Московский Государственный Университет
им. М.В.Ломоносова
Геологический факультет

проект 555

Е.Ю. Барабошкин, Д.П. Найдин, В.Н. Беньямовский,
А.Б. Герман, М.А. Ахметьев

Проливы Северного полушария в мелу и палеогене

Допущено УМС по "Геологии" УМО классических университетов в качестве учебного пособия для студентов ВУЗов, обучающихся по направлению 511000 "Геология"

МОСКВА

2007

УДК 551.8:551.76/.77(234.321)

Е.Ю. Барабошкин, Д.П. Найдин, В.Н. Беньямовский, А.Б. Герман, М.А. Ахметьев

Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. – М.: Изд-во геологического ф-та МГУ, 2007. – 182 с., илл. 55, табл. 4, табл. прил. 8, библиография 519 названий.

Редактор: доктор геол.-мин. наук, профессор Е.Ю. Барабошкин

Рецензент: доктор геол.-мин. наук, профессор А.М.Никишин

Работа посвящена палеопроливам: приведено их определение, классификация, рассмотрены основные характеристики. Кратко освещается история меловых и палеогеновых проливов Северного полушария: время открытия и закрытия, перемещение водных масс и миграции различной биоты, а также свойства некоторых проливов.

Книга состоит из двух частей. Первая часть посвящена истории раннемеловых проливов Северного полушария и их влиянию на миграции биоты (главным образом, аммонитов), а также следующим из этого биостратиграфическим выводам, подтвержденным моделированием системы поверхностных течений. Кроме того, рассматривается развитие системы позднемеловых и палеогеновых эпиконтинентальных бассейнов, обеспечивавших сквозные миграции морской биоты из Северо-Американского "морского пути" через Палеоарктику в бассейн Тетис, периодизацию этих явлений, и важнейшие моменты истории этих бассейнов.

Во второй части анализируются климатические эффекты открытия и закрытия позднемеловых и палеогеновых проливов Северной и Центральной Евразии, реконструируемые на основе изменения флористических комплексов.

Книга рекомендуется для студентов, магистрантов, аспирантов и преподавателей ВУЗов, а также стратиграфов, палеонтологов, геологов.

Печатается по решению Ученого Совета Геологического факультета от 7 июня 2007 г.

© Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Герман А.Б., Ахметьев М.А., 2007 г
© Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2007 г.

Памяти
Российского океанолога
инженер-контр-адмирала
Николая Николаевича Зубова
посвящается…

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проливы являются одним из важнейших элементов Мирового Океана. Они соединяют между собой морские бассейны, одновременно разделяя континентальные пространства и острова. Первыми их важнейшее значение оценили мореплаватели: существование проливов дает гигантскую экономию сил и времени при перемещении гражданского и военного флота; контроль над проливами обеспечивает стратегическое превосходство. Не случайно, что именно рукой моряка написан наиболее всеохватывающий научный труд, заложены основы учения о проливах (Зубов, 1956).

Значение проливов трудно переоценить и с точки зрения истории развития Земли: именно они являлись транспортными артериями, через которые перемещались водные массы различного типа, вместе с которыми расселялась разнообразная морская биота. Прохождение теплых и холодных водных масс через проливы обеспечивает разнообразные климатические эффекты и отчасти контролирует характер седиментации в морских бассейнах.

Миграция морской фауны и флоры осуществлялась через проливы, а континентальной – через сухопутные мосты, возникавшие на месте пересыхавших проливов; поэтому данные по этим районам Земли имеет ключевое значение и для биостратиграфических корреляций.

Изучению современных проливов посвящено значительное количество публикаций, а внедрение компьютерных технологий позволяет моделировать основные гидрологические параметры проливов и объяснять отдельные исторические ситуации, с ними связанные (Андросов, Вольцингер, 2005).

С исследованием древних систем проливов также связано огромное число научных работ, однако детальность этого изучения, естественно, несравненно ниже, чем для современных. Иногда спорным является не только местоположение проливов, но и сам факт их существования (например, меловые и палеогеновые проливы через Урал). Ясно, что и характер моделей, пытающихся толковать геологические наблюдения, весьма приблизительный.

В настоящее время наиболее известным и хорошо изученным является позднемеловое море-пролив Западного Внутреннего бассейна (Western Interior Seaway) Северной Америки. Его исследованием длительный период (несколько десятков лет) занималось и продолжает заниматься большое количество ученых. Получены интереснейшие и детальные данные о палеогеографии, палеоокеанологии, седиментологии, распределении биоты этого пролива, что нашло отражение в нескольких объемистых монографиях.

К сожалению, в отечественной геологии подобных исследований нет, хотя моря-проливы, пересекавшие пространства Западной Сибири и Русской равни-

ны, были не менее грандиозны, чем Западный Внутренний бассейн. Настоящей книгой авторы пытаются в какой-то мере восполнить данный пробел, публикуя основные результаты своих работ по изучению меловых и палеогеновых проливов, располагавшихся некогда на территории России и Северного полушария.

Книга состоит из пяти публикаций, приводимых в авторской редакции (техническая редакция минимальна), объединяющих два направления. Первое посвящено терминологии и классификации проливов (Е.Ю.Барабошкин: "Введение" и Д.П. Найдин: "Эпиконтинентальные моря Северной Америки и Евразии"), истории раннемеловых (Е.Ю.Барабошкин: "Раннемеловые проливы Северного полушария"), позднемеловых и палеогеновых проливов Евразии (Д.П. Найдин: "Эпиконтинентальные моря Северной Америки и Евразии", В.Н. Беньямовский: "Палеогеновые меридиональные проливы Северной Евразии"), их роли в глобальной системе проливов и миграциям различной морской биоты. Второе направление (А.Б. Герман: "Палеоклиматические эффекты позднемеловых - палеоценовых проливов по данным континентальной биоты" и М.А. Ахметьев: "Флора и климат палеоцена и эоцена центральной части Северной Евразии ") рассматривает воздействие систем меловых и палеогеновых проливов на региональный климат Земли по данным изучения флоры.

"Проливы", рассматриваемые в книге, следует понимать как "палеопроливы".

В обсуждении темы проливов участвовали многие наши коллеги, за что мы им глубоко признательны.

Научные работы были выполнены в рамках проекта IUGS 555 "Быстрые изменения экологии / климата в условиях "парникового" мелового периода", при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты 00-05-64738, 04-05-64424, 05-05-64910, 06-05-64618, 06-05-64167, 06-05-65172,07-05-00882) и ФЦП "Ведущие Научные Школы" (гранты НШ-5280.2006.5, НШ-372.2006.5 и НШ-1372.2006.05), Программы № 18 фундаментальных исследований Президиума РАН.

ВВЕДЕНИЕ

Е.Ю.Барабошкин

Геологический факультет МГУ, Москва

В разделе обсуждается терминология, используемая в дальнейшем изложении; приводится классификации проливов. Некоторые комментарии к терминам приводятся также и в последующих главах.

Определение

До сих пор не выработана универсальная терминология для бассейнов типа проливов, в особенности применительно к геологическим реконструкциям. Определение проливов, данное Н.Н. Зубовым (1956) - "*сравнительно узкое водное пространство между смежными районами Мирового океана... Проливы одновременно что-нибудь соединяют и что-нибудь разделяют*" следует уточнить. Под **проливами** следует понимать **водные пространства, разделяющие участки суши и соединяющие бассейны *с различными водными массами***. Важнейшее значение именно последнего обстоятельства отмечено в монографии А.А. Андросова и Н.Е. Вольцингера (2005). Действительно, именно свойства водных масс (ВМ) контролируют распределение организмов (в особенности – планктонных: Беклемишев, 1969), тип седиментогенеза (Лисицын, 1974) в Мировом океане и определяют гидрологию самих проливов (Андросов, Вольцингер, 2005). Это существенное дополнение ограничивает использование термина "пролив" и отделяет его от морфологически близких водных соединений, не оказывающих значительного влияния на процессы в морях и океанах. При этом под **водными массами** понимаются большие объемы воды, занимающие обширные акватории и обладающие специфическими, только им присущими квазистационарными свойствами, приобретенными в определенных районах и *сохраненными при перемещении за пределы области своего формирования* даже после значительной трансформации, происходящей в результате смешения с водами других типов (Степанов, 1983). Основные характеристики ВМ определяются их температурой, химизмом и соленостью, гидродинамикой, аэрируемостью, обилием пищевых ресурсов и составом биоты и некоторыми другими параметрами. Границы соприкосновения ВМ могут быть как постепенными, так и крайне резкими, представляющими собой географические барьеры (Беклемишев, 1969).

Терминология и классификация

В мировой литературе существует достаточно много терминов, характеризующих условия и морфологию проливов. Остановимся на некоторых из них.

Термин *pass* отвечает судоходному проходу или руслу и в какой-то мере является синонимом термина *inlet* – проход между островами, вход в бухту. Согласно толковому словарю английских терминов (Толковый…, 2002), синони-

мом является термин *passage*. Близкий смысл имеют *gat* и *gate*, обозначающие как сам пролив, так и собственно место входа в него; термин *gateway* отличается тем, что, обозначая вход (ворота), одновременно указывает на открытие прохода (Berggren, 1981-1982; Smith et al., 2003; Livermorea et al., 2005). *Ворота* в русском языке означают широкий или узкий короткий пролив, широкий вход, вход в шлюз и т.д. (Кузнецов, 2000); обычно отмечается их ширина и небольшая протяженность.

Sound - это длинный и узкий водный проход, связывающий два крупных водоема или части одного водоема; пролив между материком и островом (а кроме того, - лагуна, длинный залив или водная полоса между сушей и длинным островом в озере); он шире и длиннее собственно пролива (*strait*), соединяющего большие акватории. Полного русского аналога нет.

Термины *рукав* и *протока* обычно применяют для обозначения протоки в дельте или ответвления реки. Синонимами являются поморские термины *шар* и *салма* (Зубов, 1956). Понятие *морской рукав* используется редко; к нему близок термин *проход* – узкий и протяженный пролив (как правило, между островами); смысловым синонимом ему является *фарватер* (Зубов, 1956). Иногда в литературе применяют термин коридор (*corridor*), но обычно им обозначают сухопутный или воздушный проход; для акваторий он почти не используется. Вероятно, к этой же категории можно отнести и термин *isthmian strait* (Collins et al., 1996) – короткий узкий пролив через перешеек (например, Панамский пролив).

Названные типы проливов различаются по соотношению длины (Д) и ширины (Ш). Мы предлагаем уменьшить количество морфологических терминов и называть **воротами** короткие широкие проливы (Д ≤ Ш), а **проходами** узкие протяженные проливы (Д > Ш). Проходы могут быть *прямыми* и *извилистыми*.

Archipelago strait встречается в единичных публикациях (Collins et al., 1996), обозначая систему мелких проливов между островами, "работающими" как единое водное соединение. На русский язык этот термин можно перевести как *островной пролив*.

Channel, canal в англоязычной литературе часто употребляется для обозначения русел или проток. *Канал* в русском языке - это искусственное русло, наполненное водой (Кузнецов, 2000) и потому для обозначения проливов навряд ли может использоваться.

Термин *seaway* - морской путь - не является официально принятым, но широко употребим в англоязычной литературе; у нас его аналог используется для обозначения пути движения судов (например, Северный морской путь), состоящего из множества морей и проливов. Близким к *seaway* смыслом обладают *pathway* (Berggren, 1981-1982) и *passageway* (Collins et al., 1996). Они обозначают протяженное (эпиконтинентальное) море, соединяющее крупные морские (океанические) бассейны, и выполняющее функцию пролива. Русским эквивалентом всех этих терминов мы предлагаем считать *море-пролив* (термин введен С.А. Морозом и Л.И. Ермохиной, 1998). Менее удачными представляются *проливное / проходное море*.

Мегапроливом (Megastrait) один из авторов (Baraboshkin et al., 2003) назвал систему грандиозных морей-проливов, объединявшую в позднем мелу Запад-

ный Внутренний, Арктический и Западно-Сибирский бассейны. По существу, это система морей-проливов глобального масштаба, наподобие Атлантического океана, но отличающаяся существенно меньшими глубинами, не говоря уже об отличиях чисто геологического свойства.

Согласно Н.Н. Зубову (1956), этот перечень можно дополнить еще несколькими типами проливов (проливы фьордовые, коралловых островов и др.), различающихся по происхождению и морфологии. Эти термины не отвечают определению пролива, практически не используются в литературе, и поэтому здесь не рассматриваются.

Подводя итог, предлагается использовать следующие термины для описания проливов:

1. *пролив* – термин для обозначения любых проливов, а также крупных вытянутых проливов протяженностью в несколько сотен км.
2. *проход* – длинный узкий пролив, протяженностью в километры – первые сотни километров
3. *ворота* – короткий широкий пролив,
4. *море-пролив* – морской бассейн, обладающий свойствами проливов,
5. *островной пролив* – система мелких проливов между островами.

Еще один существенный параметр – это глубина проливов. В зависимости от нее перемещение ВМ через пролив может осуществляться по-разному. Учитывая глубины структурных зон океанов (Степанов, 1983), а также то обстоятельство, что (1) глубины современных шельфов и неретической области примерно соответствуют глубине поверхностной структурной зоны (в среднем около 200 м), и (2) приуроченность основной массы планктона и другой биоты к глубинам до 200 м, мы предлагаем различать два типа проливов: **мелководные** (морские), глубина которых ≤ 200 м, и **глубоководные** (**океанические**) с глубинами > 200 м. Для описания систем древних проливов этого грубого разделения вполне достаточно.

Важнейшей характеристикой проливов является их гидрология. Особенно это важно с точки зрения пассивных миграций и расселения планктонных сообществ, имеющих отчетливую стратификацию (Беклемишев, 1969). Мы принимаем классификацию А.А. Андросова и Н.Е. Вольцингера (2005), выделяющих (1) проливы, в которых на разных уровнях существуют два противонаправленных течения и водообмен совершается в вертикальных плоскостях; (2) проливы, в которых противонаправленные течения существуют на одном уровне и водообмен совершается в горизонтальных плоскостях; (3) проливы, в которых генерируются интенсивные приливные течения и (4) проливы с дрейфовым устойчивым или неустойчивым течением. Как отмечают сами авторы классификации, она условна, так как режим течений изменчив, зависит от степени взаимодействия процессов в проливе, подверженной колебаниям; схема течений по разным причинам часто искажается, а сам режим обычно имеет сезонный характер. Применительно к палеопроливам, судить об их гидрологии затруднительно в силу особенностей фактического материала – неполноты геологической летописи и огромного временно́го охвата палеогеографических реконструкций, не сопоставимого даже с четвертичным временем.

Свойства проливов

Н.Н. Зубов (1956) обращал внимание на значимость того, как ориентированы проливы относительно берега, выделяя среди них *продольные* и *поперечные*. Нам представляется, что более важным является характер их ориентировки по отношению к климатической поясности и, следовательно, то, насколько близкими были ВМ, протекавшие через них. Поэтому мы различаем **широтные проливы**, через которые осуществлялось сообщение между бассейнами одного и того же климатического пояса; и **меридиональные (долготные) проливы,** обеспечивавшие связь морских бассейнов разных поясов и, соответственно, взаимопроникновение ВМ с различными характеристиками. Обмен биотой через широтные проливы происходил значительно проще, чем через меридиональные ввиду сходных параметров ВМ, поскольку не требовал значительных адаптаций. Поэтому распространение организмов в широтном направлении происходило быстрее, чем в меридиональном, где диахронность в появлении даже таких быстро эволюционировавших форм, как аммониты, могла достигать сотен тысяч лет (Гужиков, Барабошкин, 2006) или еще большей продолжительности для других групп (Berggren et al., 1995). Этот важнейший факт необходимо учитывать при корреляциях: **в широтном направлении биостратиграфические корреляции почти изохронны, а в долготном отличаются значительной диахронностью**. При этом зачастую единственной основой корреляции стратиграфических шкал разных палеогеографических поясов являются находки транспоясных мигрантов, возможные только благодаря существованию меридиональных проливов. Отсутствие подобных проливов ведет к многолетним стратиграфическим спорам, таким как положение границы юры и мела в бореальном и тетическом поясах. Поэтому с точки зрения стратиграфии и корреляций наиболее важен факт существования именно долготных проливов.

Еще одно стратиграфическое свойство проливов раскрывается в статье Д.П. Найдина (см. далее). Оно названо им "*правилом Папулова*" и говорит о том, что в периодически осушавшихся проливах, в которые проникали воды то из одного, то из другого смежного бассейна, номинальная стратиграфическая последовательность может быть более полной, чем в смежных частях бассейнов. Следует, правда, учесть, что и количество стратиграфических перерывов в разрезах таких проливах больше. Совершенно ясно, что детальное изучение стратиграфии района палеопроливов может привести к неожиданным и важным результатам.

Не менее значимым является изучение континентальных отложений в районе палеопроливов, поскольку моменты их закрытия совпадают с началом массовой миграции наземной биоты.

Из других важнейших свойств, следует назвать влияние проливов на климат благодаря тому, что через них протекают ВМ с разными характеристиками. Всем известно, что Гольфстрим во многом определяет климат Северной Европы. Аналогично, и другие ВМ, в зависимости от их типа, проходя через проливы, могут значительно влиять на климат в самом проливе и в прилегающих районах. Влияние это весьма многогранно и, как было показано Н.Н. Зубовым (1956), в наиболее общих чертах сводится к следующему.

1. Теплые течения, проникающие в высокие широты, создают предпосылки для активного вертикального перемешивания вод, имеют более высокую прозрачность, менее насыщены кислородом, чем холодные, и менее устойчивы к трансформациям. Воздушные массы над теплыми течениями, помимо более высокой температуры, содержат меньше водных паров и, следовательно, в районах их следования осадков также выпадает меньше. Давление над ними снижается, что провоцирует возникновение циклонов, перемещающихся вдоль оси теплых течений.

2. Соответственно, холодные течения переносят через проливы более тяжелые ВМ, богатые кислородом, слабо перемешиваемые и потому более устойчивые к трансформациям. Воздушные массы над ними более тяжелые, насыщены паром, что приводит к частому выпадению осадков и туманам.

Говоря о климатических эффектах, следует учитывать (1) направление вращения Земли, так как с разных сторон течений (и проливов, соответственно), они значительно видоизменяются (вплоть до противоположных), (2) глубины проливов, влияющие на интенсивность и объем переноса ВМ и (3) параметры самих ВМ, проходящих через проливы.

Важная роль проливов, как регулятора климата, отмечается при обсуждении глобального климата Земли (Чумаков, 2005).

Поскольку разным ВМ свойственна различная биота (в первую очередь - планктон), наличие / отсутствие проливов всегда сказывается на миграциях и составе населения бассейнов. Это рассматривается в последующих главах.

Наконец, проливы могут контролировать или оказывать влияние на характер седиментации. Так, расширение площади раннемелового моря-пролива Русской плиты приводило к накоплению глинистых осадков, а его закрытие – к быстрому заполнению бассейна песчаными отложениями; проникновение холодных вод из западносибирского моря-пролива в бассейн Русской плиты привело в позднем мелу к образованию смешанной кремнисто-карбонатной седиментационной системы (Межеловский, 2005).

Закрытие Гибралтара спровоцировало "Мессинский кризис", во время которого большая часть Средиземного моря бассейна была выпарена и на его дне происходило накопление эвапоритовой толщи (Сонненфелд, 1988).

Специфический водообмен между Средиземным и Черным морями привел к развитию в последнем аноксии и накоплению богатых органикой и сульфидоносных сапропелевых и ленточных илов.

Характер осадков в самих проливах также сильно меняется – от их полного отсутствия и эрозии дна (Гибралтар: Мурдмаа, Келлер, 2004) до тонких илов (Ла-Манш: Зубов, 1956) – в зависимости от разнообразных контролирующих факторов.

Примеры можно продолжить, однако из них следует, что общих закономерностей в типах седиментации, связанной с проливами, пока не установлено.

ЧАСТЬ.1.
ИСТОРИЯ ПРОЛИВОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В МЕЛУ И ПАЛЕОГЕНЕ

РАННЕМЕЛОВЫЕ ПРОЛИВЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Е.Ю.Барабошкин

Геологический факультет МГУ, Москва

Сокращения

ВМ – водная масса
РП – Русская плита
ЗВД – зона высокого давления
ЗЗВ – зона западных ветров
ЗНД – зона низкого давления
ПТ – зона пассатных течений

Введение

Важнейшим палеогеографическим элементом, влиявшим на характер перемещения поверхностных водных масс, являлась система проливов Северного Полушария. В раннем мелу существовало несколько субмеридиональных проливов, контролировавших обмен водных масс между бореальным бассейном, океанами Тетис и Пацификой (рис.1). Это: *Гренландский пролив* (на месте Гренландского и Норвежского морей); *проход Роколл* (между Гренландией и Британскими островами); *проход Гессен* (между Рейнским и Богемским массивами); *Парижский и Лондонский проливы* (соединявшие юг Франции и юг Великобритании); *Датско-Польский пролив*, соединявший Польский и Карпатский бассейны; многочисленные проливы бореального бассейна (*проходы Нансена и Карский, Таймырский и Хатангский проливы, ворота Вилькицкого*); *проливы Русского моря*, которое периодически само становилось морем-проливом), *Анюйский (? островной) пролив* и *пролив Доусон и Аляскинский пролив*, соединявшие бореальный бассейн и север Пацифики и *пролив Инсулар*. *Пролив Западного Внутреннего бассейна* (Western Interior Seaway) Северной Америки, согласно последним данным, возник только в сеномане.

В данном разделе рассматриваются наиболее крупные проливы, которые существовали в раннем мелу выше 40° с.ш. и контролировали перемещение бореальных и тетических ВМ. Аммонитовые биостратиграфические схемы, на которых базируется настоящая работа, обсуждавшиеся автором неоднократно (Барабошкин, 2001, 2003, 2004а, б), пересмотрены для зоны Homolsomites bojarkensis, отнесенной к валанжину (Барабошкин и др., 2006) (табл. 1).

ЯРУС	ПОДЪЯРУС	СТАНДАРТ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ		ГОРНЫЙ КРЫМ	СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ	РУССКАЯ ПЛИТА (ЮГ), МАНГЫШЛАК		РУССКАЯ ПЛИТА (СЕВЕР)	СТАНДАРТ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА
		ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ							
АЛЬБСКИЙ	ВЕРХНИЙ	S. dispar	S. dispar	M. perinflatum	M. perinflatum	L. cantabrigensis	P. studeri	НЕ МОРСКИЕ?	N. selwyni
			S. blancheti	M. rostratum	M. rostratum		C. vraconensis	C. vraconensis	
		M. inflatum		M. inflatum	M. inflatum	M. inflatum		M. inflatum	
				H. varicosum	H. varicosum	S. michalskii		?	
				H. orbignyi	H. orbignyi	S. pseudocoelonodus			S. liardense
			D. cristatum	?	D. cristatum	S. tamalakensis		D. beresovkaensis	G. canadensis
	СРЕДНИЙ	E. lautus		A. daviesi	E. lautus	A. rossicus		D. rossiensis	G. subquadratus
		E. loricatus			?	A. daviesi		H. dentatiformis	
				ОТСУТСТВУЮТ	D. daghestanensis	D. daghestanensis		D. pretethydis	
					A. intermedius	A. intermedius			
					O. roissyanum	H. spathi		H. volguschensis	
		H. dentatus	H. spathi		H. spathi			H. spathi	
			L. lyelli		H. benettianus	H. benettianus		H. benettianus	
		D. mammillatum			I. eodentatus	I. eodentatus		I. eodentatus	
	НИЖНИЙ				D. mammillatum	?	D. mammillatum	O. crassus	O. auritiformis
						T. suborientalis		T. suborientalis	?
						C. floridum		S. caperata	C. floridum
								S. rotula	
						?		S. subdragunovi	
								S. solida	
								S. perinflata	?

Таблица 1. Корреляция зональных биостратиграфических схем нижнего мела РП, Мангышлака, С. Кавказа, Горного Крыма и зональных стандартов Средиземноморского и Бореального поясов (по Барабошкин, 2004а, б с изменениями). Темной заливкой показаны таксоны, имеющие бореальные "корни", без заливки оставлены формы тетического происхождения и белемнитовые зоны.

<table>
<tr><td rowspan="2">ЯРУС</td><td rowspan="2">ПОДЪЯРУС</td><td>СТАНДАРТ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ</td><td colspan="2">ГОРНЫЙ КРЫМ</td><td colspan="3">СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ</td><td colspan="2">РУССКАЯ ПЛИТА (ЮГ), МАНГЫШЛАК</td><td colspan="2">РУССКАЯ ПЛИТА (СЕВЕР)</td><td colspan="2">СТАНДАРТ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА</td></tr>
<tr><td colspan="11">ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ</td></tr>
<tr><td rowspan="4">АЛЬБСКИЙ</td><td rowspan="4">НИЖНИЙ</td><td rowspan="4">L. tardefurcata</td><td colspan="2" rowspan="2"></td><td rowspan="2">L. (N.) regularis</td><td rowspan="2">L. (N.) regularis</td><td>L. (N.) regularis</td><td colspan="2" rowspan="2">A. strangulatum</td><td colspan="2" rowspan="2">A. strangulatum</td></tr>
<tr><td>A. strangulatum</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">? L. (L.) tardefurcata</td><td rowspan="2">L. (L.) tardefurcata</td><td rowspan="2">L. (L.) tarde-furcata</td><td>L. (L.) acuticostata</td><td colspan="2" rowspan="2">A. belli</td><td colspan="2" rowspan="2">A. belli</td></tr>
<tr><td>A. probus</td></tr>
<tr><td colspan="2">A. jachromensis</td><td colspan="2">A. jachromensis</td><td colspan="2">A. jachromensis</td></tr>
<tr><td colspan="2">L. (L.) recticostata</td><td colspan="2">F. singulare</td><td colspan="2">F. singulare</td></tr>
<tr><td rowspan="6">АПТСКИЙ</td><td>ВЕРХ.</td><td>H. jacobi</td><td colspan="2">ОТСУТСТВУЮТ</td><td colspan="2">H. jacobi</td><td colspan="2">ОТСУТСТВУЮТ</td><td colspan="2" rowspan="2">КОНТИНЕН-ТАЛЬНЫЕ И ПРИБРЕЖНЫЕ</td><td colspan="2">L. deansi</td></tr>
<tr><td>N. nolani</td><td>D. nodosocostatum</td><td colspan="2">? N. nolani</td><td colspan="2">N. nolani</td><td colspan="2">N. nolani</td><td colspan="2" rowspan="2">?</td></tr>
<tr><td rowspan="3">СРЕДНИЙ</td><td rowspan="2">P. melchioris</td><td rowspan="2">?</td><td>?</td><td colspan="2">A. uhligi</td><td colspan="2">?</td><td rowspan="2">? P. melchioris</td></tr>
<tr><td>A. aschiltaen-sis</td><td>P. mel-chioris</td><td>A. aschil-taensis</td><td>P. mel-chi-oris</td><td>A. aschil-taensis</td><td colspan="2">T. arcticum</td></tr>
<tr><td>P. multico-status</td><td>P. multico-status</td><td>P. multico-status</td><td colspan="2">P. multico-status</td></tr>
<tr><td>E. subnodosocostatum</td><td>nisum</td><td>C. crassico-statum</td><td colspan="2">E. subnodosocostatum</td><td colspan="2">E. subnodoso-costatum</td><td colspan="2">A. nisum</td><td colspan="2">Aconeceras nisum</td></tr>
<tr><td rowspan="3">НИЖНИЙ</td><td>D. furcata</td><td rowspan="3">A. nisoides</td><td rowspan="3">?</td><td colspan="2">D. furcata</td><td colspan="2">D. furcata</td><td colspan="2">T. bowerbanki</td><td colspan="2">T. bowerbanki</td></tr>
<tr><td>D. deshayesi</td><td colspan="2">D. deshayesi</td><td colspan="2">D. deshayesi</td><td>deshayesi</td><td>A. renauxianum</td><td>deshayesi</td><td>A. renauxianum</td></tr>
<tr><td>D. weissi</td><td colspan="2">D. volgensis</td><td colspan="2">D. weissi</td><td>volgen-sis</td><td>matheronianum</td><td>volgen-sis</td><td>matheronianum</td></tr>
</table>

Таблица 1 (продолжение).

ЯРУС	ПОДЪЯРУС	СТАНДАРТ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ	ГОРНЫЙ КРЫМ	СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ	РУССКАЯ ПЛИТА (ЮГ), МАНГЫШЛАК	РУССКАЯ ПЛИТА (СЕВЕР)	СТАНДАРТ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА
		ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ					
АПТ.	НИЖ.					schilovkensis	schilovkensis
		D. tuarkyricus	?Paradesh. sp.	P. tuarkyricus	КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И ПРИБРЕЖНЫЕ	D. tenuicostatus	D. tenuicostatus
БАРРЕМСКИЙ	ВЕРХНИЙ	P. waageni	P. uhligi	M. ridzewskyi		O. lahuseni	O. lahuseni
		C. sarasini		C. securiformis			
		I. giraudi		I. giraudi			
		H. feraudianus		H. feraudianus		O. germanica	O. germanica
		sartousiana: G. provincialis / G. sartousiana	G. provincialis	G. sartousiana / ?		O. brunsvicensis	O. brunsvicensis
		A. vandenheckii					
	НИЖНИЙ	M. moutonianum	H. caillaudianus	H. caillaudianus / M. moutonianum	ОТСУТСТВУЮТ	A. descendens	A. descendens
		K. compressissima		?		P. pugio	P. pugio
		K. nicklesi	N. pulchella			P. jasicofiana	P. jasicofiana
		T. hugii	T. hugii			P. hibolitiformis	P. hibolitiformis
ГОТЕРИВСКИЙ	ВЕРХНИЙ	P. angulicostata auctorum / P. catulloi	P. catulloi	C. discofalcatus		discofalc.: C. discofalcatus	discofalc.: discofalcatus
		P. angulicostata auct.	P. ohmi			discofalc.: S. umbonatus	discofalc.: S. umbonatus
						discofalc.: pseudobarboti	discofalc.: pseudobarboti
		B. balearis	M. speetonensis	M. speetonensis		M. speetonensis	M. speetonensis
		P. ligatus	S. inversum	S. inversum		versicolor: S. pavlovae	versicolor: S. pavlovae
						versicolor: S. inversum	versicolor: S. inversum
						versicolor: coronatiformis	versicolor: coronatiformis
		S. sayni	C. duvali			versicolor: S. versicolor	versicolor: S. versicolor

Таблица 1 (продолжение).

<table>
<tr><th rowspan="2">ЯРУС</th><th rowspan="2">ПОДЪЯРУС</th><th>СТАНДАРТ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ</th><th>ГОРНЫЙ КРЫМ</th><th>СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ</th><th>РУССКАЯ ПЛИТА (ЮГ), МАНГЫШЛАК</th><th>РУССКАЯ ПЛИТА (СЕВЕР)</th><th>СТАНДАРТ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА</th></tr>
<tr><td colspan="6">ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ</td></tr>
<tr><td rowspan="4">ГОТЕРИВ</td><td rowspan="4">НИЖ.</td><td colspan="2">L. nodosoplicatum</td><td>L. nodosoplicatum</td><td rowspan="2">C. nolani</td><td rowspan="2"></td><td>G. mosquitini</td><td>G. mosquitini</td></tr>
<tr><td rowspan="2">C. loryi</td><td>O. jeannoti</td><td rowspan="2">? C. loryi</td><td rowspan="3">P. polyptychoides</td><td rowspan="3">P. polyptychoides</td></tr>
<tr><td>C. loryi</td><td rowspan="2">?</td></tr>
<tr><td colspan="2">A. radiatus</td><td>L. desmoceroides</td><td>A. radiatus</td></tr>
<tr><td rowspan="8">ВАЛАНЖИНСКИЙ</td><td rowspan="5">ВЕРХНИЙ</td><td colspan="2" rowspan="2">T. callidiscus</td><td>E. tauricum</td><td rowspan="3">?</td><td rowspan="4">D. bidichotomus</td><td>H. bojarkensis</td><td>H. bojarkensis</td></tr>
<tr><td>T. callidiscus</td><td>P. ivanovi</td><td>P. ivanovi</td></tr>
<tr><td rowspan="2">H. tri-nodo-sum</td><td>C. furcillata</td><td rowspan="2">H. trinodosum</td><td rowspan="3">D. bidichotomus</td><td rowspan="2">D. bidichotomus</td><td>N. kotschetkovi</td></tr>
<tr><td>O. nicklesi</td><td>D. bidichoto-moides</td></tr>
<tr><td rowspan="3">S. ver-ruco-sum</td><td>V. peregrinus</td><td rowspan="3">N. sub-martini</td><td>? V. pere-grinus</td><td rowspan="3">S. verrucosum</td><td>Polyptychites triplodiptychus</td></tr>
<tr><td>pronecostatum</td><td>?</td><td>P. polyptychus</td><td>P. polyptychus</td><td>P. polyptychus</td></tr>
<tr><td>S. verrucosum</td><td colspan="2">B. campylotoxus</td><td>C. campylotoxa</td><td>C. campylotoxa</td><td>? P. michalskii</td><td>P. michalskii</td><td>P. michalskii</td></tr>
<tr><td rowspan="2">НИЖНИЙ</td><td colspan="2" rowspan="2">T. pertransiens</td><td rowspan="2">T. pertransiens</td><td rowspan="2">СЛОИ С R. baksanensis</td><td rowspan="2">N. syzranicum</td><td rowspan="2">N. syzranicum</td><td>A. astieriptychus</td></tr>
<tr><td>P. quadrifidus</td></tr>
<tr><td colspan="2">T. otopeta</td><td>K. otopeta</td><td>T. thurmanni</td><td rowspan="3">ОТСУТСТВУЮТ</td><td>P. undulatoplica-tilis</td><td>N. klimovskiensis</td></tr>
<tr><td rowspan="2">БЕРРИАС.</td><td rowspan="2">ВЕРХН.</td><td rowspan="2">F. bois-sieri</td><td rowspan="2">T. apillensis</td><td>СЛОИ С M. koinautense</td><td>СЛОИ С A. ullucolensis</td><td>P. albidum</td><td rowspan="2">T. tolli
B. mesezhnikowi</td></tr>
<tr><td>СЛОИ С Z. bak-sanensis</td><td>B. callisto</td><td>S. tzikwinianus</td></tr>
</table>

Таблица 1 (продолжение).

ЯРУС	ПОДЪЯРУС	СТАНДАРТ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ		ГОРНЫЙ КРЫМ	СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ		РУССКАЯ ПЛИТА (ЮГ), МАНГЫШЛАК		РУССКАЯ ПЛИТА (СЕВЕР)		СТАНДАРТ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА	
		ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ										
БЕРРИАССКИЙ				СЛОИ С S. arguinensis					S. tzikwinianus		B. mesezhnikowi	
			B. picteti	T. crassicostatum	R. rjasanensis	T. angulico-statum	R. rjasanensis	T. trans-figurabilis	R. rjasanensis	T. trans-figurabilis	C. analogus	
											S. (C.) subquadratus	
			M. parami-mounum	E. euthymi		E. euthymi		E. euthymi		H. kochi	H. kochi	C. praeanalogus
												B. constans
								T. tran-scaspius		R. subrjasanensis		H. kochi
							ОТСУТСТВУЮТ ИЛИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ				C. sibiri-cus	C. sibiricus
												P. maynci
	НИЖНИЙ	T. occitanica	D. dalmasi	D. tauricum	D. crassicostatum				C. no-diger	C. milkov-ensis	Ch. chetae	
			B. privasensis	T. occitanica	T. occitanica					C. mosquensis	C. taimyrensis	
			T. subalpina		M. malbosiforme				C. subditus		C. oken-sis	C. originalis
		B. jacobi		P. ponticus	P. ponticus				K. ful-gens	C. nekrass-ovi		C. okensis
										K. fulgens	P. exoticus	

Таблица 1 (окончание).

Водные массы

Прежде чем непосредственно перейти к рассмотрению раннемеловых проливов, остановимся на краткой характеристике водных масс. Определение ВМ приведено во "Введении". Здесь обсуждаются *поверхностные ВМ*, различия

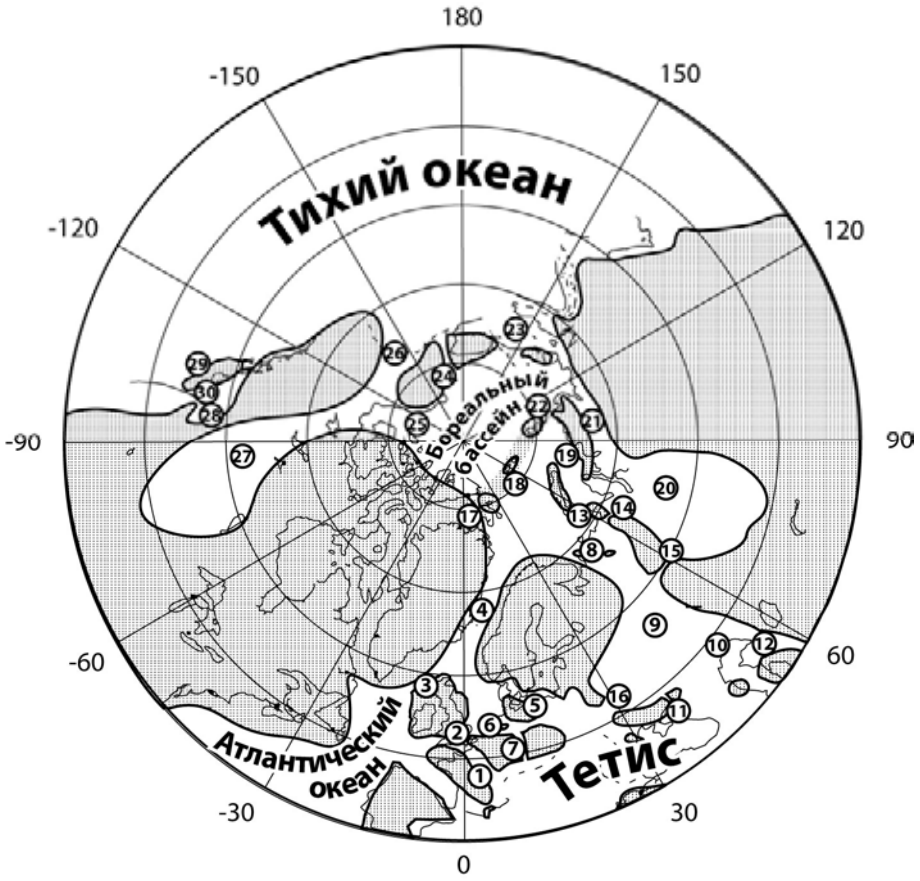


Рис. 1. Идеализированная схема бассейнов и проливов Северного полушария в раннем мелу. Цифрами обозначены: 1. Парижский пролив, 2. Лондонский проход, 3. Проход Роколл, 4. Гренландское море-пролив, 5. Датско-Польский пролив, 6. Нижнесаксонский островной пролив, 7. Проход Гессен, 8. Мезенско - Печорская система проливов, 9. Русское море-пролив, 10. Каспийский пролив, 11. Ореховский проход, 12. Устюртские ворота, 13. Карские Ворота, 14. Сосьвинские Ворота, 15. Туринский проход, 16. Брестский пролив, 17. Проход Нансена, 18. Баренцевоморский порог, 19. Таймырский пролив, 20. Западно-Сибирское море-залив, 21. Хатангский пролив, 22. Ворота Вилькицкого, 23. Анюйский (? островной) пролив, 24. Аляскинский пролив, 25. Ворота Бофорта, 26. Пролив Доусон, 27. Море-залив Моури, 28. "Пролив" Вандерхоф, 29. Пролив (?) Тайтон, 30. Пролив Инсулар.

между которыми относительно легко устанавливаются по палеонтологическим данным, и с которыми связана *пассивная водная миграция*[1] морской биоты.

Бореальная ВМ, формировавшаяся в пределах Бореального климатического пояса, характеризовалась невысокими температурами (до 13-17° в берриасе – валанжине), несколько пониженной соленостью (около 30$^\circ/_{\circ\circ}$), бореальной биотой и собственными эндемиками (Барабошкин, 2001, 2003). По всей видимости, температуры поверхностной бореальной ВМ могли понижаться до 0°; здесь периодически возникали полярные льды (Price, Mutterlose, 2004). Она занимала полярное положение, но в моменты мощных бореальных трансгрессий проникала в северную часть Русского и Гренландского моря-пролива, Западно-Сибирского бассейна, на север Пацифики. Под ***бореальными трансгрессиями***[2] понимается значительное перемещение бореальных ВМ в южном направлении, под ***тетическими трансгрессиями,*** – наоборот, - значительное перемещение тетических ВМ на север (Baraboshkin, 2002). Раннемеловая бореальная ВМ по температурным характеристикам может быть сопоставлена с современными субтропическими ВМ (например, Североатлантическими: Степанов, 1983), но по характеристикам солености – сопоставима с субарктическими ВМ.

Суббореальная ВМ, возникала в средней и южной частях бассейна РП при его изоляции от Тетис, а также на севере Гренландского моря-пролива, Анюйского и Аляскинского проливов при трансформациях субтетической ВМ во время бореальных и тетических трансгрессий. По температурному и солевому режиму эта ВМ отличалась от ВМ бассейнов Западной Европы, но в различные моменты характеризовалась разными свойствами. При широкой связи с бореальным бассейном (берриас - валанжин, начало позднего готерива, средний апт, ранний альб) на РП ее температура была несколько выше, чем у бореальной (до 18-19° в берриасе - валанжине: Gröcke et al., 2002), соленость – близкая к бореальной ВМ, но состав биоты отличался высоким количеством эндемиков. При ограниченной связи с бореальным бассейном и при отсутствии таковой с тетическим (ранний готерив, конец готерива – начало апта) при близких температурных условиях возникало опреснение бассейна, приводившее к развитию эндемиков и вымиранию стеногалинных форм. Так, для баррема характерно почти полное отсутствие аммонитов и широкое развитие зеленых водорослей в палинокомплексах (Барабошкин и др., 2001). В моменты бореальных трансгрессий суббореальная ВМ достигала северокавказского и даже крымского бассейнов (начало позднего готерива), а также Мангышлака (поздний берриас, валанжин, ранний альб), что находит отражение в использовании *бореальных* аммонитовых видов–индексов в соответствующих зональных схемах. Данная ВМ по температурным характеристикам больше соответствует современной субтропической ВМ, но также отличается пониженной соленостью.

---

[1] Термин *миграция* без особых приставок здесь используется в смысле *расселение* (*эмиграция*, *инвазия*: Клаудсли-Томпсон, 1982).

[2] Термин *трансгрессия* не совсем точно отражает смысл данного явления. В английском тексте, посвященному аналогичным проблемам, автор использовал термин *expansion* – *расширение* (Baraboshkin, 2002).

Субтетическая (европейская, перитетическая) ВМ распространялась в пределах рассматриваемого региона при открытии широтных связей с бассейнами Западной Европы. Ее формирование связано с северной окраиной Тетис находившейся в полосе умеренного мелового климата. Эта водная масса характерна для бассейнов Скифской плиты (готерив – альб), Закаспия (апт – альб), а также бассейнов севера Западной Европы, Гренландского моря-пролива и севера Пацифики. На РП ее влияние ощущается в начале валанжина (проникновение *Pseudogarnieria*), раннем апте и в конце среднего – позднем альбе (когда связь бассейна РП и Бореального бассейна прервалась). Данная ВМ имела относительно высокие температуры (20-22°), соленость, близкую к нормальной. Биота, наряду с эндемиками, характеризовалась широким развитием форм, типичных для мелководных бассейнов Западной Европы. Соответствует современной тропической и экваториально-тропической ВМ.

