI - толщи Мангышлака

отков впадин (например, Днепровско-Донецкой впадины, Ульяновско-Саратовского прогиба и т.д.) без перерыва сменяют отложения терминального кампана. Однако за пределами осевых участков отрицательных структур в основании маастрихта прослеживаются фосфориты и следы размыва. На северных окраинах Донбасса нижний маастрихт залегает несогласно на различных горизонтах кампанского яруса (Бланк, Горбенко, 1968). В Поволжье отмечено залегание нижнего маастрихта на альбе, а в Литве — даже на бре.

Как можно судить по сохранившимся в Саратовской и Пензенской областях верхнемаастрихтским отложениям — пескам и песчанникам, — поздний маастрихт там был несомненно временем регрессии, что хорошо укладывается в существующие представления о развитии событий в позднемаеловую эпоху (60,64,III) и согласуется с материалами по африканскому континенту, где трансгрессия начавшаяся в позднем кампане достигла максимума в раннем маастрикте, когда произошло второе транссахарское соединение бассейнов Западной и Северной Африки, а в позднем маастрикте море отступило (Reyment, 1980). На юго-востоке платформы в маастрикте события развивались несколько иначе. В карбонатных разрезах по литологическим признакам для позднего маастрихта намечается некоторое углубление. Так, в разрезе Актулагай нижнемаастрихтские несколько опесчаненные мергели и мел сменяются верхнемаастрихтским чистым белым мелом (3). Эту смену отмечал С.Н.Колтыпин (36, рис.35 и 36). По отношению П/Б углубление приходится на окончание позднего маастрихта (см.рис.42, 43А, 44).

В Приуралье и на Мугоджарах при движении с запада на восток уже давно (12, 15) установлено трансгрессивное залегание все более и более молодых слоев K_2 . Верхнемаастрихтские песчаные осадки на Мугоджарах и на восточных склонах Южного Урала лежат на палеозое и даже докембрие (60).

Более подробно на маастрихтской фазе развития Т-Р мы остановимся ниже.

Существенным своеобразием K_2 бассейнов Мангышлака, как отмечалось в предыдущей главе, являлась их исключительная мелководность во время накопления карбонатных фаций. Если для позднемаеловых морей Восточного Прикаспия глубины были порядка 50–200 м, то для Мангышлака они были еще меньшими.

В последние годы предпринимаются попытки подойти к оценке колебаний глубин, так сказать, сверхмелководных (первые десятки метров, может быть, метры) бассейнов прошлого (Н. Ernst, 1978;

Liebau, 1978 и др.). Все эти попытки основываются на подборе в разрезах реперных уровней, абсолютные глубины накопления осадков которых оцениваются по тем или иным признакам (в значительной мере актуогеологического плана). Мы также начали проводить исследования в этом направлении. Уже сейчас можно достаточно уверенно реконструировать крайнее мелководье в пределах флоры для позднего маастрихта Австриягау и для некоторых других разрезов и стратиграфических уровней. Однако в целом мы еще не располагаем надежной методикой реконструкции колебаний глубины сверхмелководных бассейнов. Это, естественно, затрудняет реконструкцию Т-Р по глубинам. Имеющиеся материалы по Мангышлаку мы интерпретируем следующим образом.

Развитие общей трансгрессии в сеномане (см. выше) здесь, очевидно осложнялось местными движениями; однако, как и в Прикаспии и на других значительных пространствах Восточно-Европейской платформы, с середины сеномана и на протяжении почти всего позднего сеномана в этом регионе преобладали регрессивные условия (см. рис. 47). Важной особенностью развития палеогеографии Мангышлака в K_2 являлось существование в раннем туроне достаточно устойчивых морских условий. Как это ни странно, несмотря на преобладание терригенного осадконакопления (толща II), глубины раннетуронского бассейна на Мангышлаке (как можно судить по соотношению Ц/Б; см. гл. 4), были большими, чем в последующие века, когда накапливались карбонатные осадки. Таким образом, Мангышлак по тенденции эволюции Т-Р в раннем туроне приближался к условиям, фиксируемым для юго-запада Восточно-Европейской платформы, Крыма, Средней Азии и многих зарубежных регионов.

С позднего турона до начала позднего сантона в регионе в связи с общим повышением уровня Мирового океана устанавливается карбонатный режим осадконакопления (толщи III и IV). Своеобразие режима заключалось в широком развитии кальциферулид ("сферовый" мел). Возможно, прав Ф. Баннер (Baner, 1972), который связывает расцвет этих организмов в европейских морях с притоком богатых питательными веществами вод из области Тетис. Резкие колебания полноты разрезов и мощностей отдельных стратиграфических уровней толщ III и IV свидетельствуют о неустойчивости тектонического режима региона.

Картина существенным образом изменяется с позднего сантона, т.е. с начала накопления толщи V, в составе которой резко преобладает мел. Изменение характера осадконакопления мы связываем, во-

первых, с продолжающимся глобальным поднятием уровня моря и, во-вторых, со стабилизацией тектонического режима региона. Сочетание действия этих двух факторов привело к общему выравниванию местных физико-географических условий, результатом чего было накопление мощной толщи У. Глубины моря несколько менялись на протяжении времени накопления толщи. В целом к концу накопления меловой толщи глубины становятся очень небольшими, о чем, в частности, можно судить по возрастанию числа ТД.

Противоречия между предполагаемым нами общим эвстатическим повышением уровня океана и обмелением кампанского моря Мангышлака мы не видим: обмеление связано с заполнением мангышлакского участка моря осадками. Возможность подобного процесса была рассмотрена ранее (60; III, с.386, фиг.10). Начало нового импульса трансгрессии, во время которой накопилась толща У, мы относим к позднему сantonу. Это согласуется с данными Г.Эрнста и Ф.Шмида (99, 100), которые в Нижней Саксонии (ФРГ) выделяют "марзупитовую" трансгрессию (см. выше).

В разрезах Шах-Богота, Авсырнтау и Сулукапы, как и в большинстве разрезов Восточно-Европейской платформы, в основании маастрихта имеется перерыв. В сулукапском разрезе даже выпадает m_{I}^{2-3} . В целом результаты анализа мангышлакских колонок хорошо согласуются с представлениями ряда авторов (60, 64, III), о развитии эвстатической регрессии в конце позднего мела. Органогенно-детритовые известняки толщи VI несомненно накапливались в условиях регрессии.

В разрезах Кызылсай I и II замечены некоторые признаки углубления в терминальном маастрикте (сл. I3 Кызылсай I): резкое сокращение численности макрофауны; преобладание среди присутствующих групп мелкорослых форм, соотношение П/Б. Эти признаки вместе с отмеченными ранее особенностями развития палеогеографии Прикаспия в маастрихтском веке не укладываются в неоднократно уже упоминавшуюся схему, согласно которой в конце K_2 происходила глобальная регрессия. Ранее указывалось (60, с.35), что наблюдаемые случаи трансгрессивного залегания маастрихта следует связывать с действием местных факторов. Однако анализ имеющихся материалов по различным регионам ЕПО показывает, что особенности развития T и P в маастрикте Прикаспия нельзя приписать действию только локальных или региональных сил. Вот некоторые данные по маастрихту ряда районов ЕПО. Верхний маастрихт залегает не только на Мугоджарах и склонах Урала трансгрессивно: в центральных Кызылкумах зарегист-

рировано его залегание на палеозое (4). В Северной Болгарии нижний маастрихт, а местами, по-видимому, и верхний маастрихт лежат трансгрессивно на различных горизонтах нижнего мела (Белмуатов, Йолкичев, 1965; Дмитрова, Чемберски, 1964); в Северной Италии (провинции Тренто и Больцано) маастрихт залегает на различных горизонтах мезозоя от лейаса и выше (Ferrière, Mariotti, 1971). Причем в обоих регионах маастрихт лежит не просто трансгрессивно, но местами и ингрессивно, заполняя долины, врезанные в более древние породы. В Бельгии нижний и верхний маастрихт лежат на различных горизонтах кампана (Calembert, 1956, 1957; Schmid, 1959). На Бранбантском массиве различные уровни K_2 вплоть до верхнего маастрихта ("туфы маастрихта") лежат трансгрессивно на карбоне (Maglière, 1975). В ряде районов ФРГ (Ганновер) нижний маастрихт отсутствует, и верхний маастрихт лежит с несогласием на кампанае - результат так называемой *pilula*-трансгрессии (100, фиг. 31).