Тетическая (средиземноморская) ВМ формировалась в более низких широтах в пределах бассейна Тетис. С эволюцией именно этой водной массы связано построение зональной шкалы для Средиземноморья, Горного Крыма, Большого Кавказа и Закавказья, частично – Северного Кавказа (берриас – валанжин, поздний баррем, поздний альб) и Закаспия. Эта водная масса проникала на юг РП (Прикаспий). Для нее характерны высокая температура (22-24°: Барабошкин, 2001, 2003), нормальная соленость и развитие тетических (средиземноморских) морских фаун с относительно небольшим количеством эндемиков. Сопоставима с современной экваториально-тропической ВМ.

Разумеется, для промежутка времени в 45 млн. лет на рассматриваемой территории типов поверхностных ВМ было значительно больше. Понятно, что в связи с эволюцией климата, расширением/сужением климатических зон, изменением конфигурации бассейнов и т.д., характеристики водных масс (в первую очередь – температура и соленость) существенно менялись и поэтому предложенная классификация является весьма грубой и приблизительной. Тем не менее, ее достаточно, чтобы описать распределение основных групп морской биоты в рассматриваемом регионе.

Краткая характеристика раннемеловых проливов Северного полушария

Парижский пролив (Paris Basin, English-Paris Basin, Wessex-Paris Basin, пролив Северной Франции, Французский пролив)

Пролив указывается на многих палеогеографических схемах для раннего мела (Rawson, 1994, 1995; Келли, 1990; Smith et al., 1994). Он соединял юг Франции и юг Великобритании, проходя вдоль оси Парижского бассейна; имел протяженность около 500 км при ширине около 100-150 км и был мелководным. Считается, что миграции морской биоты через данный пролив на протяжении неокома не происходили, и он заполнялся континентальными отложениями вельда (Weldian), за исключением одного эпизода в готериве (Juignet et al., 1973). Н.И. Шульгина (1985), называвшая данный проход проливом Северной Франции, допускала возможность морских миграций через него и в берриас-валанжинское время, что не подтверждается на современном материале.

С начала апта в Парижском проливе начали накапливаться песчано-глинистые морские отложения, а сам он соединился с субширотным Лондонским проходом, открывавшимся в Северное море.

Лондонский проход **(Proto-Channel)**

Проход изображен на многих палеогеографических реконструкциях (Kemper et al., 1981; Ziegler, 1982; Rawson, 1994, 1995). В течение неокома он заполнялся континентальными и прибрежными фациями вельда; переход к мелководно-морским условиям совершился в начале апта, когда произошло его соединение с Парижским проливом. Длина пролива достигала 250-300 км при ширине в первые километры.

Проход Роколл **(Rockall Trough)**

На палеотектонических реконструкциях П. Циглера (Ziegler, 1982) глубоководный проход Роколл показан существующим на протяжении всей поздней юры и в мелу, однако палеонтологических свидетельств этому не находится. Действительно, наличие водообмена через данный пролив в конце юры – мелу должно было бы привести к появлению бореальной биоты на севере раскрывавшейся Атлантики, однако таких находок неизвестно. Скептицизм относительно раннего раскрытия данного пролива высказывался неоднократно, и в большинстве последних публикаций пролив считается позднемеловым (Mutterlose et al., 2003; Langrock, 2003). Это вполне вероятно, учитывая находки бореальных *Arcthoplites* на севере Франции (Casey, 1999): если бы данный пролив существовал, то эти аммониты (равно как и бореальная микрофауна) должны были выноситься поверхностным контурным течением на северо-запад Атлантики, чего не наблюдается.

Гренландский пролив **(Norwegian-Greenland Seaway, Greenland-Norwegian Seaway, Greenland - Norwegian graben strait)**

Гренландский пролив существовал уже в поздней юре[3]; для начала мела его размеры оцениваются в 200–300 км в ширину и 2000 км в длину; в проливе присутствовали как глубоководные, так и мелководные участки (Mutterlose et al., 2003). Его расположение выше 40° северной палеошироты приводило к терригенному характеру осадконакопления во всем проливе, несмотря на прохождение по нему североевропейской субтетической ВМ. Исключение составляет раннеготеривский – барремский интервал южной части пролива, содержащий значительную долю карбонатного материала, отлагавшегося, очевидно, под воздействием более теплых вод, пришедших с юга.

Присутствие сравнительно редких бореальных аммонитов (*Craspedites*) в прибрежном нижнем берриасе (= верхней волге) Великобритании (Casey, 1973), находки бухий на севере Европы, востоке Гренландии и у берегов Норвегии (Келли, 1990), являются свидетельством того, что поверхностные течения вы-

[3] Граница юры и мела для бореального пояса принимается в основании верхневолжского подъяруса (Барабошкин, 2004а), хотя, возможно, она находится выше (Хоша и др., 2007).

носили эти формы из бореального бассейна, причем поверхностное течение оконтуривало Гренландию и заходило в бассейн современного Северного моря. Обратный "приток" субтетических европейских видов не происходил, вероятно, из-за того, что в Северном море существовал циклонический круговорот, препятствовавший проникновению южных ВМ. Одним из последствий перемещения холодных бореальных ВМ на юг через пролив должно было явиться их слабое вертикальное перемешивание. Именно это, а не рельеф пролива (Swientek, 2002; Mutterlose et al., 2003; Langrock, 2003), сделало возможным накопление битуминозных сланцев.

С момента открытия Датско-Польского пролива во второй половине раннего берриаса (Baraboshkin, 1999), началось движение тетических и субтетических ВМ на север, в бореальный бассейн через Гренландский пролив.

Эпизодов наиболее активного движения ВМ через пролив насчитывается несколько. В позднем берриасе еще продолжалась преимущественное поступление бореальных ВМ на юг, обнаруживаемое по находкам *Hectoroceras, Subcraspedites, Praetollia* и др. на востоке Великобритании (Casey, 1973), однако уже в начале валанжина сложившаяся тенденция сменилась на противоположную. Это устанавливается по присутствию аммонитов *Pseudogarnieria* (= *Delphinites* = *Proleopoldia*) как в Линкольншире (Casey, 1973), так на севере Гренландии (Alsen, Rawson, 2005). Автор присоединяется к мнению тех исследователей, которые считают данный род тетическим (Casey, 1973; Kemper et al., 1981; Alsen, Rawson, 2005). Вне всякого сомнения, данные аммониты проникли в бассейн РП (Сазонова, 1971 и др.) через Гренландский пролив, Баренцево море и Мезенско-Печорскую систему проливов, будучи перенесенными течением, огибавшим восточные берега центральной Европы. Перемещению бореальной ВМ на юг препятствовал мощный арктический (бореальный) круговорот, совпадавший с зоной западных ветров (ЗЗВ, см. далее) и мешавший расселению бореальных эндемиков, в том числе - бухий (Келли, 1990).

В позднем валанжине ситуация изменилась, так как ЗЗВ значительно сместилась к югу. Поэтому наблюдаются достаточно многочисленные находки бореальных *Polyptychites* и *Dichotomites* в пределах северной окраины Тетис (Kemper et al., 1981; Vasicek, 2005 и др.)[4], а также формамниниферы *Epistomina*, нанопланктон *Micrantholithus speetonensis, Crucibiscutum salebrosum, Zeugrhabdothus sisyphus* и др. (Avram et al., 1998).

В готериве и барреме вынос тепловодных гетероморфных аммонитов из Тетис привел к появлению собственных эндемиков (*Endemoceras, Aegocrioceras, Hoplocrioceras* и др.). К баррему перемещение европейских субтетических ВМ в бореальный бассейн было уже настолько интенсивным, что представители белемнитов европейского подсемейства Oxyteuthinae неоднократно проникли в море-залив бассейн Русской плиты и на север Гренландии

[4] В работе (Avram et al., 1998) аммониты, изображенные как *Polyptychites* cf. *michalskii*, принадлежат иному роду, морфологически близкому тетическим *Olcostephaninae*; в тоже время *Jeanthieloyites keyserlingiformis* действительно напоминают *Polyptychites*.

(Baraboshkin, Mutterlose, 2005), где давали потомков. Аммониты туда если и заходили, то погибали из-за низкой солености вод. Изучение фораминифер из разрезов Баренцева моря также показывает массовое присутствие теплолюбивых элементов в валанжин-готеривском интервале (Басов, Василенко, 1999), хотя я не исключаю их более молодой (готерив-барремский) возраст.

В апте и альбе открытие новых проливов (Гессен, Парижский, Роколл?) привело к усилению влияния тепловодных субтетических ВМ на Бореальный бассейн через Гренландский пролив (Baraboshkin, 2002).

Датско-Польский пролив **(Polish Trough, Polish-Danish Strait, Danish-Polish Furrow, Danish-Polish corridor, Carpathian seaway).**

Датско-Польский пролив открывался и закрывался в течение поздней юры и раннего мела. Его длина составляла около 1000 км при ширине 200 км и небольших глубинах. В неокоме пролив был связан с Северным морем как непосредственно, так и через *Нижнесаксонский островной пролив* в районе вала Помпецкого[5] (Kemper, 1973a, б). Существует много данных о меловом населении этого пролива и миграциях бореальной и тетической биоты через него. Без сомнений можно сказать, что Датско-Польский пролив в неокоме был основным связующим звеном между бассейнами северной Европы и океаном Тетис.

Вероятно в силу мелководности, наличие морских условий в проливе зависело от положения уровня Мирового океана. Морской бассейн существовал здесь в позднем берриасе (Marek, 1967; Marek et al., 1989; Marek, Shulgina, 1996; Дембовска, Марек, 1979), валанжине (Kutek et al., 1989; Ploch, 2003; Vasicek, 2005) – раннем готериве (Marek, Raczynska, 1973) и на протяжении большей части альба (Marcinowski, Wiedmann, 1990). В соответствующих стратиграфических интервалах встречены как бореальные, так и тетические фауны. Исключение составляет нижний готерив, где присутствуют только европейские эндемики. В остальное время здесь существовали либо лагунные, либо континентальные условия с терригенным осадконакоплением, причем максимум развития последних падает на баррем-апт.

В этой связи возникает вопрос, каким образом на юг современной Франции проникали позднеготеривские аммониты *Milanowskia*, в бассейн Северного моря шла миграция *Crioceratites* (Kemper et al., 1981), а в барреме происходило расселение белемнитовых фаун с окраины Тетис (Baraboshkin, Mutterlose, 2005) и даже привнос (посмертный?) тетических гетероморфных аммонитов *Heteroceras* (Rawson, 1995)? Для готерива П. Раусон предполагал временное открытие пролива Гессен[6] (Rawson, 1994, fig.1: "intermittent? seaway"), а для объяснения барремской палеобиогеографии он привлекал возникновение Прото-Гольфстрима и его прохождение через проход Роколл (Rawson, 1995). Как уже отмечалось, проход Роколл открылся гораздо позже. Учитывая, что наиболее

[5] Основные проходы в этом архипелаге получили собственные названия: Эмский, Гойя и Гифгорн (Ems, Hoya, Gifhorn), а также Восточный пролив, соединенный непосредственно с Датско-Польским проходом.

[6] Насколько это можно понять по смыслу, впрямую П. Раусон об этом не пишет.

древние аптские *Deshayesites*, предками которых были позднебарремские тетические гетероморфы *Turkmeniceras*, впервые появляются в Нижнесаксонском бассейне (Барабошкин, 2001), можно предполагать, что в позднем готериве и барреме проход Гессен существовал. Возможной альтернативой этому является допущение, что Лондонский пролив на юге Великобритании был открыт в уже конце баррема, а не в апте, как принято думать (Juignet et al., 1973).

С конца раннего альба Датско-Польский пролив заполнялся маломощными глауконит-кварцевыми песками, аналогичными формировавшимся на РП и во многих бассейнах Северной Европы. По смене аммонитовых комплексов, изученных для данного бассейна, можно увидеть увеличение доли тетических эмигрантов к концу альба (Marcinowski, Wiedmann, 1990).

***Проход Гессен* (Hessen)**

Название проходу дано Ф. Миддлмисс (Middlemiss, 1980) в связи с его положением на месте юрского пролива Гессен, который тот наследовал, открывая путь в *Нижнесаксонский островной пролив*. Протяженность прохода должна была составлять около 100-150 км при ширине не более 20-30 км. Прямых доказательств существования пролива нет: его расположение приходится на приподнятую седловину между Рейнским и Богемским массивами и отложений, выполнявших пролив, не сохранилось. Возможность открытия прохода предполагалась Ф. Миддлмисс (Middlemiss, 1973, 1980) для объяснения распространения раннемеловых брахиопод, и позже была поддержана С. Келли (1990) и П. Раусоном (Rawson, 1994, 1995) для объяснения миграций бухий, готеривских и барремских аммонитов соответственно (см. выше). Учитывая многочисленность находок валанжинских *Polyptychites* и *Dichotomites* на юге Франции (Thieuloy, 1973, 1977; Kemper et al., 1981), нельзя исключить, что пролив существовал и в валанжине.

В конце баррема через данный пролив шел водообмен тетическими и субтетическими поверхностными ВМ, что подтверждается находками тетических полупланктонных аммонитов на юге Великобритании (Rawson, 1995) и бореального нанопланктона (*Crucibiscutum salebrosum, Zeugrhabdothus Sisyphus, Sollasites horticus*) в Карпатах (Melinte, 2002).

Очевидно, что данный пролив должен был быть крайне мелководным и заполняться маломощными песчаными отложениями, впоследствии эродированными. Немецкие геологи существования такого пролива не признают, а как альтернативу рассматривают возможность морского соединения с Западно-Голландским бассейном через залив Алсет (Alstätte) на юго-востоке Нижнесаксонского бассейна (Kemper, 1973а, б и др.).

Проход Нансена

Пролив назван здесь впервые по современному порогу Нансена, расположенному между архипелагом Шпицберген и Землей Кронпринца Христиана на севере Гренландии. Пролив был открыт еще в кимеридже; морское сообщение вдоль него было на протяжении берриаса – валанжина и в апте-альбе (Håkansson et al., 1981; Birkelund, Håkansson, 1983). В готерив-барремское время

пролив заполнялся континентальными осадками и располагался на продолжении *Баренцевоморского порога*[7]. Ширина пролива в раннем мелу навряд ли превышала 100 км при протяженности в 200-300 км. Пролив был мелководен и заселен бореальной биотой. Однако для альба в нем отмечается присутствие аммонитов европейского (*Leymeriella* – Земля Пири, ? *Anahoplites* - Земля Кронпринца Христиана) и северо-американского ("Gastroplitid") происхождения (Birkelund, Håkansson, 1983).

Раннемеловые проливы Русской плиты и прилегающих районов

Как сказано во "Введении", роль широтных и долготных проливов различна. Прекрасной иллюстрацией этого тезиса является развитие систем проливов в раннемеловом бассейне Русской плиты. Поскольку эти материалы частично публиковались (Барабошкин, 2003), здесь они воспроизводятся в сокращенном варианте, дополненном и измененном в соответствии с новыми данными (Барабошкин, 2004а, б; Смирнов и др., 2004; Межеловский, 2005; Барабошкин, Михайлова, 2005; Baraboshkin, Mutterlose, 2005; Барабошкин и др., 2006; Барабошкин, Никульшин, 2006 и др.).

Субмеридиональные проливы

Мезенско - Печорская система проливов

Впервые существование данного пролива (как Печорского s.s.) установлено А.П. Карпинским (1887). В европейской литературе он фигурирует как "Русско-Арктический" (Russian – Arctic: Birkelund et al., 1983). Однотипность строения разрезов верхней юры – баррема (апт – альбская часть разреза не сохранилась в Мезенской впадине из-за ледниковой эрозии) в этих бассейнах и на севере Русского моря-пролива (Лыюров, 1996; Малышев, 2002), свидетельствует об однородности палеогеографических условий и о слабой выраженности или отсутствии поднятия Тимана в раннем мелу. Потому пролив (? система проливов) назван Мезенско - Печорским. Его ширина достигала 800 км, а длина – до 1000–1200 км; глубины были небольшими. Существование пролива в раннем мелу надежно датируется берриасом – валанжином (Бодылевский, 1963; Сазонова и др., 1967; Алексеев и др., 1979; Гольберт и др., 1974; Кравец и др., 1976; Месежников и др., 1979; Быстрова, 1990; Барабошкин, 1991, 1992; Baraboshkin, 1996a, b, 2002).

Для среднего апта, раннего и среднего альба точных сведений, где располагалась морская часть пролива, нет. Однако по общности аммонитовых и фораминиферовых фаун между Палеоарктикой и центром РП, морская связь, безусловно, была, о чем сообщалось неоднократно (Басов и др., 1989; Барабошкин, 1991, 1992, 2001, 2003, 2004а, б; Барабошкин, Михайлова, 2002, 2005). Согласно

[7] Название предложено впервые. Порог пересекал Палеоарктический бассейн и соединял север Восточной Сибири, Таймыр, Северную Землю, Землю Франца-Иосифа, Шпицберген и север Гренландии. О его важнейшей палеогеографической роли мы уже писали (Барабошкин, 2001, 2004а, б; Baraboshkin, 2002 и др.).

последним данным, пролив мог проходить через Колвинский мегавал, Хорейверскую впадину и Варандей-Адзьвинскую зону (Ларионова и др., 2002) – т.е. через центральную часть Печорского бассейна.

В позднем апте и в конце позднего альба Мезенско - Печорский бассейн, вероятно, осушался (Baraboshkin, 1996b, 2002).

Через пролив перемещались как бореальные ВМ, так и суббореальные европейские; последнее доказано для начала валанжина – готерива и, главным образом, баррема по распространению комплексов белемнитов и формаинифер, близких к североевропейским (Басов и др. 1989; Басов, Василенко, 1999; Барабошкин, 2001, 2004б).

Каспийский пролив

Пролив был установлен А.П. Карпинским (1887). Географически он располагался около 40°с.ш., его ширина колебалась от 400 до 800 км при длине в 600 км и существовал он на протяжении почти всего раннего мела (Айзенштадт и др., 1967; Алексеева и др., 1982; Алиев и др., 1985; Барабошкин, 1991, 1992, 2003; Гордеев, 1971; Коробейников и др., 1995; Луппов и др., 1983, 1988; Москвин, 1986–1987; Прошляков и др., 1981; Савельев и др., 1963; Сазонова и др., 1967; Хабарова и др., 1984; Baraboshkin, 1996a, b, 1999, 2002, Baraboshkin et al., 1998; Kopaevich et al., 1999).

Пролив был закрыт в раннем берриасе (сообщения о находках *Kachpurites* на севере Туркменистана не верны: Аманниязов, 1968), что подтверждается отсутствием нижнеберриасских отложений в центральном Каспии (Смирнов и др., 2004). Новые определения аммонитов из высококонденсированных отложений рязанского горизонта (Митта, 2002, 2005 и др.) представляются ошибочными. Автор разделяет мнение И.И. Сей и Е.Д. Калачевой (2005), переопределивших данных аммонитов как позднеберриасских.

Морские условия в проливе прекращались в позднем валанжине - раннем готериве, в конце готерива - барреме и начале апта, когда он заполнялся континентальными и лагунными осадками (Барабошкин, 2001, 2003, 2004б).

В позднем берриасе через пролив осуществлялось взаимопроникновение тетических и бореальных ВМ, формируя суббореальную ВМ: в северном направлении мигрировали аммониты родов *Riasanites* и *Transcaspiites*, а в южном – многочисленные двустворки *Buchia* и аммониты *Surites* (Луппов и др., 1988). В конце берриаса (время Berriasella callisto кавказской шкалы) восточная (мангышлакская) часть пролива, видимо, закрылась, а через западную, существенно обмелевшую, еще продолжали проникать бореальные представители *Buchia*, достигавшие Кавказа (Колпенская и др., 2002; Сей и др., 1997), Копетдага (Богданова, 1961) и Крыма (Янин, 1970).

Весьма любопытными представляются новые сведения о многочисленных находках бухий на Малом Кавказе – в титоне (Захаров, Касумзаде, 2005) и валанжине (Захаров и др., 2006). Их массовое присутствие в глубоководных отложениях подтверждает известный тезис о преимущественном температурном, а не батиметрическом контроле распространения многих бореальных форм. Очевидно, что при массовом привносе личинок бухий в кавказский бассейн,

здесь формировалась глубоководная (? зависимая) популяция, не способная существовать в мелких водах.

В валанжине "работала" восточная часть Каспийского пролива, через которую Русское море-пролив сообщалось с бассейном Северного Прикаспия – Мангышлака и далее - через Устюртские Ворота – с копетдагским бассейном. Нельзя исключить, что на этом этапе пролив кратковременно становился заливом (Baraboshkin, 1996b, 2002). О том, что именно восточная часть пролива была приоткрыта, свидетельствуют находки ранневаланжинских бореальных *Buchia keyserlingi*, ? *Nikitinoceras* cf. *glaber*, *Polyptychites* aff. *keyserlingi* на Мангышлаке (Луппов и др., 1983) и *Buchia* aff. *keyserlingi* в низах коуской свиты Копетдага (Товбина, 1988), присутствие тетических *Karakaschiceras biassalense* в Южном Прикаспии (Москвин, 1986–1987) с одной стороны, и отсутствие бореальных форм на Северном Кавказе (Baraboshkin, 2002) с другой. Тем не менее, перемещение бореальных поверхностных ВМ в это время преобладало.

В позднем валанжине пролив, видимо, закрылся. Находки бореальных "*Polyptychites* cf. *bidichotomus*" на Северном Кавказе (Ренгартен, 1926) идентификации не подлежат ввиду крайне плохой сохранности. Ссылки на присутствие *Polyptychites* и *Dichotomites* (Сахаров, 1993), по устному сообщению их автора, также не нашли подтверждения.

Морские условия возобновились в Каспийском проливе в позднем готериве. На этот раз активное поступление бореальных ВМ на юг происходило через западную часть пролива, а восточная часть, включая Мангышлак, Приуралье и Закаспий, перекрывались шлейфом континентальных пестроцветных осадков, шедшим с востока. В соответствии с восточным поверхностным контурным течением вдоль берегов Восточной Европы, бореальные аммониты *Speetoniceras, Simbirskites, Milanowskia* и *Craspedodiscus* проникли далеко на юг и юго-запад: их находки известны из разрезов Крыма (Каракаш, 1907; Друщиц, Кудрявцев, 1960; Барабошкин, 1997), Северного Кавказа (Друщиц, Кудрявцев, 1960; Егоян, Ткачук, 1965), Закавказья (Топчишвили, 2005). В Крыму, кроме того, встречается еще одна типично бореальная форма – двустворки *Heteropteria aucella* (Каракаш, 1907; Барабошкин, 1997). Эта "бореальная трансгрессия" со временем ослабла, так как в конце готерива Каспийский пролив закрылся и приток планктонных личинок и взрослых особей, поддерживавших существование зависимых популяций бореальных форм на севере Тетис, прекратился.

В конце готерива – барреме Каспийский пролив был перекрыт пестроцветными континентальными отложениями (Савельев, Василенко, 1963; Kopaevich et al., 1999; Барабошкин, 2001б, 2004б); морская связь восстанавливается только в начале апта (Барабошкин, Михайлова, 2002). Процесс открытия пролива и расселения перитетических аммонитов *Deshayesites* был продолжительным и составил несколько сотен тысяч лет (Гужиков, Барабошкин, 2006).

Каспийский пролив существовал в течение раннего и большей части среднего апта, но в конце среднего апта он превратился в залив северной части Тетис и вновь открылся в начале альба (Барабошкин, 2001, 2004б; Барабошкин в Межеловский, 2005). В это время бореальные аммониты *Arcthoplites* и *Anadesmoceras* мигрировали далеко на юг и достигли мангышлакского бассейна

(Барабошкин, Михайлова, 2005). Примечательно, что перитетические представители *Leymeriella* не смогли адаптироваться к температурам бореальных ВМ и потому в пределы бассейна РП проникнуть не смогли.

В среднем – позднем альбе через Каспийский пролив происходило перемещение субтетических и тетических ВМ на север, а юго-восточная часть пролива интенсивно заполнялась обломочным материалом с Урала, что не привело, впрочем, к его закрытию (Baraboshkin, 1996b; Барабошкин, 2001, 2004б).

Ореховский проход

Назван И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазоновым (Сазонова и др., 1967) Ореховским проливом по одноименному прогибу (= Конкско-Ялынский грабен), расположенному между островами - выступами Украинского щита. Длина пролива достигала 300 км при ширине в 50-60 км. Морская связь через проход существовала начиная с конца среднего альба и в позднем альбе, когда в нем появляются прибрежные и мелководно-морские отложения (Дисса, 1965). В раннемеловой истории бассейна РП Ореховский проход не играл существенной роли в циркуляции ВМ и миграции морской биоты.

Устюртские Ворота

Данный пролив давно известен, неоднократно упоминался и изображался на многочисленных палеогеографических картах и схемах (Виноградов, 1961, 1968; Прозоровский, 1991; Ташлиев, Товбина, 1992 и др.) как проход между Карабогазским и Сырдарьинским массивами (включая продолжение Южного Тянь-Шаня под чехлом), однако название ему дано впервые. Открытие пролива приходится на поздний берриас; в берриасе – раннем валанжине он заполнялся прибрежными терригенно-карбонатными через него осуществлялось проникновение бореальных двустворок бухий на юг, в копетдагский бассейн (Товбина, 1988). В позднем валанжине пролив прекратил свое существование и был перекрыт пестроцветной континентальной толщей. Ширина пролива в момент его максимального раскрытия достигала 250 км, а длина – 150-200 км.

Субширотные проливы

Субширотные проливы, как уже указывалось, обеспечивали взаимопроникновение близких по характеристикам ВМ в пределах одних и тех же климатических поясов. Однако и их развитие влияло на степень эндемизма фаун и палеогеографию в целом.

Карские Ворота

Пролив охватывает юг о. Новая Земля и Пай-Хой и близок к местоположению современного пролива Карские Ворота. Название впервые дано в (Барабошкин, 2001), хотя пролив давно известен и изображен на палеогеографических картах и схемах (Месежников и др., 1971, Сазонова и др., 1967, Сакс и др., 1972). Длина пролива достигала 200 км, а ширина – 400 км, глубины – небольшие. Пролив открылся в бате-келловее (Месежников и др., 1971) и существовал до второй половины позднего готерива. Для баррема – альба его существование

не подтверждено, хотя и возможно. Особенно широкое морское сообщение через пролив существовало в берриасе. Это видно по исчезновению источников сноса, поставлявших обломочный материал на территорию З. Сибири, распространению тонких глинистых фаций, подходивших непосредственно к Полярному Уралу и, главное, по схожести комплексов фауны Печорской синеклизы и севера Западной Сибири. В начале валанжина через этот пролив представители *Nikitinoceras syzranicum* и *N. hoplitoides*, характерные для Русского моря-пролива, проникли далеко в Арктику (север Западной и Восточной Сибири, Таймыр). Близость поздневаланжинских – позднеготеривских комплексов головоногих севера Западной Сибири и Печорской синеклизы была обусловлена совместной "работой" проливов Карские и Сосьвинские Ворота.

В волжское время и, возможно, в раннем мелу вблизи Карских Ворот существовал еще один пролив – *проход Маточкин Шар*, названный по одноименному современному проливу, разделяющему Новую Землю на острова, и занимавшему близкое расположение (Месежников и др., 1971). В связи с малыми размерами (протяженность – около 100 км при ширине в первые км), он, вероятно, не оказывал влияния на циркуляцию ВМ в данном районе.

Сосьвинские Ворота

Название дано по р. Северная Сосьва на Урале (Барабошкин, 2001). Пролив располагался на сочленении Полярного и Приполярного Урала и впервые был обозначен А.П. Павловым (Pavlow, 1901). Позже пролив исчез из большинства палеогеографических схем, затем вновь появился на картах (Нестеров, 1976); в литературе роль его не обсуждалась.

Ширина пролива составляла около 40-50 км при длине в 50-120 км. Морское сообщение через него могло существовать в раннем берриасе, что подтверждается по исчезновению источников сноса, поставлявших обломочный материал на территорию З. Сибири в этом районе (Булынникова и др., 1978; Коробейников и др., 1995; Кравец и др., 1976), распространению тонких глинисто - алевритистых фаций, подходящих к Полярному Уралу со стороны Печоры (Ларионова и др., 2002), в бассейне С. Сосьвы и Сыни (Булынникова и др., 1978; Коробейников и др., 1995), а также по комплексам аммонитовой фауны, одинаковым по обе стороны Приполярного Урала (Булынникова и др., 1974; Гольберт и др., 1972, 1974, 1979; Месежников и др., 1979). Поэтому, кстати, в последней работе для приуральской части Западной Сибири используются зоны РП: Kachpurites fulgens, Craspedites subditus и, как считал М.С. Месежников (Вахрамеев и др., 1982), возможно установление зоны Craspedites nodiger. В это время наблюдается максимальное сходство аммонитовых фаун по обе стороны Урала, хотя по другим группам макрофауны этого сказать нельзя. Таким образом, в раннем берриасе данный пролив обеспечивал проникновение суббореальных ВМ в бассейн Западной Сибири. В начале позднего берриаса сообщение через пролив прервалось (в разрезах р. Ятрия этот интервал отсутствует) и возобновилось с наступлением времени Hectoroceras kochi. Стоит, однако, отметить, что бентосные группы макрофауны и в этом интервале показывают незначительное сходство с разрезами Печоры. К концу берриаса пролив обмелел (на-

копление алевритов) и сообщение явно прервалось: в Западно-Сибирском бассейне в это же время преобладали эндемичные виды рода *Tollia* (Гольберт и др., 1979). Весьма вероятно, что сообщение через данный пролив возобновилось в позднем валанжине.

В раннем валанжине, несмотря на близкий фациальный облик пород по обе стороны Урала (алевролиты), видовой эндемизм представителей рода *Nikitinoceras* существенный: на приполярном Урале известны *N. grandis, N. insolutus* и комплекс сибирских видов рода *Neotollia* (Гольберт и др., 1979), в то время как в бассейне Печоры присутствуют типично среднерусские *N. syzranicum, N. hoplitoides*, а *Neotollia* крайне редки (Месежников и др., 1979). В позднем валанжине аммонитовые фауны с *Polyptychites, Dichotomites* и *Homolsomites* по обе стороны Урала вновь оказываются близкими (хотя в бассейне С. Сосьвы в целом больше бореальных элементов). Существенная перестройка палеогеографии произошла в готериве (достоверный нижний готерив в басс. р.Печора отсутствует, а в разрезе р. Ятрия баррем залегает с резким несогласием на отложениях валанжина (Барабошкин и др., 2006; Барабошкин, Смирнова, 2006; Барабошкин, в печати).

Туринский проход

Название дано по р. Тура, левому притоку Иртыша (Baraboshkin, 1999). Предполагаемые размеры пролива достигали 140-150 км в длину при ширине около 40-50 км. Существуют только косвенные данные о возможности существования Туринского прохода и коротких миграций аммонитов из Западно-Сибирского бассейна в Прикаспий и в бассейн РП в берриасе – готериве (Baraboshkin, 1999, 2002; Барабошкин, 2001, 2004а, б). Наиболее вероятно существование пролива в конце берриаса и валанжине, о чем говорит присутствие бореальной фауны в Прикаспии и на Мангышлаке, нахождение эндемиков РП в З. Сибири, а также начало привноса терригенного материала на РП с Урала (Барабошкин, 2001, 2003).

1. Находки аммонитов *Kachpurites* – эндемиков РП в разрезах центральной части Западно-Сибирского бассейна (Брадучан и др., 1986) не исключает возможности существования еще одного (помимо Сосьвинских Ворот) пролива через Урал.

2. В разрезах центра РП первые представители бореального рода *Surites* появляются лишь в середине рязанского горизонта (средняя часть верхнего берриаса: Месежников и др., 1979, Месежников, 1984), а на Мангышлаке – вместе с *Neocosmoceras* и первыми *Riasanites* в низах верхнего берриаса (Луппов и др., 1988). Последнее нуждается в проверке.

3. В верхнем валанжине Чингизского района Прикаспия отмечено присутствие бореальных *Polyptychites polyptychus, Dichotomites petschorensis* и *D. bidichotomus* (Журавлев, 1952), а из разрезов Актюбинской области автором определялись *Dichotomites* cf. *bidichotomus и Prodichotomites* cf. *polytomus*. Находки бореальных *Polyptychites* и *Dichotomites* известны в Прикаспии и на Мангышлаке (Гордеев, 1971, Луппов и др., 1983), но в то же время доказано, что Тургайский пролив в раннем мелу был закрыт (Бойцова, 1961, Кирпаль и др.,

1971). На РП *Dichotomites* известны из района Ярославля (Аристов, 1968, Киселев и др., 2003). При этом почти на всей территории центральной части РП морские отложения верхней части валанжина отсутствуют. Самые южные находки *Dichotomites bidichotomus* отмечены в районе Сызрани (Сазонова, 1958). Нами они не подтверждены, однако в районе г.Кашпира присутствует слой горючих сланцев выше нижневаланжинской фосфоритовой плиты, в кровле которого, на границе с верхним готеривом, найдены растворенные ростры верхневаланжинских *Acroteuthis (A.)* cf. *anabarensis*. Только зона Polyptychites polyptychus нижнего валанжина разной степени конденсации выделяется на восточном склоне Воронежской антеклизы и левобережье Волги (Москвин, 1986–1987; Пославская, 1958; Сазонова, 1958). Все это говорит о том, что бореальные поздневаланжинские аммониты могли проникнуть в бассейны Прикаспия и Мангышлака разными путями: (1) через Русское море-пролив с последующим почти полным уничтожением отложений верхнего валанжина[8]; (2) через пролив в средней части Урала, соединявший Прикаспий и Западно-Сибирский бассейн или (3) и тем и другим путем.

4. Комплексы аммонитов нижней части верхнего готерива РП и Сибири (зоны versicolor – speetonensis) достаточно богаты и близки, причем в обоих бассейнах их находки приурочены к глинистым фациям, связанным с высоким положением уровня моря. Это говорит о наличии многочисленных морских связей между данными бассейнами.

Брестский пролив

Существование Брестского пролива предполагалось И.Г. Сазоновой (1971; Сазонова и др., 1967) для объяснения миграций аммонитов в позднем титоне (средняя волга), позднем берриасе (время Surites spasskensis) и раннем валанжине (время Pseudogarnieria undulatoplicatilis) между бассейнами РП и центральной Польши. Сейчас существование данного пролива в неокоме представляется сомнительным (Baraboshkin, 2002; Барабошкин, 2001, 2004б; Барабошкин в Межеловский, 2005), в особенности после получения новых данных о миграциях аммонитовой фауны этого времени через Гренландский пролив.

Достоверно морское сообщение через Брестский пролив могло открыться только в середине альба (Baraboshkin, 2002; Барабошкин, 2001, 2004б; Барабошкин в Межеловский, 2005), что фиксируется по перемещению субтетических ВМ в бассейн РП. Этот интервал как на западном склоне Украинского щита (Пастернак и др., 1970), так и на севере Днепровско-Донецкой впадины (Пославская, 1958) охарактеризован близкими комплексами аммонитов с *Hoplites dentatus* (зона Hoplites spathi). В момент полного открытия ширина пролива достигала 600-700 км, а протяженность постепенно возрастала до 600 км при общей мелководности.

[8] Следует вспомнить, что в раннем готериве РП была осушена и подвергалась эрозии (Барабошкин, 2001; Барабошкин в Межеловский, 2005).

Русское море-пролив и развитие системы проливов русской плиты в раннем мелу

Русское море-пролив возникало в те моменты раннемеловой истории РП, когда одновременно были открыты Мезенско-Печорская система проливов и Каспийский пролив, которые, фактически, становились частью этого моря (рис. 2). Это было в позднем берриасе, кратковременно конце раннего – позднем валанжине, позднем готериве, раннем - среднем апте, раннем - среднем альбе (Барабошкин, 2003). Протяженность Русского моря-пролива достигала 2700 км, а ширина – около 1300 км (до 1800 км - в валанжине). Соответственно, в остальное время бассейн становился морем-заливом. Это приводило к различному соотношению ВМ как в самом Русском море, так и в соседних бассейнах.

1. В раннем берриасе (поздняя волга) бассейн РП был изолирован от бассейна Тетис низменной сушей и полосой эвапоритов. Открыт был Мезенско-Печорский пролив и проливы, соединявшие суббореальные ВМ бассейна РП с бореальными ВМ Западной Сибири. Происходила преимущественная миграция эндемичных аммонитов подсемейства Craspeditinae за пределы бассейна РП.

В позднем берриасе открылся Каспийский пролив, вследствие чего тетические ВМ переместились через Русское море-пролив на север (миграция представителей Berriasellinae) и сформировались субтетические ВМ на юге РП (рис. 2, рис. 5[9]). Одновременно через субширотные проливы Урала и Мезенско-Печорский пролив бореальные ВМ продвигались на юг, способствуя проникновению Craspeditinae до широт Прикаспия и Мангышлака, а более толерантных бухиид – до Копетдага и Горного Крыма (бореальные трансгрессии). Это время идеально для бореально-тетической корреляции и выражается на биостратиграфических схемах в присутствии перитетических видов-индексов в шкале РП. сейна РП) на юг через обе системы проливов. Происходит несколько эпизодов бореальных трансгрессий. Для Каспийского пролива устанавливается, кроме того, кратковременная тетическая трансгрессия, приведшая к появлению рода *Neohoploceras* в Прикаспии (Гордеев, 1971).

3. В раннем готериве бассейн РП практически полностью осушился. Морские условия с суббореальной ВМ и эндемичной фауной существовали лишь на севере РП.

В позднем готериве произошла мощнейшая бореальная трансгрессия, достигшая Крымско-Кавказского бассейна (отдельные виды-индексы бореальных аммонитов подсемейства Simbirskitinae используются в биостратиграфических шкалах Северного Кавказа и Горного Крыма). При этом бассейн РП находился под воздействием бореальных поверхностных ВМ, перемещавшихся через Каспийский пролив на юго-запад (вдоль Скифской плиты), где формировалась субтетическая ВМ. 4. В конце готерива – начале баррема происходит существенная тектоническая и палеогеографическая перестройка: Каспийский пролив перекрывается континентальными красноцветами и закрывается; происходит воз-

[9] Рисунки 4-16 расположены на таблицах 1-7 в конце книги.

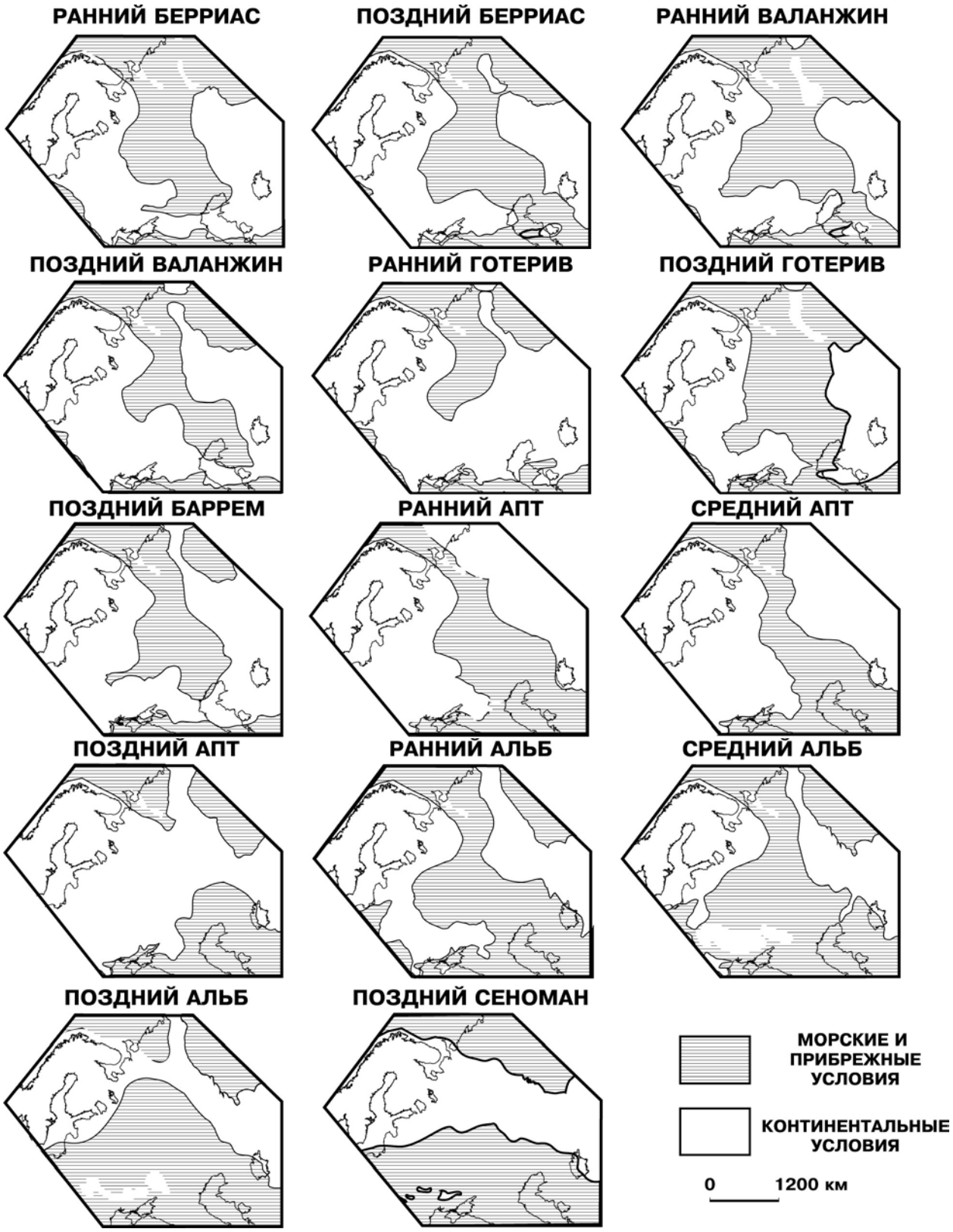


Рис. 2. Схема развития морских бассейнов и системы проливов Русской плиты и ее обрамления (Барабошкин, 2003 с изменениями).

дымание Урала и, следовательно, исчезают субширотные уральские проливы, поставлявшие бореальные ВМ в бассейн РП.

2. В течение валанжина происходит постепенное закрытие Каспийского

пролива и, быть может, временное осушение уральских проливов. Существовало однонаправленное перемещение бореальных ВМ (и суббореальных) на юг.

На протяжении всего баррема и в самом начале раннего апта бассейн РП остается изолированным с юга и в нем развивается суббореальная опресненная ВМ; стеногалинные животные, такие как аммониты, вымирают. Следует напомнить, что в это время Арктический (Бореальный) морской бассейн также не существовал, на его месте была, скорее всего, суша, препятствовавшая обмену морской фауной между европейскими бассейнами и Пацификой (Baraboshkin, 2002).

5. В начале раннего апта (время Deshayesites tenuicostatus: Барабошкин и др., 2002) в бассейне РП восстанавливаются нормально-морские условия, но миграция суббореальных ВМ, морской фауны и флоры происходит только через Мезенско-Печорский пролив, на юг. Позже (время Deshayesites volgensis: Барабошкин и др., 2002) быстро и широко раскрывается Каспийский пролив и тетическая ВМ проникает далеко на север (тетическая трансгрессия). Перемешиваясь с бореальной ВМ она формирует субтетическую ВМ, периодически опресненную вследствие сезонных осадков.