Таким образом в маастрихте намечаются два импульса Т:

1) раннемаастрихтский, завершающий общий эвстатическую трансгрессию K_2 и 2) позднемаастрихтский, осложняющий эвстатическую регрессию конца K_2 . Широкое пространственное распространение последствий этого осложнения, по-видимому, подтверждают его эвстатическое происхождение.

Трансгрессии и регрессии, осадконакопление, органический мир

Эволюция K_2 осадконакопления отражала неоднократно уже упоминавшийся общий характер развития Т-Р в позднемеловой эпохе. Разумеется, в пределах отдельных регионов и районов ЕПО на глобальный фон накладывалось действие региональных и локальных факторов.

В сеномане и туроне крупнейшим событием глобального масштаба было расширение акватории эпиконтинентальных морей. На востоке ЕПО расширение акватории выразилось, в частности, в смене терригенного осадконакопления карбонатным в конце раннего турона (см. рис. 45, 46, Мангышлак). На западе ЕПО условия преобладающей карбонатной седиментации установились раньше, уже в начале сеномана. Пространственное расширение морей сопровождалось, очевидно, их углублением. Оно началось в середине сеномана ("среднесеноманский перелом" Д. Картера и М. Харта, 1977). Наибольших глубин эпиконтинентальные бассейны достигли в раннем туроне.

Как и Т. Мацумото (Matsumoto, 1977), мы полагаем, что не всегда должна быть полная синхронность регрессий и трансгрессий и

особенно их максимумов на различных участках. Это прежде всего связано с затуменяющим влиянием локальных и региональных факторов. Заслуживает внимания также объяснение Н.-А.Морнером (Morner, 1976, 1981) "аномальных" трансгрессий, охватывающих один регион, но не прослеживаемых в других действиях геодальной эвстатии (Т и Р, возникшие вследствие изменения формы геоида в результате тяготения и вращения Земли). Помимо этих возможных первичных причин, расшифровка Т и Р и особенно оценка их синхронности и масштаба осложняется обычной при интерпретациях событий прошлого неполнотой геологической летописи. Так, в применении к туруну Восточно-Европейской платформы, возможно, что нижнетуронские осадки на огромных пространствах просто были удалены перед накоплением верхнего туруна.

Импульсивный характер развития трансгрессий достаточно четко устанавливается в терригенных прибрежных фациях палеоморей, а для бассейнов с преобладавшей карбонатной седиментацией прослежен в ФРГ (см. рис. 46). Здесь в сечении выделено несколько следованных один за другим трансгрессивных импульсов, из которых "марзупитовый" был наиболее резким. В различных регионах степень выражения результатов действия отдельных импульсов различна (это еще одна из причин, осложняющих интерпретацию Т и Р).

Перелом в развитии позднеэоценовой палеогеографии ЕПО произошел в конце сantonа-начале кампана.

Д.А.Елецкий (Jelitzky, 1978), отрицающий эвстатическое происхождение позднеэоценовых Т и Р, делает только два исключения. По его мнению эвстатической была маастрихтская регрессия и, возможно, такой же была регрессия в конце сantonа-начале кампана. Следовательно, по Д.А.Елецкому, уровень Мирового океана на рубеже сantonа-кампана возможно эвстатически понижался. Трансгрессивный характер марзупитовых слоев в ФРГ как будто бы противоречит этому заключению. Привлекает внимание свидетельство Э.Фогта (Voigt, 1954) о том, что вернигеродская тектоническая фаза происходила очень быстро в марзупитовое время, и трансгрессивно лежащие послеврнигеродские осадки содержат остатки марзупитов; это может говорить скорее о повышении уровня океана, чем о его понижении. Об этом же говорит поразительно широкое космополитное распространение марзупитов от Северной Америки до Австралии, приуроченное к очень короткому интервалу времени. Глобальный масштаб феномена несомненен.

Перелом заключался в том, что после быстро следовавших друг

за другим импульсом общей K_2 трансгрессии длительное время в ЕПО существовали условия относительно устойчивой морской седиментации. Т и Р этого интервала времени были преимущественно эпифоргенического типа. Лишь два импульса (ранний и поздний маастрихт), очевидно, были вызваны эвстазией.

Трансгрессии и регрессии и климатические условия

Изучение трансгрессий и регрессий вносит существенный вклад в решение проблемы восстановления климатических условий прошлого. В последнее время этой проблеме уделяется большое внимание в связи с тем, что палеоклиматические реконструкции позволяют подойти к выявлению ряда особенностей и закономерностей формирования многих полезных ископаемых как континентального, так и морского генезиса.

Главнейшие факторы, определяющие климат: 1) величина солнечной радиации (излучения); 2) концентрация углекислоты (CO_2) в атмосфере; 3) отношение $\frac{\text{суша}}{\text{море (океан)}}$. Колебания этих трех факторов в геологическом прошлом — основная причина г л о б а л ь н ы х изменений климата. На климат воздействуют и иные факторы. Но какими бы они грандиозными не представлялись (возможные передвижения континентов, перемещение полюсов и др.), они имеют второстепенное, региональное значение.

Действие первого основополагающего фактора, т.е. воздействие Солнца, приведет к возникновению на поверхности земного шара климатических поясов. Климатическая зональность — важнейшее проявление солнечного (солнечного) климата. Реконструкция геологических изменений климата в первую очередь сводится к выявлению именно климатической зональности прошлого. Заметим, что при мобилистских палеоклиматических построениях реконструируется не климатическая зональность земного шара, а принадлежность того или иного континента к той или иной климатической зоне.

Мы располагаем некоторыми сведениями об изменении в конце мезозоя второго и третьего факторов. Начнем с третьего: отношения сухопутных и водных пространств. Огромная эвстатическая трансгрессия позднего мела, приведшая к расширению эпиконтинентальных бассейнов, несомненно привела и к общему глобальному потеплению, по сравнению с ранним мелом. В середине позднего мела, по литологическим данным и данным изотопной палеотермометрии (83), за Полярным кругом на $70-75^{\circ}C$.и. поверхностные температуры воды были $15-17^{\circ}C$. Глобальная регрессия в конце мела, в резуль-

тате которой расширилась площадь суши и сократились акватории, должна была привести к снижению температуры.

Действие второго фактора выяснить значительно сложнее. Первоисточником углекислоты атмосферы является вулканическая деятельность. В этом среди исследователей существует согласие. После работ С.Аррениуса и других авторов еще конца прошлого столетия действие парникового эффекта (greenhouse) на степень нагремости атмосферы ниже не отрицается.

М.И.Буднико (20, рис.2-1; 21, рис.3) построил для фанерозоя графики изменения вулканической активности и концентрации CO_2 атмосферы. Из этих графиков следует, во-первых, некоторое усиление вулканической деятельности в течение мелового периода и заметное ее ослабление в конце периода, продолжавшееся с небольшими вариациями на протяжении кайнозоя, во-вторых, возрастание концентрации CO_2 в позднем мелу и существенное ее уменьшение (опять-таки с колебаниями) в течение кайнозоя. Таким образом, эти данные в целом подтверждают заключение, основанное на действии отношения $\frac{\text{суша}}{\text{море (океан)}}$. Однако реальная картина была много сложнее, так как в системе атмосфера - суша - море (океан), состояние которой собственно и определяет то, что мы называем **климатом**, содержание CO_2 контролируется рядом факторов. Из них, несомненно, самым важным является фотосинтезирующая деятельность растений.

В конце раннемеловой эпохи началась экспансия покрытосемянных на суше и в это же время (может быть, несколько позже - в сеномане) начался фитопланктонный "взрыв" в океанах. Вероятно, резкое возрастание количества и массы потребителей CO_2 должно было означать ее высокие концентрации.

К проблеме трансгрессий и регрессий имеет прямое отношение выяснение доли участия в регулировании содержания CO_2 фитопланктоном и сухопутной флорой. Когда потреблялось (и следовательно, связывалось в отложениях) больше CO_2 : во время регрессий (значит, в основном сухопутной флорой) или же во время трансгрессий (и следовательно, преимущественно морской флорой)?

На этот вопрос пока удовлетворительного ответа нет. Д.М. Маклин (McLean, 1978) полагает, что ведущая роль в связывании атмосферной двуокиси углерода принадлежит наземной флоре. Поэтому, по его мнению, эпохам регрессий соответствует уменьшение содержания CO_2 в атмосфере, а эпохам трансгрессий, наоборот, отвечает увеличение концентрации атмосферной двуокиси углерода. В

таким случае, если вспомнить о greenhouse эффекте, то при расширении сухопутных пространств должно было быть похолодание, а во время трансгрессий — потепление.

Принес вулканической углекислоты в геосинклиналях в меловом периоде, очевидно, был значительным. В эпиконтинентальных морях севера ЕПО широко накапливались кремнистые отложения — опокы, трепала, диатомиты, источником SiO_2 которых могла быть вулканическая деятельность в геосинклиналях. Даже в толщах белого песчого мела — наиболее характерной формации ЕПО и казалось бы весьма далекой от проявлений вулканизма — достаточно обычны прослойки бентонитов, различные формы "замуфлированного вулканического материала" (47).

Возрастание количества CO_2 привело с одной стороны, к быстрому развитию в конце раннего-начале позднего мела ее потребителей — наземных и морских растений, а с другой, к общему потеплению на протяжении большей части позднего мела, что совершалось на фоне развивавшейся трансгрессии. Поглощение CO_2 растениями и снижение привноса вулканической CO_2 привело к охлаждению атмосферы и поверхностных вод морских бассейнов, что в свою очередь увеличило растворимость CO_2 в воде и соответственно повысило уровень критической, или компенсационной глубины накопления карбонатов. Все это вместе с наступающей регрессией означало "ухудшение" климата, начавшееся, по-видимому, в раннем маастрихте и достигшее максимума в начале датского века.

Развитие растительного покрова Земли в зависимости от отношения $\frac{\text{суша}}{\text{море (океан)}}$ и содержания CO_2 — саморегулирующийся процесс, действующий по принципу биосферного гомеостата (13).

Рассмотрим климатические условия ЕПО в позднемеловую эпоху. Морские бассейны ЕПО входили в пределы южной части широкого теплого климатического пояса. В середине позднего мела, когда акватории были наибольшими, температуры морской воды были большими, чем в раннем мелу. По микропалеонтологическим (Bettenstaedt, 1962; Wisler, 1953) и макропалеонтологическим (Jeletzky, 1951) данным, а также по распространению кокколитофорид (Reinhardt, 1973) и по данным изотопной палеотермометрии (83), незначительное понижение температуры происходило в раннем маастрихте. Это укладывается в изложенную выше схему развития похолодания в конце мелового периода. Однако, несомненно, процесс был несравненно более сложным — похолодание не было равномерным, о чем свидетельствуют несколько более высокие температуры (по сравнению с ран-

или маастрихтом), регистрируемые по фауне позднего маастрихта. Возможно позднемаастрихтское потепление связано с отмеченным выше своеобразием палеогеографии позднего маастрихта.

Заключение

Завершая данную работу, отметим, что далеко не на все вопросы, связанные с механизмом Т-Р, которые были сформулированы ранее (60, с.35, 41) мы можем теперь дать исчерпывающие ответы. Уж слишком сложен и масштабен объект исследования.

Здесь мы еще раз коснемся лишь двух вопросов.

Первый: какова продолжительность трансгрессий и регрессий? Нет сомнений в длительности эвстатической трансгрессии и относительной кратковременности эвстатической регрессии. Подавляющая часть исследователей разделяет это представление. Вот подсчеты темпа изменения уровня Мирового океана с альба до конца K_2 , произведенные Д.Ханкоком и Э.Кауффманом (104, фиг.5): в альбе-раннем туроне происходило поднятие уровня с темпом 27 м/1 млн.лет; в туроне - понижение с темпом 95 м/1 млн.лет; затем с конца туронского века до середины маастрихта - повышение уровня, скорость которого последовательно менялась: 90м/1млн. лет, 46 м/1 млн.лет, 10,5 м/1 млн.лет; наконец, в позднем маастрихте - быстрое падение уровня - 170 м/1 млн.лет.

Различная продолжительность Т и Р - основная причина того, что трансгрессивные серии в разрезах выражены много полнее и лучше (они накапливались продолжительно) регрессивных серий, которые формировались в более короткие интервалы времени: поэтому они уже первоначально в разрезах представлены относительно небольшими по мощности отрезками. Кроме того, регрессивные серии менее полно представлены в разрезах вследствие срезания их при трансгрессиях. Это явление уже давно отмечалось рядом исследователей (22, 60 и др.).

Второй вопрос: о связи организмов и вещественного состава пород с трансгрессиями и регрессиями. Что касается отношения организмов к Т и Р, то для участков бассейнов, удаленных от берега, очевидно, влияние смены Т-Р на биоту сказывается главным образом через фактор глубины. Мы и пытались выявить действие этого фактора на основе определения отношения Ц/Б (см.гл.4). Присутствие остатков водорослей - надежный показатель мелководья, фитали.

На разнообразии планктонных и бентосных организмов транс-

грессии и регрессии сказываются неодинаково. Вероятно, можно присоединиться к представлениям А.Филлера и М.Артура (102) о том, что поздний мел в связи с эвстатическим повышением уровня океана (это приводило к расширению акваторий эпиконтинентальных морей, в их числе моря платформы) представлял политаксонную фазу развития биоты пелагиали. Политаксонные интервалы продолжительностью 32 млн.лет разделялись более кратковременными олиготаксонными эпизодами. Позднемеловой политаксонный интервал начался в туроне (94 млн.лет назад) и завершился в конце маастрихта (62 млн.лет), что почти идеально совпадает с максимумом накопления крайне своеобразной формации эпиконтинентальных морей ЕПО - белого песчого мела, накопление которого отражает максимум развития фитопланктона.

В свете упоминавшейся выше проблемы выяснения роли сухопутных и морских растений в балансе CO_2 атмосферы, крайне важно увязать события, происходившие в океанах с событиями, совершавшимися на суше. Имеющиеся материалы по суше говорят о том, что перестройка растительного мира и очень резкий перелом в развитии насекомых происходили в конце апта-в альбе может быть, начале сеномана (33). "Определяющую роль в органическом мире играют не наиболее крупные, а наиболее многочисленные организмы, имеющие наибольшую биомассу" (75, с.87). В океанах такими организмами были планктонные формы, а на суше беспозвоночные, прежде всего насекомые. Такими биогеоценотическими переломами был в целом ограничен поздний мел. Первый перелом происходил на рубеже K_1-K_2 , а второй - в конце маастрихта-начале дания. Как и в случае биоты, основное, определяющее воздействие на осадконакопление в открытых морях Т-Р оказывают через колебания глубины.