В среднем апте начинается закрытие Мезенско-Печорского пролива, хотя бореальные ВМ перемещаются на юг через Русское море-пролив. К позднему апту он закрывается, а северная часть РП осушается. Прикаспий представлял собой залив Тетис с тетической ВМ.

6. Начало альба знаменуется мощной бореальной трансгрессией: представители аммонитов рода *Arcthoplites*, появившиеся в Арктике, вместе с бореальной ВМ мигрируют через бассейн РП и достигают Мангышлака и (?) Копетдага (Baraboshkin, 1996b).

В среднем альбе погружается юго-западный край Восточно-Европейской платформы, начинает открываться Брестский пролив и Ореховский проход. Мезенско-Печорский пролив, наоборот, начинает закрываться. Все это приводит к проникновению и широкому распространению субтетической (европейской) ВМ в бассейне РП и почти полному исчезновению эндемизма среди аммонитов и двустворок.

В конце среднего – позднем альбе Мезенско-Печорский пролив окончательно закрывается и бассейн РП представляет собой огромный залив бассейна Тетис, расположенный в относительно высоких широтах. Поэтому, несмотря на перемещение тетической ВМ на север, комплекс фауны и флоры в этом бассейне оказывается бедным. Лишь один эпизод тетической трансгрессии (время Mortoniceras inflatum) нарушает сформировавшуюся в бассейне РП субтетическую ВМ. К концу альба бассейн РП окончательно приобретает субширотную ориентировку, более характерную для позднего мела.

Таймырский пролив

Пролив назван впервые, хотя и присутствует на палеогеографических схемах (Виноградов, 1967-1969; Месежников и др., 1971; Baraboshkin, 2002 и др.). Он существовал в юре и мелу, располагаясь между Таймыром и Новой Землей. Впервые пролив открылся в байосе-бате (Месежников и др., 1971). Предполо-

жительно в готериве его размеры сократились в связи с ростом Баренцевоморского порога и началом вулканизма на Земле Франца-Иосифа и Земле Короля Карла (Дибнер и др., 1962). Для баррем-аптского этапа полной ясности нет, но, скорее всего, пролив мог существовать в редуцированном виде (Месежников и др., 1971). Новый этап расширения пролива падает на альб, когда через него в *Западно-Сибирское море-залив* мигрировали бореальные и северо-американские аммониты (Захаров и др., 2000).

Хатангский пролив

Название проливу впервые дано, видимо, в работе (Месежников и др., 1971), хотя его существование было отмечено уже В.Н. Саксом (1961). Пролив располагался в пределах Енисей-Хатангского прогиба, образуя широтное морское соединение между морем Лаптевых и *морем-заливом Западной Сибири*. Пролив возник в байосе – бате, однако полностью морские условия в нем установились с келловейского времени и продолжались до конца валанжина (Месежников и др., 1971, Нестеров, 1976; Гольберт и др., 1981)[10]. Протяженность пролива в раннем мелу превышала 1000 км при ширине около 300 км. Глубины варьировали от крайнего мелководья до нескольких десятков метров. Возможно, максимальные глубины были в позднем берриасе, что косвенно подтверждается не только сменой песчаных фаций на глинистые, но и присутствием в разрезе глубоководного нектобентоса *Boreiophylloceras* (данные автора).

Ворота Вилькицкого

Назван в настоящей работе по современному проливу Вилькицкого. Данных по нему практически нет. Судя по реконструкциям (Месежников и др., 1971), пролив, возможно, существовал в берриасе – валанжине и в альбе, а в остальное время на его месте располагалась суша, объединявшая Таймыр и Северную Землю. Длина и ширина пролива были практически равны – около 100-150 км, глубины – небольшие. Вероятнее всего, пролив не играл значительной роли в перемещении ВМ и миграциях морской биоты. В баррем-аптское время этот район являлся континентальным мостом, связывавшим Северную Америку с Евразией.

Анюйский (? островной) пролив

Нижний мел данного пролива (или системы проливов, разделенных островами) изучен еще достаточно слабо в связи с крайне сложным тектоническим строением района. Не менее сложно судить о размерах пролива. По всей видимости, его протяженность превышала 1500 км, при ширине в несколько сотен км. По находкам бореальной фауны в самом проливе и в прилегающих районах Пацифики (Сахалин, Сихоте-Алинь) можно уверенно говорить о наличии морского сообщения через пролив в берриасе-валанжине, возможно, - в первой половине готерива (Москвин, 1986–1987). Определения барремских "бореальных"

[10] Зону Homolsomites bojarkensis мы относим к валанжину: Барабошкин и др., 2006.

аммонитов из Японии (Obata, Matsukawa, 1988), мигрировавших через этот пролив, ошибочны. Среднеаптские комплексы гетероморфных аммонитов (*Tropaeum*) и двустворок (*Aucellina*) бассейна р.Большой Анюй (Москвин, 1986-1987) похожи на пацифические, поэтому не исключено, что морская связь могла сохраняться до апта включительно. Возможно и альтернативное объяснение: появление названных форм можно связывать с миграцией через Аляскинский пролив, который в тот момент еще был открыт. Альбские отложения данного района представлены континентальной толщей.

Пролив был достаточно глубоководным, поскольку в юрско-меловых отложениях севера и востока Восточной Сибири постоянным (хотя и редким) элементом аммонитовых комплексов являются филлоцератиды - представители глубоководного нектобентоса (Репин и др., 1998). В настоящее время преобладает мнение о том, что арктический сегмент Южно-Анюйского океана в раннем мелу представлял собой остаточный океанический бассейн (Зоненшайн, Натапов, 1987; Казьмин, Натапов, 1998; Mutterlose et al., 2003), хотя есть и другие точки зрения (Милановский, 1996).

Аляскинский пролив

Пролив простирался вдоль арктического побережья Аляски, имея протяженность более 750 км при ширине не менее 250-300 км и достаточно большую глубину (Detterman, 1973; Grantz et al., 1990). Установлено, что морская связь через Аляскинский пролив осуществлялась в берриасе-валанжине (присутствие бухий *B. sublaevis, B. crassicollis*), и в конце апта – альбе (миграции бореальных аммонитов: Барабошкин, 2001, 2004а, б). Готерив-барремская последовательность в проливе отсутствует или представлена континентальными отложениями. В конце альба - сеномане пролив осушился; в нем вновь стали формироваться континентальные толщи (см. статью А.Б. Германа в данном сборнике).

Пролив Доусон **(Dawson City Strait)**

Пролив был назван Ю. Елецким (Jeletzky, 1970). Он соединял бореальный бассейн и север Пацифики. Длина пролива достигала 2100 км при ширине в 300-350 км. Он существовал в берриасе – готериве, что подтверждается общностью моллюсковых фаун (Jeletzky, 1964, 1970, 1971) и микрофауны (Chamney, 1973) как с бореальным бассейном, так и с Пацификой. Как и для остальной части бореального бассейна, непонятной остается стратиграфия нижнеготеривского интервала: аммониты *Simbirskites* характеризуют здесь верхний готерив, а *Homolsomites* – верхи валанжина (Барабошкин и др., 2006; Барабошкин, в печати). В барремское время связь бассейнов прервалась, что устанавливается по исчезновению общности фаун с бореальным и европейскими бассейнами (Baraboshkin, 2002; Барабошкин, 2001, 2004а, б), хотя Ю. Елецкий считал, что это событие приходится на апт (Jeletzky, 1970, 1971). По всей видимости, закрытие полива началось с северо-востока и он превратился в протяженный залив Северной Пацифики. Северная часть пролива была впоследствии унаследована проливом, связавшим альбское Море Моури (см. далее) с Палеоарктикой, который предлагается назвать *воротами Бофорта* (по морю Бофорта).

Море-пролив Западного Внутреннего бассейна Северной Америки (Western Interior Seaway)

В конце альба на месте пролива находилось море-залив "Море Моури" (Mowry Sea: Reeside, Cobban, 1960; Похиалайнен, 1985; Yacobucci, 2004 и др.), соединявшийся на севере небольшим проходом с севером Пацифики. Сопоставление морских фаун Моря Моури с европейскими и пацифическими затруднено в силу эндемизма первых. Момент открытия "морского пути", соединившего молодой Атлантический океан с бореальным бассейном, точно определено не было в связи с дискуссионностью проведения границы альба и сеномана в отложениях Моря Моури; обычно ее принимали по подошве зоны *Neogastroplites maclearni*. После появления изотопных датировок по туфовым прослоям положение границы было пересмотрено и в настоящее время она проводится вблизи основания зоны *Neogastroplites cornutus* – т.е. существенно ниже, чем ранее (Yacobucci, 2004).

В настоящее время показано, что появление новых морских элементов (аммонитов и других моллюсков, морских рептилий и т.д.) в Море Моури произошло в зональный момент *N. muelleri - N. americanus* – т.е. в начале сеномана, хотя точное время и положение места морского соединения до сих пор неизвестно (Yacobucci, 2004). Отсюда можно заключить, что моря-пролива Западного Внутреннего бассейна в раннем мелу еще не существовало; более поздняя история этого региона освещается в последующих разделах.

"Пролив" Вандерхоф (Vanderhoof Strait, Vanderhoof Seaway, Peace River Embayment)

Данное название было введено Ю.Елецким (Jeletzky, Tipper, 1968) для объяснения миграций пацифической фауны в берриасе – начале апта в пределы бассейна р.Пис (т.е. через Кордильеры). В действительности, это был вытянутый залив Пацифики, не соединявший отдельные бассейны. Видимо поэтому Ю. Елецкий впоследствии отказался от термина "пролив" применительно к данному бассейну и использовал термин "морской путь" (Jeletzky, 1973), а К. Вильямс и К. Стельк просто называли его "Заливом реки Пис" (The Cretaceous System…, 1975).

Пролив (?) Тайтон (Tyaughton Trough)

Данный бассейн, скорее всего, не был проливом *s. s.*, а являлся окраинной частью СВ Пацифики. Его положение на картах дается по-разному: он то пересекает остров Ванкувер (в альбе: Jeletzky, 1970), то располагается с его внешней части (Jeletzky, 1971, 1973).

Пролив Инсулар (Insular Trough)

Протяженность пролива превышала 1500 км при ширине в 150-200 км и сравнительно небольших глубинах. В начале раннего мела данный пролив был почти вдвое короче и огибал современный о. Ванкувер (Jeletzky, 1970), соединяясь с одной стороны с проливом (?) Тайтон, а с другой – с заливом Вандерхоф. В берриасе - барреме по нему осуществлялось проникновение бореальных

и фаун (бухии, аммониты, фораминиферы) примерно до 45° с.ш. (в современных координатах: Jeletzky, 1970, 1971, 1973; Jones, 1973). В штате Орегон описаны многочисленные комплексы моллюсков смешанных бореальных и тетических фаун (Anderson, 1938; Imlay, 1957; Imlay, Jones, 1970). В апте-альбе пролив переместился к востоку и по нему началась миграция тетических фаун в северном направлении.

Раннемеловые аммонитовые палеозоохории Северного Полушария

Аммониты, как одна из наиболее важных групп ископаемых моллюсков, давно используется для решения задач палеобиогеографии. Распространение именно этой группы напрямую зависело от наличия морских проливов и, следовательно, является одним из доказательств их существования. В данной работе эти материалы приводятся не только для того, чтобы проиллюстрировать моменты открытия и закрытия проливов, но и для обоснования модели поверхностных течений (см. ниже), которые являлись не менее важным фактором, ответственным за перемещение морских ВМ и миграцию биот.

Географическое распространение раковин аммонитов определяется следующими факторами (Kennedy, Cobban, 1976; Lehmann, 1981; Westermann, 1996; Baraboshkin, 1999, 2002; Барабошкин, 2001):

1. образом жизни аммонитов (экологических группировок) и наличием планктонной личинки или жизненной стадии;
2. характеристиками ВМ (температура; соленость, близкая к нормальной; аэрируемость; обилие пищи);
3. особенностями батиметрии бассейнов и наличием морских проливов;
4. характером циркуляции водных масс;
5. возможностью посмертной транспортировки.

Из перечисленных факторов только 1-4 наиболее существенны для палеозоогеографических построений.

Существует множество работ по палеобиогеографии раннемеловых аммонитов (Jeletzky, 1971; Jeletzky, Kemper, 1988; Wiedmann, 1973; Nikolov, 1987; Rawson, 1981; Hoedemaeker, 1990; Owen, 1988, 1996 и др.). Для России и бывшего СССР этой проблемой занимались в Тетическом поясе - М.В. Какабадзе (1992), Э.В. Котетишвили (1986); в Бореальном поясе – В.Н. Сакс, М.С. Месежников, Н.И. Шульгина (Сакс и др., 1971; Шульгина, 1985); в Тихоокеанской области - К.М. Худолей (1981), В.П. Похиалайнен (1985), А.И. Алабушев (Alabushev, Wiedmann, 1994) и др. Для РП палеобиогеографические данные по раннемеловым аммонитам можно найти в работах (Сазонова, 1971, 1977; Сазонова, Сазонов, 1967; Baraboshkin, 1996, 1999, 2002; Барабошкин, 2001). Несмотря на большое количество публикаций, общий подход к выработке терминологии, принципам выделения и количеству палеобиогеографических подразделений (в т.ч. на основе аммонитов) только намечается (Westermann, 2000).

Отличие принимаемой в данной работе схемы палеозоогеографического районирования от предыдущих работ (в т.ч. Baraboshkin, 1999; 2002) состоит в (1) систематика аммонитов принята по (Wright, 1957) с дополнениями ввиду того, что к более поздней сводке (Wright et al., 1994) имеется много замечаний, (2)

использовании иерархии палеобиогеографических подразделений, включающей пояс – область – подобласть – провинция – округ; область и подобласть устанавливались по количественно преобладавшим эндемичным семействам и подсемействам аммонитов (соответственно: табл. 2-3), (3) дифференциации находок аммонитов областей палеоареалов и распространения раковин (подробнее см. в Барабошкин, 2001). При составлении названий на первое место выносилось название подчиненных эндемичных таксонов, на второе – преобладающих. Выделяются следующие палеозоохории.

Для **раннего берриаса** (рис. 4) в пределах Бореального пояса выделяются: область Perisphinctidae – Polyptychitidae с преобладанием Craspeditinae: *Craspedites, Taimyroceras, Subcraspedites,* и редкими представителями Perisphinctidae: *Praechetaites, Chetaites,* (?) *Kossmatia* и крайне редкими Phylloceratidae: *Boreiophylloceras*. Область охватывает бассейны Западной и Северной Сибири, Восточную Гренландию и Шпицберген. Область Polyptychitidae характеризуется преобладанием Craspeditinae: *Kachpurites, Craspedites, Garniericeras, Subcraspedites*. В ее пределах могут быть выделены провинция РП и Печорской синеклизы, содержащая эндемиков *Kachpurites, Garniericeras* и Североморская провинция, содержащая эндемичных *Subcraspedites* s.s., *S. (Swinnertonia), S. (Volgidiscus).* В Тетическом поясе обособляются: на севере - область Neocomitidae с многочисленными представителями Berriasellinae: *Pseudosubplanites, Retowskiceras, Dalmasiceras, Tirnovella, Mazenoticeras* и т.д. Она прослеживается только на юге Польши. Южнее располагалась более глубоководная область Olcostephanidae – Neocomitidae, содержащая преимущественно неритовых Berriasellinae (*Pseudosubplanites, Retowskiceras, Dalmasiceras, Tirnovella, Mazenoticeras, Subalpinites* и т.д.), достаточно разнообразных относительно глубоководных Olcostephanidae(Spiticeratinae: *Spiticeras*) и редких неокомитин (*Jabronella*). Область охватывает территорию Карпат, Крыма, Кавказа, Западного Средиземноморья, а также север Пацифики, где граничит с Бореальным поясом. В этом регионе возможно обособление самостоятельных провинций.

В **позднем берриасе** (рис. 5) в Бореальном поясе выделяется область Perisphinctidae – Polyptychitidae, характеризуемая преобладанием Tolliinae (*Bojarkia, Praetollia, Tollia, Surites, Peregrinoceras* и т.д.), Craspeditinae (*Hectoroceras*) и менее многочисленных *Chetaites* (Perisphinctidae). Область включает территорию Сибири, Арктики, Шпицбергена и Восточной Гренландии. Находки *Riasanites* на Шпицбергене (Жирмунский, 1927) даже если они были корректно определены, скорее всего, являются следствием некропланктонного переноса и не должны учитываться при районировании. Область Polyptychitidae содержит Tolliinae (*Runctonia, Borealites, Paratollia, Surites, Peregrinoceras,* и т.д.) и Craspeditinae (*Hectoroceras*) и установлена только на территории Англии. В Суббореальном поясе устанавливается область Neocomitidae – Polyptychitidae, содержащая как представителей Tolliinae (S*urites, Surites (Caseyiceras), Borealites, Peregrinoceras, Externiceras, Subcraspedites, и т.д.*), редких Craspeditinae (*Hectoroceras*), так и Berriasellinae (*Riasanites, Euthymiceras, Transcaspiites*). Ей

ВОДНАЯ МАССА			
Бореальная	Суббореальная	Субтетическая	Тетическая
			BOCHIANITIDAE
			LYELLICERATIDAE
			PULCHELLIIDAE
		ANISOCERATIDAE	
		BACULITIDAE	
		DOUVILLEICERATIDAE	
		FLICKIIDAE	
		FORBESICERATIDAE	
		HAMULINIDAE	
		HEMIHOPLITIDAE	
		HETEROCERATIDAE	
		HOLCODISCIDAE	
		LEYMERIELLIDAE	
		LYTOCERATIDAE	
		?MACROSCAPHITIDAE	
		OLCOSTEPHANIDAE	
		OOSTERELLIDAE	
		PLACENTICERATIDAE	
		PTYCHOCERATIDAE	
		SCAPHITIDAE	
		SILESITIDAE	
		TETRAGONITIDAE	
		TURRILITIDAE	
	PHYLLOCERATIDAE		
	BRANCOCERATIDAE		
	DESHAYESITIDAE		
	DESMOCERATIDAE		
	HAPLOCERATIDAE		
	NEOCOMITIDAE		
	?PARAHOPLITIDAE		
ANCYLOCERATIDAE			
HOPLITIDAE			
OPPELIIDAE			
CLEONICERATIDAE			
POLYPTYCHITIDAE			
PERISPHINCTIDAE			

Таблица 2. Распределение семейств раннемеловых аммонитов, используемых для палеозоогеографического районирования, по типам водных масс в рассматриваемом регионе; единичные находки (посмертный перенос?) и космополиты исключены (Барабошкин, 2001 с изменениями).

соответствует территория РП, Польши, Мангышлака, частично – Северо - Востока России и пацифического побережья Канады. В Тетическом поясе выделяется область Olcostephanidae - Neocomitidae с представителями неритических Berriasellinae (*Euthymiceras, Neocosmoceras, Riasanites, Fauriella, Picteticeras, Transcaspiites,* и т.д.), достаточно частым глубоководным нектобентосом - Olcostephanidae (*Spiticeras*), редкими Himalayitinae (*Himalayites*) и Neocomitinae (*Jabronella*). Область включает территорию Западного Средиземноморья, Крымско – Кавказский регион, север Тихого океана, которые могут быть обособлены как самостоятельные провинции.

В **раннем валанжине** (рис. 6) дифференциация фаун усиливается. В Бореальном поясе в области Polyptychitidae доминируют Tolliinae: *Neotollia, Nikitinoceras, Tollia* и разнообразные Polyptychitinae: *Amundoptychites, Astieriptychites, Euryptychites, Polyptychites* и т.д. Область включает территорию Сибири, Арктики, Шпицбергена, Восточной Гренландии, Арктической Канады, Англии. Выделяется три подобласти: Platylenticeratinae - Polyptychitinae - Tolliinae, с преобладанием Tolliinae, относительно редкими Polyptychitinae и крайне редкими Platylenticeratinae: *Platylenticeras, Pseudogarnieria* (= *Delphinites* = *Proleopoldia*) (РП, Шпицберген), Polyptychitinae - Tolliinae (Сибирь) и Polyptychitinae – Platylenticeratinae (Северная Германия, Англия; находки уникальных Neocomitidae интерпретируются как некропланктонный перенос). Суббореальный и Субтетический пояса с областью Neocomitidae - Polyptychitidae характеризуется комплексом редких Tolliinae (*Nikitinoceras*), Polyptychitinae (*Astieriptychites, Euryptychites, Polyptychites*), немногочисленных Neocomitidae (*Thurmanniceras, Karakaschiceras*) и разделяется на две подобласти. В первой подобласти - Neocomitinae - Polyptychitinae - Tolliinae (Мангышлак, Прикаспий, тихоокеанский регион) неокомитиды крайне редки; во второй - Neocomitinae - Platylenticeratinae - Polyptychitinae (Польша, Западные Карпаты, ? север Воконтского бассейна) их гораздо больше и встречаются редкие Platylenticeratinae (*Platylenticeras*). Тетический пояс Neocomitidae содержит относительно редких Neocomitidae: *Kilianella, Thurmanniceras, Campylotoxia* (Северный Кавказ), а область Olcostephanidae - Neocomitidae - многочисленных Neocomitidae (*Kilianella, Thurmanniceras, Campylotoxia, Busnardoites* и т.д.), Olcostephanidae (*Olcostephanus, Spiticeras* и т.д.), видимо в связи с ее большей глубоководностью.

В **позднем валанжине** (рис. 7) в Бореальном поясе выделяется область Polyptychitidae с обширным комплексом Polyptychitinae: *Dichotomites, Polyptychites, Homolsomites* и редкими Tolliinae: *Neocraspedites;* она охватывает Сибирь, всю Арктику, РП. Обособляются две подобласти: Tolliinae - Polyptychitinae (Сибирь, Печорский бассейн) по причине присутствия Tolliinae и Polyptychitinae s.s. (РП, кроме Прикаспия), содержащая только Polyptychitinae. Представители Bochianitidae (*Bochianites, Protoleptoceras*) рассматриваются как акцессорный элемент, возможно, перенесенный в посмертном состоянии. Суббореальный пояс с областью Neocomitidae - Polyptychitidae содержит комплекс Polyptychitinae (*Dichotomites, Polyptychites, Homolsomites*), редких

<table>
<tr><td rowspan="2">Век</td><td>Пояс</td><td colspan="3">Тропический</td><td colspan="3">Субтропический</td><td colspan="2">Умеренный</td><td>Бореальный</td></tr>
<tr><td>Время</td><td colspan="9">Области, Подобласти</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Альб</td><td rowspan="2">П</td><td rowspan="3" colspan="2">Brancoceratidae, B</td><td colspan="4" rowspan="2">Brancoceratidae - Hoplitidae, B-H</td><td colspan="3">Hoplitidae, H</td></tr>
<tr><td>Hoplitinae, H (H)</td><td colspan="2">Gastroplitinae, H(G)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">C</td><td colspan="5">Hoplitidae, H</td></tr>
<tr><td colspan="4">Hoplitinae, H(H)</td><td colspan="2">Gastroplitinae, H(G)</td></tr>
<tr><td>P</td><td colspan="3">Douvilleiceratidae, Dv</td><td colspan="4">Hoplitidae, H</td></tr>
<tr><td colspan="4">Sonneratiinae, H(S)</td><td colspan="2">Gastroplitinae, H(G)</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Апт</td><td>П</td><td colspan="6">Parahoplitidae - Douvilleiceratidae, P-Dv</td><td colspan="2">Ancyloceratidae, A</td></tr>
<tr><td>C</td><td colspan="4">Parahoplitidae – Douvilleiceratidae, P-Dv</td><td colspan="4">Ancyloceratidae - Oppeliidae, A-Op</td></tr>
<tr><td>P</td><td colspan="8">Ancyloceratidae – Deshayesitidae, A</td><td rowspan="3">ОТСУТСТВУЮТ</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Баррем</td><td rowspan="2">П</td><td>Macroscaphitidae – Desmocerati-dae, M-D</td><td>Pulcheliidae – Heteroceratidae, P-H</td><td>Heteroceratidae, H</td><td colspan="2">Ancyloceratidae – Oppeliidae, A-Op</td><td colspan="2">ОПРЕСНЕННЫЙ МОРСКОЙ БАССЕЙН БЕЗ АММОНИТОВ</td></tr>
<tr><td colspan="5">Ancyloceratidae – Holcodiscidae, A-H</td><td>Ancyloceratidae – Oppeliidae, A-Op</td><td colspan="2">Oppeliidae, Op</td></tr>
<tr><td>P</td><td colspan="4"></td><td colspan="2">Neocomitidae, N</td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

Таблица 3. Палеозоогеографическое (по аммонитам) районирование морских бассейнов Западного сектора Северного Полушария. Символы соответствуют картам на рис.4-16.

<table>
<tr><td rowspan="2">Век</td><td>Пояс</td><td>Тропический</td><td colspan="2">Субтропический</td><td colspan="3">Умеренный</td><td>Бореальный</td></tr>
<tr><td>Время</td><td colspan="7">Области, Подобласти</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Готерив</td><td rowspan="2">П</td><td rowspan="2">Ancyloceratidae - Olcostephanidae – Neocomitidae, A-O-N</td><td colspan="2">Ancyloceratidae – Polyptychitidae, A-P</td><td colspan="4" rowspan="2">Polyptychitidae, P</td></tr>
<tr><td>Crioceratitinae, A-P(C)</td><td>Ancyloceratidae – Polyptychitidae s.s., A-P</td></tr>
<tr><td>P</td><td colspan="3">Ancyloceratidae - Olcostephanidae – Neocomitidae, A-O-N</td><td colspan="4">Polyptychitidae, P</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Валанжин</td><td rowspan="2">П</td><td rowspan="4">Olcostephanidae - Neocomitidae, O-N</td><td colspan="2" rowspan="2">Polyptychitidae - Olcostephanidae – Neocomitidae, P-O-N</td><td colspan="4">Polyptychitidae, P</td></tr>
<tr><td>Neocomitidae - Polyptychitidae, N-P</td><td colspan="2">Polyptychitinae, P(P)</td><td>Tolliinae – Polyptychitinae, P(T-P)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">P</td><td rowspan="2">Neocomitidae, N</td><td colspan="5">Neocomitidae – Polyptychitidae, N-P</td><td colspan="2">Polyptychitidae, P</td></tr>
<tr><td>Neocomitinae - Platylenticeratinae - Polyptychitinae – Tolliinae, P(N-Pl-P)</td><td>Neocomitinae - Polyptychitinae - Tolliinae, P(N-P-T)</td><td>Polyptychitinae – Platylenticeratinae, P(P-Pl)</td><td>Platylenticeratinae - Polyptychitinae – Tolliinae, P(Pl-P-T)</td><td>Polyptychitinae – Tolliinae, P-T</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Берриас</td><td>П</td><td colspan="3" rowspan="2">Olcostephanidae – Neocomitidae, O-N</td><td>Neocomitidae – Polyptychitidae, N-P</td><td colspan="2" rowspan="2">Polyptychitidae, P</td><td rowspan="2">Perisphinctidae – Polyptychitidae, PR-P</td></tr>
<tr><td>P</td><td>Neocomitidae, N</td></tr>
</table>

Таблица 3. (Окончание).

Tolliinae (*Neocraspedites*) и Neocomitidae (*Neohoploceras, Karakaschiceras*), крайне редких Olcostephanidae (*Valanginites*) (Мангышлак, Прикаспий). Субтетический пояс

Polyptychitidae - Olcostephanidae - Neocomitidae содержит, в основном, Neocomitidae (*Karakaschiceras, Teschenites, Neocomites*); Olcostephanidae (*Valanginites, Olcostephanus, Saynoceras*) и редких Polyptychitinae (*Dichotomites, Polyptychites, Prodichotomites*) (Польша). Тетический пояс область Olcostephanidae - Neocomitidae представлена подсемейством Neocomitidae (*Karakaschiceras, Teschenites, Neocomites, Luppovella*) и Olcostephanidae: *Valanginites, Olcostephanus, Saynoceras.* Присутствие единичных Polyptychitinae (*Dichotomites, Polyptychites*) не типично (Западное Средиземноморье).

В **раннем готериве** (рис. 8) в Бореальном поясе выделяется область Polyptychitidae с единственной подобластью Simbirskitinae, содержащая эндемичных *Subspeetoniceras, Gorodzovia* и др. (РП). Тетический и Субтетический пояса включаются в область Ancyloceratidae - Olcostephanidae – Neocomitidae. Тетическому поясу соответствует подобласть Ancyloceratidae - Olcostephanidae – Neocomitidae (s.s.) с *Crioceratites, Olcostephanus, Eleniceras, Leopoldia, Acanthodiscus, Lyticoceras* (Западное Средиземноморье, Крымско - Кавказско – Копетдагский регион), а субтетическому поясу - подобласть, где к тому же комплексу добавляются эндемики Endemoceratinae (Англия, Германия). На севере Пацифики, у побережья Северной Америки, можно выделить подобласть Simbirskitinae с близким комплексом криоцератин и десмоцератид, содержащий эндемичных Simbirskitinae: *Hollisites*, Neocomitidae: *Hannaites* и др.

Для **позднего готерива** (рис. 9) в связи с похолоданием на всей площади Бореального и Суббореального поясов выделяется область Polyptychitidae, содержащая похожий комплекс представителей Simbirskitinae: *Speetoniceras, Simbirskites, Milanowskia* и *Craspedodiscus* (Арктический бассейн, Северо-Восток России, РП, Западная Сибирь); Субтетический пояс содержит область Ancyloceratidae – Polyptychitidae, комплекс аммонитов которой представлен теми же Simbirskitinae, эндемичными *Aegocrioceras* и (Crioceratitinae) (Англия, Северная Германия) и без них (Крым, Кавказ), что позволяет, соответственно, выделять две подобласти: и Ancyloceratidae – Polyptychitidae s.s. Тетический пояс так же содержит область Ancyloceratidae - Desmoceratidae с несколькими подобластями: Ancyloceratidae - Desmoceratidae s.s. с характерным комплексом Crioceratitinae: *Crioceratites, Balearites, Pseudothurmannia*, Ancyloceratinae, Hamulinidae и т.д., разнообразными Desmoceratidae: *Abrytusites, Barremites, Melchiorites* и т.д., соответствующая Западному Средиземноморью, большей части Закавказья, северу Пацифики (до соединения с бореальным поясом).

В барреме – раннем апте бореальный бассейн, как таковой, исчез. В **раннем барреме** (рис. 10) Суббореального пояса устанавливается единственная область Oppeliidae (РП) с редкими *Aconeceras*. В пределах Субтетического пояса в области Ancyloceratidae – Oppeliidae (север Европы) развиты эндемичные Crioceratitinae: *Hoplocrioceras* и *Paracrioceras;* и более редкие Aconeceratinae (*Protaconeceras, Aconeceras*). В Средиземноморье и Крымско - Кавказском регионе выделяется область Ancyloceratidae – Holcodiscidae, содержащие харак-

терный комплекс аммонитов: полупланктонных представителей Ancyloceratinae, Ptychoceratinae, Leptoceratinae, Hamulinidae, мелкий неритовый нектобентос *Astieridiscus, Taveraidiscus, Holcodiscus,* а также – повсеместно – пелагический нектобентос II Desmoceratidae и ранних Pulcheliidae. В **позднем барреме** (рис. 10) в бассейне РП Суббореального пояса аммониты исчезают из-за сильного опреснения. Субтетический пояс включает область Ancyloceratidae **–** Oppeliidae (север Европы), содержащую эндемичных *Parancyloceras, Simancyloceras* и Aconeceratinae; и область Heteroceratidae (восток Кавказского бассейна – Туркменистан). В Тетическом поясе обосабливается наиболее глубоководная область Macroscaphitidae – Desmoceratidae (Карпаты, Горный Крым, восточное Закавказье) и более мелководная область Pulcheliidae – Heteroceratidae (Западное Средиземноморье, Западное Закавказье). В раннем и позднем барреме на севере тихоокеанского региона выделяется область Ancyloceratidae со своеобразным комплексом Crioceratitinae и Ancyloceratinae.

В **раннем апте** (рис. 11) из-за быстрого повышения уровня моря и существования географического барьера в Бореальном поясе, устанавливаются только две крупные области: Ancyloceratidae – Deshayesitidae (в пределах Европы и Западной Азии) с разнообразными Ancyloceratinae: *Ancyloceras, Audouliceras, Lithancylus, Tropaeum* и др. и Deshayesitidae: *Obsoleticeras, Paradeshayesites, Deshayesites:* и область Ancyloceratidae – с полупланктонными *Ancyloceras* и *Audouliceras* на севере тихоокеанского региона.

В **среднем апте** (рис. 12) вновь возникают бассейны в Бореальном и Суббореальном поясах, которые заселяется *Aconeceras, Sanmartinoceras* и *Tropaeum* (область Ancyloceratidae – Oppeliidae: Арктика, север РП, Северо-Восток). Юг Суббореального пояса, бассейны Субтетического и Тетического поясов (область Parahoplitidae – Douvilleiceratidae) характеризуются довольно близкими комплексами с *Parahoplites, Acanthohoplites, Cheloniceras, Epicheloniceras* и отличаются сравнительно низким провинциализмом.

Палеозоогеографические подразделения **позднего апта** (рис. 13) Бореального пояса неизвестны. Вероятно, из-за возникшего континентального барьера в глубоководных районах севера тихоокеанской области (? Бореальный - Суббореальный пояс) начинают развиваться своеобразные Desmoceratidae (*Leconteites, Colvillia* и др.). Бассейны Европы и Западной Азии представляют собой достаточно однородную область Parahoplitidae – Douvilleiceratidae в пределах Тетического и Субтетического поясов с разнообразными *Acanthohoplites, Hypacanthoplites, Diadochoceras* и редкими *Eodouvilleiceras.*

В **раннем альбе** (рис. 14) похолодание усиливается, поэтому практически на всей территории Северного Полушария преобладают Hoplitidae. В Бореальном и Суббореальном поясе обособляется подобласть Gastroplitinae с *Freboldiceras, Brewericeras, Arcthoplites* (Арктика, РП, Западная Сибирь, Анадырско-Корякская область). В обширном субтетическом поясе возникает подобласть Sonneratiinae, характерным элементом которой, помимо *Globosonneratia, Sonneratia*, были Cleoniceratinae, и Leymeriellidae (Западное Средиземноморье, Крымско – Кавказско – Копетдагский регион). Тетический пояс смещается к югу и представлен областью Douvilleiceratidae (приатлантическая часть Среди-

земноморья, тихоокеанский регион), где в глубоководной части бассейна комплекс обогащается Desmoceratidae. Это же происходит и на севере тихоокеанского региона, где комплексы гастроплитин и десмоцератин сосуществуют.

Близкая картина сохраняется в **среднем альбе** (рис. 15). Бореальный пояс отличается от Суббореального (область Hoplitidae) преобладанием Gastroplitinae (*Gastroplites, Grycia*) на севре (Арктика, Западная Сибирь, Северо-Восток), и Hoplitinae (s.s) – на юге (РП, Западная Европа, Крымско – Кавказско - Копетдагский регион). Тетический пояс намечается по преобладанию Brancoceratidae и (преимущественно в приатлантической части) – Lyelliceratidae.

Поздний альб (рис. 16) характеризуется началом потепления и частичной изоляции бореального бассейна, поэтому область Hoplitidae несколько сокращается, но в ней по-прежнему выделяются подобласть Gastroplitinae (с *Neogastroplites*: Арктика, Анадырско-Корякская область), подобласть Hoplitinae (*Dimorphoplites, Callihoplites*: РП). Суббореальный (частично) и Субтетический пояса представлены областью Brancoceratidae – Hoplitidae, где смешивались европейские фауны и тетические (эмигранты - в начале, а затем – доминанты) (Западная Европа, Крымско – Кавказско - Копетдагский регион). В Тетическом поясе выделяется область Brancoceratidae (*Dipoloceras, Hysteroceras, Mortoniceras* s. l.), характерным элементом которой, кроме того, были Lyelliceratidae (Stoliczkiinae).

Как видно из приведенного материала, динамика палеозоохорий была достаточно высокой. Это обусловлено изменениями климата и палеогеографии (в первую очередь – открытия и закрытия проливов. Тем не менее, почти на всем протяжении раннего мела ощущается климатическая поясность в распространении отдельных групп аммонитов, хотя границы поясов несколько видоизменяются. Обращает на себя внимание существенная разница неокомских западно-тетических и субтетических европейских фаун, что является аргументом в пользу отсутствия пролива в северной Атлантике и поэтому обособление "Бореально-Атлантической" палеобиохории предшествующих авторов не подтверждается.

Модель циркуляции поверхностных вод в раннем мелу Северного полушария и распространение аммонитов

Сам по себе факт существования проливов еще не является достаточным условием перемещения ВМ и миграции биоты. Другим важнейшим фактором является характер циркуляции ВМ, зависящий от состояния климата в целом и распределения зон высокого и низкого давления на Земле (Степанов, 1983; Волков, 2002; Хромов, Петросянц, 2001; Stewart, 2006). Получить об этом представление возможно с помощью создания математической модели, основанной и проверенной на современном распределении поверхностных течений. Модели подобного типа хотя и достаточно грубы (поскольку в силу скудости исходных данных не могут учесть точные температуры, распределение высот суши, глубины бассейнов, плотностные характеристики ВМ и т.д.), однако позволяют показать в самых общих чертах характер перемещения поверхностных ВМ и в какой-то мере объяснить геологические и палеонтологические наблюдения.

Существующие модели

Довольно популярная схема поверхностных течений, реконструированная в работе В. Гордона (Gordon, 1973) не имеет под собой модельной основы и переносит современное распределение течений (а, следовательно, и климатическую ситуацию) на палеотектонические реконструкции. Это неприемлемо, поскольку заведомо искажает существующие данные о меловом климате.

Теоретическая модель К.Р. Ллойда (Lloyd, 1982) также соединила палеогеографические реконструкции, увеличенную силу Кориолиса и современное распределение ветров и, следовательно, имеет серьезные ограничения.

Намного более обоснованными представляются результаты компьютерного моделирования Э. Бэррона и соавторов (Barron et al., 1993, 1995; Poulsen et al., 1999), учитывающие тектонику, палеогеографию, положение уровня моря, и ряд других параметров. Эти модели, однако, ограничены среднемеловым интервалом (в основном, альб – турон) и преимущественно крайними состояниями климата Земли в мелу: холодным и теплым; они не охватывают "переходных" состояний.

Методика

Моделирование поверхностных течений для Северного Полушария проводилось по методике и совместно с Ю.В. Волковым (МГУ). Математический аппарат данной методики построен на основе резонансной гипотезы, а сама методика подробно рассмотрена в работах Ю.В. Волкова (см. ссылки в Волков, 2002). Согласно гипотезе, основным источником энергии, определяющим состояние климата на поверхности Земли для большей части фанерозоя является Солнце, активность которого меняется из-за взаимодействий Солнца и планет Солнечной системы, но, главным образом, в связи с расслоенностью солнечной фотосферы. В грубой схеме периодичность изменения солнечной активности можно рассчитать математически, и, зная современное положение климатических зон, можно вычислить, как изменялись их границы во времени. По расчетам были построены кривые, отражающие изменение широт границ климатических зон и воздушных фронтов, определявших положение и направление поверхностных течений.

Результаты моделирования имеют хорошую сходимость с фактическими данными (Волков, 1990, 1997, 2002), тестированы на верхнемеловом материале (Волков, Найдин, 1994; Naidin, Volkov, 1998) и близки к более сложным моделям Э. Бэррона (Poulsen et al., 1999).

При проведении моделирования системы поверхностных течений применялись следующие данные и допущения:

1. Моделирование осуществлялось с использованием упрощенных карт - реконструкций береговой линии палеобассейнов, построенных для Северного полушария на основе опубликованных и собственных данных. Влияние горных массивов не учитывалось.

2. Временные срезы, отраженные на картах, привязывались к геохронологической шкале Ф. Градштейна (Gradstein et al., 1994), интервалы моделирования усреднялись. Привязка к геохронологической шкале осуществлялась ка-

либровкой на основе оригинальных температурных кривых, построенных по содержаниям пыльцы *Classopollis* и другим данным (Барабошкин, 2001).

3. Так как моделировалась система поверхностных течений для термической эпохи, смещение границ климатических зон производилось на одинаковую величину (Волков, 1997, 2002).

4. Расстояние между зонами высокого (ЗВД) и низкого (ЗНД) давления, зоной течений западных ветров (ЗВ = границе умеренной и субтропической зон), пассатных течений (ПТ) и противотечений (ПП) бралось на основе актуалистических данных. Зона экваториальных течений принималась за 0.

После калибровки кривой по климатическим данным, были получены новые значения изменения широты границы умеренной и субтропической зон (ЗВ), используя которые, были пересчитаны широты остальных зон в соответствии с принятыми в (Волков, 1997, 2002) допущениями. Затем положение расчетных зон наносилось на палеогеографическую основу и, наконец, отрисовывалась система поверхностных течений, которая сопоставлялась с фактическим материалом и анализировалась.

1. Палеогеографические реконструкции

В качестве основы для построений были использованы полярные проекции плейт - кинематических реконструкций Д. Роули и А. Лоттеса (Rowley, Lottes, 1988) для Северной Атлантики и Арктики, в целом близкие к другим плейт – тектоническим моделям (Barron et al., 1993, 1995; Hay et al., 1999), но проекция оказалась более удобной для наших целей.

Реконструкции береговых линий были проведены с учетом большого количества данных (большая часть ссылок см. в Smith et al., 1994), но на новой биостратиграфической основе (с частичным или полным пересмотром материалов предшественников) и с использованием данных палеобиогеографии. На картах – реконструкциях отображались контуры морских бассейнов, имевших соленость нормальную или близкую к таковой. Сильно опресненные (как, например, Вельдский) или, наоборот, осолоненные бассейны лагунного типа включались в состав "континентального" контура. Это делалось с целью проследить возможные пути расселения морских биот, основным фактором которых был перенос планктонных личинок (или мальков: Беклемишев, 1969; Барабошкин, 2001). В случае же сильно осолоненных или опресненных бассейнов гибель планктона неизбежна (Беклемишев, 1969; Несис, 1985) и поэтому такие пути расселения для него были "закрыты".

Основные сложности построения данных моделей состоят в следующем.

1. Приведение существующих палеогеографических данных к более или менее одновозрастным стратиграфическим срезам.

2. Неполнота, спорность, или отсутствие данных создает различные проблемы, решать которые часто приходится "волевым" способом.

3. Несоответствие статичности реконструкций и динамичности процесса изменения береговых линий. Это становится особенно понятным, если учитывать колебания уровня моря третьего и более высокого порядков в отношении отрезков времени, для которых проводились реконструкции (в среднем около 3

млн. лет), а также то, что скорость перемещения зон высокого давления в разное время была различной (Волков, 1997, 2002). Моделирование для усредненных отрезков времени, несколько "сглаживает" картину.

4. Искажение и уничтожение первичных очертаний бассейнов за счет син- и постседиментационных тектонических процессов и эрозионных процессов. Подобную неполноту исходных данных приходится компенсировать за счет фациального и палеобиогеографического анализа. Так, например, верхнеальбские отложения во многих районах Русской плиты не сохранилось за счет повсеместного предсеноманского перерыва, но о широком распространении морского позднеальбского бассейна можно судить по находкам переотложенных верхнеальбских аммонитов и двустворок в базальных конгломератах сеномана – турона. В случае предполагаемых проливов Гессен, Сосьвинского и Туринского, прямые данные, подтверждающие их существование, вообще отсутствуют. Учитывая все сказанное, понятно, почему в ряде случаев контуры морских бассейнов на территории Восточной Европы претерпели существенные изменения.