В целом мы еще не владеем надежными методами (ни палеонтологическими, ни литологическими) реконструкции палеоглубин. Специфические трудности возникают при оценке колебаний глубин мелководных (как не совсем верно говорят и пишут, - "шельфовых") морей. В расшифровке глубин мангылазских весьма мелководных позднемеловых морей, по-видимому, большая роль принадлежит изучению образований типа "твердого дна".

Поскольку мы различаем глобальные эвстатические трансгрессии и регрессии, отделяя их от региональных и локальных Т и Р, и полагаем, что чередование Т и Р в открытых палеоакваториях познается прежде всего на основе реконструкции колебаний глубины, то, очевидно, и в развитии биологических и геологических процес-

сов в морях можно наметить глобальные эпохи (стадии, фазы и т.п.).

Так, существуют различные представления о времени проявления фосфатонакопления в истории Земли. Одни авторы различают глобальные эпохи фосфатонакопления, другие отвергают представления о подобных эпохах (последняя точка зрения, в частности, разделяется А.Л.Яншиным (95), и А.С.Соколовым (80)).

Так как содержание фосфатов в морских (и океанических) водах связано с биопродуктивностью (эта связь представляется нам бесспорной), вопрос о том, существовали или нет эпохи фосфатонакопления можно трансформировать в другой вопрос: существовали или нет какие-либо эпохи повышенной и пониженной биопродуктивности? На последний вопрос можно ответить утвердительно. Не рассматривая историю Земли в целом, ограничимся лишь меловым периодом. Вторая его половина – позднемеловая эпоха – характеризовалась необычайным расцветом планктона (и особенно фитопланктона: кокколитофориды, кальциоферулиды). В целом – это уже упоминавшийся политаксонный интервал развития биоты, обусловленный эвстатическим повышением уровня океана и связанным с ним расширением эпиконтинентальных морей, характеризовавшихся господством теплого климата, что приводило к уменьшению темпа океанической конвекции, что, в свою очередь, вело к расширению анаэробных областей в океанах и морях и интенсивному образованию нефтепроизводящих фаций, кремней и фосфоритов.

Таким образом, поздний мел в целом был эпохой, благоприятной для фосфатонакопления. Реализация возможности образования фосфоритов в K_2 связывалась с конкретными условиями региона (80) и вовсе не обязательно с узким стратиграфическим горизонтом, а с благоприятными фациями (95).

Сказанное дополним еще одним замечанием. Обычно фосфориты связывают с трансгрессивными сериями, что даже отмечается в инструкциях по поискам фосфатного сырья (29 и др.). А.Л.Яншин (95) замечает, что фосфориты могут быть приурочены и к регрессивным толщам, которые выражены, как и трансгрессивные серии, благоприятными для фосфоритообразования фациями. Г.И.Бушинский (22,23), отмечая известную закономерную связь фосфоритов с трансгрессиями, указывает, что их формирование может быть приурочено и к регрессиям. Мы думаем, что принципиально был прав А.Д.Архангельский (II, с.114): "массовое образование фосфоритов падает на моменты нарушения равновесия моря, на моменты трансгрессий и

регрессий". На Мангышлаке и в Восточном Прикаспии такие моменты, связанные с трансгрессиями, должны быть отмечены для сеномана и турона (см. рис. 44, 45В); в трансгрессивно-регрессивный импульс конца саноана-начала кампанского века в прибрежной зоне моря были накоплены актюбинские фосфориты; некоторая фосфатность верхнемаастрихтских органогенно-детритовых известняков Сулдукапы характерна в общем для регрессивной стадии развития региона.

Литература

1. Акимец В.С. и др. Комплексы фораминифер пограничных отложений сантона-кампана (верхний мел) в разрезах Северного Донца и Дона. - Бюл.МОИП. Отд.геол.,1978, т.53, вып.4.
2. Акимец В.С. и др. Комплексы фораминифер пограничных отложений сантона и кампана (верхний мел) Мангышлака. - Бюл.МОИП. Отд.геол.,1979, т.54, вып.6
3. Акимец В.С. и др. Бентосные фораминиферы и белемниты кампана и маастрихта Восточного Прикаспия. - Бюл.МОИП. Отд.геол., 1983, т.58, вып.1.
4. Акрамходжаев А.М., Эгамбердыев М.Э. Размыты и переувлажнены в мел-палеоценовом осадконакоплении юго-востока Туранской равнины и их значение для поисков неструктурных ловушек нефти и газа. - Узб.геол.журн.,1977, № 5.
5. Алиев М.М. и др. Датские и палеоценовые отложения Закаспийской области. - В кн.: Меловые отложения Восточного Кавказа и прилегающих областей. М.,1967.
6. Алиев М.М., Забелина Т.М., Павлова М.М. К вопросу о распространении коньякских отложений в Закаспии. - В кн.: Проблемные вопросы стратиграфии нефтегазовосных областей Советского Союза. М.,1973.
7. Алиев М.М. и др. Некоторые данные по палеогеографии позднего мела Закаспия. - В кн.: Биостратиграфия и палеогеография палеозоя и мезозоя нефтегазовосных областей СССР. М.,1976.
8. Алиев М.М. и др. Стратиграфическая схема меловых отложений обрамления Каспийского моря. - В кн.: Меловые отложения обрамления Каспийского моря. М.,1980.
9. Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. - Материалы для геологии России, 1912, т.25.
10. Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения Туркестана.- Труды Геолкома. Нов.сер.,1916, вып.151.
11. Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М.-Пг., 1923.
12. Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. Западная часть, вып.2. М.-Л.,1934.
13. Бариев Г.В. Биосферные ритмы и проблема сохранения кислородного равновесия. - Журн.общей биол.,1972, т.33, № 6.
14. Барсукова Л.Д. и др. Космическая катастрофа 65 миллионов лет назад; сравнительное изучение разрезов Дании и Мангышлака. -

18-я Всес. метеоритная конференция. Тез. докл. М., 1981.

15. Безруков П.Л. Мезозойские отложения на Уфимском плато. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5-6.

16. Бенъямовский В.Н., Гладкова В.И., Копяевич Л.Ф. Фораминиферы. - В кн.: Граница сантона и кампана на Восточно-Европейской платформе. - Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР, 1979, вып. 148.

17. Бенъямовский В.Н., Волчегурский Л.Ф. Палеонтологическая характеристика зональных подразделений верхнего мела Восточного Прикаспия. - В кн.: Биостратиграфические исследования мезозойско-кайнозойских отложений южных окраин Русской платформы. Киев, 1979.

18. Бенъямовский В.Н. и др. К истории развития Восточного Прикаспия в поздне меловую эпоху. - Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол., 1982, № 5.

19. Бойко В.С., Шабанина Н.В., Ильяненко В.Я. Петрографическая характеристика зернистых фосфоритов Средней Азии. - В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск, 1979.

20. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л., 1980.

21. Будыко М.И. Изменения окружающей среды и формирование последовательных фаун. - Палеонтол. журн., 1981, № 1.

22. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 156.

23. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1966, вып. 169.

24. Василенко В.П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак. - Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 171.

25. Василенко В.П., Мятлюк Е.В. Фораминиферы и стратиграфия верхнего мела Джно-Эмбенского района. - В кн.: Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. М., 1947.

26. Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. - В кн.: Региональная геология СССР. 1952, т. I.

27. Вахрамеев В.А. Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники. - Палеонтол. журн., 1978, № 2.

28. Гарецкий Р.Г., Яшин А.Л. Глубоководные осадки складчатых областей. - В кн.: История Мирового океана. М., 1971.

29. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., 1965.

30. Гликман Л.С. и др. Новые данные о возрасте верхнемеловых

фосфоритовосных отложений района верховьев рек Илек и Темир в Западном Казахстане. - Бюл.МОИП. Отд.геол.,1970, т.45, вып.6.

31. Долицкая И.В., Беньямовский В.Н. Количественное распределение фораминифер в сенонских отложениях Северной и Южной Эмбы. - Вопр.микропалеонтол.,1970, вып.13.

32. Железко В.И., Сегедия Р.А. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Актюбинско-Примугодмарского района Западного Казахстана. - Труды Ин-та геол.и геохимии УНЦ АН СССР,1972, вып.96.

33. Жерихин В.В. Развитие и смена меловых и кайнозойских фаунистических комплексов (трахейные и хелицеровые). - Труды Палеонтол.ин-та АН СССР,1978, вып.165.

34. Забелина Т.М., Родионова М.К. Примеры использования полуквантитативных данных по фораминиферам для восстановления биоэкономической обстановки бассейнов. - В кн.: Биостратиграфия мезозойских и палеозойских отложений нефтегазовосных областей Средней Азии, Западной Сибири и Русской платформы. М.,1971.

35. Кац Ю.И., Шуменко С.И., Фам Ван Ан. О поверхностях перерыва в туронских отложениях Русской платформы. - Вестн.ЛГУ. Геол.и геогр.,1975, вып.6, № 120.

36. Колтыпин С.Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугод-харья. - Л.,1957.

37. Копеевич Л.Ф. Направление навивания раковин планктонных фораминифер как показатель температурных условий. - Бюл.МОИП, Отд.геол.,1978, т.53, вып.4.

38. Крашенинников В.А. Изменение комплексов фораминифер в ритмах седиментации миоценовых отложений юго-запада Русской платформы. - Вопр.микропалеонтол.,1961, вып.4.

39. Крымгольц Г.Я. "Лона" - новый термин в стратиграфии. - Вестн.ЛГУ,1972, № 18.

40. Курнаков Н.С., Буялов Н.И. Западный Казахстан - новая калийно-магниева база СССР. - Труды 17-й сессии МГК (Москва, 1937), 1940, т.5.

41. Лушпов Н.П. Палеонтологическое обоснование стратиграфии верхней части альбских отложений Закаспия и их сопоставление с западноевропейскими разрезами (на укр. языке). - В кн.: Ископаемые фауны и флора Украины, вып.3, Киев, 1975.

42. Меннер В.В. Стратиграфическая классификация. - В кн.: Междунар.геол.конгр.,25-я сессия. Докл.сов.геологов.Стратигр. и

седиментол. Геол. докембрия. М., 1976.

43. Милановский Е.В. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Среднего Поволжья. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1928, т.6, вып.2,

44. Морозова В.Г., Коженикова Г.Е., Курылева А.М. Датско-палеоценовые разнофациальные отложения Копетдага и методы их корреляции по фораминиферам. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1967, вып.157.

45. Москвин М.М. Верхнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья, 1962. - Acta Geol. Polonica, vol.12, № 2.

46. Москвин М.М., Эндельман Л.Г. Позднемеловые морские эки Мангышлака и их стратиграфическое значение. - В кн.: Биостратиграфия мезозойских отложений нефтегазоносных областей СССР. М., 1972.

47. Муравьев В.И. Породы - индикаторы глобальных изменений экологических обстановок. - ДАН СССР, 1976, т.229, № 4.

48. Назаров М.А. и др. Происхождение приливной аномалии на границе маастрихтского и датского ярусов. - Геохимия, 1983, № 8.

49. Найдин Д.П. О соотношении биостратиграфических и палеобиогеографических подразделений низшего ранга. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т.48, вып.6.

50. Найдин Д.П. Позднемаастрихтские белемнителлиды Евразии. - В кн.: Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. М., 1975.

51. Найдин Д.П. Граница мела и палеогена. - В кн.: Границы геологических систем. М., 1976.

52. Найдин Д.П. К вопросу об изучении и описании опорных разрезов верхнемеловых отложений платформенной части Украины. - В кн.: Тектоника и стратиграфия, вып. II. Киев, 1975.

53. Найдин Д.П. Геохронология мелового периода. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т.57, вып. I.

54. Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф. О зональном делении верхнего мела Европейской палеобиогеографической области. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т.52, вып.5.

55. Найдин Д.П., Иванников А.В. (ред.). Пограничные отложения савтона и кампана на Северном обрамлении Донбасса. Киев, 1980.

56. Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных океанского бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма. - В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981.

57. Найдин Д.П., Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф. Фауна туронских отложений междуречья рек Кача и Бодрак (Крым) и граница сеноман-турон. - В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981.

58. Найдин Д.П. и др. Граница маастрихт-даний в разрезе Кызылсай (Мангышлак) и некоторые особенности этого рубежа. - ДАН СССР, 1982, т.267, № 1.

59. Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Поздне-меловые трансгрессии и регрессии Западного Казахстана. - Изв. высш. учебн. заведений. - Геол. и разведка, 1982, № 10.

60. Найдин Д.П. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т.55, вып.5.

61. Павлова М.М., Забелина Т.М. О коньякских отложениях Горного Мангышлака. - В кн.: Палеонтология и стратиграфия нефтегазоносных областей СССР. М., 1963.

62. Пантелеев Г.С. Стратиграфия и двусторчатые моллюски датских и палеоценовых отложений Закаспия. М., 1974.

63. Папулов Г.Н., Найдин Д.П. (ред.). Граница сantonа и кампана на Восточно-Европейской платформе. - Труды Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1979, вып.148.

64. Пейтон Ч. (ред.). Сейсмическая стратиграфия. Часть I. М., Мир, 1982.

65. Пергамент М.А. Зональность верхнего мела Северного полушария по иноцерамам. - В кн.: Междунар. геол. конгр. 25-я сессия. Докл. сов. геологов. Стратигр. и седиментол. Геол. докембрия. М., 1976.

66. Плотникова Л.Ф. Результаты изучения глубины поздне-мелового бассейна Причерноморья методом соотношения планктонных и бентосных фораминифер. - ДАН УССР, 1966, № 2.

67. Покрышкин В.И. и др. Фосфоритоносные бассейны и месторождения зернистых фосфоритовых руд и закономерности их размещения. - В кн.: Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. М., 1980.

68. Покрышкин В.И., Сулиды-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Геологические закономерности размещения и условия образования фосфоритов зарубежных фосфоритоносных бассейнов. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т.55, вып.5.

69. Поярков Б.В. Об общих принципах проведения границ естественных тел на геолого-географическом уровне организации веще-

ства. - Владивосток, 1981.

70. Пояркова З.Н., Поярков Б.В. О некоторых вопросах стратиграфии. - В кн.: Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток, 1977.

71. Пояркова З.Н., Поярков Б.В. Соотношение стратиграфических подразделений низшего и высшего рангов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4.

72. Пяновская Н.А. Типы морского дна. - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980.

73. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л., 1955.

74. Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. М., 1962.

75. Родендорф Г.Г., Жерихин В.В. Палеонтология и охрана природы. - Природа, 1974, № 5.

76. Савельев А.А. О стратиграфических несогласиях в толще нижнемеловых отложений Мангышлака. - Бюл.МОИП. Отд.геол., 1971, т.46, вып.2.

77. Савельев А.А. О зональном делении альбского яруса Мангышлака по аммонитам. - В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981.

78. Сагунов В.Г., Ткачев В.Р. Литолого-фациальные и палеогеографические исследования фосфоритоносных отложений мела и палеогена Западного и Центрального Казахстана. - В кн.: Информационный сборник научн.-исслед. работ Ин-та геол. наук АН КазССР. Алма-Ата, 1973.

79. Собоцкий В.А. и др. Атлас беспозвоночных позднемеловых морей Прикаспийской впадины. - Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1982, т.187.

80. Соколов А.С. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья. - Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 3.

81. Соколов М.И. Зональное расчленение и фации альбских и верхнемеловых отложений Закаспия. - Бюл.МОИП. Отд.геол., 1966, т.41, вып.4.

82. Стратиграфический кодекс СССР. Мингео СССР. Всесоюз. научн.-исслед. геол. ин-т АН СССР. Межвед. стратиграф. комитет СССР, Л., 1977.

83. Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М., 1973.
84. Трифонов Н.К. Новые данные по стратиграфии верхнего мела полуострова Мангышлак. - Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 131.
85. Трифонов Н.К., Бураго А.М. Стратиграфия верхнемеловых отложений Мангышлака. М., 1960.
86. Трифонов Н.К., Василенко В.П. Стратиграфия верхнемеловых отложений Мангышлака. - Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
87. Фрейдлин А.А. Особенности развития соляных структур на северо-востоке Прикаспийской впадины. - Бюл.МОИП. Отд.геол., 1981, т.56, вып.4.
88. Фролов В.Т. Палеогеографические условия накопления фосфоритов Алжиро-Тунисского бассейна. - Изв.высш.учебн.заведений. Геол. и разведка, 1969, № 5.
89. Фролов В.Т., Покрышкин В.И. Условия образования фосфоритов северной части Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии. - В кн.: Литология и генезис фосфатноносных отложений СССР. М., 1980.
90. Шмидт О.И., Трифонов Н.К., Ясюквич Л.П. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Мангышлака (на примере разреза г.Аксиртау). - В кн.: Новые данные по геологии Мангышлака. Труды ВНИГРИ, 1973, вып.344.
91. Шмидт О.И., Горбатов А.М., Железко В.И. О морских ежах из сеноманских отложений Горного Мангышлака. - В кн.: Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л., 1979.
92. Эндельман Л.Г. Стратиграфическое распределение морских ежей в верхнемеловых отложениях Мангышлака. - В кн.: Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений. М., 1971.
93. Юдин Н.И. Сравнительная характеристика вещественного состава зернистых фосфоритов Западной пустыни АРЕ и Средней Азии. - В кн.: Литология и генезис фосфатноносных отложения СССР. М., 1980.
94. Яншин А.Л. Верхняя яра, мел, палеоген. - В кн.: Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области, ч.1 и 2. М., 1943.
95. Яншин А.Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. - Бюл.МОИП. Отд.геол., 1964, т.39, вып.5.

96. Christensen W.K. Upper Cretaceous belemnites from the Kriktionstad Area in Scania. - Fossils and Strata, 1975, N 7.
97. Ernst G. Stratigraphie, Fauna und Sedimentologie der Oberkreide von Misburg und Hoyer bei Hannover. - Mitt. Geol.-Paläont.Inst.Univ.Hamburg, 1975, Hf.44.
98. Ernst G., Schulz M.-G. Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon in Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). Mitt.Geol.-Paläont. Inst.Univ.Hamburg, 1974, Hf.43.
99. Ernst G., Schmid F. Die Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover unter besonderer Berücksichtigung des Cenoman und Turon. Excursionsführer Geländetagung "Kreide Niedersachsen". Berlin-Braunschweig-Hannover, 1979.
100. Ernst G., Schmid F. The Upper Cretaceous of central and eastern Lower Saxony. - In: Upper Cretaceous and Danian of NW Europe. Guide to excursion A-69. 26th Intern.Geol.Congress, Paris, 1980.
101. Ernst H., Schulz M.-G. The white chalk quarries of Lägerdorf and Kronsmoor. - In: Upper Cretaceous and Danian of NW Europe. Guide to excursion A-69. 26th Intern.Geol.Congress, Paris, 1980.
102. Fischer A.G., Arthur M.A. Secular variation in the pelagic realm.-Soc.Econom.Paleontol.and Miner.Spec.Publ., N 25, 1977.
103. Hancock J.M. Les ammonites du Cénomaniens de la Sarthe. - 84e Congres des Soc.savantes (Dijon). Paris, 1959.
104. Hancock J.M., Kauffman E.G. The great transgressions of the Late Cretaceous. - J.Geol.Soc.London, 1979, vol.136, pt 2.
105. Hart M.B., Bailey H.W. The distribution of planktonic Forameniferida in the Mid -Cretaceous of NW Europe. - Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, N 6, 1979.
106. Juignet P., Kennedy W.J. Faunes d'ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du Nord-Ouest de la France (Normandie) et du Sud de l'Angleterre. - Bull.Soc.Géol.Norm.et Amis du Museum Le Havre, 1976, t.63, fasc.2.
107. Kauffman E.G. British middle Cretaceous inoceramid biostratigraphy. - Ann.Mus.Hist.Natur.Nice, t.4 (1976), 1978.
108. Kauffman E.G. An outline of middle Cretaceous marine history and inoceramid biostratigraphy in the Bohemian Basin, Czechoslovakia. - Ann.Mus.Hist.Natur.Nice, t.4 (1976), 1978.
109. Kennedy W.J. A correlation of the uppermost Albian

and the Cenomanian of South-West England.-Proc.Geol.Ass., 1970, vol.81, pt 4.

II0. Kennedy W.J., Hancock J.M. Towards a correlation of the Cenomanian sequences of Japan with those of north-west Europe. Palaeontological Society of Japan Special Papers N 21, 1977.

III. Maidin D.P. et al. Cretaceous transgressions and regressions on the Russian Platform, in Crimea and Central Asia.- Cretaceous Research, 1980, vol.I, N 4.

II2. Nestler H. Die Fossilien der Rügener Schreibkreide. Wittenberg-Lutherstadt, 1975.

II3. Schmid F., Ernst G. Ammoniten aus dem Campan der Lechter Westmulde und ihre stratigraphische Bedeutung. I.Teil: Scaphites, Bostrychoceras, Hoplitoplacenticeras. Ber.Naturhist. Ges.Hannover, 1975, Bd II9.

II4. Seibertz E. Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im Überregionalen Vergleich.-Newsl.Stratigr.,1979, vol.7, N 3.

II5. Träger K.-A. Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel-und Osteuropa. - Newsl.Stratigr.,1981, vol.9, N 3.

II6. Voigt E. Oberkreide-Bryozoen aus den asiatischen Gebieten der UdSSR.-Mitt.Geol.Staatsinst. Hamburg, 1967, Hf.36.