2. Выбор шкалы времени

Существующие геохронологические шкалы значительно различаются между собой по подходам к их построению, обоснованности, точности определений возраста, продолжительности тех или иных подразделений. Это связано не только с корректностью использования стратиграфических данных, но и с "сохранностью" изотопов, а также с совершенствованием методик и технического обеспечения изотопных определений. Учитывая уровень погрешности датировок, порой эквивалентный продолжительности самых "коротких" ярусов (Найдин, 1983; Найдин и др., 1986, Gradstein et al., 1994), предпочтительность выбора тех или иных шкал становится приблизительно одинаковой. Принимая это во внимание, для целей моделирования была выбрано шкала Ф. Градштейна (Gradstein et al., 1994), которая была использована при калибровке изменения уровня моря, биостратиграфической шкалы и различных "событий" в европейских бассейнах (de Graciansky et al., 1998). Это позволило в первом приближении проводить оценку времени миграции фауны и сопоставлять аналогичные события для Западной и Восточной Европы.

3. Временные интервалы моделирования

Интервалы выбирались в соответствии с временными срезами, отвечающими палеогеографическим реконструкциям. В большинстве случаев они отвечают эпохе или веку. Для каждого из выбранных интервалов ввиду большой "погрешности" остальных исходных данных рассчитывалось *усредненное* положение зон высокого / низкого давления и уже на этой основе производился анализ поверхностных течений.

4. Калибровка полученной кривой

Поскольку изначально модель рассчитывалась на основе геохронологической шкалы В. Харланда (Harland et al., 1982), то потребовалась ее перекалиб-

ровка на шкалу Ф. Градштейна (Gradstein et al., 1994). Сверка кривых изменения положения границы субтропического и умеренного климата была произведена на основе температурных данных, полученных в результате анализа спорово-пыльцевых спектров для РП, Северного Кавказа и Крыма, Приполярного Урала и других районов (рис. 3), произведенного совместно с С.Б. Смирновой (МГУ). Материалы по Баренцевоморскому региону, и Азербайджану учитывались в меньшей мере, поскольку они основаны на стратиграфических разбивках, производившихся автором по чужим материалам.

За основу для сравнения была взята граница умеренной и субтропической зон, поскольку она (1) достаточно уверенно прослеживается по спорово-пыльцевым и другим палеоботаническим данным (Вахрамеев, 1978); (2) на протяжении большей части раннего мела располагалась в пределах изучаемой территории и (3) совпадает с зоной западных ветров. На графиках, когда расчетные широтные значения любой из зон превышали 90° или были меньше 0° они приравнивались 90° или 0° соответственно.

Несмотря на различия между температурными кривыми, в них есть схожие черты – положение экстремумов: понижение температуры в конце валанжина, позднем готериве и среднем апте – первой половине позднего альба; и, наоборот, относительное повышение температуры в начале готерива, барреме, конце альба (рис. 3). Видно также, что модельная кривая наиболее адекватно отвечает температурным кривым, составленным на основе крымских и северокавказских разрезов. Большинство отмеченных интервалов подтверждается и при палеобиогеографическом анализе (см. также табл. 1). Для РП отмечаются:

(1) Позднеберриасская тетическая **рязанитовая трансгрессия** (141 млн. лет[11]), когда в бассейн РП с юга проникли представители *Riasanites*. Она выражена не на всех кривых, но документируется по данным палеобиогеографии.

(2) Позднеберриасская бореальная **гекторoцерасовая трансгрессия** (140 млн. лет): бореальные представители *Hectoroceras* достигают центра РП. Интервал хорошо выражен на кривых (кроме РП).

(3) Поздневаланжинская бореальная **дихотомитовая трансгрессия** (135 млн. лет) мало где сохранившаяся на РП, когда бореальные представители *Prodichotomites, Polyptychites* и *Dichotomites* проникли до широт современного Прикаспия и Мангышлака, что хорошо выражено на кривых (кроме РП).

(4) Позднеготеривская бореальная **симбирскитовая трансгрессия** (130 млн. лет) достигшая бассейна Северного Кавказа, Закавказья (Грузия) и Крыма. Наиболее мощная фаза этой трансгрессии приходится на фазу speetonensis (129 млн. лет). Интервал присутствует на всех кривых.

(5) Раннеаптская бореальная **дегезитовая трансгрессия I** (120 млн. лет), когда в бассейн РП проникли представители бореальной группы дегезитов (*D. bodei* и др.); на кривых практически не выражена.

[11] В скобках приведены цифры, рассчитанные для европейских разрезов на основе геохронологической шкалы Ф. Градштейна и эвстатических событий в западноевропейских бассейнах (de Graciansky et al., 1998), но с использованием авторской зональной корреляции.

(6) Раннеаптская тетическая **дегезитовая трансгрессия II** (119 млн. лет), когда в бассейн РП с юга проникли первые представители тетической группы дегезитов (*Obsoleticeras levigatum* и др.). На кривых она выражена окончанием высокого положения зоны ЗВД и началом быстрого понижения температуры на континентальном и островном окружении кавказского, а чуть позже – и крымского бассейнов.

(7) Среднеаптская бореальная **аконецерасовая трансгрессия** (117 млн. лет), когда бореальные *Aconeceras* мигрировали в бассейн РП и другие части бореального бассейна. Выражена на всех кривых.

(8) Раннеальбская бореальная **арктгоплитовая трансгрессия** (111 млн. лет), во время которой бассейна Мангышлака (через РП) достигли типичные бореальные *Arcthoplites*. Она выражена только на модельной кривой (на температурных кривых – продолжительный спад), но изумительно подтверждается распределением аммонитовых фаун.

Наконец, (9) позднеальбская тетическая **мортоницерасовая трансгрессия** (100 млн. лет), когда в бассейн РП проникли *Mortoniceras*, выражена только на модельной кривой и подтверждается палеобиогеографическими данными.

Остальные максимумы модельной кривой пока не совсем ясны. Возможно, максимум (108 млн. лет) связан с очередным импульсом бореальной трансгрессии, когда *Otohoplites nagyi*, известный по разрезам Шпицбергена, мигрировал в бассейн РП.

Как следует из приведенных данных, результаты расчета ЗВ в своих главных особенностях в целом совпадают с имеющимся фактическим материалом.

Результаты моделирования

Как уже говорилось, моделирование проводилось по осредненным значениям для всех подъярусов нижнего мела, за исключением барремского, поскольку его разделение на подъярусы для Бореального пояса пока невозможно и, таким образом, невозможно создание палеогеографической основы. Аналогично, для раннего готерива и апта положение береговых линий в высокобореальной части Северного полушария можно только предполагать. Согласно полученным результатам, изменение системы поверхностных течений Северного полушария, отвечавшей за расселение аммонитовых и других фаун, выглядит следующей.

На протяжении **берриаса - раннего валанжина** (рис. 4-6) характер течений определялся, главным образом, пассатными течениями (46-49°) и течениями западных ветров (82-85°). ЗВД находилась в высоких широтах (около 75°). Статичность картины нарушалась изменением береговых очертаний в европейско – западно-азиатском секторе. ПТ были наиболее мощными в северотихоокеанской области, поскольку именно там находилось открытое океаническое пространство. У западных берегов Северной Америки ПТ усиливали контурное вдольбереговое течение и способствовали проникновению тетических форм аммонитов в высокие широты (до 70°), расширяя область Olcostephanidae – Neocomitidae в северном направлении. Поэтому фауны тетического облика

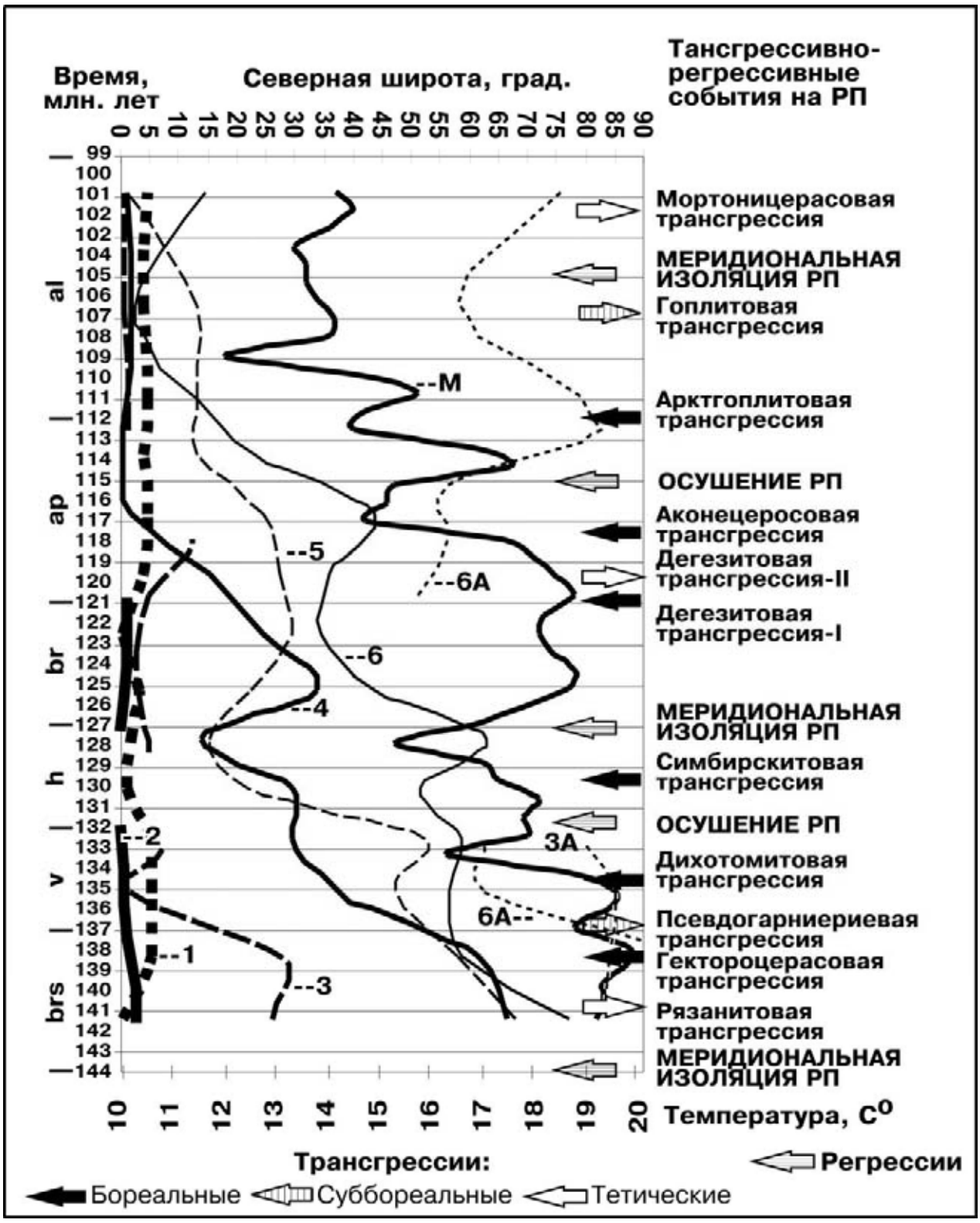


Рис. 3. Расчетная кривая изменения границы умеренной/субтропической зон (М), графики среднегодовых температур: по содержаниям *Classopollis* для Баренцевоморского региона (1), Приполярного Урала (2), Русской плиты (3), Северного Кавказа (4), Крыма (5) и Азербайджана (6); по стабильным изотопам δC и δO в рострах белемнитов (3А, 6А по Алиев и др., 1979, Gröcke et al., 2002) и основные трансгрессивно-регрессивные события на РП. Шкала времени - по Gradstein et al., 1994 (Барабошкин, 2001 с изменениями).

известны из района о.Ванкувер (пролив Инсулар), Британской Колумбии и Западных Кордильер в Канаде (пролив Доусон: Jeletzky, 1970, 1971).

ПТ могли переносить планктонную молодь аммонитов к восточным берегам Азиатского континента, откуда известны редкие находки тетических аммонитов (Сей, Калачева, 1990; Маркевич и др., 2000 и др.) и могла усиливать контурное северное течение, увеличивая палеоареал распространения бухиид. Так как холодные бореальные воды имели тенденцию к погружению в глубоководном Анюйском проливе, то бухии северо-востока России известны из относительно глубоководных разрезов. При этом нет необходимости оперировать перемещением блоков земной коры (Захаров и др., 1996). В противоположном направлении шел приток глубоководных фаун. Низкие температуры поверхностных ВМ позволяли аммонитам *Boreiophylloceras* осваивать нижнюю часть неритовой области, поэтому их находки не являются уникальными для Хатангского пролива.

Возникающие циркуляции между ПТ и ЗВ способствовали распространению краспедитид в берриасе и полиптихитид – в раннем валанжине за пределы Бореального пояса. В районе северо-западной окраины Тетис ПТ не оказывали такого сильного воздействия, поскольку приходилось преимущественно на континентальные пространства, либо – на архипелаги островов, однако они могло усиливать контурные течения, следовавшие вдоль южного берега РП и Западной Европы[12], способствуя распространению неритических аммонитовых фаун области Olcostephanidae – Neocomitidae в западном направлении (вдоль южных берегов Северной Америки и далее - на север).

Располагавшаяся вблизи полюса зона ЗВ создавала дрейфовое циклоническое течение, обеспечивала обмен фаунами внутри бореального бассейна (и в то же время ограничивало их вынос за его пределы), которые достаточно близки на территории севера Сибири, в Арктической Канаде, на Шпицбергене и на севере Гренландии (Шульгина, 1985). Эта область – собственно бореальная - охарактеризована развитием специфических фаун, содержащих *Praechetaites* (Perisphinctidae) и краспедитин.

Расположение ЗВД на периферийных частях бореального бассейна способствовало развитию сильных вдольбереговых течений, и распространению более западных фаун РП на восток через систему трансуральских проливов. Так, *Kachpurites* известны вблизи Сосьвинского и Туринского проливов (Гольберт, Климова, 1979; Брадучан и др., 1986), а находки *Craspedites okensis*, благодаря течениям, известны практически по всему бореальному бассейну. Одновременно ЗВД "перекрывала" поступление бореальных фаун в бассейн Северо-Западной Европы, располагаясь над устьем Гренландского пролива. Результатом явился высокий видовой эндемизм европейских бассейнов. Лишь немногие бореальные представители проникли туда (такие как *Hectoroceras kochi*, из-

[12] Здесь и далее в этом разделе под современными географическими терминами следует понимать их палеоаналоги.

вестные из Англии (Casey, 1973) или из североморских скважин: Birkelund et al., 1983), что было вызвано кратковременным смещением ЗВД на юг (рис. 3).

Открытие Каспийского пролива вызвало поступление тетических вод с контурным течением вдоль Азиатского континента и проникновение *Riasanites* и *Transcaspiites* далеко в бассейн РП, однако последующее кратковременное расширение ЗВД повлекло за собой перемещение бореальных водных масс на юг, что привело к сокращению палеоареалов тетических представителей на РП, а затем и к полному их исчезновению в этом бассейне.

Расширение Датско-Польского пролива в начале валанжина привело усилению контурного течения вокруг центрально-европейского континентального массива и к проникновению тетических элементов (*Pseudogarnieria*) на север Гренландии и в центр Русского моря-пролива. Одновременно, ранневаланжинские *Polyptychites* распространились в Закаспий, а более толерантные бухии – еще дальше на юг – в пределы северной окраины Тетис.

В **позднем валанжине – раннем готериве** (рис. 7-8) произошло смещение всех зон к югу, вызванное похолоданием. Зона ПТ переместилась южнее 40-й параллели. Основная роль в формировании постоянных течений была отведена ЗВ, которая, находясь около 67°, приходилась преимущественно на континентальные районы и лишь в пределах северотихоокеанской области выходила на открытые пространства. Подходя к берегам Северной Америки, она создавала несколько циркуляций. Южная антициклоническая циркуляция располагалась между ЗВ и ЗВД (57°), препятствуя проникновению тетических фаун на север с контурным течением, и, наоборот, создавала благоприятные условия для перемещения бореальных ВМ на юг и привносу бореальных фаун. Такие аммонитовые комплексы описаны из Калифорнии и Орегона (Anderson, 1938; Imlay, 1960). Севернее, в проливе Инсулар (о.Ванкувер), тетический аммонитовый комплекс быстро обедняется (Jeletzky, 1970, 1971).

Северная циркуляция создавалась благодаря очертаниям суши в районе Аляски, контурным течениям, и действию ЗВ. Циклоническая направленность циркуляции обеспечивала вынос бореального планктона на север Пацифики.

Вдоль восточного побережья Азиатского континента контурное течение усиливалось благодаря сгонному эффекту ЗВ и близости ЗВД, что также способствовало южному перемещению ВМ.

Если в позднем валанжине – раннем готериве указанные зоны порождали более или менее стабильный эффект, то в пределах европейских бассейнов поздневаланжинские течения достаточно сильно отличались от раннеготеривских, благодаря сначала изоляции, а потом и почти полному осушению территории РП в раннем готериве. ЗВ здесь обеспечивали усиление контурных течений, и создавали, как и в берриасе, преимущественно циклоническую циркуляцию бореального бассейна, однако сокращение числа проливов привело, соответственно, к возрастанию эндемизма отдельных бассейнов. Сибирские и Канадско – Гренландские фауны имеют гораздо больше общих элементов, чем европейские и высокобореальные (Jeletzky, Kemper, 1988) и поэтому последние относятся к разным палеобиогеографическим подобластям (*Tolliinae* – *Polyptychitinae* и *Polyptychitinae*). Нахождение ЗВД в средней части бассейна РП

в позднем валанжине точно так же, как и в западной части Пацифики, привело к усилению северного контурного течения, идущего от ЗВ и способствовало проникновению бореальных *Polyptychites, Dichotomites* в мангышлакский бассейн (Луппов и др., 1988). Дальше на юг они, видимо, не распространялись из-за блокирующего контурного течения, связанного с ПТ и трансформации ВМ.

Что представляет собой нижний готерив бореального пояса не до конца понятно, в особенности после того, как появились доказательства поздневаланжинского возраста аммонитов *Homolsomites bojarkensis* (Барабошкин и др., 2006). В этот момент резко возрастает эндемизм северо-европейских, пацифических фаун и фаун Русского моря-залива, что свидетельствует, в первую очередь о сокращении числа проливов. Бассейны Западной Европы испытывали умеренное воздействие как тетических, так и бореальных вод, сопровождавшееся ростом числа собственных эндемиков (Rawson, 1994, 1995, 1999). Это нашло отражение в выделении западноевропейской палеозоогеографической области Neocomitidae – Polyptychitidae. Проникновению тетических элементов мешало закрытие Датско-Польского пролива и основной обмен ВМ происходил через мелководный проход Гессен. Расположение зоны ЗВ приходилось на среднюю часть Гренландского пролива, что препятствовало обме6ну суббореальных ВМ из Западной Европы и бореальных ВМ.

В море-заливе РП создавалась полузамкнутая антициклоническая циркуляция, приведшая к резко выраженному эндемизму фаун и появлению первых (?) Simbirskitinae (*Pavlovites* и др.). Близкие аммониты известны как с севера Германии (Weerth, 1884), так и с севера Пацифики (Imlay, 1960), однако пока не найдены в Сибири.

В **позднем готериве** (рис. 9) произошло передвижение воздушных фронтов на юг, повлекшее за собой перемещение бореальных ВМ и крупнейшую бореальную трансгрессию (симбирскитовая трансгрессия, рис. 3). Определяющим фактором поверхностных течений становится положение зоны ЗВ (53°). В северотихоокеанской области это создало условия для миграции тетических фаун к северу за счет усиления контурного течения в зоне ЗВ, а также общей направленности воздушных потоков от ЗВД (56°). Одновременно происходило интенсивное распространение бореальных форм на юг благодаря наличию циклонических циркуляций, возникших между ЗВ и ЗНД (83°). Последняя приходилась почти на центр бореального бассейна, что обеспечивало слабую циклоническую циркуляцию бореальных вод. У восточных берегов Азии северное контурное течение также усиливалось, а по мере приближения к ЗВД оно рассеивалось. В этой связи маловероятно, чтобы бореальная аммонитовая фауна продвигалась далеко на юг этого региона (ср. Matsukawa, 1988).

В районе европейского сектора ЗВ не имели такого большого влияния, как в северотихоокеанской области, поскольку производились преимущественно на континентальные пространства. Тем не менее, они усиливали контурное течение вокруг Европы, приводя к миграции полупланктонных анцилоцератид на север через проход Гессен, а возможно, и через Парижский пролив (область Ancyloceratidae – Polyptychitidae) и нектобентосных бореальных симбирскитин – в обратном направлении. Наиболее широкое проникновение бореальных ВМ

на юг и вынос бореальных *Speetoniceras, Simbirskites, Milanowskia* происходил через западную часть Каспийского пролива. Перенос этих аммонитов осуществлялся контурными течениями на юго-запад, поскольку ЗВ приходились на сужавшуюся часть пролива и не приводили к формированию циркуляции. Контурные течения вдоль восточной части бассейна РП, переносили этих же аммонитов дальше на север и восток Бореального пояса, к ЗНД. Таким образом, сложилось обширная, с близкими комплексами, область Polyptychitidae.

В **барремское – раннеаптское время** (рис. 10-11) ЗВ (73°) и ЗВД (63°) занимали почти стационарное положение. Бореальный бассейн был в значительной мере сокращен и разделен Баренцевоморским порогом (см. рис. 1). Поэтому ЗВ, находясь в высоких широтах, не оказывала существенного влияния на расселение тихоокеанских фаун. Более значительным для этого региона было то, что существовали воздушные потоки, направленные от ЗВД в сторону ЗВ и обеспечивавшие обмен полупланктонными анцилоцератидными фаунами между западом и востоком Северной Пацифики.

В пределах европейских бассейнов ЗВ, находясь преимущественно над континентальными областями, усиливала контурные течения, имевшие одностороннюю направленность из бассейна Западной Европы в бассейн РП через Гренландский пролив, что привело к обмену белемнитовыми (Baraboshkin, Mutterlose, 2005) и фораминиферовыми (Басов, Василенко, 1999) фаунами между морем-заливом РП и бассейном Северного моря. Вследствие опресненности бассейна РП молодь аммонитов здесь не выживала, а потому находки барремских аммонитов крайне редки (Барабошкин и др., 2001). Закрытость Парижского и Датско-Польского проливов создала предпосылки для развития эндемизма среди аммонитов, населявших бассейн Западной Европы (Kemper et al., 1981). В пределах северной окраины Тетис в это время существует восточное контурное течение, посредством которого изначально туркменские эндемики *Turkmeniceras* были перенесены в бассейн южной Франции, а оттуда – через пролив Гессен - в северогерманский бассейн, где дали начало северной ветви *Deshayesites*. Тот же путь использовался и несколько раньше, когда полупланктонные *Heteroceras* проникли на юг современной Великобритании (Rawson, 1995).

В начале раннего апта "барремское" распределение поверхностных течений еще сохранялось, но соленость бассейна РП, видимо, пришла к норме (за счет проникновения туда Суббореальных и Субтетических ВМ) и поэтому стала возможна миграция и расселение аммонитов, населявших бассейны Северной Европы: "северные" *Deshayesites bodei – tenuicostatus* проникают на восток Гренландии и в бассейн РП (Baraboshkin, 2002). К середине раннего апта (фаза volgensis) вновь открывается Каспийский пролив и возникает контурное течение, благодаря которому североевропейские *Volgoceratoides* и *Koeneniceras* мигрируют в бассейн РП, а в обратном направлении – по Прикаспию – мигрируют "южные" *Deshayesites*. В пределах мелководного северного Перитетиса возникает обширная область, содержащая близкий набор таксонов родового уровня с преобладанием Deshayesitidae и Ancyloceratidae.

В **среднем апте** (рис. 12), как и в позднем готериве, происходит смещение климатических зон на юг. ЗВ достигает 44°, а над бореальным поясом воз-

никает ЗНД (74°). Это приводит к тому, что в прибрежных районах восточной части Пацифики за счет контурных течений тетические аммониты родов *Parahoplites* и *Acanthohoplites* поднимаются достаточно высоко (Murphy, 1956), а бореальные формы существуют, главным образом, внутри палеоарктического круговорота. У западного побережья контурные течения, усиленные за счет воздушных потоков, направленных от ЗВД к ЗВ, приносили аналогичные формы в бассейн Сихотэ-Алиня (Маркевич и др., 2000). Одновременно, в центральной части Северной Пацифики возникли крупные циклонические циркуляции, приносившие в этот район оппелиид и анцилоцератид (*Tropaeum*) через Анюйский пролив и открывшийся Аляскинский пролив (область Ancyloceratidae – Oppeliidae).

ЗВ создавали течение и на северной периферии Тетис, направленное на восток. Вдоль южных берегов европейского континента, возникало контурное противотечение, переносившее парагоплитид и акантогоплитид через Парижский и Лондонский проливы в бассейны Северной Европы. Поэтому комплексы аммонитов Англии, в меньшей степени – Северной Германии довольно близки к кавказским. Выше 55-60°СШ комплекс аммонитов резко менялся, поскольку здесь преобладало южное направление контурных течений, усиленное общим направлением ветра в сторону зоны ЗВ. Поэтому бореальный бассейн целиком относится к области Ancyloceratidae – Oppeliidae.

Что представлял собой позднеаптский бореальный морской бассейн (рис. 13), и существовал ли он, до конца не ясно (Барабошкин, 1001, 2004а, б), поэтому обсуждаемая реконструкция является весьма условной. Итак, в **позднем апте** произошло некоторое потепление и ЗВ переместилась к северу (58°). В пределах северной Пацифики распределение течений было аналогичной позднему готериву, но общая тенденция изменения аммонитовых комплексов была обратной: тетические представители *Acanthohoplites* поднимались до широт Калифорнии и Орегона вдоль восточной окраины Пацифики. С другой стороны Тихого океана аналогичные аммониты поднимались до широт Сихотэ-Алиня. В противоположную сторону были направлены циклонические циркуляции, возникавшие на севере Пацифики. С их действием, а также с действием ЗВ связано расселение бореальных *Leconteites* и других эндемиков из наиболее высокоширотной части этой области.

На территории Северного Перитетис основным событием этого времени явилось осушение РП и закрытие путей меридиональной миграции фауны. Поэтому ЗВД (48°), приходящаяся на этот район, создавала лишь маломощные контурные течения, способствовавшие расселению фауны в широтном направлении. По данным Г.Б. Аристовой (1968), в позднем апте Северного Кавказа и Предкавказья существовала система течений, направленных в северо - западных румбах.

Исключение составляет Парижский пролив, через который происходил обмен фаунами между северо- и южно-европейскими бассейнами. Х. Оуэн (Owen, 1996) допускал возможность существования бореального бассейна в это время, но считал, что аммонитовые фауны не могли туда проникнуть из-за мелководности Гренландского пролива. Таким образом, по причине слабой цирку-

ляции поверхностных вод, этот сектор целиком относится к области Parahoplitidae – Douvilleiceratidae.

Палеогеографическая ситуация и система течений перестраиваются в **начале альба** (рис. 14). ЗВ перемещается почти к сороковой параллели и определяет господствующее направление течений в северной Пацифике. С восточной стороны Тихого океана это создает возможность проникновения редких представителей *Douvilleiceras* на север (Британская Колумбия) по причине усиления контурных течений и образования циклонической циркуляции в этом районе (область Douvilleiceratidae-Hoplitidae). С западной стороны Пацифики представители этого рода не проникли севернее Японских островов (Obata, Matsumoto, 1977), что вполне естественно, так как ЗВД (28°), расположенная южнее области реконструкции, усиливала северное контурное течение вдоль берегов Азии и не позволяла теплому фронту продвигаться на север. Наоборот, циклонические зоны циркуляций, действовавшие к северу от ЗВ, создавали благоприятные условия для расселения бореальных гастроплитин (подобласть Gastroplitinae), максимальное разнообразие которых приходится на море-залив Моури.

Западный сектор Тетис представлял собой островной архипелаг и поэтому ЗВ играла там менее существенную роль, обеспечивая, главным образом, широтные миграции (подобласть Sonneratiinae).

Весьма вероятно, что, поскольку ЗНД занимала достаточно низкое положение (68°), в полярной области могло существовать слабое восточное течение, способствовавшее перемещению ВМ от полюса к ЗНД. Создаваемое течение усиливалось контурным течением вдоль восточного побережья Гренландского пролива, но, в основном, бассейна РП, что выразилось в бореальной арктоплитовой трансгрессии, достигшей почти сорокового градуса северной широты (Baraboshkin, 1999б, Casey, 1999). Представители *Arcthoplites* не имели возможности попадать в бассейн Северного Кавказа, поскольку здесь действовала зона ЗВ, отклонявшая поток в восточном направлении. Бореальная восточная циркуляция по-видимому, способствовала проникновению *Subarcthoplites* и в западносибирский бассейн, над средней частью которого и располагалась ЗНД.

В **среднем и позднем альбе** (рис. 15-16) система течений продолжала перестраиваться. ЗНД опустилась до широты 64-65° и поэтому динамика поверхностных течений была более вялой. Похолодание отразилось на широком распространении гастроплитин как у западного, так и у восточного побережья Пацифики. Видимо, распространение тетических *Mortoniceras* s. l. контролировалось системой контурных течений, направленных в сторону ЗНД. Эти течения, усиливаемые силой Кориолиса, были более мощными со стороны Северной Америки, чем со стороны Азии, где северное контурное течение частично компенсировало поверхностные течения, шедшие от ЗВД к ЗВ. Поэтому наиболее северные находки тетической фауны известны только с Японских островов.

В европейском секторе к середине среднего альба закрылся Мезенско-Печорский пролив, установилась широтная связь бассейна РП с бассейнами Западной Европы. Фактически, бассейн РП стал северной окраиной Тетис. В этой связи изменилась конфигурация течений: если к середине альба в бассейне РП еще существовало течение, направленное из бореального бассейна на юг (пере-

мещение *Hoplites svalbardensis*), то к концу среднего альба в бассейне РП либо развивались эндемики (*Dimorphoplites beresovkaensis*), либо с юга сюда стали поступать каспийские *Semenovites*, а также типично тетические *Mortoniceras*. В пределах Западной Европы перемещение ВМ происходило через Парижский пролив. Видимо, этот момент и ознаменовался появлением единичных бореальных *Gastroplites* в английском бассейне, поскольку эти аммониты могли попасть туда с помощью течений из Гренландского пролива. Североамериканский "морской путь" еще не открылся, в а пределах моря-залива Моури развивалась эндемичная группа *Neogastroplites*, отдельные представители которой проникали через Аляскинский пролив на север Пацифики. Циркуляция в бореальном бассейне, видимо, также была слабой. Нельзя исключить действие восточной высокоширотной циркуляции, которое, правда, ничем не подтверждено.

Удивительной особенностью этого времени можно назвать повсеместное расширение палеоареалов тетических представителей Brancoceratidae, в особенности в бассейнах северного Перитетиса. Вероятно, смещение ЗВ далеко на юг и крайне низкое положение ЗВ, приводило к расширению площади теплых поверхностных ВМ, даже на фоне понижения температуры. Быть может, это связано с раскрытием центральной и северной Атлантики и возникновением Палео-Гольфстрима.

Заключение

Как следует из сказанного, конфигурация проливов, их открытие и закрытие играли важнейшую роль в перемещении ВМ (а, следовательно, и в формировании климата), распределении течений и миграциях биоты.

В целом, для раннего мела можно говорить о следующих основных закономерностях:

1. Уровень Мирового океана был почти на 100 м ниже, чем в позднем мелу и поэтому проливов (в первую очередь – островных) было меньше (ср. с данными в статье Д.П. Найдина).

2. Продолжительно существовало несколько крупнейших меридиональных проливов, регулировавших перемещение ВМ и миграцию биот; вдоль этих направлений осуществима бореально-тетическая корреляция.

3. При закрытии проливов возрастал эндемизм морской биоты, при открытии – снижался. Обратная зависимость, очевидно, существовала для континентальной биоты.

4. Перемещение бореальных ВМ в южном направлении создавало предпосылки для ряда организмов к переходу мелководных бореальных форм к более глубоководному существованию в низких широтах, и, наоборот, к подъему глубоководных южных форм в более мелководные местообитания в высоких широтах (последнее происходило значительно реже).

5. Бореальные / тетические "трансгрессии" происходили при раскрытии большинства меридиональных проливов и отвечают моментам перемещения атмосферных фронтов в южном и северном направлении соответственно.

6. Моделирование поверхностных течений показывает, что сам по себе факт существования проливов еще не гарантировал перемещения ВМ; для этого

необходимо было соответствующее расположение важнейших атмосферных фронтов.

5. Данные моделирования имеют хорошую сходимость с фактическим материалом и помогают объяснить основные закономерности распространения аммонитов (и других морских форм). Это подтверждает теоретическую предпосылку, что расселение и формирование палеоареалов аммонитов, так же как и другой биоты, имевшей планктонную жизненную стадию, напрямую связано именно с системой проливов и поверхностных течений.

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОРЯ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ И ЕВРАЗИИ. ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ МОРСКОЙ ПУТЬ

Д.П. Найдин

Геологический факультет МГУ, Москва

Продолжено рассмотрение значения при проведении удаленных биостратиграфических корреляций материалов по образующим протяженную меридиональную морскую систему позднемеловым мелководным эпиконтинентальным морям Северной Америки и запада Евразии (рис.1).

Вводные замечания и пояснения

Море — обладающая своими гидрологическими особенностями более или менее обособленная часть Мирового океана; по степени обособления различаются внутренние (средиземные), окраинные и межостровные моря (БСЭ, 1974, Т. 16, с.571).

Термин *эпиконтинентальное море* (epicontinental sea), как расположенное на континенте[13] мелководное море, впервые предложенный в 1904 году (Словарь.., 1975, Т. 1, с.310), получил весьма широкое распространение в геологической и географической литературе.

В последнем томе "Лика Земли" Э. Зюсс (Suess, 1909, с.693) заметил, что "контуры трансгрессионных или эпиконтинентальных морей и глубоких морей различны". Термины "трансгрессионный" и "эпиконтинентальный" признавались им синонимными.

В ходе исследований по указанной в заглавии теме оказалось необходимым более конкретно определить термин "**эпиконтинентальное море**".

По структуре и геологическому развитию современные континенты в основном составляют древние докембрийские платформы, так и области фанерозойской (особенно широко - позднепалеозойской герцинской) складчатости.

Некоторые авторы при описании меловых морских бассейнов конкретно указывают тип их основания. Так, Ю.А. Елецкий (Jeletzky, 1978, с.234-240, фиг.1-3) на севере Северной Америки, в Канадском Арктическом архипелаге, в Гренландии различает два типа морей, существовавших в меловом периоде: 1) интракратонных (intracratonic) или супракратонных (supracratonic) бассейнов на докембрийском основании и 2) бассейны-наследники орогенного развития (orogenic succession basins). Т. Мацумото (Matsumoto, 1981) выделяет несколько типов мезозойских интерконтинентальных бассейнов — бассейнов на континентальной коре. Польские исследователи изучают и описывают стратиграфию

[13] Эпи (греч.) — на, над.

и палеонтологию мезозойских мелководных морских бассейнов *эпикратонной* (*платформенной*) Польши (Marcinowski, Gasiński, 2002).

В настоящее время эпиконтинентальные моря не существуют, вероятно, за исключением моря Гудзонова залива — средиземного моря Северного Ледовитого океана. Крупнейшее сокращение эпиконтинентальных морей происходило в конце мезозое - начале кайнозоя.

Естественно, характер морских соединений эпиконтинентальных морей определялся геологическим строением их основания.

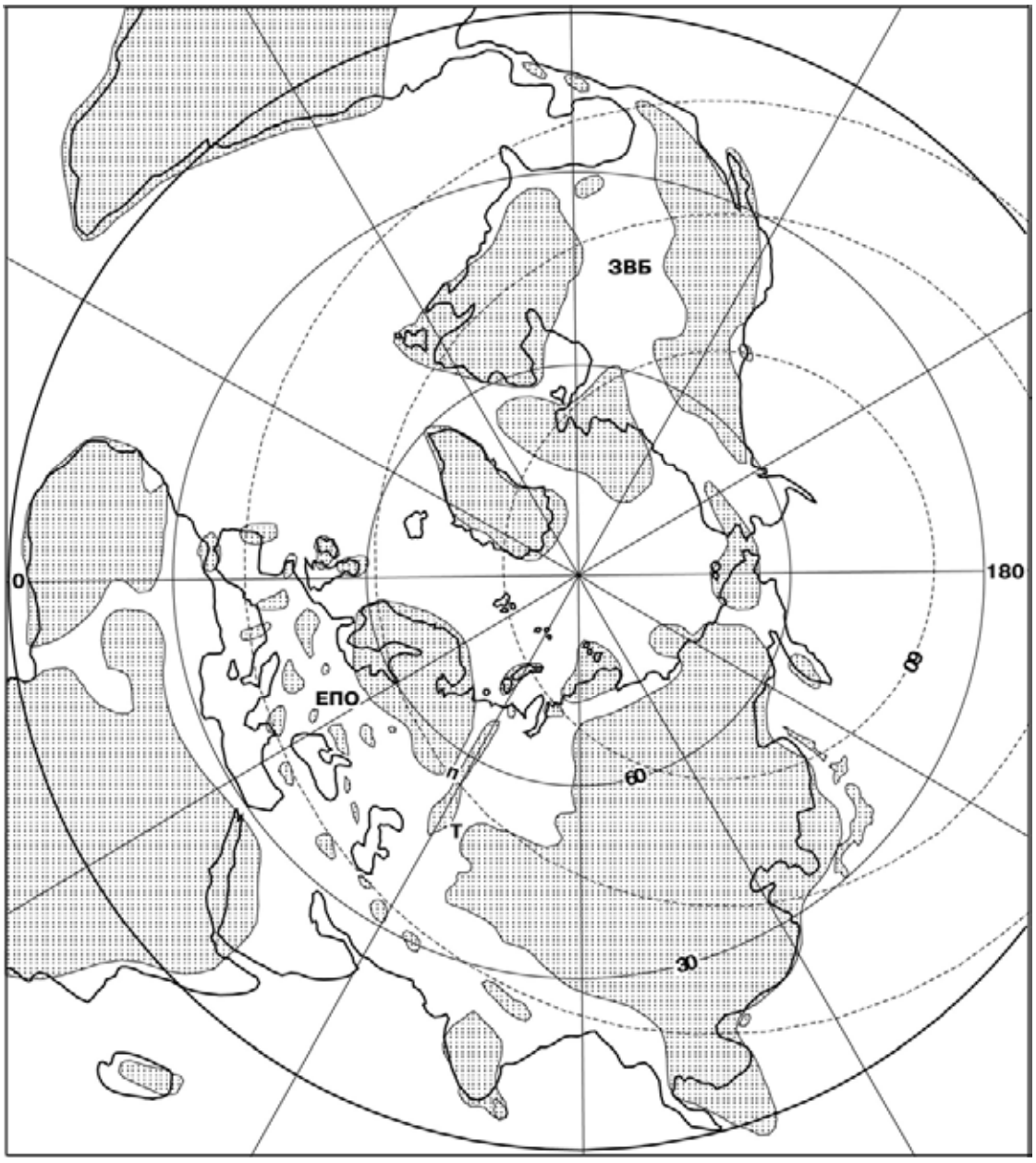


Рис. 1. Позднемеловые эпиконтинентальные моря Северного полушария: ЕПО - Европейская палеобиогеографическая область, П - Приуральский пролив, Т- Тургайский пролив. Узел шестидесятых градусов дан по варианту I (см. рис.9). ЗВБ - Западный Внутренний бассейн (Western Interior Sea). Пунктиром показаны широты при вероятном расположении Северного полюса в восточной части Арктического бассейна.

Широкое развитие эпиконтинентальные моря получили в позднемеловую эпоху. Поздний мел был эпохой колоссальной талассократии, обусловленной наращиванием воды океаносферы и погружением дна океанов (Найдин, 1995, 1, с.47, рис.1 и 2).

В.А. Берггрен (Berggren, 1981-1982, с.12) заметил, что выяснение роли водных соединений различного типа в развитии физико-географических условий мелового периода представляет достаточно сложную задачу.

У русскоязычных авторов одно из затруднений связано с толкованием терминов, особенно при использовании зарубежных библиографических источников.

Два английских термина требуют особого пояснения. Это sea-way и gate-way.

Seaway — морской путь. Толкование этого термина мы находим в статье Ю.А. Елецкого (Jeletzky, 1984, с.182-183, 243, фиг.3). В конце юры — начале мелового периода бореальные моря Северного полушария сообщались с широтным бассейном Тетис посредством соединяющих морских путей (connectly seaways), которые располагались либо в океанах (например, East Greenland seaway в Северной Атлантике между Гренландией и Скандинавией), либо на континентах Северной Америки и Евразии, где они являлись проливами (straits). Например, пролив Доусон (Dawson strait) соединял интракратонный (intracratonic) бассейн севера Северной Америки с геосинклинальным бассейном Британской Колумбии.

К. Пожариска и В. Брохвич-Левинский (Požaryska, Brochwicsz-Lewiński, 1975) различают в Северном полушарии четыре морских пути: 1) вдоль западного побережья Северной Америки, 2) между Гренландией и Скандинавией в Северной Атлантике, 3) через эпиконтинентальный морской бассейн Русской платформы и 4) вдоль восточного побережья Азии.

По Р. Шелдону (Sheldon, 1990, с.3, фиг.11) в результате распада Пангеи возникла гигантская сеть морских путей — Intra-Pangean seaway system, - включающая меридиональные пути, в частности, Западно-Сибирский морской путь (Western Siberian Basin seaway).

Американские и канадские геологи основательно (по некоторым разделам весьма детально) изучили морской путь, соединявший в позднем мелу Арктический бассейн с морем (океаном) Тетис. Путь пролегал через море-пролив, часть которого составлял Западный Внутренний бассейн докембрийской Северо-Американской платформы.

Заключая рассмотрения термина *морской путь*, необходимо подчеркнуть, что путь миграции морской биоты мог возникать как в океанах, так и в эпиконтинентальных морях-проливах.

Термин **gateway** по "Большому англо-русскому словарю" (1972) означает — ворота; вход и выход. Оказывается, применение этого термина вслед за словарем (Найдин, 2001, с.11) не совсем точно. В зарубежной литературе под этим термином понимается не что-то морфологически определенное, а *событие* (Smith, Pickering, 2003; Tröger et al., 1996; Wiese et al., 2004). Gateway events статьи В. Бергера (Berger, 1982, с.148-149 и в переводе под редакцией В.Т. Фроло-

ва: Бергер, 1985, с.152-153) означает *пусковые события* палеогеографии: *открытие* и *закрытие* водных путей.

В литературе при описании морских пространств прошлого термин *пролив* употребляется часто, однако обычно без необходимого его определения.

Инженер-контр-адмирал Н.Н. Зубов (1956, с.18, 21), оценивая навигационное значение проливов, под проливом понимал "сравнительно узкое водное пространство между смежными районами Мирового океана... Проливы одновременно что-нибудь соединяют и что-нибудь разделяют".

Уточненное определение приведено в БСЭ (1975, Т. 21, с.74): пролив - относительно узкое протяженное водное пространство, отличающееся своим особым гидрологическим режимом, разделяющее участки суши и соединяющее водные бассейны или их части.