Приложения

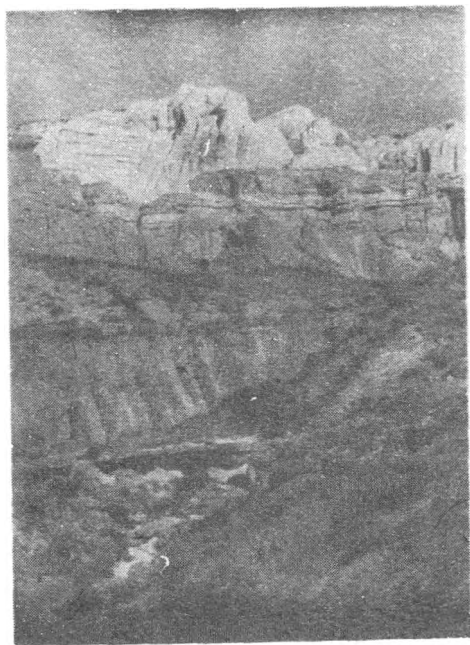


Фото I. Разрез Шах-Богота. Сеноман-сантон. На переднем плане песчаная толща I (нижний сеноман, слой 3 на рис.33); фигура человека у фосфоритной плиты основания песчаников толщи II (нижний турон, слой 4 и 5 на рис.33); далее вверх - толща грубого "сферового" мела III (верхний турон, слой 6-8); на заднем плане (белое) - толща IV и нижняя часть толщи V (коньяк-нижний сантон, слой 9-13)

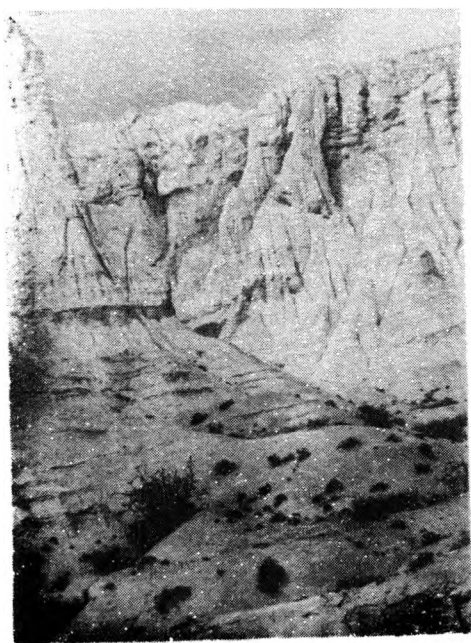


Фото 2. Разрез Шах-Богота. Коньяк-сантон. Чередование толстошлитчатых и тонкошлитчатых мергелей толщи IV (коньяк-нижний сантон) и мела нижней части толщи V (верхний сантон)

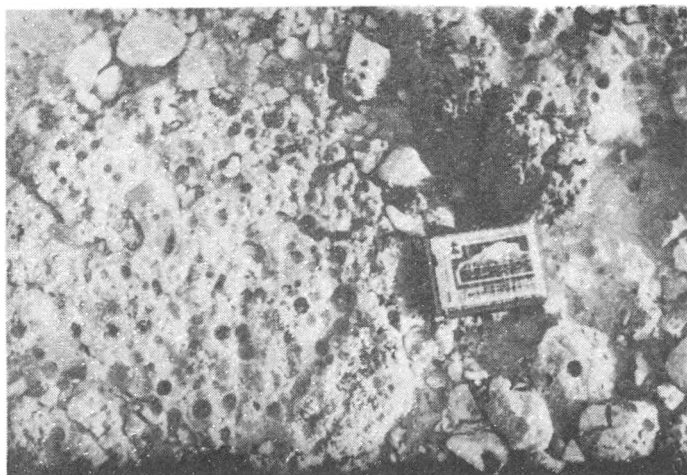


Фото 3. Разрез Аксыртау. Верхний турон. Деталь поверхности "твёрдого дна", изображенной на фото 4: видны ямки камнеточцев

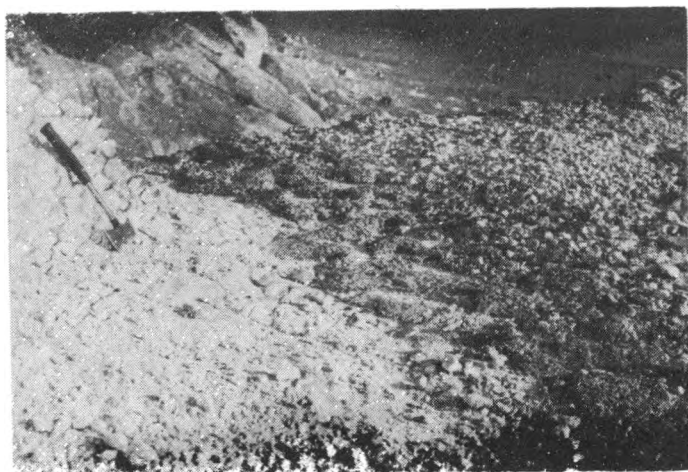


Фото 4. Разрез Аксыртау. Верхний турон. Поверхность "твёрдого дна", развитая в толще грубого мела III (см. слой 7 на рис.34)

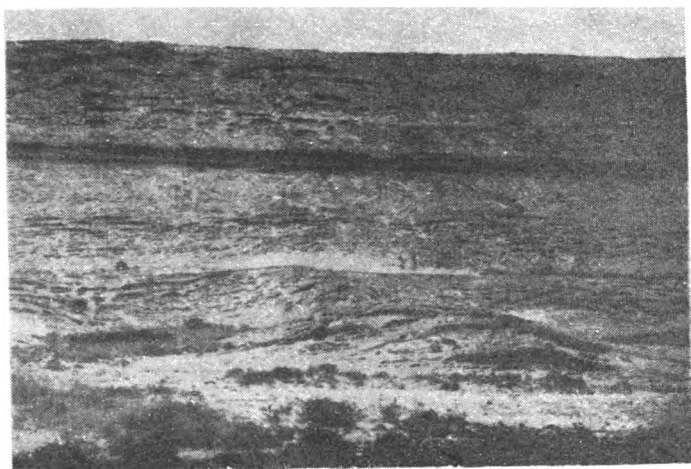


Фото 5. Разрез Аксыртау. Верхний маастрихт-даний. Органогенно-детритовые известняки толщи У1 (верхний маастрихт) и выше сплошной нити - органогенно-детритовые известняки датского яруса (толща У2). На переднем плане в толще У1 (слой Ак 20) - волнообразные изгибы, по-видимому, образованные по фитогермам

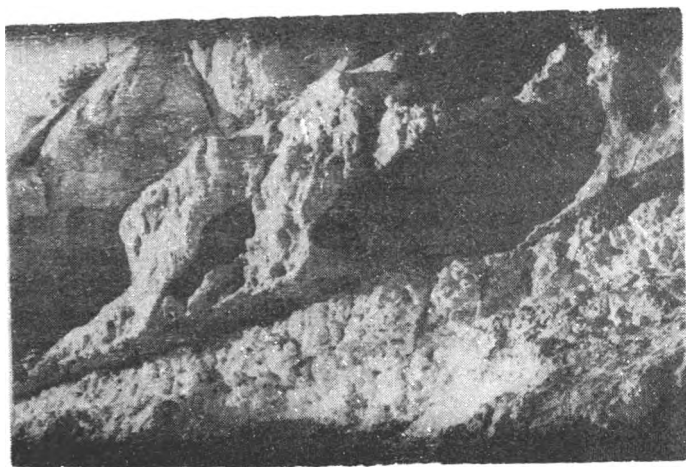


Фото 6. Разрез Шах-Богота. Нижний маастрихт-даний. В кровле мела толщи У (нижний маастрихт) развито "твердое дно"; выше - органогенно-детритовые известняки толщи У2 (даний)