Классификация таких морских соединений, помимо морфологии, должна учитывать особенности их режима при различных эвстатических уровнях океаносферы в условиях чередования трансгрессивно-регрессивных циклов, что приводило к перемещению водных масс различного происхождения и определяло векторы миграции организмов различного типа.

Короткие водные пространства, обычные в архипелагах небольших островов, не имеющие своего гидрологического режима, называются *проходами* (БСЭ, Т. 21, с.74).

В англоязычной литературе под термином *проход* (passage) часто понимается пролив (Berger, 1982, с.148; Thierstein, Berger, 1978, с.461).

Залив — часть океана или моря, вдающаяся в сушу, но имеющая свободный водообмен с основным водоемом (БСЭ, 1972, Т. 9, с.314).

В разделе "Открытие и закрытие морских проливов" рассмотрена связь заливов с проливами.

Позднемеловые эпиконтинентальные моря Северной Америки и запада Евразии

Определение эпиконтинентального моря как морского бассейна "устойчивого шельфа" (Словарь по геологии нефти, 1958, с.757) не может быть принято, так как предписывает эпиконтинентальным морям располагаться только на шельфе — мелководной зоне материковой отмели океанов.

Синонимизация Э. Хаканссоном и другими (Håkansson et al., 1974, с.211—217) понятий "мелководное эпиконтинентальное" море и "шельфовое море" ошибочно: к шельфу ими относятся все палеозоиды северо-запада Европы и *вся* Русская плита.

Применение термина шельф как синонима мелководья (Соболев, 1941; Савчинская, 1950; Пославская, 1974) неверно. Шельф есть мелководье, но не всякое мелководье есть шельф.

Позднемеловые мелководные эпиконтинентальные моря располагались на обширных пространствах преобладания незначительных высот (вплоть до низменных), выработанных на древних складчатых структурах. Палеогеография таких пространств определялась совместным действием эвстазии и эпейрогении. Эпейрогения — локальная и региональная тектоника — проявлялась раз-

лично в пределах различных по степени тектонической подвижности складчатых структур (Найдин, 1995, 1 и 2).

По этому параметру Северная Америка и запад Евразии в позднем мелу существенно различались.

Эпиконтинентальные моря Северной Америки располагались на огромной докембрийской платформе (рис.2). Западный Внутренний бассейн (ЗВБ) с продолжающими его к северу и югу водными пространствами предкордильерской части платформы образовывал *Северо-Американское море-пролив*, простиравшееся от моря Бофорта на севере до Мексиканского залива на юге (Найдин, 2001, с.11; Gill, Cobban, 1973; Kaufman, 1975, 1984; The Cretaceous...1975; Evolution... 1993, Perspectives.., 1994; Stratigraphy…, 1991).

Длина моря-пролива была порядка 5000 км, ширина в фазы трансгрессии достигала 1500-1600 км, а при регрессиях сокращалась до 700-900 км. Меридиональная протяженность моря-пролива составляла несколько десятков градусов по широте. Оно соединяло резко различные по физико-географическим параметрам и органическому миру арктические и тетические моря.

Северо-Американское море-пролив было не только морским путем миграции биоты, но и благоприятной средой обитания и развития многих групп морских организмов (Несов, 1992; Kauffman, 1984; Evolution..., 1993). В регрессивные фазы в море-проливе возникали своеобразные полузамкнутые и замкнутые бассейны типа *моря Моури* (рис.3) (Похиалайнен, 1985, рис.1; Williams, Stelck, 1975, фиг.4; Найдин, 2001, с.12).

От моря-пролива к востоку в пределы обширного Канадско — Гренландского щита ответвлялись заливы и проливы (рис.2).

Запад Евразии в позднем мелу отличался от Северной Америки в целом большей тектонической подвижностью.

Начало позднемелового меридионального морского пути располагалось в пределах морей Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). К ЕПО относились мелководные моря, заливавшие герциниды Европы, юг и центральную часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), продолжающие их к востоку моря на палеозоидах Азии (Приаралье, Мангышлак, Устюрт) (Найдин, 1995, 1, с.46; Найдин и др., 1986, с.37). Обширная полоса мелководных морей ЕПО непосредственно примыкала к морю (океану) Тетис (рис.1). По Э. Зюссу (Suess, 1909, с.693), эти "трансгрессионные или эпиконтинентальные" моря формировались вторгшимися с юга моря (океана) Тетис водными объемами.

Рельеф поверхности, на которой формировались эпиконтинентальные отложения, определялся геологическим строением их субстрата. Так, в развитии поверхности, на которой накапливались осадки позднемелового эпиконтинентального моря ВЕП намечаются две стадии (Найдин, 1995, 1, с.54; Naidin, Volkov, 1998, фиг.2). В первую доюрскую стадию рельеф платформы был достаточно расчленен протяженными и относительно глубокими ложбинами; в позднем альбе и вплоть до раннего турона неровности рельефа платформы сглаживались в основном в результате заполнения ложбин терригенными осадками.

Характерные для платформы разнообразные карбонатные отложения (пис-

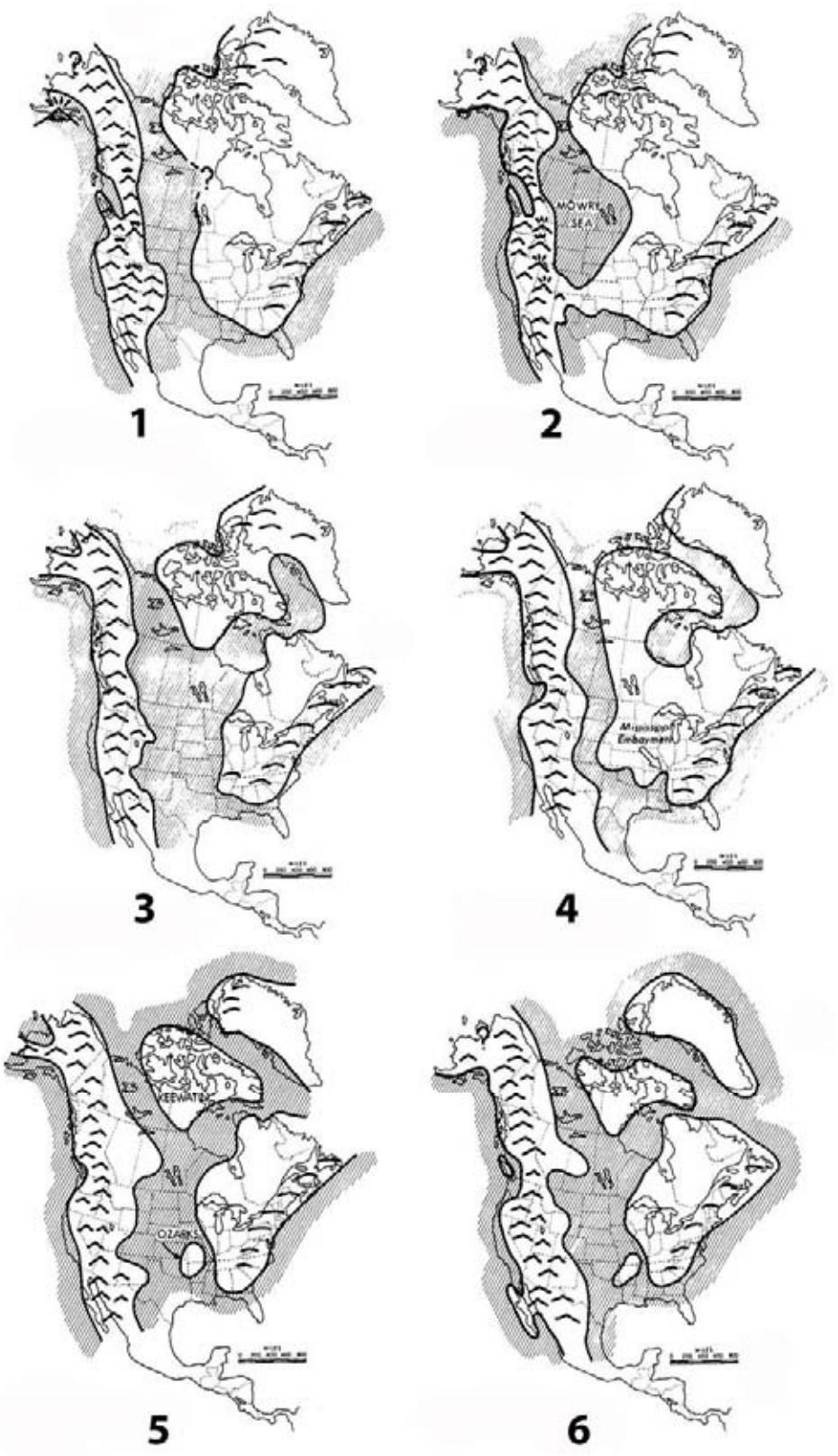


Рис. 2. Очертания Western Interior Cretaceous Seaway Северной Америки во время важнейших эвстатических стадий (Kauffman, 1984, фиг.3): а - начало позднего альба[14], б - окончание позднего альба (море Моури), в - ранний турон, г - ранний кампан, д - середина кампана, е - ранний маастрихт.

[14] В настоящее время а) и б) относятся к сеноману (см. статью Е.Ю.Барабошкина в настоящем сборнике) – *ред*.

чий мел, мелоподобные мергели и т. п.), начиная с позднего турона накапливались во вторую стадию развития рельефа в условиях его выравнивания. Но в целом и в эту стадию рельеф дна моря был неровным с западинами и поднятиями в виде баров и отмелей, на отдельных участках сменявшихся низменными островами.

Глубины морей были порядка 100-200 м, местами несколько больше или меньше; на некоторых участках глубины были сверхмелководными, не превышающими нескольких метров (Найдин, 1995, 1, с.46-49, 53; Найдин и др., 1986, с.57, 83). Даже незначительные по амплитуде эпейрогенические и эвстатические движения приводили к заметным колебаниям как глубины мелководных бассейнов, так и очертаний их береговой линии. Возникала достаточно сложная *островная* палеогеография (Найдин, 1995, 1, рис.5).

Рис. 3. Море Моури (поздний альб - начало сеномана) Западного Внутреннего мелового морского пути Северной Америки (Похиалайнен, 1985, рис.1).

Важнейшим звеном меридионального морского пути было располагавшееся с конца раннего мела в позднем мелу и раннем кайнозое на Западно-Сибирской герцинской плите Западно-Сибирское море (см. рис.4; Белкин, Папулов, 1972, рис.1, 2; Гольберт и др., 1968, рис.2, 24-28; Казаринов, 1958, рис.8; Подобина, 2000, с.32; Папулов, 1988, рис.18).

В северо-восточной приенисейской части плиты (Устъ-Енисейская впадина: Сакс, Ронкина, 1957) верхнемеловые отложения, помимо бурения, вскрываются естественными обнажениями (табл.1, фиг. 1[15]; табл.2, фиг. 1) (Захаров и др., 1986, рис.1; Захаров и др., 1989, рис.1; Захаров и др., 1991, рис.1).

Море было то "*проходным*" с проливами на юг и на север (Стрельникова, 1974, с.39), то при смене северного пролива свободным широким слиянием с северными водами превращавшимся как бы в *залив* Арктического бассейна (Найдин, 2001, с.10), то в конце альба - начале сеномана от него оставалось "озеро-море", располагавшееся на низменной, участками заливавшейся морем равнине (Папулов, 1988, с.75).

Моря-проливы

Ранее (Найдин, 2001, с.12) было высказано предварительное предположе-

[15] См. таблицы в конце книги.

ние относить Западный Внутренний бассейн Северной Америки к особым категориям эпиконтинентальных водоемов. Изложенные в предыдущем разделе данные подтверждают это предположение.

К *морям-проливам* относятся обширные удлиненные в плане водоемы свободно, широко (без проливов!) сливающиеся с соединяемыми ими морями резко различного гидрологического режима и органического мира.

Моря-проливы были не только морскими путями межбассейновой миграции биоты, но и средой обитания для многих групп организмов. Меридионально ориентированные моря-проливы, пересекавшие несколько климатических поясов, в высоких широтах были важнейшим региональным и локальным климатообразующим фактором.

В позднемеловую эпоху существовали три отчетливо выраженных моря-пролива (рис.1).

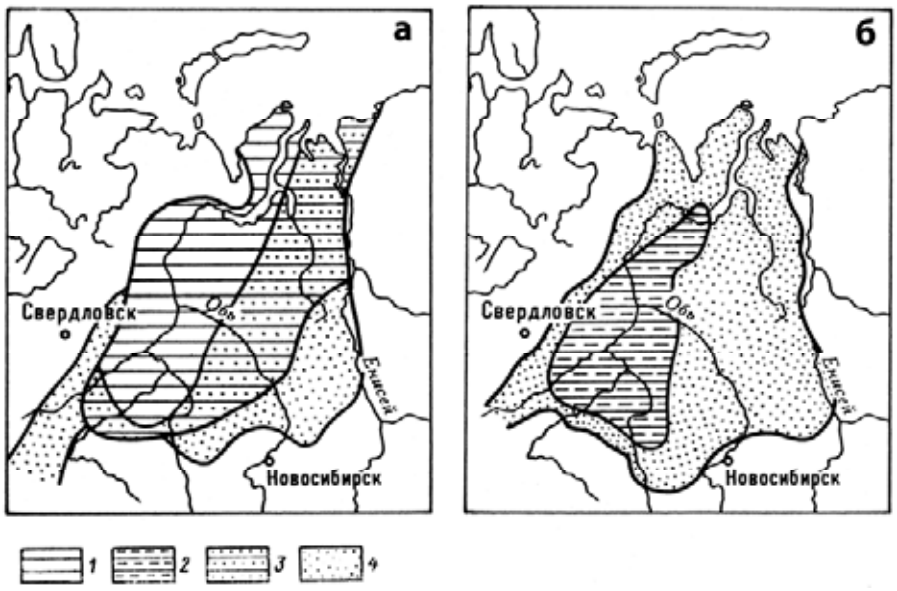


Рис. 4. Альб - сеноман Западно-Сибирской плиты (Папулов, 1988, рис.18): а - альб, б - сеноман. 1 - Морские отложения, 2 - отложения крупных замкнутых бассейнов "озеро-море", 3 - морские и континентальные отложения, 4 - озерные и аллювиально-озерные отложения.

Северо-Американское море-пролив (тип моря-пролива) длиной около 5000 км был вытянут вдоль Кордильер в западной части Северо-Американской платформы и соединял Арктический бассейн с бассейнами современного Мексиканского залива (см. предыдущий раздел).

Гренландское море-пролив длиной 2500-3000 км между Гренландией и Канадским арктическим архипелагом (Найдин, 2001, с.12; Волков, Найдин, 1998, рис.1 — Лабрадорский пролив; Birkelund, 1965, с.170-171, фиг.125). Современные море Баффина и пролив Дейвиса наследуют позднемеловое Гренландское море-пролив.

Северо-Сибирское море-пролив длиной порядка 1500 км, почти широтно ориентированное, соединявшее северо-восток Западно-Сибирского моря и моря в устьевой части Хатанги. Это море-пролив отделяло палеозоиды Таймыра от остальной части Сибири (Захаров, Хлонова, 1984, рис.III-1).

Арктический бассейн в позднем мезозое — кайнозое

В меридиональный морской путь эпиконтинентальные моря Северной Америки и запада Евразии объединялись Арктическим бассейном (рис.1).

Существование в позднемеловую эпоху в высокоширотных арктических пространствах обширного морского бассейна представляется несомненным (Грамберг, 2002, с.18; Грамберг, Ронкина, 1983, с.14, 18; Захаров, Лебедева, Маринов, 2001, с.55; Захаров, Месежников, 1983, с.5-6; Захаров, Шурыгин, Курушин и др., 2002а, с.80, 88-89; 2002б, с.155, 175-177; Найдин, 2001, с.10; Сакс, 1976, с.9).

"Море на месте Арктического бассейна (в значительной части на площади современных шельфов) существовало в мезозое постоянно" (Сакс, 1976, с.9).

Глубоководные участки Арктического бассейна были развиты на океанической коре. Весьма значительные мелководные пространства бассейна, прилегавшие к Евразии, развивались в условиях эпиконтинентального моря. Северный полюс в позднем мелу располагался в восточной части Арктического бассейна севернее современного Берингова пролива (Найдин, 2001, с.10).

Арктический бассейн имел постоянное свободное водное соединение с Атлантическим океаном, тогда как связь (и достаточно продолжительная) с Тихим океаном устанавливалась спорадически посредством мелководных проливов, проходивших то через Аляску, то через Чукотку.

Предположение о том, что Арктический бассейн в позднем маастрихте был полностью изолирован от Мирового океана (Gartner, McGuirk, 1979, с.1272) представляется малообоснованным.

Весьма протяженное (6-7 тысяч километров) широтное трансарктическое морское соединение Северной Атлантики и Северной Пацифики контролировало основные черты палеогеографии и палеобиогеографии Арктического бассейна.

В. Бергер (Berger, 1970; Найдин и др., 1986, с.89) различал два типа океанических бассейнов. В бассейнах *эстуариевого* типа преобладало накопление биогенной SiO_2, происходил отток поверхностных вод и приток глубинных вод. *Лагунного* типа океанические бассейны характеризовались преобладанием биогенной карбонатной седиментации, притоком поверхностных и оттоком глубинных вод. Тип циркуляции неоднократно менялся. На рис.5 приведено сравнение современной и позднемеловой циркуляции Арктического бассейна (Kitchell, Clark, 1982, фиг.5). Глубинный обмен между Арктикой и Северной Атлантикой отсутствовал, но существовал интенсивный обмен поверхностных вод Арктического бассейна и прилежащих к нему эпиконтинентальных морей.

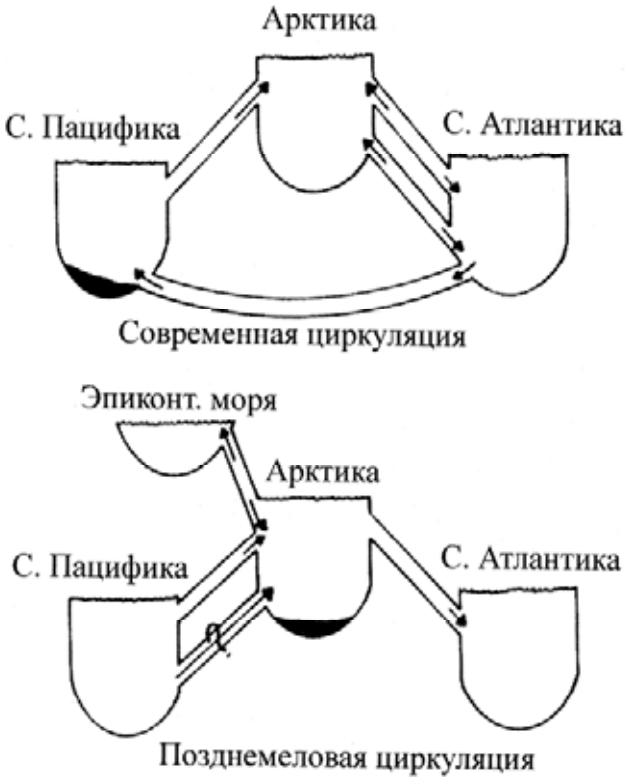


Рис. 5. Современная и позднемеловая циркуляция в Арктическом бассейне (Kitchell, Clark, 1982, фиг.5): заштрихованы участки накопления биогенного кремнезема. Стрелки показывают предполагаемые направления поверхностных и глубинных потоков.

По Ф. МакНейлу (MacNeil, 1965, с.6-11), кайнозойская палеобиогеография Арктического бассейна в значительной степени определялась сложной системой *поверхностных течений*. Нет оснований предполагать, что в позднемеловую эпоху она была более простой. Наибольший интерес для темы глобального меридионального морского пути имеют предполагаемые широтно направленные вдоль берегов Северной Америки и Евразии течения. Течения были периодически действовавшими и разнонаправленными: то с востока на запад, то с запада на восток. От Западного вдольберегового евразиатского течения в меридиональный Палеоуральский пролив ответвлялось течение север-юг.

Арктика — *северная полярная область земного шара*. Полярное положение Арктического бассейна определяет основы его режима температуры и солености.

Как температура, так особенно соленость Арктического бассейна корректируются физико-географическими условиями окружающих бассейн континентальных массивов. С суши в бассейн поступают огромные количества пресных, в основном речных вод.

К приведенному в начале раздела утверждению о постоянном существовании в мезозое Арктического бассейна, следует добавить еще одно: в той или иной степени этот бассейн в мезозое был всегда опреснен (Захаров и др., 1975, с.110-112; Найдин, Тейс, 1977, с.9).

Открытие и закрытие меридиональных проливов

Если в меридиональном соединении эпиконтинентальных морей Северной Америки и запада Евразии Арктический бассейн представлял самое обширное водное пространство, то Тургайский и Приуральский проливы были его "узким местом".

Самое важное и одновременно самое сложное при интерпретации проливов как морских соединений (см. раздел "Вводные замечания и пояснения") — выявление времени действительного функционирования их как водного соединения.

Г.Н. Папулов (Папулов, 1990, с.172; Волков, Найдин, 1994, с.120; Найдин,

2003, с.51; 2006а, с.3) заметил, что морское соединение север-юг через Тургайский пролив (рис.6-1) в какие-то интервалы позднего мела отсутствовало, но в его пределы вдавались заливы то Западно-Сибирского моря в туроне с севера, то моря Туранской плиты в раннем сантоне с юга. В разрезах турона Западно-Сибирской впадины определена сибирская микрофауна, а в разрезах нижнего сантона Южно-Тургайской впадины обнаружены тригонии южного облика. "*Правило Папулова*" графически представлено на рис.7.

Разрез К у ш м у р у н (рис. 6) представляет ничтожный интервал стратиграфической последовательности верхнего кампана и маастрихта (табл. 2, фиг.2).

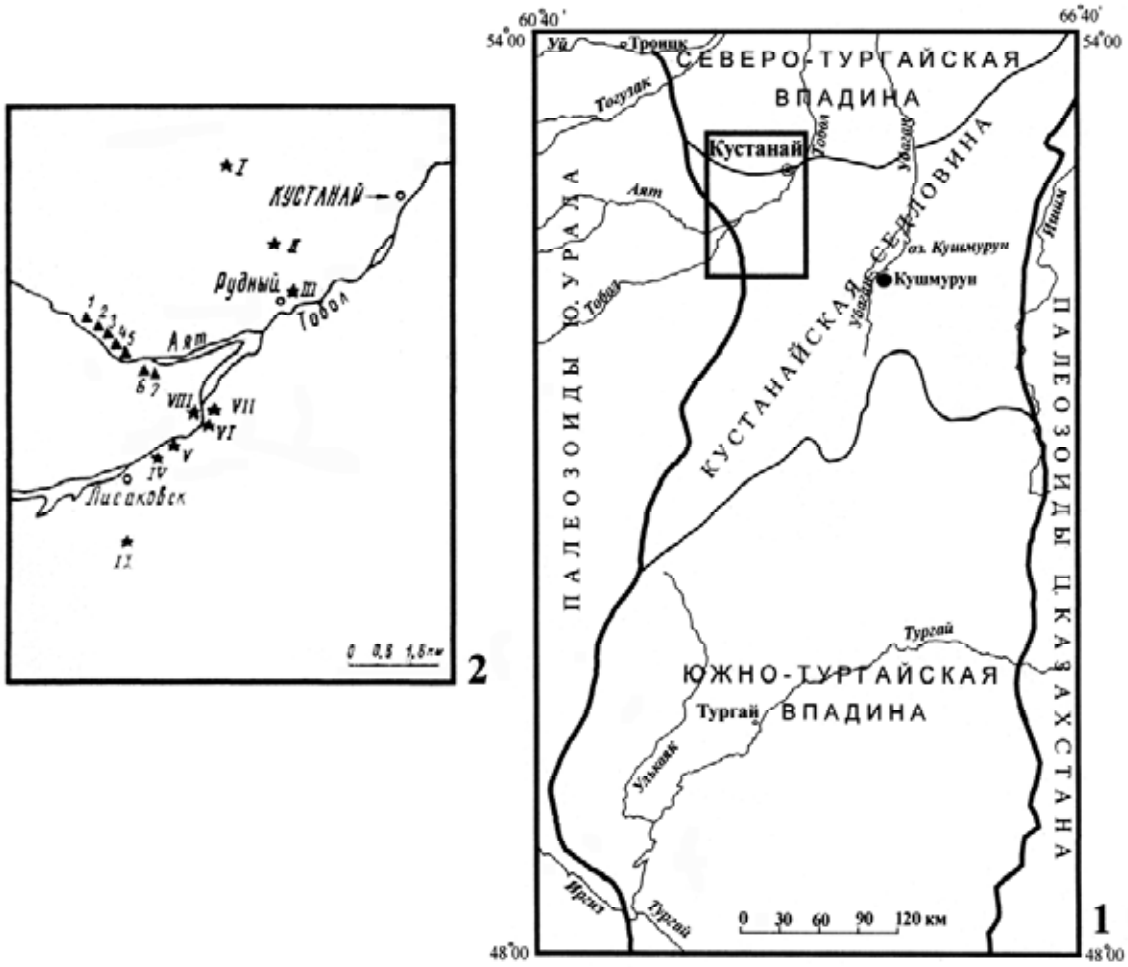


Рис. 6. Схема Тургайского пролива (Найдин, 2006а, рис.1): схема расположения опорных разрезов меловых отложений в Верхнем Притоболье (Верхнемеловые отложения Южного Зауралья, 1990, рис.1); I-VII- карьеры, 1-5 - обнажения на р. Аят.

"Определить что здесь отсутствует, так как не накапливалось, а что накапливалось, но затем было уничтожено, невозможно" (Найдин, 2006, с.8). Бурением в проливе установлено распространение кампанских и маастрихтских отложений на многих участках (рис.6-2, 3), что свидетельствует о былых широких морских пространствах пролива в кампане и маастрихте. "Так что о действии меридионального морского соединения через пролив приходится судить по на-

личию по обе стороны от него в значительно более стратиграфически полных разрезах Западной Сибири и Туранской плиты идентичных отдельных фоссилий, а также их комплексов" (Найдин, 2006а, с.8).

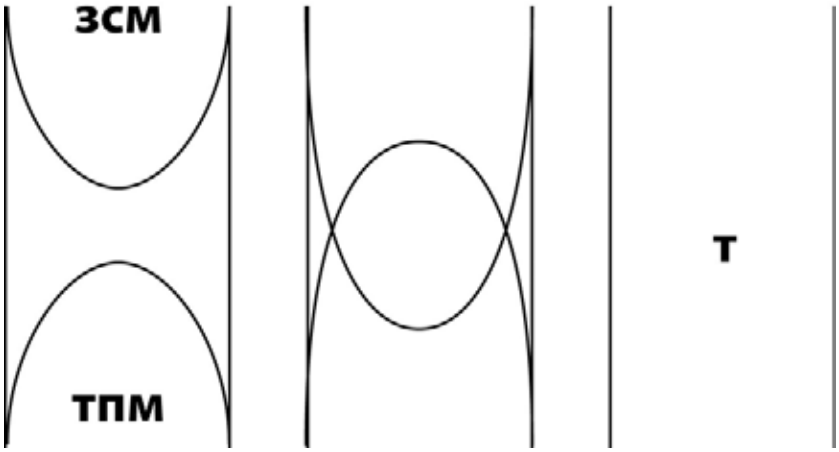


Рис. 7. Принципиальная схема развития Тургайского пролива (Т): ТПМ - залив моря Туранской плиты (Южно-Тургайская впадина), ЗСМ - залив моря Западно-Сибирской плиты (Северо-Тургайская впадина).

Следовательно, наблюдаемый в каком-то проливе разрез (скважина, обнажение) может быть составлен из разрезов перекрывающих друг друга отложений встречных заливов (рис.8). Такой разрез, во-первых, не является конкретным разрезом данного пункта и, во-вторых, не свидетельствует о непрерывном водном соединении двух морских бассейнов.

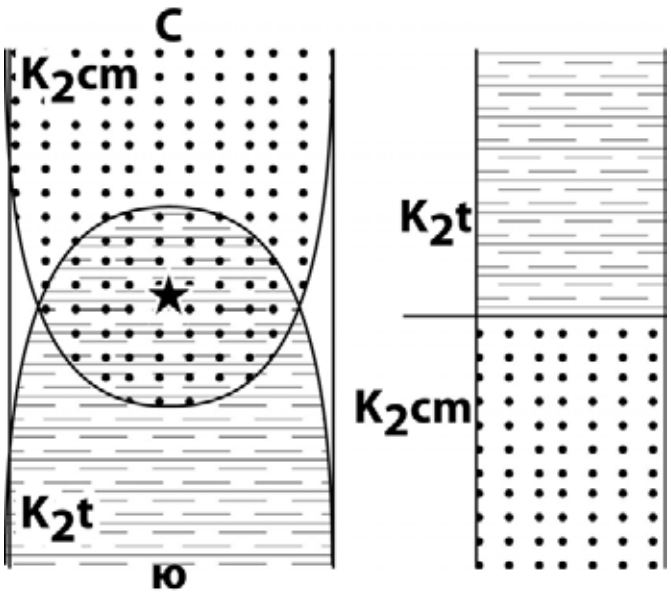


Рис. 8. Образование разреза отложений заливов, проникающих в пролив с севера и юга. Разрез центральной части пролива не свидетельствует о непрерывном водном соединении север-юг.

Палеоурал в системе меридионального морского соединения

Тектонические движения герцинского фундамента Уральского региона в позднемеловую эпоху приводили к тому, что его палеогеография на протяжении эпохи не была постоянной (рис.9).

Палеогеографической доминантой региона был Палеоурал на протяжении значительной части эпохи разделявший водные пространства, возникавшие к западу (в сторону Восточно-Европейской платформы) и к востоку (в сторону Западно-Сибирской плиты) (рис.9-1, 2) (Амон, 2001; Безруков, 1939; Беньямовский, 2003; Папулов, 1974; Умова и др., 1968; Верхнемеловые отложения...,

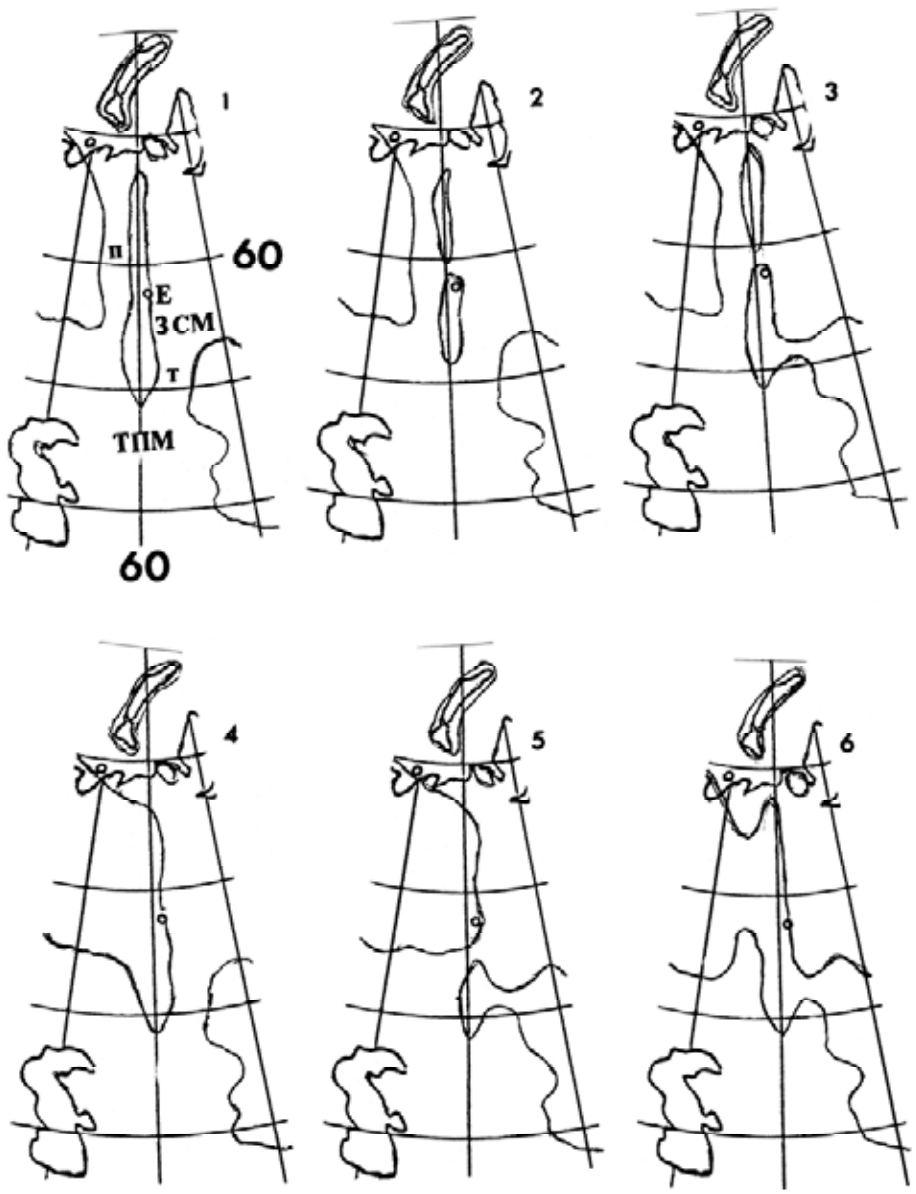


Рис. 9. Герцинский Урал в системе позднемеловых морских соединений (узел шестидесятых градусов): 1-6 — возможные варианты, П - Приуральский пролив, Т - Тургайский пролив.

1990). Будучи ориентирован на протяжении нескольких десятков градусов по широте строго меридионально, уральский узел проливов соединял морские пространства Арктики с морями ЕПО.

Важной, активно действовавшей силой, определявшей палеогеографию как проливов, так и соединяемых ими водоемов, были течения и, в первую очередь, *поверхностные течения* (Найдин, 1995, 1, с.53-56; 2001, с.13; Волков, Найдин, 1994, с.103-104; 1998, с.167-168; Naidin, Volkov, 1998, с.1229). Более 70% современных морских беспозвоночных в онтогенезе проходят стадию пелагической личинки, которая разносится поверхностными течениями (Кафанов, 1979; MacNeil, 1965, с.3). Можно предполагать, что и в прошлом поверхностные течения были активными пособниками миграции многих беспозвоночных.

Ю.В.Волков (Волков, 1990; Волков, Найдин, 1994) предложил метод ре-

конструкции поверхностных палеотечений, основанный на представлениях о резонансных эффектах в солнечной системе.

Реконструкция заключается в определении положения в соответствии с вариациями солнечной активности в геологическом прошлом зон высокого (ЗВД) и низкого (ЗНД) давления, что приводило к изменению ширины и положения климатических зон, которые то приближались к экватору, то удалялись к полюсам. Этот механизм контролировал глобальную атмосферную циркуляцию, а вместе с ней и систему основных течений океаносферы.

На рис.10 показана зональность течений в модельном полностью "океаническом полушарии" для турона, сантона, рубежа сантон-кампан и маастрихта (Волков, 1997, рис.7; Волков, Найдин, 1994, рис.1).

Применение метода для реконструкции палеотечений требует, во-первых, достаточно надежной палеогеографической карты-схемы изучаемого региона и, во-вторых, данных о геологическом времени в миллионах лет.

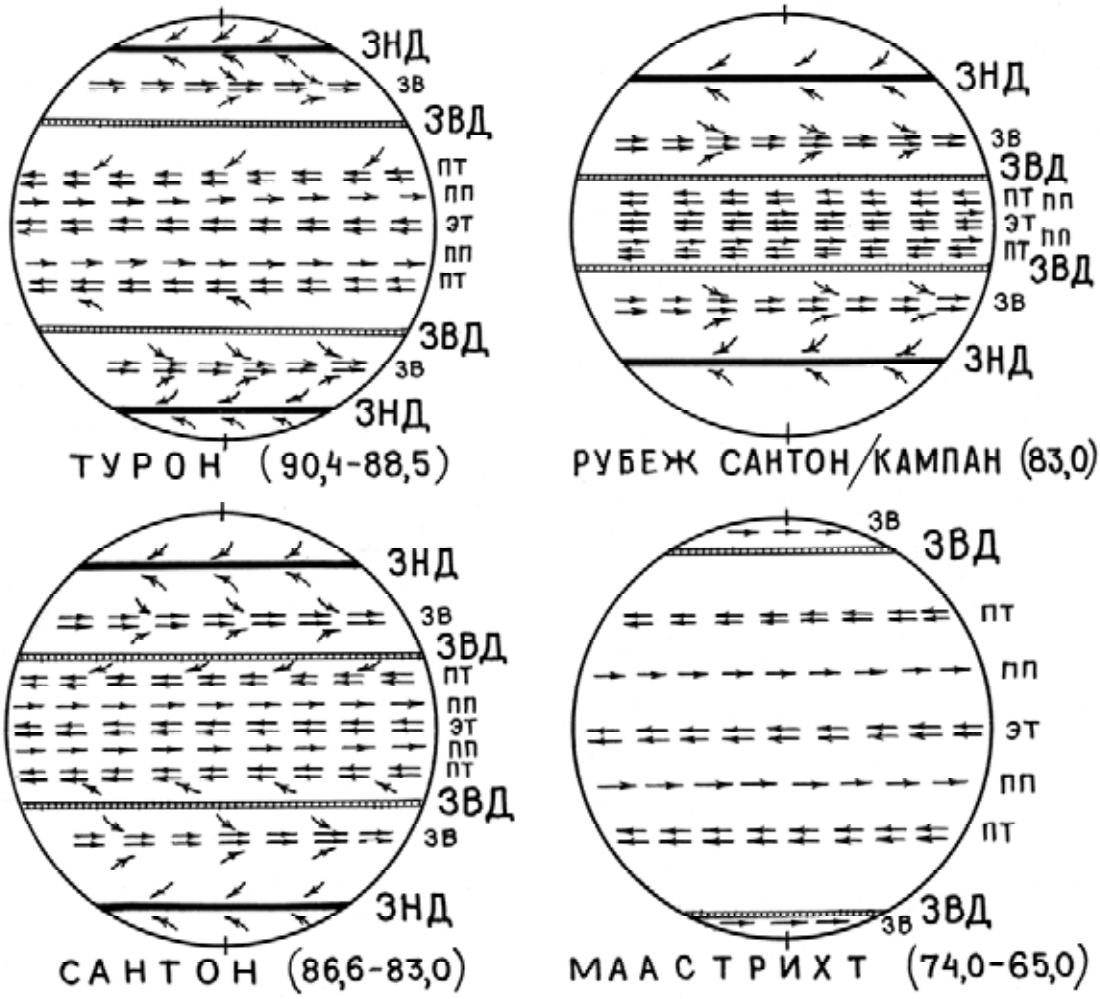


Рис. 10. Зональность позднемеловых течений в модельном полностью "океаническом полушарии" (Волков, Найдин, 1994, рис.1; Волков, 1997, рис. 7): ЗНД - зона низкого давления, ЗВ - течения западных ветров, ЗВД - зона высокого давления, ПТ - пассатные течения, ПП - пассатные противотечения, ЭТ - экваториальные течения.

Рисунки 11 и 12 иллюстрируют практическое применение метода. Палеоуральский узел шестидесятых градусов дан для варианта 1 (рис.9). Цифры абсолютного возраста примерно отвечают важнейшим "событийным" рубежам позднего мела: 93,5 Ма — сеноман-турон, 71,3 Ма — кампан-маастрихт.

Как видно, в меридиональных проливах возникали течения север-юг и юг-север.

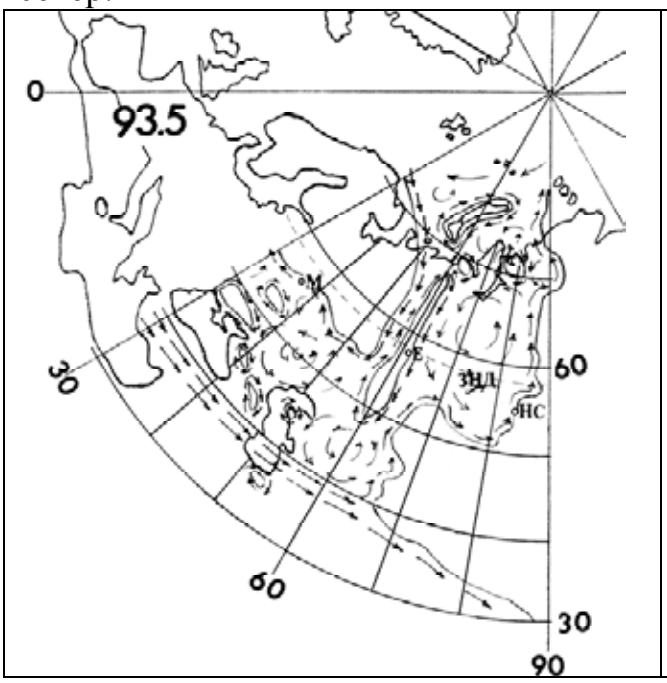


Рис. 11. Моделирование поверхностных течений в морях восточной части Европейской палеобиогеографической области и в Западно-Сибирском море (по Ю.В. Волкову): 93,5 Ма, ЗНД - южная граница зоны низкого давления (см. рис. 10).

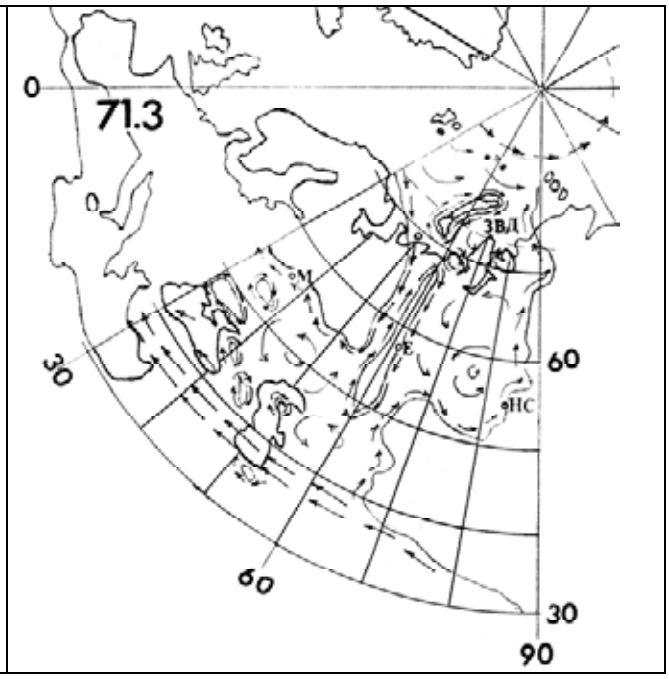


Рис. 12. Моделирование поверхностных течений в морях восточной части Европейской палеобиогеографической области и в Западно-Сибирском море (по Ю.В. Волкову): 71,3 Ма, ЗВД - южная граница зоны высокого давления (см. рис. 10).

Течения север-юг, прижимавшиеся к западным берегам проливов, ответвлялись от арктических течений. Тогда как течения юг-север, по всей видимости, представляли собой последние полярные импульсы пассатной системы.

Локально-региональное опреснение позднемеловых эпиконтинентальных морей

Лянцеолятовые слои нижнего маастрихта (Архангельский, 1912) и подстилающие их подлянцеолятовые слои терминального кампана (Барышникова, 1978) в пределах Приволжской возвышенности тектонически принадлежат Ульяновско-Саратовскому прогибу (51°00'-52°30' с. ш.), осложняющему участок северо-западного склона Прикаспийской синеклизы (Герасимов и др., 1962, рис.1). Палеогеографически — это участок эпиконтинентального моря Восточно-Европейской платформы.

В Ульяновском Поволжье подлянцеолятовые слои представлены темно-серыми, местами черными, некарбонатными, в различной степени кремнисты-

ми глинами мощностью от 3-3,5 до 8-9 м. Это "*глинистый горизонт*" Е.В. Милановского. На широтном геологическом профиле от Суры до Волги "глинистый горизонт" прослеживается на протяжении свыше 100 км (рис. 13) (Милановский, 1928, рис.5).

Южнее, в Саратовском Поволжье подлянцеолятовые слои были описаны В.В. Мозговым (1969) в разрезе В и ш н е в о е (Косолаповка), что в 65 км к СЗ от Саратова. В разрезе — это темно-серые опоковидные глины слоя 3.

Восточнее Вишневого на р.Терешка к подлянцеолятовым слоям относятся "терешкинские слои" В.В. Буцуры (1951) — глинистый мел и мергели мощностью 3-5 м.

В целом в Поволжье выдержанная пачка темно-серых глин или глинистых мергелей завершает верхнекампанскую секвенцию V (Найдин, 1995, 2, с.52-53, рис.2 и 3).

Важнейшей особенностью глин подлянцеолятовых слоев является *практически полное отсутствие в них известковистых как макро- так и*

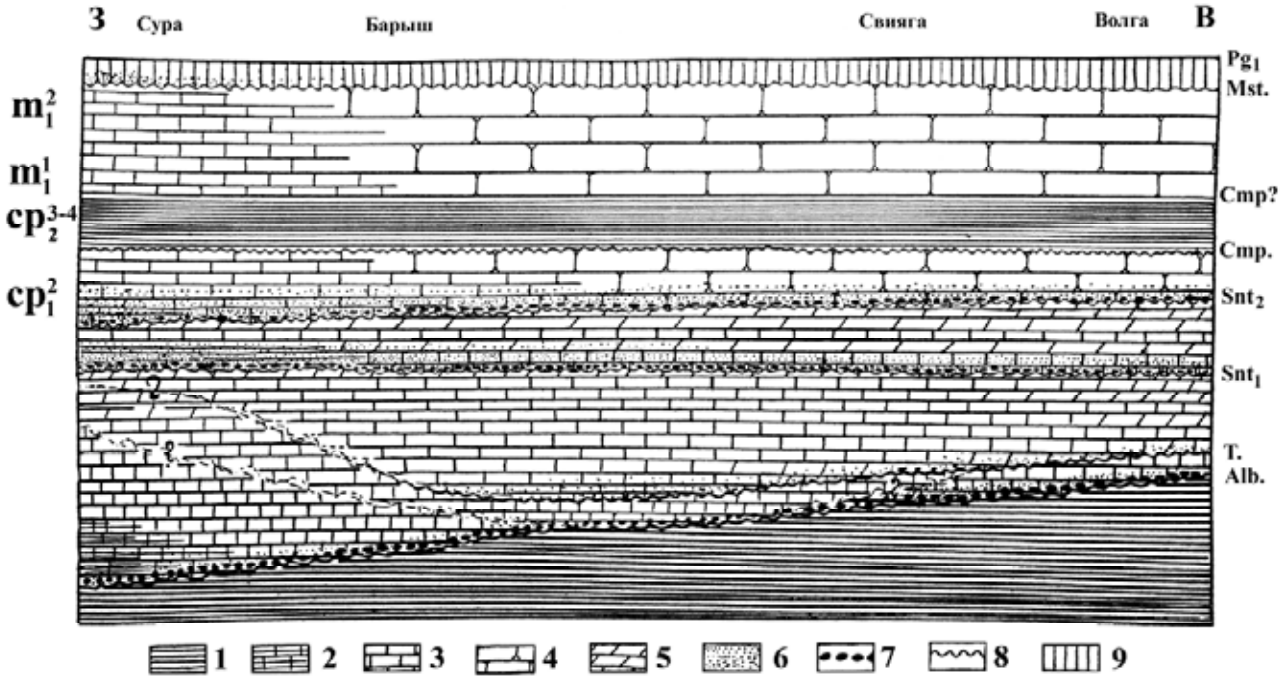


Рис. 13. "Глинистый горизонт" Ульяновского Поволжья (Милановский, 1928, рис.5): cp_2^{3-4} - "глинистый горизонт" подлянцеолятовых слоев терминального кампана, m_1^1 - лянцеолятовые слои нижнего маастрихта. Верхний мел (индексы Е.Б. Милановского справа) сложен писчим мелом и различными мергелями, на некоторых уровнях кремнистыми, глауконитовыми, с желваками фосфоритов.

микрофоссилий, переполняющих подстилающие и перекрывающие их карбонатные отложения.

По мнению В.И. Барышниковой (1978, с.89), глины накапливались на участках дна, на которых развивались застойные явления. Высказывается предположение (Найдин, 2006б), что глины формировались в каких-то особых (близких, но не аналогичных аноксии) условиях не только придонных участков, но и всего объема воды.

Результаты проведенного Д.Д. Котельниковым рентгено-

дифрактометрического изучения проб разреза Вишневое показали, что они накапливались в условиях *существенного опреснения*.

Опреснение убедительно подтверждается определениями изотопного состава кислорода органогенных карбонатов из разрезов мезозоя Северной Евразии (Найдин, Тейс, 1977).

По седиментологическим и палеонтологическим данным опреснение в мезозое и кайнозое Арктического бассейна и эпиконтинентальных морей севера Евразии неоднократно отмечалось отечественными авторами.

Причину опреснения Улъяновско-Саратовского участка эпиконтинентального моря следует объяснять вслед за Г. Тирстайном, В. Бергером и С. Гартнером (Thierstein, Berger, 1978; Berger, Thierstein, 1979; Gartner, McGuirk, 1979) **вторжением** (injection) в эпиконтинентальное море Восточно-Европейской платформы **низкосоленых арктических вод**.

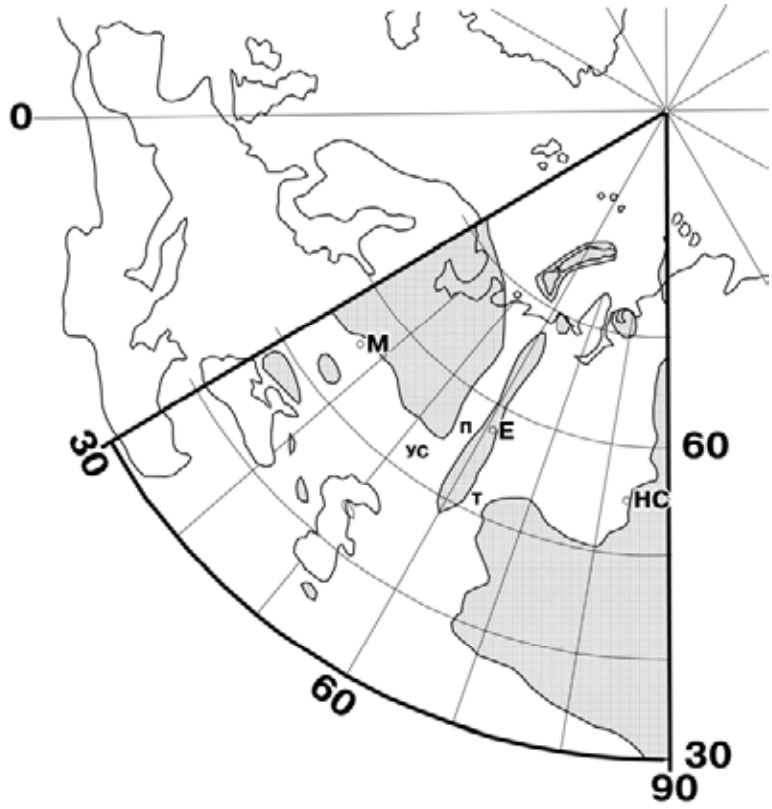


Рис. 14. Схема расположения региона Ульяновско-Саратовского Поволжья (УС) в эпиконтинентальном море Восточно-Европейской платформы: П - Приуральский пролив, Т - Тургайский пролив. Суша залита краппом.

В Ульяновско-Саратовский район эпиконтинентального моря низкосоленые воды поступали через Приуральский пролив в фазы его открытия север-юг.

Ульяновско-Саратовский район расположен вблизи южного входа в пролив, что рассматривается как доказательство реальности участия пролива в создании особых условий седиментации и обитания биоты приволжской части Европейской палеобиогеографической области (рис. 14).

По литологическим и палеонтологическим критериям граница кампан-маастрихт является одной из наиболее отчетливо выраженных ярусных границ верхнего мела ВЕП (Найдин, 2002, с.42). Граница отражает события различной природы, происходившие в океаносфере планеты. Одним из таких событий было локальное и региональное опреснение морей ВЕП в терминальном кампане.

Ярус	Подъярус	Зона
Маастрихтский (часть)	Верхний	*Jeletzkytes nebrascensis*
		Hoploscaphites nicolletii
	Нижний	*Hoploscaphites birkelundi*
		Baculites clinolobatus
		Baculites grandis
		Baculites baculus
		Baculites eliasi
Кампанский	Верхний	*Baculites jenseni*
		Baculites reesidei
		Baculites cuneatus
		Baculites compressus
		Didymoceras cheyennense
		Exiteloceras jenneyi
		Didymoceras stevensoni
		Didymoceras nebrascense
	Средний	*Baculites scotti*
		Baculites reduncus
		Baculites gregoryensis
		Baculites perplexus
		Baculites sp. (smooth)
		Baculites asperiformis
		Baculites maclearni
		Baculites obtusus
	Нижний	*Baculites sp.* (weak flank ribs)
		Baculites sp. (smooth)
		Scaphites hippocrepis III
		Scaphites hippocrepis II
		Scaphites hippocrepis I
		Scaphites leei III

Различные варианты опреснения в позднемеловых эпиконтинентальных морях развивались неоднократно. Вероятно, одно из последних опреснений позднего мела недавно было описано.

В ЗВБ Северной Америки на участке 43-45° с. ш. (штат Ю.Дакота) из отложений зоны Jeletzkytes nebrascensis верхнего маастрихта (формации Пьер и Фокс-Хиллс) геохимически изучались остатки гастропод, пелеципод и цефалопод (аммониты, наутилусы, белемниты) (Cochran et al., 2003, с.45-49). Были получены значения солености: для удаленных от берега участков ЗББ (offshore interior) 31-31,8 ‰, для прибрежных участков (nearshore interior) 26,2-27 ‰ и для солоноватоводных эстуариевых участков (brakish) 20 ‰ (Cochran et al., 2003, табл.3).

Для сравнения была определена соленость по остаткам фоссилий из отложений зоны Jeletskytes nebrascensis открыто-морской формации Северн Атлантического побережья США. Она оказалась равной 35 ‰.

Биостратиграфическое значение меридионального морского пути

В стратиграфии верхнего мела огромных пространств Северного полушария, принадлежавших в позднемеловую эпоху Арктическому, Бореальному и Тетическому климатическим поясам, большие затруднения возникают при сопоставлениях по меридиональному вектору, при трансарктических корреляциях.

Ключевое значение имеет сравнительное изучение макро- и микрофауны верхнего мела из разрезов запада Евразии и Северной Америки (Головинова, Найдин, 2006; Маринов, Соболев, 2006; Михайлова, Найдин, 2002; Найдин, Барабошкин, 2006; Подобина, 2000; Хоментовский, 1992; Dhondt et al., 1996; Dhondt, Naidin, 2004).

К настоящему времени получены конкретные подтверждения того, что меридиональное морское соединение Северная Америка - запад Евразии было путем расселения организмов различной этологической направленности.

Определявшие палеонтологические материалы, проводившегося в 1950-1960 годах бурения в Западной Сибири, А.Е. Глазунова и В.И. Бодылевский установили, что в кампанских и маастрихтских отложениях основными компонентами аммонитовой фауны являются бакулиты (встречаются чаще и численно преобладают) и скафиты (Найдин, Барабошкин, 2006).

Аммонитовая шкала кампана и маастрихта ЗВБ Северной Америки в своей основе составлена бакулитовыми и скафитовыми зонами (таблица 1).

Ф.Х. Хакимов (Душанбе) в небольшой коллекции бакулитов, собранных А.П. Левиной и Д.П. Найдиным в кампане и маастрихте Тургайского пролива, определил североамериканские виды *Baculites ovatus*, *B. compressus*, *B. eliasi*.

По всей видимости, в эпиконтинентальных морях по обе стороны Арктического бассейна обитали весьма близкие популяции бакулитов.

Установлено, что *мелкие аммониты* рода *Borissjakoceras* Arkhangelsky в среднем сеномане - нижнем туроне распространились в Армении, Таджикской депрессии, в низовьях Амударьи (единственный экземпляр, найденный в нижнем туроне холмов Бештюбе является типом *Borissjakoceras mirabile* Arkhangelsky, 1916), Устъ-Енисейской впадины, местами многочисленны в Северной Аляске, западных регионах Северной Канады, а также в разрезах Западного Внутреннего бассейна вплоть до штата Канзас на юге.

Первые борисякоцерасы появились в среднем сеномане ЗВБ. Они практически полностью отсутствуют в Европе (Михайлова, Найдин, 2002, с.46, 53, 54). Борисякоцерасы обитали в открыто-морских и прибрежно-морских обстановках водоемов меридионального соединения. Следовательно, популяции борисякоцерасов преодолевали неблагоприятные для морских беспозвоночных как широтную климатическую поясность (зональность), так и меняющуюся на протяженном морском пути соленость.

Роль этих факторов в расселении морских беспозвоночных пока изучена недостаточно. Методика изучения приспособления организмов к условиям среды и выявления географических составляющих вида все еще на стадии разработки.

В этом отношении меридиональное морское соединение от Пянджа до Техаса через полярную Арктику представляет исключительно интересный объект изучения.

По этому же морскому пути расселялись некоторые группы *позвоночных*.

Из нижнего маастрихта разреза Кушмурун в Тургайском проливе были собраны остатки морских зубатых нелетающих гесперорнисообразных птиц (Найдин, 2003, с.53; Несов, 1992, с.73-79; Несов, Приземлин, 1991, с.35, 83, 101-103; Несов, Ярков, 1993, с.38-39). Кости этих птиц впервые были обнаружены в разрезах Северо-Американского моря-пролива от Северной Аляски на севере до Канзаса на юге.

Проливы и моря-проливы были не только путями миграции этих птиц. Благоприятной средой обитания и размножения птиц были побережья водоемов,

прибрежные бары, отмели и острова.

Предполагается, что птицы размножались на крайнем севере Аляски; по мере роста молоди они мигрировали как в ЗВБ, так и при содействии течений в Арктическом бассейне - в палеоуральские меридиональные проливы (Несов, Ярков, 1993, с.53).

Весьма желательно открытие новых местонахождений остатков гесперорнисообразных птиц (да и остатков других морских позвоночных) в евразиатской части морского пути.

Завершая этот раздел, особо следует подчеркнуть, что меридиональное распространение биоты находилось во взаимодействии с общим преимущественно широтным ее расселением. Так, В.К. Кристенсен (Christenstn, 1997), специально изучавший палеобиогеографию и расселение представителей Belemnitellidae предполагает, что белемниты в ЗВБ проникли с севера из Арктики (рис. 15а), но кампан-маастрихтские *Belemnitella* (рис. 15б) являются трансатлантическими мигрантами из Европы.

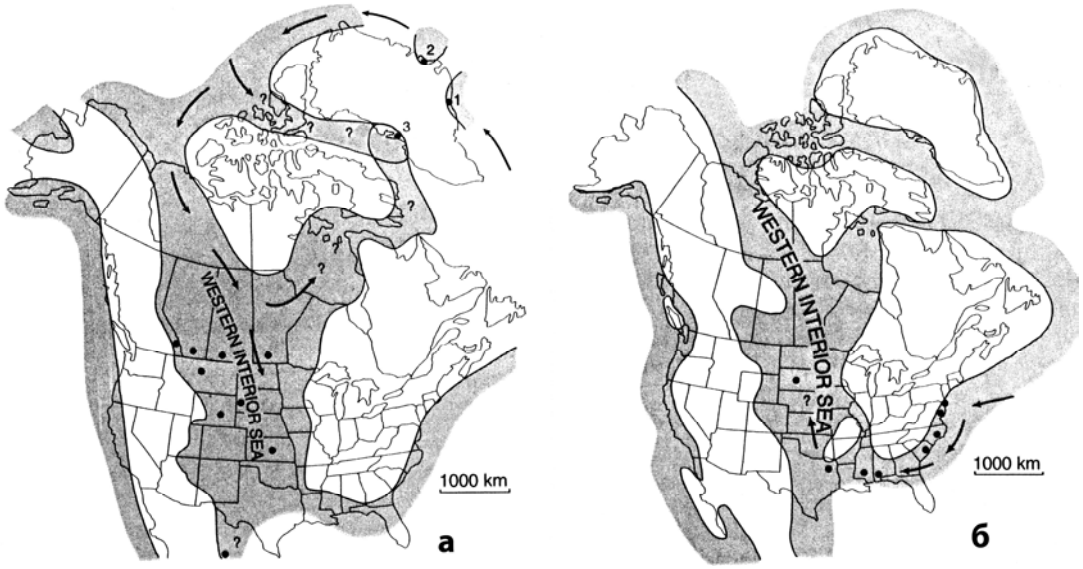


Рис. 15. Распространение позднемеловых белемнитов в Западном полушарии (Christensen, 1997, фиг.8 и 9): а - *Praeactinocamax*, турон-сантон, б - *Belemnitella*, поздний кампан - маастрихт. Точки - пункты находок ростров и их фрагментов; стрелки - пути вероятной миграции.

Заключение

В практике стратиграфов верхнего мела Европы и прилегающих регионов Азии на протяжении многих десятилетий преобладали широтные корреляции (в частности, трансатлантические — Европа - Северная Америка), долготные сопоставления имели подчиненное значение, были менее достоверными, а главное — не осуществлялись на значительные расстояния. Сложилось представление о том, что "бореальная последовательность фауны не может легко применяться к бóльшей части мира" (Найдин, 2002, 1, с.44).

Приведенные примеры (немногие из уже имеющихся) убедительно свидетельствуют о том, что протяженная меридиональная, по существу субглобальная корреляция, вполне осуществима.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ ПРОЛИВЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В.Н. Беньямовский

Геологический институт РАН, Москва

Введение

В позднемеловую эпоху огромная роль во взаимодействии водных масс и биот Палеоарктического бассейна и океана Тетис принадлежала двум морским меридиональным эпиконтинентальным путям (sea-ways) (Ахметьев, 1995; Найдин, 2001). Первым из них был Западный внутренний бассейн (Western Interior Basin), протягивавшийся на 4800 км вдоль Кордильер от Мексиканского залива до моря Бофорт на Северо-Американской платформе. Вторым был Западносибирско-Тургайский морской путь.

В палеогене (после закрытия в маастрихте Западного внутреннего бассейна) остался только один эпиконтинентальный морской путь в северной части Центральной Евразии, протяженностью с юга на север на 3500 км от Аральского моря до современных островов Земли Франца Иосифа и Северной Земли. В него входили Карское и Западно-Сибирское моря и проливы, соединявшие океанические акватории. Этот ориентированный по долготе морской “рукав” являлся разделительным рубежом между выделяемыми по палинологическим данным палеофитохориями в ранге царств: Normapolles и Aquilapollenites (Заклинская, 1977).

Следует также отметить, что поверхностные и донные течения, арктический апвеллинг могли функционировать только благодаря системе проливов. Подчеркнем, что в решающей степени эти течения обеспечивали жизнедеятельность, расселение и распространение планктонных и бентосных морских организмов.

Наполнение, обмеление и осушение долготного морского пути или его частей, напрямую зависело от разнонаправленных тектонических движений, сопровождавшихся палеогеографическими перестройками. Благодаря открытию и закрытию проливов, а также смене направленности течений или их прекращению, изменялся обмен водными массами и биотой, что влияло на степень эндемизма последней и, следовательно, на сходство или различие зональных стратиграфических схем тех или иных палеобиогеографических регионов, а также корреляции их подразделений.

Надо также заметить, что осушение проливов и проливных морей создавало сухопутные “мосты” между акваториями, по которым шла миграция наземной биоты.

Терминология, используемая в дальнейшем тексте, поясняется во "Введении".

Палеобиогеографическое районирование и водные массы

Обобщение собственных материалов в сочетании с анализом сведений из многочисленных публикаций показало, что изученные морские акватории этого долготного морского пути располагались в двух поясах: Бореальном и Тетическом и принадлежали к различным палеобиогеографическим областям и провинциям (рис.1).

В распределении биотических комплексов сказывался в первую очередь характер водных масс (ВМ), определение которым приведено во "Введении" к сборнику.

Бореальная водная масса формировалась в пределах Бореального пояса и характеризовалась пониженной соленостью, свойственной морям Бореальной области (Найдин, Тейс, 1977). В морской биоте доминировали представители кремневого (радиолярии, диатомеи и силикофлагеллаты) и органикостенного (диноцисты, празинофиты, акритархи) микропланктона. Среди бентосных фораминифер отмечается значительное число эндемиков

Рис. 1. Палеобиогеографическое районирование палеогеновых акваторий Северо-Западной Евразии по характеру водных масс и биот (по Беньямовский, 2005 с дополнениями).

(свыше 50%), среди которых преобладали агглютинирующие с кремнистой, и в меньшем числе - с известковистой (секреционной) стенкой раковины. Появлявшиеся здесь эпизодически планктонные фораминиферы и в высшей степени ограниченно известковый нанопланктон, были иммигрантами из Перитетических морей (рис.2). Бореальная ВМ была распространена в Арктической

области – в Западно-Сибирской провинции, в которую входили эпиконтинентальные Карское и Западно-Сибирское моря-проливы, а также на севере Европейской палеобиогеографической области (Североморско-Датский и Поволжский бассейны). Палеогеновая бореальная ВМ по температурным параметрам может быть сопоставлена с современными субтропическими, а по показателям солености – с антарктическими и арктическими ВМ.

Суббореальная (европейская, северо-перитетическая) водная масса формировалась на северной периферии Тетического пояса при перемешивании бореальной и тетической ВМ. Соленость ее приближалась к нормальной; морская биота характеризовалась присутствием бентосных фораминифер с секреционной стенкой раковин, распространенных в палеогеновых морях Европейской, Крымско-Кавказской и Средиземноморской палеобиогеографических областей (Бугрова и др., 2005). Суббореальная ВМ была распространена в центральной и южной частях Тургайского бассейна (Беньямовский и др., 1991, 1993, 1995; Бугрова и др., 2005) и почти по всей территории Европейской палеобиогеографической области в эпиконтинентальных бассейнах Северо-Западной, Центральной и Восточной Европы и западных частей Средней Азии. Здесь в значительном числе присутствовали планктонные фораминиферы, известковый нанопланктон, изредка (в моменты потеплений) сюда вселялись крупные бентосные фораминиферы – нуммулиты, дискоциклины и оперкулины. Соленость и температура ВМ понижалась в моменты бореальных трансгрессий. Тогда возникали ассоциации с преобладанием агглютинирующих бентосных фораминифер, планктонные фораминиферы и известковый нанопланктон исчезали, а им на смену появлялись радиолярии и диатомеи. Суббореальная ВМ больше соответствует современной южносубтропической-северотропической ВМ, но также отличается несколько пониженной соленостью.

Субтетическая (крымско-кавказская, южно-перитетическая) водная масса формировалась в южной части Перитетиса в Крымско-Кавказской области на границе со Средиземноморской областью. Для нее характерно присутствие тепловодных групп планктонных фораминифер – морозовелл, глобигеринатек, ханткенин и турбороталий (рис.3, 4), по некоторым для Крымско-Кавказской области разработана зональная шкала (Шуцкая, 1970; Крашенинников, 1982). В моменты потеплений (поздний палеоцен-начало эоцена) тропические виды мигрировали на север, в южные пределы Крымско-Кавказской области, и поэтому соответствующие интервалы расчленяются на зоны, близкие или идентичные тетическим (Беньямовский, 2001, 2005).

Тетическая (средиземноморская) водная масса формировалась в более низких широтах, в пределах бассейна Тетис. Здесь обитали представители всех групп планктонных фораминифер, на эволюции которых построена стандартная шкала палеогена (Крашенинников, 1965; Berggren et al., 1995; Berggren, Pearson, 2005), а среди бентосных фораминифер отмечается разнообразие многочисленных тропических нуммулитид, встречающихся по всему палеогеновому разрезу. По ним разработана зональная тетическая шкала, которая, с некоторыми оговорками, может быть использована и для Крымско-Кавказской облас-

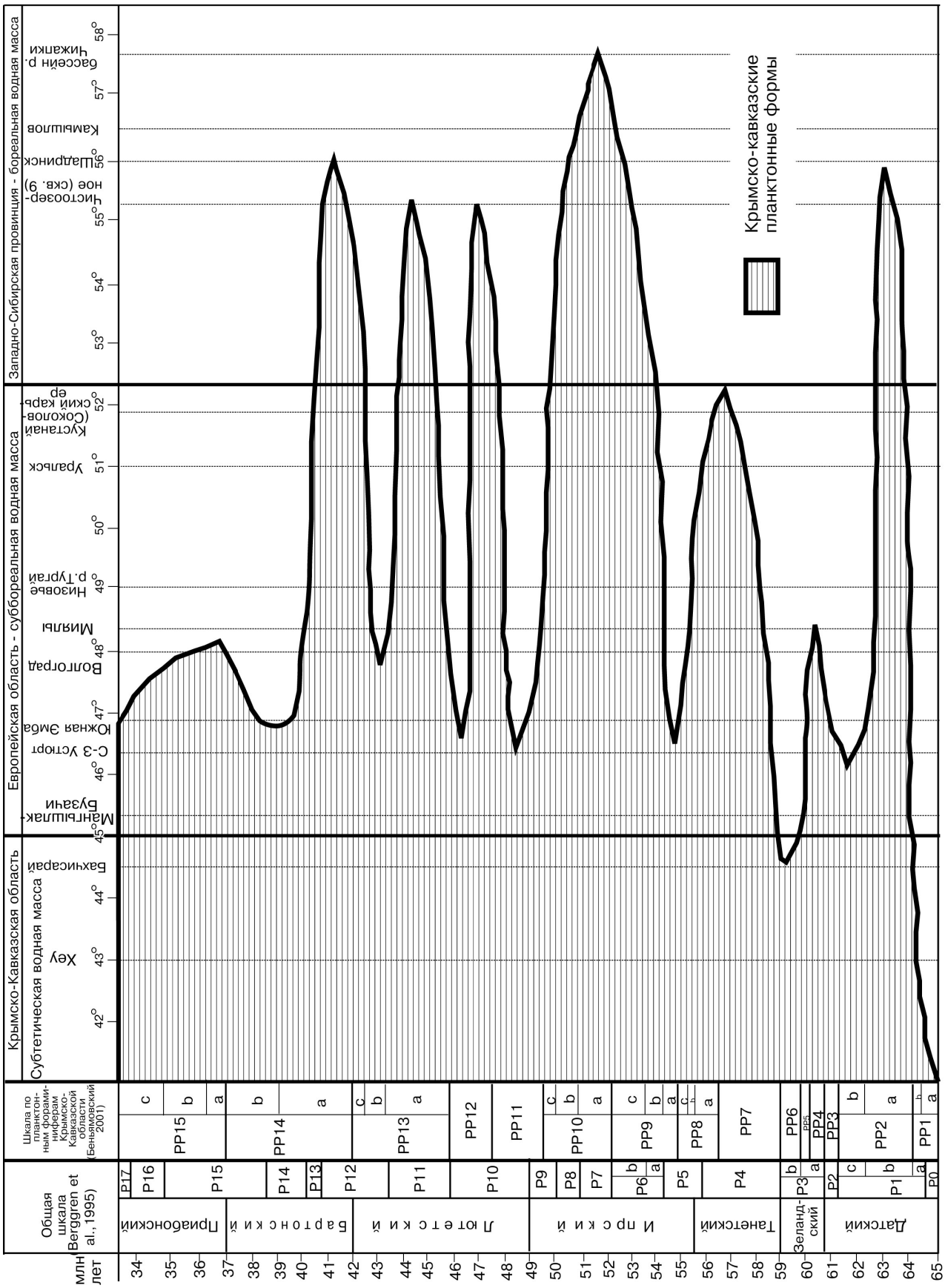


Рис. 2. Миграции тепловодных средне-низкоширотных планктонных форминифер в акватории Европейской области и Западно-Сибирской провинции.

ти (Закревская, 2005). Тетическая ВМ сопоставима с современной экваториально-тропической.

Следует отметить, что границы между ВМ были подвижны. Они перемещались на юг в периоды расширения Бореального пояса в результате высокоширотных трансгрессий и, наоборот, смещались на север в моменты перитетических трансгрессий.

Палеоарктический бассейн

При исследовании субглобальных меридиональных связей в Северном полушарии неизбежно возникает необходимость выяснения роли высокоширотных арктических акваторий.

По имеющимся материалам (Kitchel, Clalk, 1982; Зархидзе, 1992, рис.1, 2; Akhmetiev, 1996, fig. 5; Iakovleva et al., 2000, fig. 4; Цеховский, Ахметьев, 2003а, рис.2; 2003б, рис.1) в палеогене Палеоарктический бассейн состоял из нескольких структурных элементов.

1. Амеразийская впадина, которая в настоящее время составляет северо-восточную часть Северного Ледовитого океана. Согласно палеоокеанологической характеристике, полученной в его глубоководной части в районе хребта Альфа Д. Кларком (Clark, 1977, 1982), для осадков характерно повышенное содержание органического кремнезема (43,8 – 78,5%). Температуры придонных и поверхностных вод, судя по ископаемым организмам, были близки к +15°. По мнению авторов, предпринявших попытку ее реконструкции (Berger, 1970; Kitchel, Clark, 1982), Амеразийскую впадину следует относить к бассейну “эстуарного” типа, для которого характерен поверхностный сток опресненных ВМ и приток глубинных. О влиянии пресных вод говорит наличие спор водного папоротника *Azolla* в среднеэоценовых отложениях хребта Ломоносова в центральной части Северного Ледовитого океана (Brinkhuis et al., 2006). В палеоцене и в раннем эоцене впадина была полуизолированным бассейном, поддерживавшим связь с океаном Тетис только через эпиконтинентальный морской “рукав” Карского и Западно-Сибирского морей-проливов и Тургайскому проливу (Marinkovich, 1993, fig.5, 6; Akhmetiev, 1996, fig.2).

2. Евразийская котловина, отделявшаяся от Амеразийской впадины хребтом Ломоносова. Именно в неё попадали теплые воды из эпиконтинентальной долготной системы морей и проливов, а в обратном направлении двигались полярные воды.

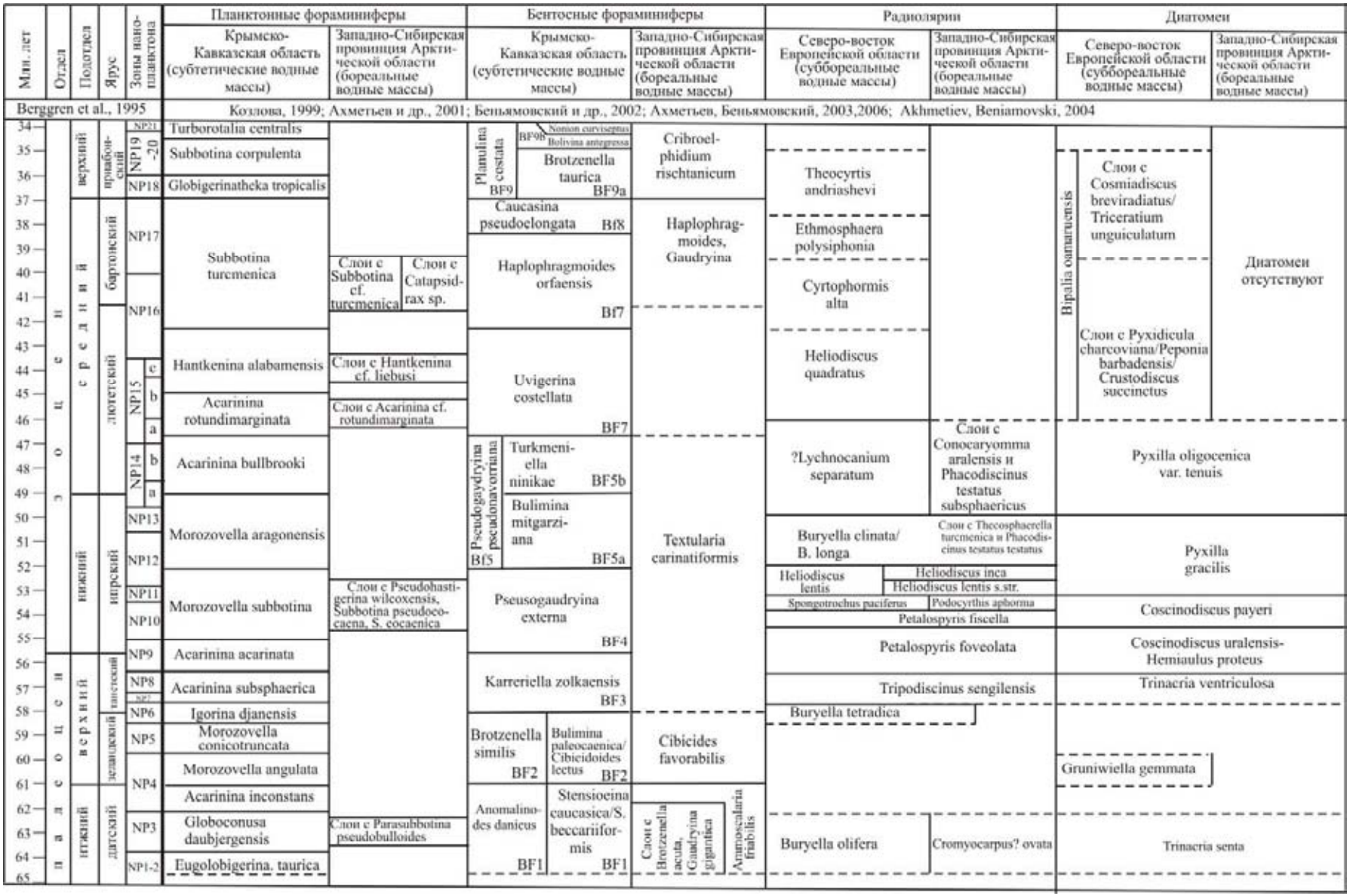


Рис. 3. Сопоставление зональных подразделений планктонных и бентосных фораминифер, радиолярий и диатомей палеоцена и эоцена Северо-Восточного Перитетис и бореальной Западно-Сибирской провинции.

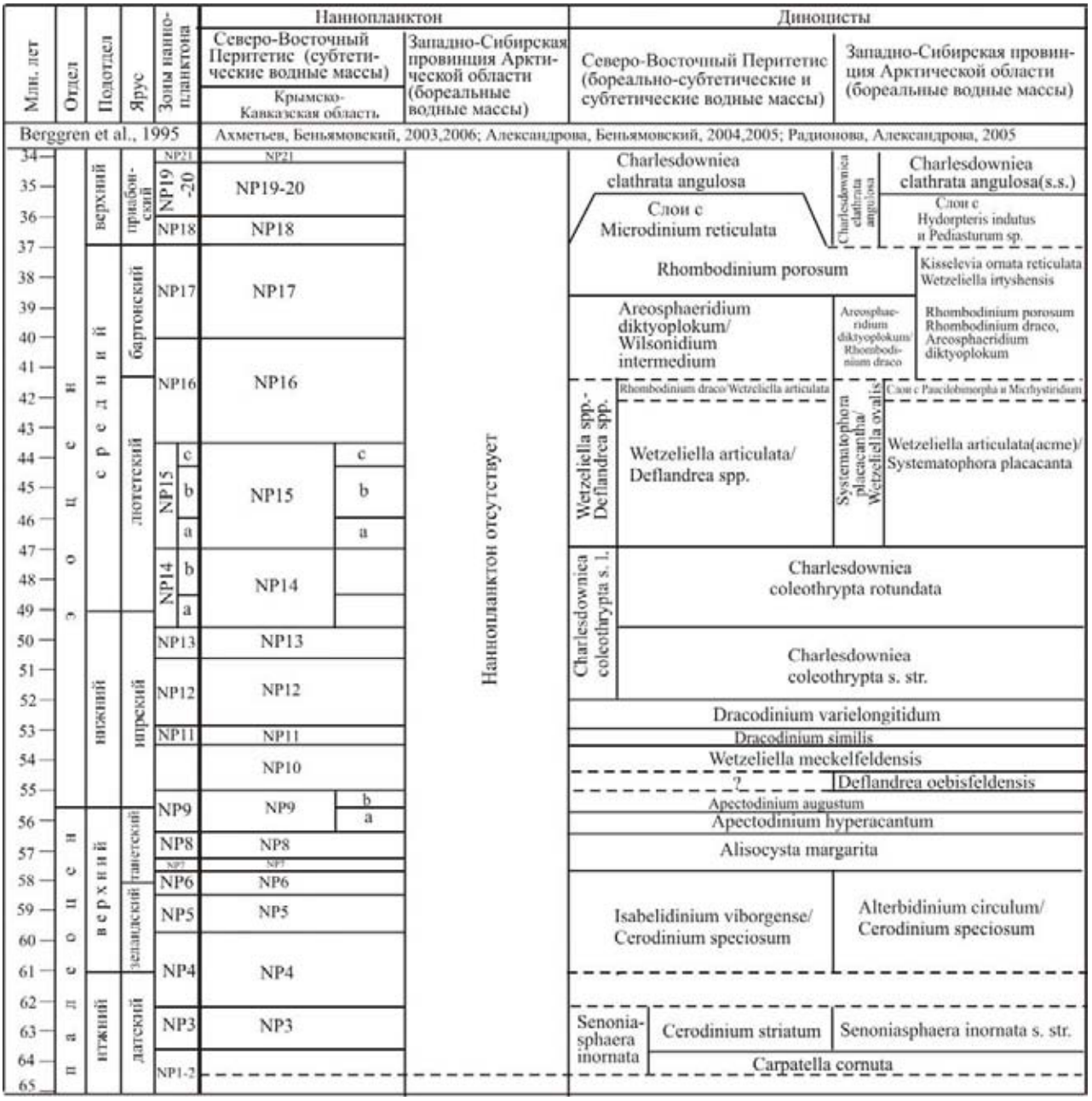


Рис. 4. Сопоставление зональных подразделений нанопланктона и диноцист палеоцена и эоцена Северо-Восточного Перитетиса и Бореальной Западно-Сибирской провинции.

3. В палеоцене и раннем эоцене в результате спрединга начала формироваться Норвежско-Гренландская океаническая впадина, которая к среднему эоцену была достаточно широко открыта в сторону Евразийской и Амеразийской котловин. В современном Северном Ледовитом океане к ней частично относится широкая западная глубоководная часть океана, сливающаяся с Атлантикой.

4. По северным окраинам Евразии и Америки протягивалась полоса эпиконтинентальных бассейнов с менявшимся в течение палеогена гидрологическим режимом от мелководно-морского к мелководно-прибрежному и озерно-аллювиальному. Мелководный сектор Палеоарктического бассейна занимал пространства современных арктических морей: Баренцева, Карского, Лаптевых и Чукотского, а также моря Бофорта.

5. В западной части Палеоарктического бассейна располагалась цепь крупных островов.

6. Морская связь между глубоководной и мелководной частями осуществлялась через проливы между этими островами. Проливы сыграли большую роль в формировании течений, сопровождавшихся арктическим апвеллингом, на что впервые обратили внимание Дж. Китчелл и Д. Кларк (Kitchel, Clark, 1982). Одно из таких течений было направлено из глубоководной зоны Палеоарктического бассейна в сторону эпиконтинентальных центрально-евразийских морей. Присутствие квазиапвеллингового течения в Зауральской части Западно-Сибирского моря нами также предполагалось (Ахметьев и др., 2001а, с. 51).

Палеогеновая североевразийская меридиональная система проливов и морей

На рис.5 изображена североевразийская меридиональная система проливов и морей, выступающая как соединительный долготный морской путь между палеоарктическими акваториями и окраинными морями океана Тетис. Ниже дается характеристика северной части морского пути, а в следующем разделе рассматриваются проливы южной части этой системы.

Проливы северной части долготного морского пути

Проливы этой части севера Центральной Евразии были связаны с Карским и Западно-Сибирским морями-проливами и способствовали, как уже было сказано, переносу ВМ и биотических комплексов из Палеоарктического бассейна в южном направлении. В то же время через северные проливы в Палеоарктику поступали южные ВМ и биоты из окраинных морей Тетис. Кроме того, по ним осуществлялся обмен Североморско-Датской биоты: кремневого и органико-стенного микропланктона, бентосных фораминифер и моллюсков с аналогичными группами Карско-Западносибирского бассейна.

Североземельские ворота. Пролив располагался в “горловой“ северной части Карского моря-пролива между двумя островами. Один из них занимал пространство, отвечающее современным Северной Земле и п-ову Таймыр, а другой включал современный архипелаг Франца – Иосифа и продолжался к западу от него в направлении Шпицбергена. Название дается впервые по островам Северной Земли. Пролив предположительно достигал 400 км в ширину и протягивался на 200 км. Ранее он без названия изображался на литолого-палеогеографических картах, захватывающих эту часть Палеоарктического бассейна (Iakovleva et al., 2000, fig. 4; Цеховский, Ахметьев, 2003а, рис. 2). Важно отметить, что через Североземельские ворота протекали два течения: одно – на

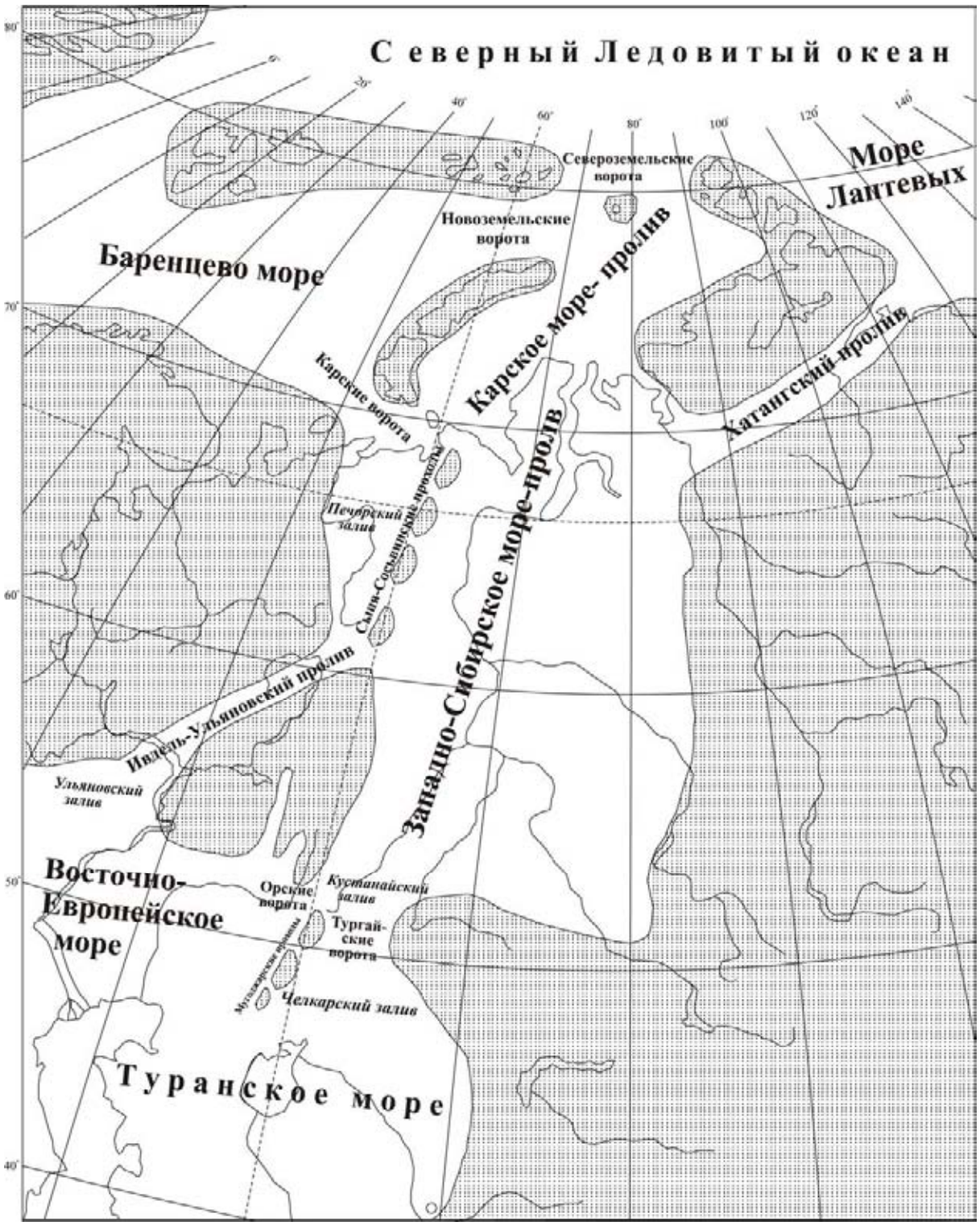


Рис. 5. Меридиональная эпиконтинентальная система проливов и морей в палеогене Северной Евразии.