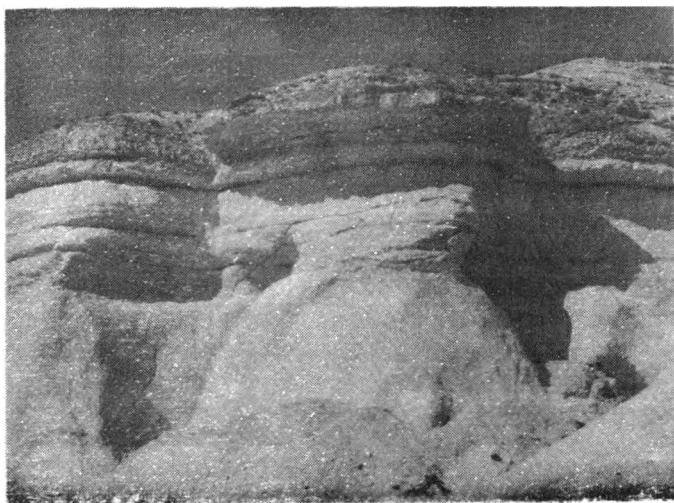


Фото7. Разрез Кызылсай I. Верхний маастрихт-даний. Внизу - мел
толщи У (верхний маастрихт, слои 9-13 на рис. 10 и 35); выше
датские органогенно-детритовые известняки толщи УП (слои 14-17)

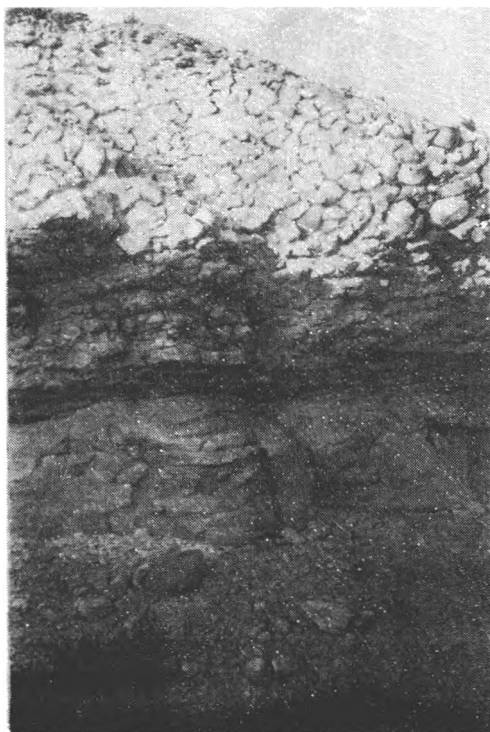


Фото 8. Разрез Кызылсай I. Контакт отложений маастрихтского и датского ярусов. Внизу - терминальный маастрихт (самая верхняя часть толщи У, слой I3 на рис. 10 и 35); вверху - даний (толща УП, слой I4-I6); на контакте - прослоечек "глин" (см.рис.35 и 36)

METHODS OF TRANSGRESSION AND REGRESSION STUDY (EXEMPLIFIED BY LATE CRETACEOUS BASINS OF WEST KAZAKHSTAN)

D.P.Naidin, V.N.Benjamovsky, L.F.Kopaevich

In the Late Cretaceous West Kazakhstan (Precaspian, Ustyurt, Mangyshlak) belonged to the European paleobiogeographical region (EPR). Therefore Upper Cretaceous deposits of West Kazakhstan contain faunal complexes which are very similar to those of western parts of the EPR.

Biostratigraphical subdivision of the Upper Cretaceous within the Eastern Precaspian and Mangyshlak is substantiated in chapter I. The correlation of this subdivision with the present stage and zonal division of Western Europe is made. The most important group for the subdivision and correlation of Turonian and Coniacian, to a lesser extent, of Cenomanian is the inoceramids. The main guide fossils of the Campanian and Maastrichtian are belemnites. Ammonites are sufficiently common only in the Cenomanian. Echinoderms are very abundant in the entire Upper Cretaceous of Mangyshlak. The detailed subdivision of the Upper Cretaceous may be fulfilled by benthonic foraminifera than by plankton. "Layers with fauna" are represented in tables and in the Russian text.

Lithologically, the Upper Cretaceous of the both regions is subdivided into two unequal parts: terrigene (Cenomanian-Lower Turonian), its thickness is 86m and carbonate-chalks, marls, limestones (Upper Turonian-Maastrichtian), its thickness varies from 250 to 450 m.

In Mangyshlak the Cenomanian deposits without a considerable break supersede the Upper Albian deposits, the stratigraphic division of which has been proposed by A.A.Saveliev (1981). Within West Kazakhstan a break is almost everywhere confined to the Maastrichtian/Danian boundary. Only in the Kyzylsaj (Mangyshlak) Maastrichtian chalk is replaced without a break by Danian limestone with the development of a boundary clay layer in which higher iridium concentrations have been found as well as in a number of other regions of the world.

Some practical recommendations for geologists conducting investigations in areas of a wide distribution of the Upper Cretaceous deposits are given in chapter 2.

Some peculiarities of the Upper Cretaceous strata in Mangyshlak (bioturbation structures, breaks, in particular, the widely developed hardgrounds) have been described in chapter 3.

Chapter 4 contains data pertaining to a spacial and vertical faunal distribution. General paleogeographical characteristics of the West Kazakhstan Late Cretaceous basins are presented.

Chapter 5 concerns the generalization of data of previous chapters and presents main conclusions. The estimate of transgressions and regressions is made based on the study of zones with a predominant carbonate sedimentation, which are far away from the coast line. It is obvious that for such zones reconstructions of paleodepths appear to be a main information source about transgressions and regressions. Epicontinental basins of West Kazakhstan were very shallow, of the order of 50-200 m for Eastern Precaspian and even shallower for Mangyshlak.

A smooth eustatic transgression has been developed, which started even in the Albian and then in the middle of the Maastrichtian was replaced by rapid eustatic regression. Small-scale events

both of the eustatic and epeirogenic nature became apparent on this background. The most important regional features in the evolution of the paleogeographical conditions are as follows: absence of the Upper Cenomanian and Lower Turonian deposits within the Eastern Precaspian; the shoaling of the sea within Mangyshlak in the course of the eustatic transgression associated with its filling with sediments; some deepening of the sea (notwithstanding a general eustatic regression) within the Eastern Precaspian at the end of the Maastrichtian.

Оглавление

	стр.
Введение	3
Глава I. Биостратиграфическая схема расчленения верхнемеловых отложений Восточного Прикаспия и Мангышлака	5
Общие замечания	5
Разрезы, фауна, биостратиграфический анализ..	7
Биостратиграфические единицы, соотношение расчленения по различным группам	72
Оценка стратиграфической величины гиатусов	77
Глава 2. Практические рекомендации по стратиграфии верхнего мела	83
Глава 3. Некоторые особенности отложений верхнего мела	90
Общая характеристика разрезов	90
Биотурбационные текстуры	100
Перерывы	101
Некоторые данные о распределении фосфора в верхнемеловых отложениях Мангышлака	III
Глава 4. Позднемеловые бассейны Западного Казахстана и их фауна	116
Глава 5. Позднемеловые трансгрессии и регрессии Западного Казахстана	125
Трансгрессии и регрессии Восточного Прикаспия и Мангышлака, их сравнение с другими регионами	125
Трансгрессии и регрессии и климатические условия	139
Заключение	142
Литература	146
Приложения	155

Д.П.Найдин, В.Н.Беньямовский, Л.Ф.Копавич
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТРАНСГРЕССИЙ И РЕГРЕССИЙ

Заведующая редакцией И. И. Щ е х у р а

Редактор Р. И. К р и в и л о

Технический редактор Е. Д. З а х а р о в а

Подписано к печати 01.08.84. Л-79828 Формат 60х90/16
Бумага офсет. № 1 Офсетная печать. Усл.печ. л. 10,25
+ вкл. (0,125) Уч.-изд. л. 8,96 Заказ 1816
Тираж 500 экз. Цена 30 коп. Заказная

Ордена "Знак Почета" издательство Московского университета
103009, Москва, ул.Герцена, 5/7.
Типография ордена "Знак Почета" изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы

Цена 30 коп.