юг из Евразийской глубоководной котловины в Карское море-пролив, а другое, - наоборот, на север из Карского моря-пролива в полярную котловину.

Пролив существовал во второй половине палеоцена и в раннем эоцене; в начале среднего эоцена он закрылся.

Новоземельские ворота. Пролив располагался между островом Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. Название пролива по о. Новая Земля дано впер-

вые, хотя пролив изображен на различных палеогеографических реконструкциях (Balukhovsky et al., 1998, maps for 60 and 50 Ma; Iakovleva et al., 2000, fig. 4; Цеховский, Ахметьев, 2003а, рис. 2). Предполагаемые размеры пролива – ширина 300 км, а протяженность 150 км. Через этот пролив в палеоцене и эоцене распространялась Североморско-Норвежская бореальная ВМ и шло расселение биоты в пределы Карского и Западносибирского морей-проливов. В конце раннего эоцена пролив, вероятно, закрылся.

Карские ворота. Название дано Е.Ю. Барабошкиным (2003). Этот субширотный короткий пролив охватывал восточную часть Печорского моря и располагался между южным окончанием Новой Земли и устьем р. Печора. По географическому положению он близок к современным Карским воротам, но был крупнее современного пролива и располагался западнее его. В палеогене ширина Карских ворот составляла 250 км, при протяженности 75 км; по нему направлялись “струи” североскандинавского течения, огибавшего северную окраину Европейской суши, и доставлявшего в Карско-Западносибирский сектор Арктической области бореальную и суббореальную ВМ и биоту (фораминиферы, диатомеи, диноцисты) из Северного моря и смежных с ним бассейнов Северо-Западной Европы (рис.15; Akhmetiev, Beniamovski, 2004). Доказательством существования пролива является факт обнаружения богатого комплекса зеландских бентосных фораминифер в 9 - метровой тибейсалинской пачке песчанистых глин и глинистых алевритов, вскрытых скв. 3 у пос. Харасавэй на западном берегу п-ва Ямал. Как указывает Э.М. Бугрова (Бугрова и др., 2005), обнаружившая этот комплекс, в его составе достаточно много видов, впервые описанных Ф. Бротценом (Brotzen, 1948) из зеландия Южной Швеции. Близкий по составу комплекс фораминифер установлен в Дании, Южной Прибалтике, Днепровско-Донецкой впадине, Поволжье, в Восточном Прикаспии, в Примугоджарье, на юге и севере Тургайского бассейна. В Западной Сибири некоторые виды этого комплекса присутствуют в отложениях с *Cibicides incognitus* и зоны Ammoscalaria friabilis районов Тары, Сургута, Нового Васюгана (Бугрова и др., 2005, с. 148). Другим доказательством существования этого пролива является присутствие в 40 - метровой толще чередования песков и алевритов с прослоями глин в скв. 157, пробуренной в Карском море в непосредственной близости от пролива четырех богатых зональных комплексов диатомей, динофлагеллат, и силикофлагеллат, последовательно сменявших друг друга. Все они известны в отложениях терминального палеоцена и нижнего эоцена в Северо-Западной Европе, Западной Сибири, Тургае, Восточном Прикаспии и Среднем Поволжье (Глезер, Степанова, 1994; Глезер, 1996). Пролив активно проявлял себя в конце палеоцена и в раннем эоцене. По-видимому, в среднем эоцене он прекратил свое существование.

Ивдельско-Ульяновский пролив. Выделен впервые. Его границы очертить трудно. Название дано по двум географическим пунктам на окончаниях этого пролива. Он протягивался в субмеридиональном направлении от Воркутинско-Вишерского (предуральского) залива Западно-Сибирского моря до Ульяновского залива Южнорусского моря. Протяженность его достигала 700 км, при ширине 150 км. Он играл важную роль в обеспечении связей между северо-

западной частью Западно-Сибирского моря и его Воркутинско-Ивдельского залива со Средне-Волжским бассейном. Его наиболее вероятное существование подтверждается следующим. В северной зоне действия пролива известны опорные разрезы по рекам Лемва (скв. 228), Лозьва (Лозьвинская пристань), Северная Сосьва (скв. 19-Усть-Манья, скв. 29, 30) и Сыня (скв. 22-к) с комплексами палеоценовых и раннеэоценовых диноцист, диатомей и радиолярий, близких в систематическом отношении комплексам этих групп микропланктона в разрезах Мордовского, Ульяновско-Саратовского и Волгоградского правобережья Волги (Глезер и др., 1977; Козлова, Стрельникова, 1984; Козлова, 1999; Васильева, 1999; Iakovleva et al., 2000; Бакиева, 2003а, 2005; Глезер, Грундан, 2005; Орешкина, Радионова, 2005; Александрова, 2005). По своему местоположению и коммуникационной роли данный пролив в сочетании с заливами, которые он соединял, очень напоминал позднемеловой Предуральский пролив, который традиционно изображался на позднесантонских – раннекампанских картах Уральского региона (Герасимов и др., 1962; Виноградов, 1967-1969). Следует отметить, что микропалеонтологами, изучающими строение разрезов, а также диатомовые и радиоляриевые комплексы раннего палеогена Поволжского региона и юго-востока Воронежской антеклизы, тоже было намечено возможное начало этого пролива, уходящего на север от Казани (Radionova et al., 1999, fig. 2; Радионова, Орешкина, 2005, рисунок на с.150). Однако полностью он воспроизведен только в данной работе. Пролив возник в датский век и существовал до середины эоцена.

Сыня-Северососьвинские проходы (островной пролив). Узкие проливы между островами Северо-Уральского архипелага мы предлагаем назвать Сыня-Северососьвинскими проходами (островным проливом). Название дано по рекам, где исследованы раннепалеогеновые отложения с морской кремневой и органикостенной биотой (Козлова, Стрельникова, 1982; Орешкина и др., 1998; Бакиева, 2003, 2005). Субмеридиональный Северо-Уральский островной архипелаг был вытянут от побережья Карского моря до г. Ивдель (360 км) и разделял Западно-Сибирское море и его Воркутинско-Вишерский (предуральский) залив. Сам залив возник в палеоцене и продолжал существовать в раннем эоцене, о чем свидетельствуют ряд локальных пунктов распространения морских осадков с микропланктоном этого возраста. Они расположены на крайнем севере Урала и к западу от него до широты бассейна Вишеры: а именно: 1) в метеоритном Карском кратере (Пашуков, Шатров, 1976), 2) в бассейне р. Кара (Устинов, 1958), 3) в разрезе скв. 228 в бассейне р. Лемва притоке р. Печоры на западном склоне Полярного Урала (Орешкина и др., 1998; Iakovleva et al., 2000), 4) в карстовой воронке в бассейне р. Вишеры (Степанов и др., 1991). Воркутинско-Вишерский залив Западно-Сибирского моря был показан на карте реконструированных контуров Западно-Сибирского и Предуральского эпиконтинентальных морей в позднем ипре (Орешкина и др., 1998, рис. 4). Авторами предполагается существование Северо-Уральской группы островов и подводных возвышенностей между Предуральским проливом и Западно-Сибирским морем. Подобная палеогеографическая обстановка, по их мнению, способствовала развитию локальных апвеллингов, с которыми в современных условиях связана вы-

сокая продуктивность диатомовых водорослей, приводящяя к интенсивному биогенному кремненакоплению (Орешкина и др. 1998, с. 190, рис. 4). Хотя прямые доказательства морских проходов между островами отсутствуют из-за неотектонических поднятий, об их существовании свидетельствует полная литологическая и палеонтологическая общность – единый тип отложений и одинаковые зональные комплексы фораминифер, диатомей и диноцист к западу от Приполярно-Полярного Урала (скв. 228 на западном склоне Полярного Урала, Орешкина и др., 1998; Iakovleva et al., 2000) и непосредственно к востоку – в прилегающей к Уралу части Западной Сибири. На это же указывает "утыкание" морских фаций в предгорья Урала как с западной, так и восточной стороны. Проходы прекратили свое существование на рубеже раннего и среднего эоцена в связи с началом активного воздымания Северного Урала. О постпалеоценовых поднятиях Урала и прилегающих территорий свидетельствуют складки в породах палеоцена в непосредственной близости от Уральских гор, наблюдаемые, в окрестностях пос. Полуночный у г. Ивделя в крутом обрыве правого берега р. Лозьвы у Лозьвинской пристани (Васильева, 1999, рис. 1).

Хатангский пролив. Для палеогена этот субширотный пролив выделен впервые, хотя он фигурирует (без названия) на палеогеографических картах палеогена Палеоарктического бассейна и отделяет Североземельско-Таймырский остров от материковой части Сибири (Зархидзе, 1992, рис. 1; Цеховский, Ахметьев, 2003, рис. 2). Протяженность пролива составляла 1250 км (от Енисейской губы до низовьев р. Оленек) при ширине в 620 км. Хатангский пролив изображен на многих палеогеографических картах мезозоя Арктической области, на некоторых из них он назван Хатангским морем. В восточной части этого моря была прослежена катениальная смена комплексов нижнемеловых осадков и моллюсков от литорали до глубокой сублиторали (Захаров, Шурыгин, 1983). Согласно реконструкции В.С. Зархидзе (1992, рис. 1) по проливу из глубоководной Амеразийской чаши восточной части Палеоарктического бассейна было направлено течение в сторону эпиконтинентального Западно-Сибирского моря. В противоположном направлении действовало течение из Западно-Сибирского моря-пролива, доставлявшее тепло в арктические пространства. Пролив возник в начале позднего палеоцена, но особенно активно начал проявлять себя в конце палеоцена и в раннем эоцене, т.е. в том интервале, на который приходится пик биогенного кремненакопления как в Западно-Сибирском море, так и на хребте Ломоносова (Backman at al., 2006). Пролив закрылся в лютете.

Проливы южной части меридионального морского коммуникационного пути

Основная коммуникационная функция проливов этой части Центральной Евразии заключалась в обеспечивании "переброски" суббореальных и субтетических ВМ и биот Восточно-Европейского и Туранского бассейна северной периферии Тетис в бореальные просторы Западно-Сибирского моря-пролива. Через них устремлялись течения с севера на юг и с востока на запад. По ним же происходила миграция, бореальных групп микропланктона (радиолярий, диа-

томей, силикофлагеллат), а также холодноводных диноцист в Восточно-Европейское и Туранское моря.

Бассейн и пролив Тургайского прогиба. Между Западно-Сибирской и Скифской плитами располагался сложно построенный Тургайский прогиб (впадина). Этот прогиб занимал пространство протяженностью 650 км по меридиану и до 250 км по широте. С запада он обрамлялся герцинидами Урала, а с востока - палеозойскими структурами Центрального Казахстана. В тектоническом плане он состоял из положительной структуры – Кустанайской седловины (вала) и двух впадин, расположенных к югу и к северу от Кустанайского вала (рис. 6). Длина и ширина Кустанайской седловины (вала) составляли примерно 250 км. С запада он был ограничен долиной р. Тобол (от впадения р. Аят до г. Кустанай), восточная граница совпадает с меридиональным отрезком р. Ишим.

Южно-Тургайская впадина представляла собой область наиболее устойчивых опусканий и имела максимальную в Тургайском прогибе мощность платформенного чехла (до 2000 м). В палеогеографическом плане эта впадина являлась Челкарским заливом Туранского моря с суббореальной и субтетической ВМ и биотой. Территориально – это бассейны р. Иргиз и р. Тургай, включая истоки последнего. На юге граница впадины располагалась южнее слияния рек Иргиз и Тургай, а также района озер Акколь и Жаман-Акколь, бассейна р. Улы-Жиланшик и крупной останцовой гряды Шалкарнура, которая протягивается в широтном направлении на 150 км. На юг впадина переходила в Северо-Приаральский и Северо-Устюртский прогибы, открывавшиеся к юго-востоку.

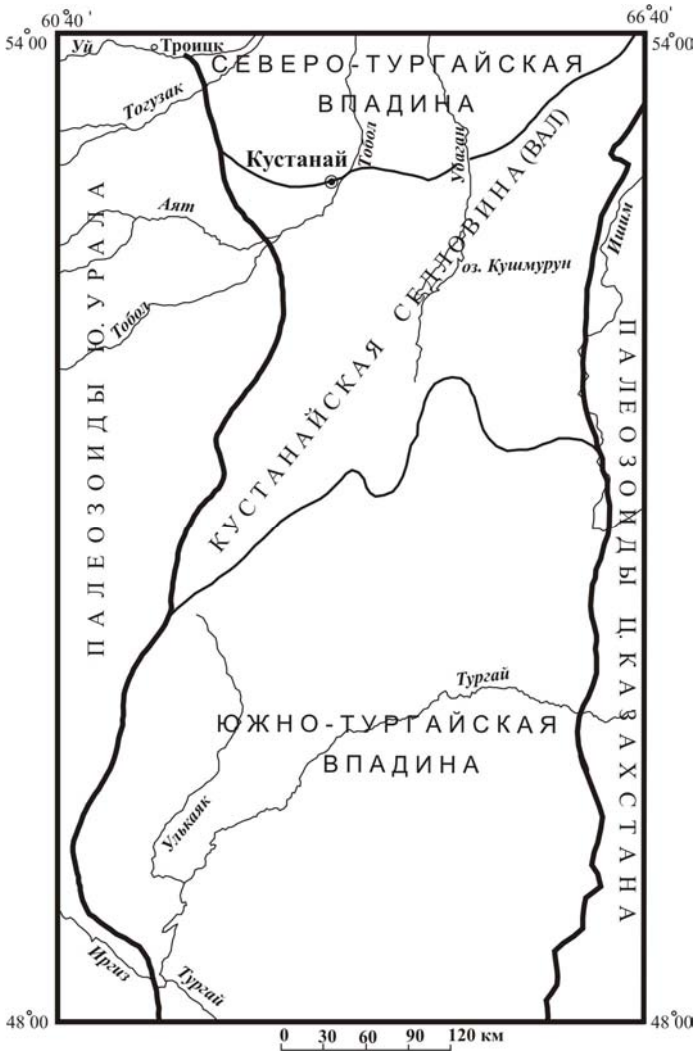


Рис. 6. Тектоническое районирование Тургайского прогиба (по: Геология СССР…, 1971, рис. 10 с изменениями).

Северо-Тургайская впадина отличается значительно меньшей, чем Южно-Тургайская, мощностью осадков мела и кайнозоя (не более 300 м) и неполнотой их разреза. Ее западная часть охватывает бассейн р. Тобол (к северу от Кустаная), низовья левобережных притоков Тобола – рр.Уй и Тогузак (в районе г. Троицк), а восточная часть приурочена к бассейну р. Убаган (к северу от оз. Кушмурун) и прилегающим низинным рай-

онам до Казахского мелкосопочника. В палеогеографическом плане эта впадина соответствовала Кустанайскому заливу Западно-Сибирского моря, заполнявшегося бореальной ВМ и биотой.

То, что обычно изображается как "Тургайский пролив" отвечает *морскому водоему, занимавшему Тургайский прогиб*. Он включал две "морские чаши" – северную, сравнительно мелкую и южную, более глубокую и широкую, а также *перешеек* между ними, располагавшийся над Кустанайским валом. На эту важную палеогеографическую особенность водоема Тургайского прогиба обратил внимание Г.Н. Папулов, полагавший, что морское соединение север-юг через бассейн Тургайского прогиба в те или иные интервалы геологического времени могло и не возникать, но существовали вдававшиеся в его пределы северный и южный заливы – Западно-Сибирского моря и моря Туранской плиты (Папулов и др., 1990, с. 172; см. также статью Д.П. Найдина в данном сборнике).

Собственно пролив следует именовать ***Тургайскими воротами***. Его протяженность по меридиану составляла 250 км, а ширина варьировала от нескольких десятков км до 200-250 км. В палеоцене, раннем и начале среднего эоцена по обе стороны от Тургайских ворот – в Кустанайском заливе Западно-Сибирского моря и Челкарском заливе Туранского моря накапливались осадки совершенно разного состава. В Челкарском заливе формировались карбонатно-терригенные осадки с бентосными и планктонными фораминиферами, состав которых был близок комплексам из Европейской и Крымско-Кавказской областей Северо-Восточного Перитетиса (Беньямовский и др., 1993, 1995). В отложениях раннего эоцена отмечаются тропические нуммулитиды – нуммулиты и дискоциклины (Бархатова, Немков, 1965). Здесь же обнаружены местонахождения богатейших комплексов двустворок и гастропод (Амитров, 1993; Попов, 1994). К северу от Кустанайского вала бентосные и планктонные фораминиферы появлялись редко, только во время миграций их из Туранского и Восточно-Европейского морей северной периферии Тетис. В кремнисто-терригенных разностях верхнего палеоцена-среднего эоцена присутствуют обильные комплексы бореальных радиолярий, диатомей и диноцист. Различия в литологии и биоте являются отражением разных по своей природе ВМ – бореальных в Кустанайском заливе Западно-Сибирского моря и суббореальных и субтетических в Челкарском заливе Туранского моря.

Постоянная связь Западно-Сибирского и Туранского морей через Тургайские ворота установилась со второй половины среднего эоцена и продолжалась до конца эоцена. Этот период отвечает тавдинскому (чеганскому) этапу развития морских меридиональных путей. Он характеризовался повсеместным накоплением некарбонатных глинистых и глинисто-алевритистых чегано-тавдинских осадков с обильными органикостенным планктоном и микробентосом, представленым остракодами и бентосными фораминиферами, очень редкими, тонкостенными и мелкими. Остракоды и фораминиферы были "выходцами" из Туранского моря (Беньямовский и др., 2002). В едином чегано-тавдинском бассейне имелась четкая территориальная дифференциация диноцист: в южных ассоциациях (южнее Кустанайского вала) количественно преоб-

ладают дефландровые, в северных – ветцелиелловые (Васильева и др., 2001). На рубеже эоцена и олигоцена пролив осушился.

Мугоджарские проходы (островной пролив). В палеоцене и раннем эоцене, при высоком уровне океана, Мугоджарские горы представляли собой цепь островов и подводных возвышенностей. Между островами было не менее двух коротких проходов, длина которых достигала 100 км, а ширина не превышала 30-40 км. Наличие морских связей между Примугоджарской частью Восточно-Европейского моря и Челкарским заливом Туранского моря создавали в этих водоемах условия совместного обитания единых популяций диатомовой флоры и радиолярий. О морских проходах между островами Мугоджарского архипелага свидетельствует тот факт, что в непосредственной близости друг от друга на расстоянии около 120-150 км к западу и к востоку от Мугоджар существовали одни и те же ассоциации радиолярий и диатомовых, обнаруженных в сходных по литологии разрезах. (Глезер, 1969, 1979; Сегедин, 1972; Беньямовский и др., 1991, 1993, 1995; Козлова, 1999). Мугоджарские проходы просуществовали до второй половины среднего эоцена (до бартона).

Орские ворота. Пролив протяженностью 150 км при ширине 60 км располагался между Южным Уралом и Мугоджарами. Он обеспечивал взаимосвязь суббореальных и субтетических ВМ и биот Восточно-Европейского моря и бореального Западно-Сибирского бассейна. Через эти ворота устремлялось в Восточно-Европейское море северное течение. Оно проходило вдоль восточного склона Урала и несло бореальные ВМ и биоту. В противоположном направлении устремлялось течение из Восточно-Европейского моря в Западно-Сибирское, доставляя в его бореальные просторы тепловодные формы. Наибольшей ширины Орские ворота достигали в позднем палеоцене и закрылись к среднему эоцену.

Этапы палеогеографического развития палеогенового меридионального морского пути на севере Центральной Евразии

Как было сказано, открытие, закрытие, расширение или сужение проливов, обрамлявших Западно-Сибирское и Карское моря-проливы, а также самих морей-проливов, приводило к различным палеогеографическим ситуациям, отражавшимся в доминировании различных ВМ в меридиональном “рукаве”, и, как следствие, в образовании различных седиментационных и биотических комплексов. Перестройки системы морей и проливов приводили к изменению направления течений и их характера, что влияло на развитие морских групп, их миграцию и расселение. В палеогене севера Центральной Евразии намечается одиннадцать подобных перестроек

1. ***Рубеж мела – палеогена,*** а также ***самое начало датского века*** (зона Praemurica taurica) отвечает глобальной регрессии, затронувшей и Западно-Сибирскую плиту. Вся Западная Сибирь и прилегающие участки Арктики (включая приполярную зону) и океана Тетис оказались осушенными (Беньямовский, 2003). Морские условия сохранились в глубоководных частях Североморско-Датского, Черноморского, Каспийского, Средиземноморского бассейнов, и, вероятно, в глубоководной впадине Палеоарктического бассейна (рис. 7). Это

осушение эпиконтинентальных бассейнов Евразийского континента и окраинных морей океанов Тетис и Атлантического явилось одной из главных причин массового исчезновения огромного числа морских организмов.

2. ***Датская (раннеталицкая)*** трансгрессия характеризовалась распространением на территорию севера Западной Сибири бореальных ВМ с комплексами диноцист зоны Carpatella cornuta. Этой зоной начинается даний в Североморско-Датском бассейне (Helmann-Clausen, 1985, 1994). Комплекс диноцист с *C. cornuta* и *Senoniasphaera inornata* обнаружен в диатомовых глинах Лозьвинской пристани в окрестностях г. Ивделя на Среднем Урале (Васильева, 1999). Его нахождение в отложениях нижнеталицкого горизонта свидетельствует о перемещении бореальных ВМ из Североморско-Датского бассейна в Западно-Сибирское и Карское моря-проливы через Карские и Новоземельские ворота. Через Северземельские ворота осуществлялось сообщение Карского моря-пролива с глубоководной Арктической Амеразийской океанической впадиной. Это выражалось в том, что в сторону эпиконтинентального моря направлялся полярный апвеллинг, а в противоположном направлении в океаническую впадину втекало течение из Карского моря, несшее тепло в полярную область. В предуральской части в раннеталицкий этап открывается Ивдель-Ульяновский пролив, осуществлявший связь между Западно-Сибирским морем и Ульяновским заливом Восточно-Европейского моря. Течения по проливу обеспечивали перенос органикостенного и кремневого планктона в обе стороны, свидетельством чего является наличие одинаковых литолого-фациальных типов осадков и состав комплексов диноцист, радиолярий и диатомей на европейском и зауральском окончаниях Ивдель-Ульяновского пролива (рис. 8).

Трансгрессия со стороны Тетис сопровождалась проникновением теплых субтетических ВМ через Орские и Тургайские ворота на юг Западно-Сибирского моря. Ее следы устанавливаются по находкам планктонных фораминифер среднедатской зоны Globoconusa daubjargensis Крымско-Кавказской области (*G. daubjargensis, Globanomalina pseudobulloides, Subbotina varianta*) в отложениях нижнеталицкого подгоризонта в разрезах скважин, пробуренных в окрестностях г. Шадринска на 56º с.ш. (Амон, 1990). Влияние Тетис сказалось и на составе бентосных комплексов фораминифер, среди которых отмечаются редкие крымские и кавказские формы: *Heterostomella gigantica* и *Brotzenella precut*. С противоположной стороны Орских ворот в разрезе скв. СП-1 в Шайдинской мульде отмечается богатый датский комплекс планктонных фораминифер зоны Globoconusa daubjargensis и встречающийся вместе с ним обильный комплекс бентосных фораминифер, широко распространенных в Крымско-Кавказской области (Бугрова и др., 1997).

В конце датского века произошла частичная регрессия, о чем свидетельствует резкое снижение в предзеландское время доли хоратных диноцист (с 15% до 1-2%: Бакиева, 2003, рис. 3; 2005). Регрессия охватила обширные пространства. Это выразилось в осушении южной части Западно-Сибирской плиты,

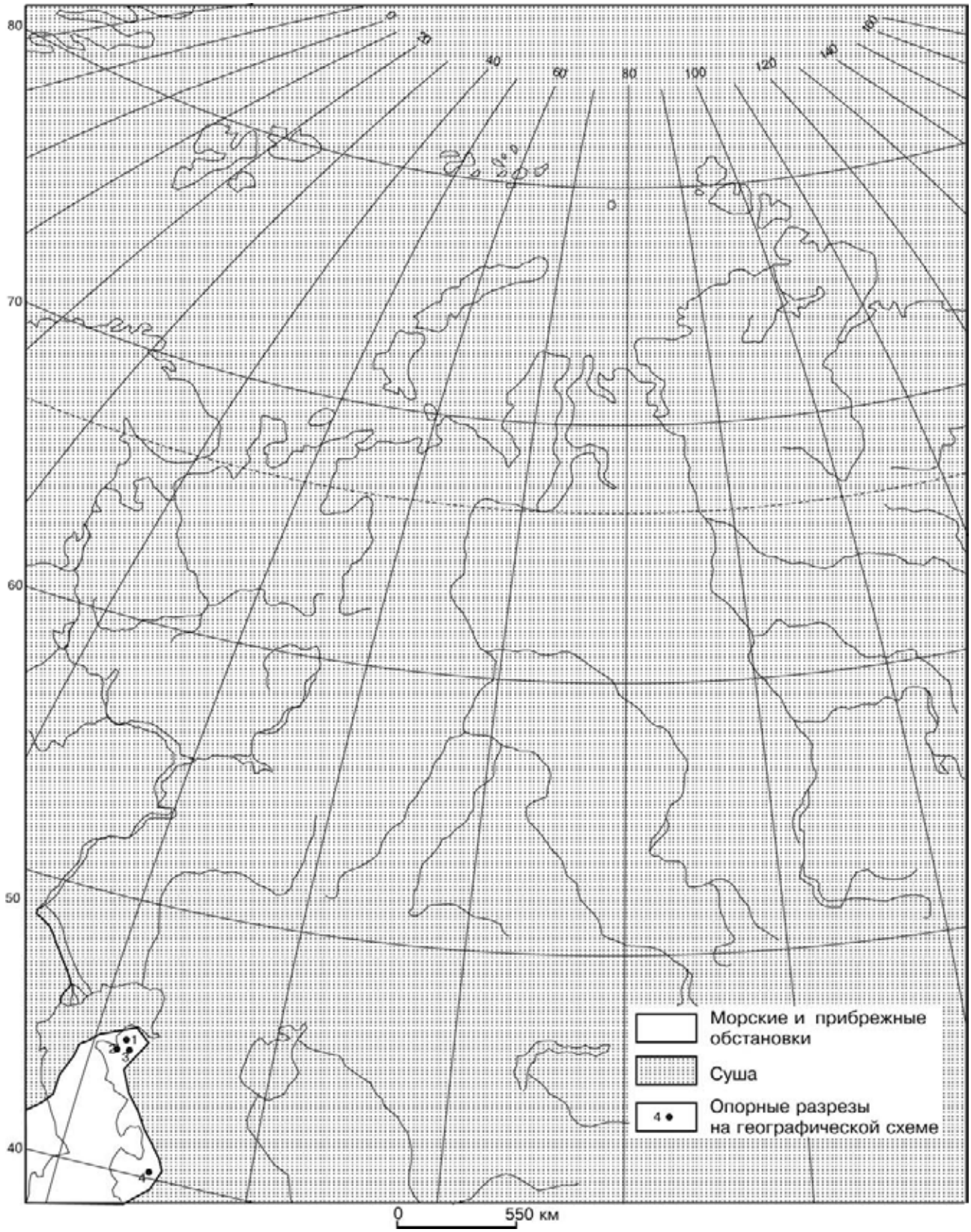


Рис. 7. Географическая схема палеоландшафтов на рубеже маастрихта - дания и самого раннего дания на севере Центральной Евразии.

Ульяновского залива и Приволжского бассейна (Александрова, Беньямовский, 2005). Море сохранилось на севере Западной Сибири, в приобской части, где установлен разнообразный в видовом отношении комплекс диноцистовой зоны

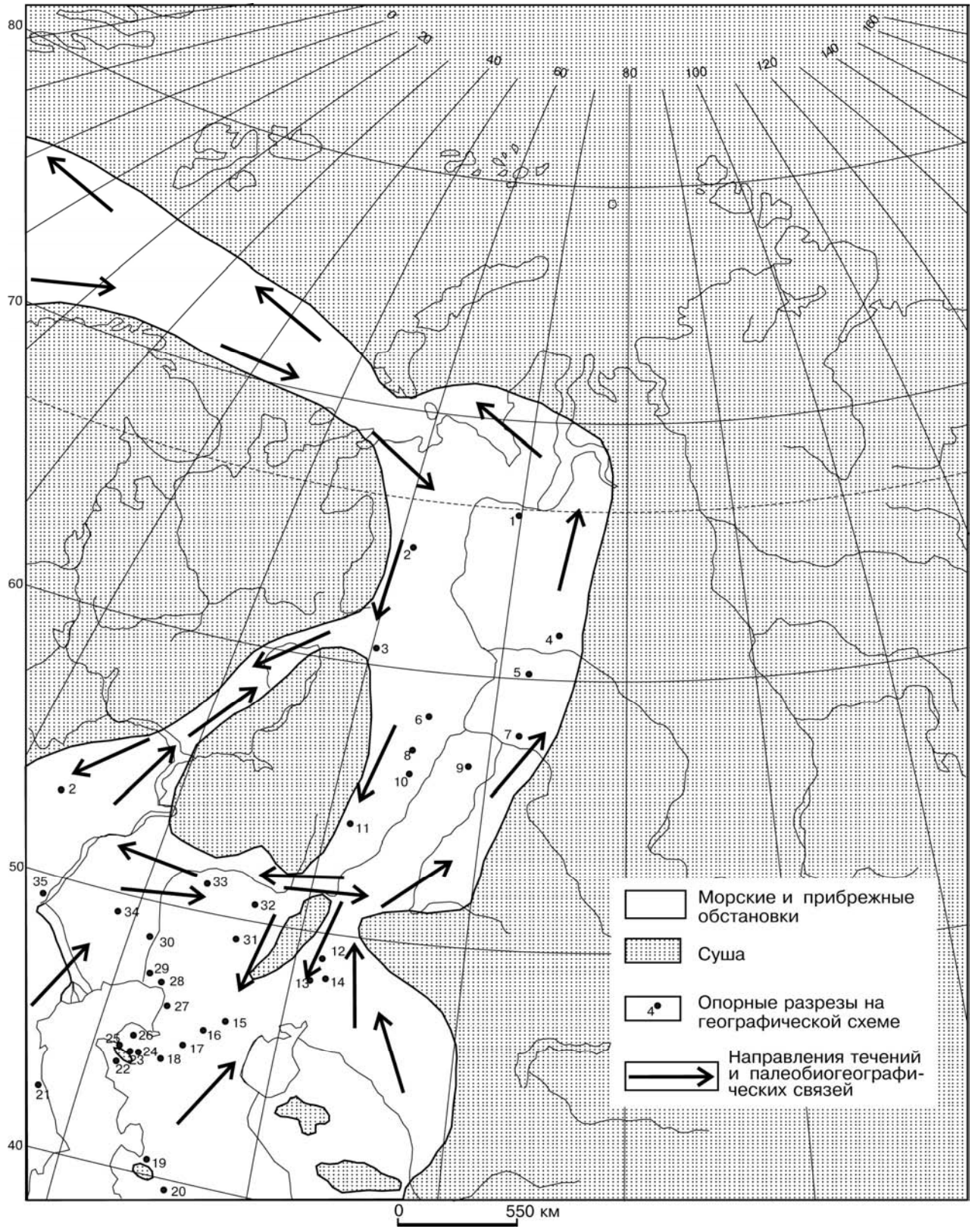


Рис. 8. Географическая схема палеоландшафтов дания на севере Центральной Евразии.

Spinidinium densispinatum (Бакиева, 2003). Зональный вид *S. densispinatum* весьма характерен для верхнедатских отложений Северного моря и Дании (Helmann-Clausen, 1985, 1994), что свидетельствует о продолжавшихся до конца

дания обмене ВМ северной части Западносибирского моря с Североморско-Датским бассейном, поддерживавшихся через Карские и Новоземельские ворота под влиянием североскандинавского течения.

3. Следующий этап палеогеографических перестроек начался с ***зеландско-раннетанетской*** трансгрессии, когда в комплексе диноцистовой зоны Alterbidinium circulum отмечено наращивание таксонов диноцист открытого моря (до 15-20%: Бакиева, 2003, рис. 3). На связь морских биот Северо-Западной Европы и юга бывшего СССР в позднем палеоцене через Арктику и Западную Сибирь впервые указал О.В. Амитров (1987, с.150; 1993, с.104), основывая предположения на общности комплексов гастропод “палеоцена Копенгагена”, талицкой свиты Сибири и эльбурганского горизонта Северного Кавказа.

Наступление бореальной трансгрессии привело, во-первых, к образованию обширного Печорского залива Западно-Сибирского моря, протянувшегося от палеоарктического побережья до бассейна р. Вишеры (Орешкина и др., 1998, рис. 4). Этот залив был отделен от самого Западно-Сибирского моря цепью островов, между которыми располагались морские Сыня-Сосвинские проходы.

Вторым следствием зеландско-раннетанетской бореальной трансгрессии явилось открытие Хатангского пролива (рис. 9), по которому бореальные ВМ и биота из моря Лаптевых двигались в сторону Западно-Сибирского моря, а в противоположном направлении поступало теплое тетическое течение, доставлявшее ВМ и биоту из Западно-Сибирского моря и подогревавшее Арктику. Южное течение устремлялось из окраинных морей океана Тетис вдоль Казахстанской и Восточно-Сибирской суши. Теплый микроклимат, создаваемый им, способствовал образованию бокситов на юго-западной окраине Сибирской платформы и севере Казахского щита (Левина и др., 1989).

В зеландско-раннетанетскую и в более поздние фазы шел активный обмен ВМ и биотой по Ивдель-Ульяновскому проливу. На правом берегу Волги на окраине поселка Сенгилей близ г. Ульяновска верхняя часть крутого берега сложена 30-метровой пачкой чистых диатомитов (данное обнажение известно под названием «Граное ухо»). В диатомитах содержатся зональные комплексы радиолярий и диатомей, широко прослеживающиеся в Зауралье и Западной Сибири, а также в восточной части Прикаспия и Предмугоджарье (Козлова, Стрельникова, 1984; Стрельникова, 1992; Козлова, 1999).

В южной части меридионального Западно-Сибирского моря-пролива “работали” Тургайские и Орские ворота, через которые течения поступали из окраинных морей океана Тети. Они доставляли южные тепловодные формы диатомей и радиолярий в акваторию Западной Сибири (Козлова, 1999). Об этом свидетельствуют и бентосные фораминиферы, обнаруженные в соколовской карбонатной толще песков в Соколовско-Сарбайского карьера южнее г. Кустанай. В них содержится типичный зеландский комплекс с *Reussella paleocenica* и *Cibicidoides lectus* (Беньямовский и др., 1989; Беньямовский и др., 1995). Аналогичный по составу комплекс обнаружен с противоположной стороны пролива - в верхнепалеоценовых отложениях скв. СП-1, пробуренной в Шайдинской мульде в 70 км к западу от г. Актюбинска (Бугрова и др., 1997). Данный комплекс широко распространен в пределах Европейской палеобиогеографической

области - от Бельгии до Западного Казахстана (Beniamovski, 1998). Из двустворок, найденных в соколовской толще, наиболее характерны *Pycnodonte antiqua*, *Chlamys prestwichi*, *Pholadomya cuneata*, а среди брахиопод *Terebratulina eggeri*, *T. ucrainica* (определения С.А. Мороза). Состав комплекса позволяет говорить о в позднепалеоценовых связях Кустанайско-Северотургайского бассейна через Орские ворота со Средневолжским бассейном (нижнесаратовская свита), бассейнами Общего Сырта и Юго-Западного Крыма. На рубеже раннего и позднего танета произошла кратковременная регрессия, особенно ярко проявившаяся на севере Западно-Сибирской платформы. Как считает Л.Б. Бакиева (2003), в конце раннего танета приобская часть Западно-Сибирского моря была осушена, что подтверждается практически полным отсутствием органикостенного фитопланктона в верхнетибейсалинской свите Нижнего Приобья и появлением в составе флювиальных и прибрежно-морских песчаных осадков прослоев бурых углей (Волкова и др., 2002).

Существование описанных выше проливов убедительно подтверждается анализом направлений миграций биоты различных групп.

В соколовской толще нижнего танета (по заключению И.А. Николаевой) в массовом количестве встречены остракоды *Paracytheretta reticosa и Paracyprideis similes*. Первый вид распространен в палеоцене Западноевропейской части бывшего СССР, второй известен из переходных слоев танета и ипра Англии. Кроме того, определены и другие виды: *Pterygocythereis tuberculata* (маастрихт и палеоцен Западной Европы и юга бывшего СССР), *Cytherella londinensis* и *Konarocythere sherborni* (ипр Англии), *Cyamocytheridea magna* (танет Франции), *Monsmirabilia porifera* (нижний палеоцен Польши), *Cytheropteron laetabilis* (нижний палеоцен Кавказа) (Левина и др., 2006). К сказанному можно добавить, что общность тургайских комплексов с одновозрастными комплексами остракод Арктического сектора Северной Америки указывалась еще Л. Маринковичем (Marinkovich et al., 1990). В более поздней работе (Marinkovich, 1993) этот автор привел карту, на которой палеоценовый Арктический океан представлен полузамкнутым бассейном, имевшим связь с Тетис через протяженную систему эпиконтинентальных морей-проливов, важнейшим звеном которой был Тургайский пролив.

Таким образом, данные по остракодам и фораминиферам указывают на открытые связи с Европейскими бассейнами и миграцию остракод из Тургайского пролива в Арктический сектор Северной Америки через меридиональный трансполярный морской путь. Значительная часть его была образована системой Тургайский пролив – Западно-Сибирское море-пролив, проливы Карского моря и Североземельские ворота. По этому пути остракоды, подхваченные течениями, преодолели пространство палеоарктической котловины, и населили мелководный водоем Аляски и Северной Канады. Миграция остракод наглядно демонстрирует продвижение ВМ и биот из Карско-Западносибирской морской системы в Палеоарктический бассейн и далее в шельфовые моря Северной Америки и Канады.

Весьма интересны данные о стратиграфическом и географическом распространении мшанок из той же толщи нижнего танета Соколовского карьера в се-

Рис. 9. Географическая схема палеоландшафтов зеландия-танета на севере Центральной Евразии. Условные обозначения см. рис. 8.

верной части Кустанайского вала. По заключению Т.А. Фаворской, мшанки представлены тремя группами. В первую входят виды, известные только из верхних горизонтов верхнего мела (кампан и маастрихт Англии) – *“Membranipora” labiatula* и *Pliolhloea ostreicola*. Вторая группа включает *Semiescharinella*

complanata и *Kelestoma* sp. – таксоны, распространенные в маастрихте и палеоцене Нидерландов, Дании, Германии, бывшем СССР, верхнем палеоцене формации Винсентуан Северной Америки. Третью группу образуют виды, обнаруженные ранее только в формации Винсентаун: *Periporosella plebeia*, *"Micropora" cylindracea*, *Aeopora grandis* (Левина и др., 2006). Некоторые из перечисленных североамериканских и западноевропейских таксонов известны из верхнего палеоцена плато Роколл в Северной Атлантике, выступавшего в роли порога в Арктический океан. Приведенные данные по мшанкам свидетельствуют о свободном обмене атлантической и тургайских биот, который осуществлялся через меридиональную систему морей и проливов севера Центральной Евразии.

В период зеландско-раннетанетской трансгрессии Западно-Сибирское море расширилось не только в северо-западном, но и в юго-восточном направлении, где образовался Иртышский (Кулундинский) залив, простиравшийся на 120 км до широты г. Павлодара (Виноградов, 1967-1969). Морские отложения, сформировавшиеся в Иртышской и Омской впадинах, залегающие между ганькинской свитой маастрихта и отложениями люлинворского горизонта эоцена, выделены в пресновскую свиту. Она содержит тот же комплекс известковых (секреционных) бентосных фораминифер, что был установлен в соколовской свите Соколовского карьера. Его характерными видами являются *Gyroidinoides octocametrata*, *G. pontoni*, *Cibicidoides lectus*, *Cibicides reinholdi*, *C. succedens*, *Reussella paleocenica*, *Falsoplanulina ekblomi*, *Brotzenella praeacuta* (Копытова, Грязева, 1960). Как уже говорилось, он прослеживается в субширотном направлении в Бельгии, Южной Прибалтике, Днепровско-Донецкой впадине, Поволжье, в Восточном Прикаспии и на севере Тургайского прогиба, а восточным пределом его распространения является Омско-Барабинский регион Западной Сибири. Европейские фораминиферы расселялись на южной окраине Западно-Сибирского бассейна благодаря течениям через Орские ворота и Тургайский пролив, несшим суббореальную ВМ и биоту. В пресновской свите вместе с фораминиферами присутствуют редкие радиолярии, а также разнообразный и богатый палинокомплекс, близкий к палеоценовым комплексам восточного склона Урала, Саратовского Заволжья и Украины (Копытова, Грязева, 1960).

В зеландско-раннетанетскую трансгрессию Мугоджары превратились в цепь островов, с многочисленными проходами. Этот островной пролив уже возникал в позднекампанское и маастрихтское время и показан на литофациальных картах позднего мела Восточного Прикаспия и Предмугоджарья (Колтыпин, 1957). Данная ситуация подтверждается одинаковой литологией и очень близким составом комплексов бентосных фораминифер в улеттинской свите Западного Предмугоджарья и в атанбасской свите Южно-Тургайского прогиба, отстоящих друг от друга на 75 км (Сегедин, 1972; Беньямовский и др., 1993); об этом же свидетельствует "утыкание" морских фаций в Мугоджарские горы (Найдин, 1995).

Подводя итог рассмотрению палеобиогеографических связей зеландско-раннетанетского этапа, подчеркнем, что их характеризуют довольно выдержанные биотические обмены между бореальным бассейнами Западной Сибири и

бореально-суббореальными бассейнами Европы, подтверждающиеся общностью комплексов бентосных и планктонных фораминифер и диноцист. Одновременно осуществлялась связь между арктическими мелководными бассейнами Северной Америки и Тургайского пролива. Отмечается также распространение единого комплекса бентосных фораминифер в южной части Западно-Сибирского бассейна и Тургайском проливе, что является свидетельством миграция биоты происходила не только в зоне приповерхностных, но и придонных ВМ.

В конце описанного этапа наступила кратковременная регрессия, отвечающая перерыву в пограничном интервале раннего и позднего танета. Он зафиксирован на севере Зауральской зоны в районе низовьев Оби и в южной части Ямало-Тазовского района (Бакиева, 2003, 2005), а также на юге – в Соколовском карьере Тургая, где она совпадает с границей зон диноцист P5b/P6a (Iakovleva et al., 2001, fig. 5). Во время этой кратковременной регрессии по сухопутному проходу осуществлялся прохорез континентальной биоты.

4. *Позднетанетский – раннеипрский этап*. С начала этого этапа преимущественно глинистое осадконакопление дания-раннего танета (талицкий горизонт), сменилось на биогенно-кремнистое (люлинворский горизонт). В Соколовском карьере, в 50 км южнее г. Кустаная хорошо видно, как карбонатные пески зеландско-нижнетанетской соколовской свиты с известковистыми группами микро- и макрофоссилий (планктонные и бентосные фораминиферы, нанопланктон, одиночные кораллы, устрицы, усоногие раки, мшанки) по резкой трансгрессивной границе (со следами твердого дна) сменяются «полосатой» толщей терминального палеоцена - базального эоцена. Последняя сложена чередованием некарбонатных пород – опоковидных глин и песчаников, опок и глинистых опок, диатомовых глин и песчанистых глин с богатыми комплексами радиолярий, диатомей и диноцист (Беньямовский и др., 1989, 1995; Васильева, 1994; Kozlova et al., 1998; Radionova et al., 2001; Iakovleva et al., 2001; Левина и др., 2006). О том, что эти отложения формировались в весьма тепловодную фазу, отвечающую глобальному потеплению на палеоцен-эоценовом рубеже (PETM), свидетельствует массовое присутствие циртид – отряда тепловодных океанических радиолярий - в комплексах пограничной палеоцен-эоценовой зоны Petalospyris foveolata (Kozlova et al., 1998). Ассоциация радиолярий зоны Petalospyra foveolata прослежена в Западно-Сибирском, Восточно-Прикаспийском и Туранском бассейнах. Вместе с радиоляриями присутствуют диатомовые водоросли зоны Hemiaulus proteus/Coscinodiscus uralensis пограничного интервала палеоцена и эоцена (Козлова, Стрельникова, 1984; Khokhlova, Oreshkina, 1999; Козлова, 1999; Radionova et al., 2001; Ахметьев, Беньямовский, 2003, 2006). Среди диатомей и среди радиолярий в этом интервале появляются пелагические космополитные океанические виды. Они, по мнению, по мнению Т.В. Орешкиной, свидетельствуют о тепловодной обстановке конца палеоцена и начала эоцена, способствовавшей миграции океанических видов в бореальные североевразийские окраинные и внутренние моря (Oreshkina, Oberhänsli, 2003).

Сходные процессы миграции характерны и для планктонных форамини-

фер. В терминальном палеоцене среди них также увеличивается численность тепловодных низкоширотных морозовелл. Эта группировка прослеживается от Северного Кавказа (разрез р. Хеу) до бассейна р. Сагиз в центральной части Восточного Прикаспия (Беньямовский, 1994; Музылев и др., 1996; Beniamovski et al., 1999). Увеличение численности морозовелл и возможность трассирования этого уровня в опорных разрезах на значительной площади послужили основой выделения в нижней части зоны Acarinina acarinata подзону Morozovella aequa с обилием морозовелл (Беньямовский, 2001; Akhmetiev, Beniamovski, 2004).

Разрезы с непрерывной последовательностью зональных комплексов микропланктона при переходе от палеоцена к эоцену были изучены как в Поволжской части Восточно-Европейского бассейна (разрез Сенгилей и балка Дюпа), так и в Зауральской зоне Западно-Сибирского бассейна, в полосе от Приобья на севере до Соколовского карьера на юге (Бакиева, 2005; Козлова, Стрельникова, 1984; Козлова, Зайонц, 1987; Khokhlova, Oreshkina, 1999; Oreshkina, Oberhänsli, 2003; Radionova et al., 2001; Iakovleva et al., 2001; Радионова и др., 2004; Александрова, 2005). По изменению состава комплексов диноцист в толщах Соколовского карьера в Южнозауральской зоне, можно говорить о тех же фазах углубления и обмеления бассейна, которые характерны для финальной стадии развития Североморского бассейна конца палеоцена и начала эоцена (в интервале от ~57,8 млн. лет до 55, 3 млн. лет (Iakovleva et al., 2001, p. 258). Увеличение видового разнообразия *Apectodinium*, сменившееся появлением *Wetzeliella* связано с потеплением и усилением связей с Тетис (Iakovleva et al, 2001, pp. 256, 258). Также было отмечено, что в установленной в Соколовском карьере последовательности североморских зон диноцист выпадает самая нижняя зона ипра – E1, с которой связана следующая регрессивная фаза развития бассейнов рассматриваемого сектора севера Центральной Евразии.

5. **В *регрессивную фазу раннего ипра*** в Западно-Сибирском бассейне накапливались диатомиты и диатомовые глины люлинворского горизонта, которые, как показывают данные по Камышловскому карьеру, расположенному в 120 км к востоку от Екатеринбурга, содержали диатомеи зоны Moisseivia (= Coscinodiscus) uralensis/Hemiaulus proteus (Орешкина и др., 2004; Oreshkina et al., 2004). Зона содержит комплекс атипичных неритических диатомовых водорослей с преобладанием вида-индекса, а также *Fenestella antiqua* и *Craspedodiscus moelleri*. Вместе с диатомеями присутствуют диноцисты зоны Deflandrea oebesfeldensis, которая характеризуется acme зонального индекс-вида, присутствием *Heteraulacacysta leptae*, акритарх, празинофитов, большим количеством пыльцы Taxodiaceae и Cupressaceae, а также частиц органического вещества. Эти особенности указывают на развитие в береговой зоне пышной лесной растительности, повышенный снос органического вещества с континента при увеличении речного стока, возможно - стратификацией воды бассейна и дизоксией. По-видимому, эта фаза отражает теплые и влажные климатические условия на рубеже палеоцена и эоцена с одновременным частичным опреснением бассейна Западной Сибири (Орешкина и др., 2004; Oreshkina et al., 2004).

Перерыв в морском осадконакоплении в самом начале ипра выразился в отсутствии отложений самой нижней зоны ипра E1 в северной части Тургай-

ского прогиба (Iakovleva et al., 2001 p. 256). В соседней Прикаспийской синеклизе нет ни одного из многочисленных исследованных разрезов палеогена, где бы были встречены отложения, охарактеризованные комплексом нанопланктона зоны NP10 раннего ипра (Беньямовский, 1994; Беньямовский и др., 1991, 1993). На юге Восточно-Европейской платформы и прилегающих площадях Причерноморской впадины, Крыма, Скифской плиты также как и Восточном Прикаспии и на юге Тургайского прогиба, фиксируется перерыв, отвечающий зоне NP10, а также верхней части зоны NP9 и низам зоны NP11 (Вага, 2007). Таким образом, если на территории Западно-Сибирской плиты в самом начале эоцена создался режим опресненного и слабо аноксического морского бассейна, то вся южная часть долготного морского пути была осушена и представляла собой континентальный мост между Центральной, Восточной Азией и Европой, по которому происходила миграция континентальной биоты (рис. 10).

Приведенные данные позволяют уточнить время и место прохореза наземной биоты в завершающую фазу PETM, на который в общих чертах было указано в сводке по глобальной перестройке в интервале палеоцен-эоценового термального максимума PETM.

6. Ипрско-раннелютетский этап включал две фазы развития бассейнов и проливов – а) ипрскую фазу трансгрессии и стабилизации бассейна и б) регрессивный ипр-лютетский рубеж.

А. Трансгрессивная ипрская фаза фиксируется по резкому обновлению состава планктонной и бентосной морской микробиоты. Эта перестройка выражается в появлении комплексов планктонных фораминифер подзоны Morozovella marginodentata, диноцист зоны Wetziliella meckelfeldensis, диатомей зоны Coscinodiscus payeri и бентосных фораминифер зоны Pseudogaudryina externa. В фазу стабилизации морского бассейна происходило формирование комплексов более молодых зон планктонной и бентосной морской микробиоты - зоны Morozovella aragonensis (планктонные фораминифер), зон Dracodinium simile, D. varielongitudum и Charlesdowniea coleothrypta s.l. (диноцисты), зон Pyxilla gracilis и P. oligocaenica var. tenuis (диатомеи), зон Petalospyris fiscella, Spongurus paciferus/Podocyrtis aphorma и Heliodiscus lentis s.l. (радиолярии), зоны Bulimina mitgarziana (бентосные фораминиферы).

В трансгрессивную фазу более 70% территории Западно-Сибирской плиты было покрыто морем, площадь которого превышала 3 млн. кв. км. Это был самый крупный за всю кайнозойскую историю Азии эпиконтинентальный морской водоем (рис. 11).

Необычайно высокая численность диатомей в ипрский век (от 45 до 60 млн. на 1 г. породы) была отмечена Н.И. Стрельниковой (1992) в Зауральской зоне, а также по северной периферии Западно-Сибирского моря-пролива. Для развития такого массового количества диатомей необходимо повышенное содержание биофильного материала, которое образовалось при смешивании бореальных, суббореальных и субтетических ВМ, а также под действием береговых апвеллингов (Глезер, 1966; Ахметьев и др., 2001а; Орешкина и др., 2004; Oreshkina et al., 2004).

Передвижение бореальных ВМ в южном направлении трассируется по рас-

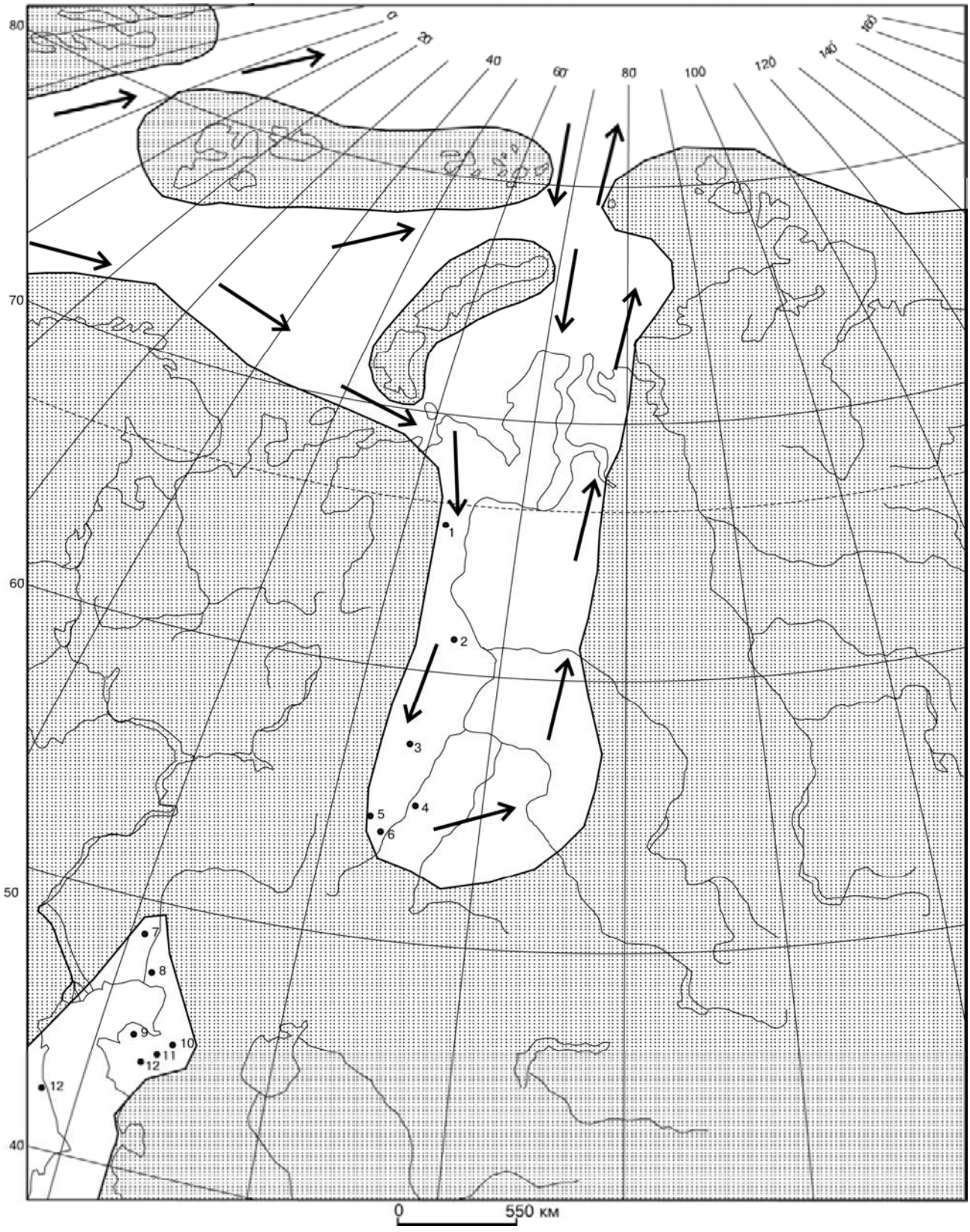


Рис. 10. Географическая схема палеоландшафтов самого раннего ипра (зона D. oebesfeldensis, зона NP10) на севере Центральной Евразии. Условные обозначения см. рис. 8.

пространению одних и тех же комплексов кремневых микроорганизмов – радиолярий, диатомей и силикофлагеллат вдоль всего долготного морского пути

(Глезер, 1969; Стрельникова, 1992; Глезер, Степанова, 1994; Козлова, 1999). Навстречу распространялись южные суббореальные и субтетические ВМ, доставлявшие в среднеширотные и высокоширотные акватории тепловодные виды. Подобная динамика ВМ получила подтверждение при изучении радиолярий нижнеэоценовых вершаутских слоев в Кузнецкой впадине Пензенского Правобережья Волги. Здесь, в разрезе у с. Сухановка в вершаутских глинах встречен комплекс радиолярий, в котором по данным Г.Э. Козловой (1983), присутствуют не менее 20 видов, характерных для нижнеэоценовой зоны Buryella clinata Мексиканского залива. С другой стороны, в состав комплекса вершаутских слоев, образуя его значительную часть, входит группа бореальных видов.

Тетическое влияние прослеживалось через Предуральский пролив и Орские ворота в Западно-Сибирском морском бассейне. Так, в средней части диатомитов Камышловского карьера по диатомеям и радиоляриям отмечен интервал усиления связи с окраинными тепловодными морями Тетис (Орешкина и др., 2004; Oreshkina et al., 2004, fig. 2).

Теплые ВМ, внедрившиеся в Челкарский залив Туранского моря, способствовали расселению здесь типичной для Крымско-Кавказской области ассоциации планктонных фораминифер подзоны Morozovella marginodentata и сообщества бентосных секреционных видов крымско-кавказских зон Pseudodryina externa и Bulimina mitgarziana (Беньямовский и др., 1993; Бугрова и др., 2005). Высокая прогреваемость моря в ипрский век создала благоприятную среду обитания на юге Челкарского залива и прилегающих акваториях Восточного Прикаспия и Северного Приаралья для типично тетической группы крупных бентосных фораминифер – нуммулитов и дискоциклин (Бархатова, Немков, 1965).

Появление редких ипрских планктонных фораминифер - космополитов в юго-восточной части Западно-Сибирского моря *Subbotina eocaenica, S. pseudoeocaena, Pseudohastigerina wilcoxensis* (Беньямовский и др., 2002) отражает миграцию их из Туранского и Европейского моря в периоды потеплений в ипрский век (рис. 2).

В период максимального развития ипрской трансгрессии Мугоджары превращались в цепь островов (Мугоджарский архипелаг), между которыми возникали проходы, по которым происходил обмен биотами между Челкарским заливом Туранского моря и Предмугоджарской акваторией Восточно-Европейского моря. В тасаранской свите Южно-Тургайского прогиба и в акчатской свите Западного и Южного Примугоджарья прослежены одни и те же комплексы диатомей и силикофлагеллат (Глезер, 1969; Сегедин, 1972).

В южную часть Челкарского залива (район балки Ак-Куурдан) и прилегающее пространство акватории Северного Приаралья (поселок Аралсульфат) распространилась субтетическая (крымско-кавказская) ВМ. Температура воды была столь высока, что здесь появились крупные тропические фораминиферы (нуммулитиды и ортофрагминиды), которые были широко в это время распространены по северной периферии Тетис (Крым, Северный Кавказ, Предкавказье, Ергени, Нижнее Поволжье, Северный Прикаспий, Мангышлак): *Nummulites praemurchisoni, N. akkuurdanensis, N. panteleevi, N. irregularis, Orbitoclypeus schopeni crimensis, Discocyclina furoni* (Бархатова, Немков, 1965). Некоторые из

Рис. 11. Географическая схема палеоландшафтов ипра на севере Центральной Евразии. Условные обозначения см. рис. 8.

этих видов обитали в Средиземноморье (Закревская, 2005).

Аналогичная картина палеобиогеографических связей и влияния европей-

ской и субтетической ВМ в Челкарском проливе и прилегающей части Туранского моря устанавливается по эласмобранхиям. В ипре в данной акватории обитали тепловодные акулы *Alopias, Otodus, Paratodus,* остатки зубных аппаратов которых известны в одновозрастных отложениях северной периферии Тетис – в Средней Азии, Северном Прикаспии, Поволжье, Англо-Франко-Бельгийский бассейне (Малышкина, 2004).

Совершенно иными были комплексы бентосные фораминифер в Западно-Сибирском море. Здесь получают распространение агглютинирующие астроризиды, литуолиды, трохамминиды и текстуляриды, обладавшие неизвестковистой, кремнисто-кварцевой стенкой. Среди них много западносибирских эндемиков (Фораминиферы….., 1964; Кисельман, 1978; Беньямовский и др., 2002; Бугрова и др., 2005). Состав западносибирского комплекса с доминированием агглютинирующих эндемиков типичен для морей бореального пояса, ВМ которого были более прохладными и опресненными.

В конечной фазе данного этапа начинается обмеление моря и ухудшение условий обитания бентосных фораминифер, что вызвало смену богатых комплексов на своеобразный комплекс агглютинирующих фораминифер с *Ammobaculites midwayensis*, *Reophax* aff. *planum*, *Rhabdammina cylindrica*, *Haplophragmoides* sp. Подобная перестройка произошла синхронно в конце ипра в Южно-Тургайском прогибе и в Актюбинском Приуралье (Беньямовский и др., 1993; Бугрова и др., 1997).

Б. На *<u>рубеже ипра и лютета</u>* в результате положительных тектонических движений произошло осушение значительного сегмента Палеоарктического бассейна, включавшего Карское море-пролив, а также Новоземельские и Северо-земельские ворота. Закрылись Ивдель-Ульяновский (Предуральский) и Хатангский проливы. В результате резко сократился приток ВМ и биоты из эпиконтинентального бассейна в Полярную Амеразийскую котловину. Косвенно это подтверждается перерывом в седиментации, падающим на вторую половину эоцена, в разрезе скважины, пробуренной на хребте Ломоносова (Backman et al., 2006). Кроме того, осушение Ивдель-Ульяновского пролива привело к исчезновению в Поволжском водоеме бореального кремневого микропланктона, приносимого из Западно-Сибирского моря и Палеоарктического бассейна.

7. *Лютетский этап* отвечает следующему трансгрессивно-регрессивному циклу, во время которого произошла смена биогенно-кремнистого типа осадконакопления на глинистый. Этап распадается на две фазы: первую (трансгрессия и стабилизация бассейна) и вторую (регрессия).

<u>Первая фаза (ранний и поздний лютет)</u> отвечает диноцистовой зоне Wetzeliella articulata (акме) - Systematophora placacantha, с которой связано появление многих новых таксонов: *Cerodinium* cf. *sibiricum*, *Glaphyrocysta exuberans*, *Diphyes ficusoides*, *Dapsilidinium pseudocolligerum*, *Homotryblium tenuispinosum*, *Deflandrea arcuata* и др. при сохранении целого ряда видов, имеющих широкое развитие еще в ипре (Ахметьев и др., 2004).

О том, что в трансгрессивную фазу в акваторию Западно-Сибирской плиты внедрялась субтетическая ВМ и микробиота, свидетельствуют данные по диноцистам, планктонным и бентосным фораминиферам.

В Парижском бассейне, где описан стратотип лютета, вид диноцист *Wetzeliella articulata* является индексом подзоны W9a первой половины позднего лютета при его двучленном делении (Cavelier, Pomerol, 1986). Для южных регионов бывшего СССР А.С. Андреевой-Григорович (1991) диноцистовая зона DP9 Rhombodinium draco–Wetzeliella articulata выделена для второй половины лютета. Второй зональный таксон – *Systematophora placacantha* – в региональной схеме Парижского бассейна отвечает верхней подзоне W9b позднего лютета.

Рис. 12. Тепловодные виды планктонных фораминифер Крымско-Кавказской области, мигрировавшие на юго-восток Западной Сибири в лютеете.

Фораминиферы так же, как и диноцисты, свидетельствуют о связях с южными морями. В верхних слоях люлинворской свиты разреза скважины 9, пробуренной у поселка Чистоозерный в юго-западной части Новосибирской области на границе с Казахстаном, встречены планктонные фораминиферы (рис. 12): турбороталии *Turborotalia frontosa, T. boweri*, акарининны *Acarinina rotundimarginata* и *A. rugosoaculeata*, субботины *S. subtriloculinoides, S. ratusa, S. inaequispira, S. pseudoeocaena pseudoeocaena, S.* cf. *turcmenica,* ханткенины *Hantkenina* cf. *liebusi* (Беньямовский и др., 2002). Эти формы весьма широко распространены в отложениях куберлинского и керестинского горизонтов (зона Acarinina rotundimarginata и зона Hantkenina alabamensis) лютета Крымско-Кавказской области (Шуцкая, 1970; Крашенинников, 1982; Беньямовский, 2001; Бугрова и др., 2005). Близкий по составу комплекс планктонных фораминифер с *Acarinina rotundimarginata A. rugosoaculeata* и *Subbotina apertura (= S. turcmenica)* был обнаружен Н.Н. Субботиной в глинистых алевритах, подсеченных скважиной 4 на глубине 50 метров в у пос. Петухово на юге Курганской области. Она сопоставляет его с комплексом планктонных фораминифер кумского горизонта среднего эоцена (Фораминиферы……, 1964, с. 72–73). В.М. Подобина (1988, 1998), в отличие от Н.Н. Субботиной, совершенно по иному определяет виды петуховского комплекса, полагая, что он имеет олигоценовый возраст. Э.М. Бугрова и В.А. Крашининников подтвердили эоценовые определения планктонных фораминифер из терминальной части люлинворского горизонта и подошвенной части тавдинского горизонта в Камышловском карьере с этих же стратиграфических уровней (Ахметьев и др., 2001а, с. 48; Ахметьев и др., 2004, с.82).

О тепловодности ВМ в Челкарском заливе Туранского моря свидетельствуют крупные фораминиферы – *Nummulites prestwichianus, N. orbignyi, N. rectus, N. chavannesi* и единичные *Discocyclina augustae olianae,* найденные в карбонатной верхнетасаранской толще, пройденной скважиной 3 у пос. Аралсульфат

в Северном Приаралье (Бархатова, Немков, 1965; Закревская, 2005). Эта группировка нуммулитов и дискоциклин прослеживается по всей северной периферии Тетис от Англии до Северного Приаралья и отвечает уровню зоны SBZ17 (верхний лютет-бартон) Средиземноморской шкалы палеогена по крупным фораминиферам (Закревская, 2005).

В течение всего этапа происходили кратковременные миграции мелких секреционных бентосных фораминифер из пространств с субтетической (крымско-кавказской) ВМ в юго-восточную Барабинскую зону Западно-Сибирского моря. Расселение тепловодных видов фиксируется находкой небогатого комплекса характерных бентосных видов зоны Uvigerina costellata куберлинского и керестинского горизонтов Крымско-Кавказской области близ кровли люлинворской свиты в скв. 9 у пос. Чистоозерный на юго-западе Новосибирской области: *Bolivina microplancetiformis, Uvigerina costellata, Cibicides westi, Nodosaria ewaldi, N. longiscata, Robulus inornata*. Подобный комплекс уже был отмечен юго-восточнее, в терминальной части люлинворских отложений района г. Камень-на-Оби (Кулундинское Приобье: Зальцман, Фрейман, 1971).

Важно отметить, что в отложениях этой стадии фиксируются последние находки радиолярий и диатомей в Западно-Сибирском бассейне (Ахметьев и др., 2001а; Беньямовский и др., 2002; Ахметьев, Беньямовский, 2006).

Наиболее молодой палеогеновый комплекс диатомей зоны Pyxilla oligocaenica tenuis характеризуется массовыми находками створок индекс-вида, а также *P. oligocaenica oligocaenica* и единичными *Coscinodiscus decrescens, C. payeri*. Остальная часть комплекса представлена, главным образом, неритическими диатомеями – *Paralia* sp., *Pseudoposira westii*, *Pyxidicula crenata*, а также бентосными диатомеями – *Arachnoidiscus ehrengergii*, *Istmia enermis, Ebriopsis* sp., *Epitelion enermis*, покоящимися спорами диатомовых. Среди силикофлагеллат встречены новые виды – *Mesocena oamaruensis* и *M. eodentalis* (Беньямовский и др., 2002).

Вместе с диатомеями отмечается присутствие значительного числа спикул кремневых губок, свидетельствующее об обмелении и начинающимся его опреснении бассейна.

В завершающейся стадии, по данным Г.Э. Козловой, среди радиолярий получает развитие комплекс, в котором появляются новые элементы: *Conocaryomma aralensis, Heterosestrum schabalkini, Calocyclas asperum*, и становятся массовыми *Phacodiscus testatus subsphaericus.* Он рассматривается как переходный к комплексу лютетской зоны Lychnocanium separatum (Беньямовский и др., 2002).

Присутствие в Западно-Сибирском бассейне бореальных групп радиолярий и диатомей, известных в Северном и Норвежском морях (Глезер, 1996), позволяет считать данную фазу завершающей в “переброске” бореальной ВМ и биоты из североатлантического в западносибирскую часть Евразии через Карские ворота посредством североскандинавского течения.

Вторая фаза (рубеж лютета и бартона), отвечает диноцистовым слоям с Paucilobimorpha–Micrhystridium с массовым развитием акритарх и празинофитов. Она характеризовалась регрессией, в ходе которой происходит ряд сущест-

венных (можно сказать кардинальных) перемен в палеогеографии, седиментогенезе и развитии морской биоты Западно-Сибирского бассейна.

а) Закрылись Карские ворота, через которые с начала палеоцена до второй половины среднего эоцена осуществлялась связь Западно-Сибирского бассейна с Североморско-Датским и Норвежским морями и через которые проникало североскандинавское течение.

б) Закрылись Орские ворота и перестал осуществляться обмен ВМ и биотами между Восточно-Европейским (суббореальным) и Западно-Сибирским бассейнами.

в) Полностью осушились Мугоджарские проходы.

г) С закрытием проливов Западно-Сибирское море превратилось в полузамкнутый водоем, полностью изолированный от Палеоарктического и Атлантического океанов. Он имел связь через Тургайский пролив Туранским морем на юге. По-существу, Западно-Сибирский водоем становится огромным заливом последнего. По размерам он был в несколько раз больше современного Аральского или Азовского морей, поэтому правильнее именовать его морем-заливом.

д) Происходит полная смена системы течений. Сохраняется только одно направление – из Туранского моря через Тургайский пролив в Западно-Сибирское море-залив.

е) Тургайский пролив действует постоянно.

ж) Из-за перечисленных палеогеографических изменений произошла кардинальная перестройка биотических компонент: исчезли кремневые группы микропланктона; в планктонных палеоценозах доминируют динофлагелляты, меняющийся состав которых отражает колебания солености (до почти нулевой - эпизод массового развития водного папоротника *Azolla*, который не может существовать при солености < 5‰). Фораминиферы редки; в составе биоценозов увеличивается участие остракод. Стратиграфическим следствием этих событий стали отличия в зональном деленим Западно-Сибирского региона и юго-востока Европейской области (рис. 3).

з) Появляются эндемики среди диноцист, а фораминиферы и остракоды имеют среднеазиатско-аральские “корни”.

и) С исчезновением биогенного кремнезема произошла смена седиментации: начали формироваться тавдинские песчано-алеврито-глинистые осадки, содержащие марказит, что указывает на кислородную недостаточность вод.

к) Отмечена инверсия в скоростях осадконакопления; центр прогибания Западно-Сибирской плиты сместился на юго-восток – в Барабинскую впадину, где в постлютетское время накопилась толща осадков мощностью более 200 м.

л) Из-за осушения северной части Западно-Сибирского моря и Орских ворот образовался сухопутный мост, по которому могла мигрировать наземная биота.

8. ***Бартон-раннеприабонский*** (ранне-позднетавдинский) трансгрессивно-регрессивный этап четко делится на раннюю фазу трансгрессии и стабилизации бассейна и позднюю фазу его регрессии.

Ранняя (раннетавдинская) стадия (бартонская) (рис. 13) соответствует двум диноцистовым зонам – нижней Areosphaeridium diktyoplokum–Rhombodinium draco и верхней Rhombodinium porosum. Перечисление районов, где удается выделить эти зоны, дает представление о связях Западно-Сибирского моря-залива и Тургайского пролива с акваториями северной периферии Тетис.

В типовом разрезе яруса – в бартонских слоях бухты Элюм (Alum) на о-ве Уайт у побережья Южной Англии, вид-индекс нижней зоны *Rhombodinium draco* начинает встречаться на 8 м выше подошвы бартонских слоев, вместе с комплексами нанопланктона зоны NP16 и планктонных фораминифер зоны P13 (Powell, 1992). Такое же положение он занимает в разрезах юга Европейской России (Андреева-Григорович, 1991; Запорожец, 1998).

Зона Rhombodinium porosum занимает промежуточное положение между зонами Rhombodinium draco и Rhombodinium perforatum (Costa, Downie, 1976) в стратотипе бартонского яруса. В диноцистовой шкале материковой Западной Европы (Costa, Manum, 1988) ей отвечает зона D11. Восточнее зона Rhombodinium porosum характеризует верхние горизонты киевской свиты среднего эоцена (Воронежская антеклиза и Днепровско-Донецкая впадина), верхние горизонты среднеэоценовой кумской свиты и переходные слои к белоглинской свите верхнего эоцена (Северный Кавказ), а также саксаульскую свиту среднего эоцена Северного Устюрта, Приаралья и Южно-Тургайской впадины.

Следует отметить появление целого ряда западносибирско-северотургайских эндемиков, в массовом количестве встречающихся в комплексах этих зон к северу от Кустанайского вала. Среди них наиболее характерны *Thalassiphora elongata, T. turgaica* и *Wetzeliella articulata* (в комплексе нижней зоны), *Kisselovia ornata* и *Wetzeliella irtyschens* (в комплексе верхней зоны). Выше было отмечено, что структура комплексов диноцист южнее и севернее Кустанайского вала отлична: на юге господствуют представители семейства Deflandreaceae, а на севере Wetzelielliaceae (Васильева и др., 2001).

Данные по бентосным фораминиферам свидетельствуют о значительных изменениях в палеобиогеографии, выражающихся в том, что исчезают и больше не встречаются крупные тепловодные нуммулитиды, а среди мелких появляются виды Среднеазиатской провинции: *Gaudryina superturkestanica, Ammomarginulina plana, Bolivinopsis turgaicus, Asianovella vialovi* (Беньямовский и др., 1991, 1993; Бугрова и др., 2005).

Планктонные фораминиферы, обнаруженные в единственном прослое в тавдинских глинах в скв. 9 у пос. Чистоозерный, представлены комплексом, в котором наряду с крымско-кавказскими видами *Subbotina praebulloides, S. linaperta, Acarinina rotundimarginata* встречаются холодноводные космополиты *Pseudohastigerina micra, Pseudogloboquadrina primitiva, Catapsydrax* sp. *C. martini, C. echinatus, C. dissimilis*.

Поздняя регрессивная фаза рассматриваемого этапа отвечает диноцистовым слоям с Hydropteris indutus и Pediastrum (*нижняя часть верхнетавдинской подсвиты раннеприабонского возраста*). Нижняя граница слоев устанавливается по исчезновению таксонов предшествующего комплекса – *Wetzeliella irty-*

schensis, Kisselevia ornata и др. и доминированию таксонов, свойственных опресненным обстановкам (триаде *Azolla – Pediastrum – Hydropteris*).

На фоне обмеления бассейна происходила стратификация морских вод с опреснением верхней части фотического слоя. Об этом можно судить по совершенно фантастическому количеству спор пресноводного папоротника *Hydropteris indutus* и массовому количеству спор другого водного папоротника - *Azolla*, а также по присутствию пресноводной водоросли *Pediastrum*. Постоянно встречаются зеленые водоросли *Crassosphaera, Tytthodiscus* и *Pterospermella*, а также акритархи *Micrhystridium* (Ахметьев и др., 2004).

В придонной части бассейна обитали редкие мелкие и тонкостенные фораминиферы. По данным Э.Н. Кисельман (1978) они указывают на связь Западно-Сибирского и Среднеазиатского бассейнов.

В ассоциации остракод, встреченных в мелководных верхнетавдинских осадках раннеприабонской фазы, как отмечает И.А. Николаева, присутствуют преимущественно формы, известные из чеганской свиты Арало-Тургайского региона (Беньямовский и др., 2002). Вид *Clithrocytheridea innae* был широко распространен также в ханабадском и сумсарском бассейнах позднего эоцена Фергано-Таджикского региона Средней Азии.

9. ***Позднеприабонский (поздне-позднетавдинский) трансгрессивный этап***. Ему отвечает верхнеэоценовая зона диноцист Charlesdowniea clathrata angulosa. Зональный вид устойчиво фиксируется только в верхней, наиболее "мористой" части верхнетавдинской подсвиты. Процент "мористости" (отношение морского органикостенного фитопланктона к наземным палиноморфам) возрастает с почти нулевой отметки до 25–30%. Отмечается появление весьма разнообразного комплекса диноцист (до 60 видов), в котором сочетаются “рекуррентные” формы, впервые появляющиеся в среднем эоцене и заканчивающие существование в конце эоцена с транзитными олигоценовыми таксонами. Обращает на себя внимание, например, появление холодноводных *Phthanoperidinium amoenum,* которые в центральных и западных регионах Перитетис получают распространение в начале олигоцена.

Западно-Сибрское море-залив, Тургайский пролив и прилегающая часть Туранского моря в терминальном эоцене были связаны с морями северной периферии Тетис. Об этом свидетельствует, во-первых, присутствие динофлагеллат, распространенных в отложениях приабона Западной Европы и, прежде всего, Парижского бассейна и Крымско-Кавказской области (Андреева-Григорович, 1991; Запорожец, 1998), а во-вторых, - отсутствие эндемиков среди диноцист.

По данным В.И. Железко и В.А. Козлова (1999), остатки зубных аппаратов эласмобранхий в верхнетавдинской подсвите свидетельствуют о единой популяции акул, живших в акваториях Южного Тургая, Северного Приаралья, Мангышлака и Днепровско-Донецкой впадины.

О связях Южнотургайского водоема со среднеазиатско-североприаральскими бассейнами свидетельствует присутствие в верхнечеганских глинах Челкарского залива характерного вида бентосных фораминифер *Asianovella munda* – формы, широко распространенной в верхнеэоценовых от-

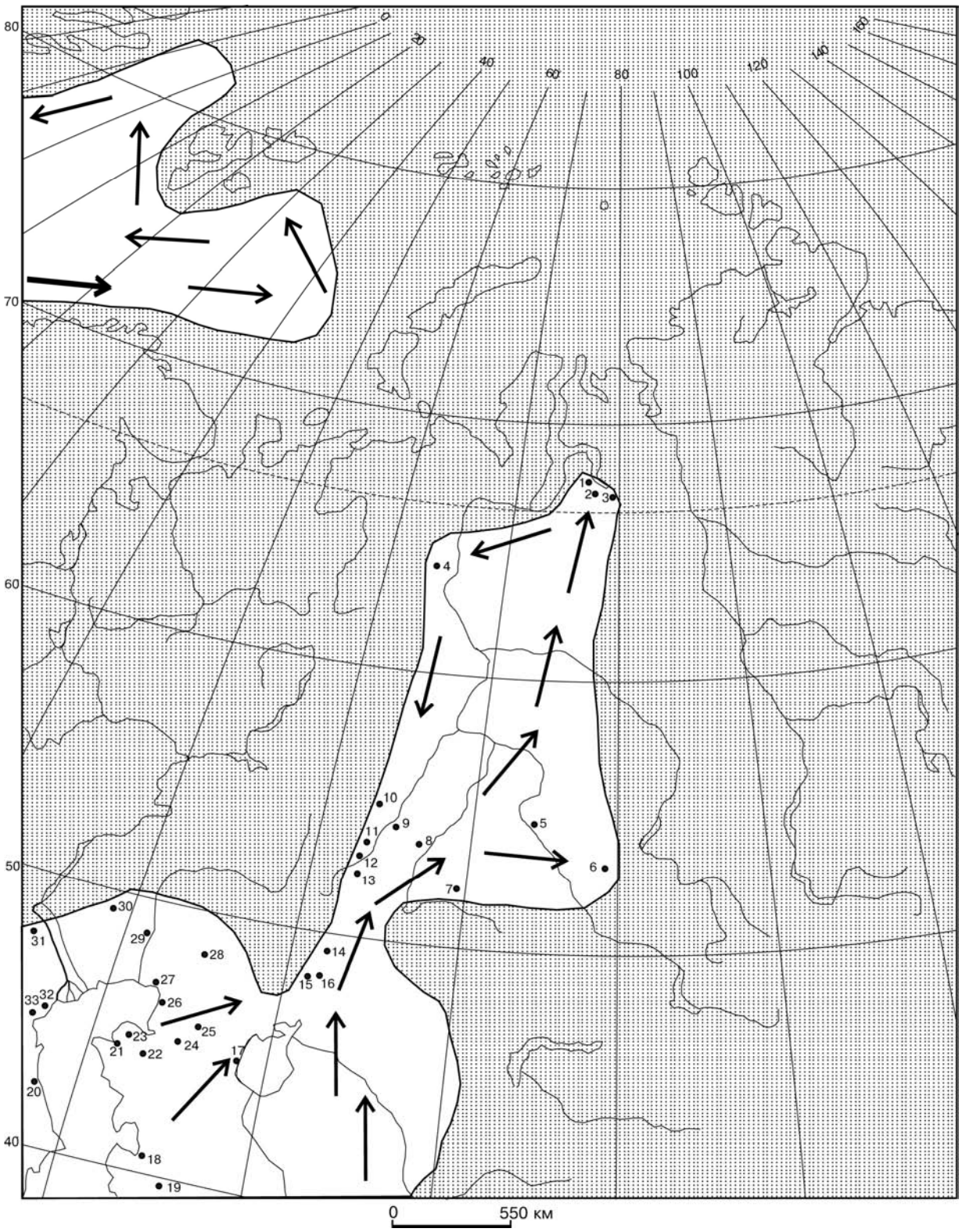


Рис. 13. Географическая схема палеоландшафтов бартона на севере Центральной Евразии. Условные обозначения см. рис. 8.

ложениях Средней Азии и Северного Приаралья, где она выступает в качестве индекс-вида (Беньямовский и др., 1993; Бугрова и др., 2005).

10. ***Рубеж эоцена и олигоцена*** отвечает еще одной кардинальной перестройке палеоландшафтов, биоты и климата. В самом конце эоцена море пол-

ностью покинуло не только территорию Западно-Сибирской плиты, Тургайский прогиб, но и прилегающие к ним участки Туранской плиты (рис. 14, 15). Это не могло не сказаться на составе осадков и биотическом комплексе, которые в олигоцене становятся абсолютно другими, нежели в позднетавдинское (позднеэоценовое) время.

11. ***Раннеолигоценовый (курганский) ингрессионный этап.*** Накопление на юге Западно-Сибирской плиты курганских слоев связано с ингрессией моря через Тургайский пролив в начале олигоцена (ащеайрыкское время) из западных районов Туранской плиты. Курганское море распространялось с юга на север по эрозионной Тургайской ложбине, древней долине Тобола и его притоков, более чем на 1000 км. К северу от г. Кургана оно проникало в Омский прогиб и далее на северо-восток до Привасюганья (Каймысовский свод: рис. 14).

В районе г. Кургана в горизонте ожелезненных песчаников, несогласно по неровно-волнистой поверхности перекрывающих алеврито-глинистую тавдинскую свиту (Ахметьев и др., 2001, рис. 2), найдены моллюски (определения О.В. Амитрова, И.А. Гончаровой, С.В. Попова и А.И. Коробкова): *Arctica kasachstanica*, *Gari* sp., *Glossus* sp., *G.* cf. *subtranversus*, *Scalaspira* cf. *villana*, *Cyrtodaria angusta parva*, характерные для ащейарыкской свиты нижнего олигоцена Северного Устюрта и Северного Приаралья. Важно отметить, что вместе с ними присутствует *Phthanoperidinium amoenum* – индекс-вид нижнеолигоценовой зоны D13 Западно-Европейской и Крымско-Кавказской шкал (Ахметьев и др., 2001б). Кроме него в комплексе диноцист из песков, эрозионно вложенных в тавдинскую глинистую толщу, встречаются таксоны, обычные для морского нижнего олигоцена Туранской плиты: *Homotryblium abbreviatum*, *Heteraulacacysta campanula*, *Apeteodinium maculatum*, *Adnatosphaeridium robustum* и др. Появляется пыльца *Boehlensipollis hohlii*, неизвестная до начала олигоцена. Курганское море отличалось мелководьем, пониженной соленостью и значительным терригенным привносом. К таким условиям смогли приспособиться немногочисленные представители моллюсков и органикостенного фитопланктона.

Заключение

История развития палеогеновой эпиконтинентальной системы морей и проливов севера Центральной Евразии и осуществлявшейся по ней связи Тетис и Арктики, а также эволюции седиментогенеза, биоты и климата, довольно сложна из-за последовательно менявшейся конфигурации акваторий морей и проливов, смены течений, чередования трансгрессивно-регрессивных циклов и взаимодействия бореальных, суббореальных и субтетических ВМ и биот. Динамика этой смены для палеогена Северной Евразии показана на рис. 15.

В естественной периодизации крупнейших событий намечаются следующие важнейшие рубежи и интервалы биосферных перестроек:

а) Рубеж мела и палеогена, когда большая часть Евразийского континента и прилегающих акваторий была выведена из-под уровня моря. В результате этого произошли необратимые изменения в составе морских сообществ, выразившиеся в почти полном исчезновении меловых планктонных фораминифер,

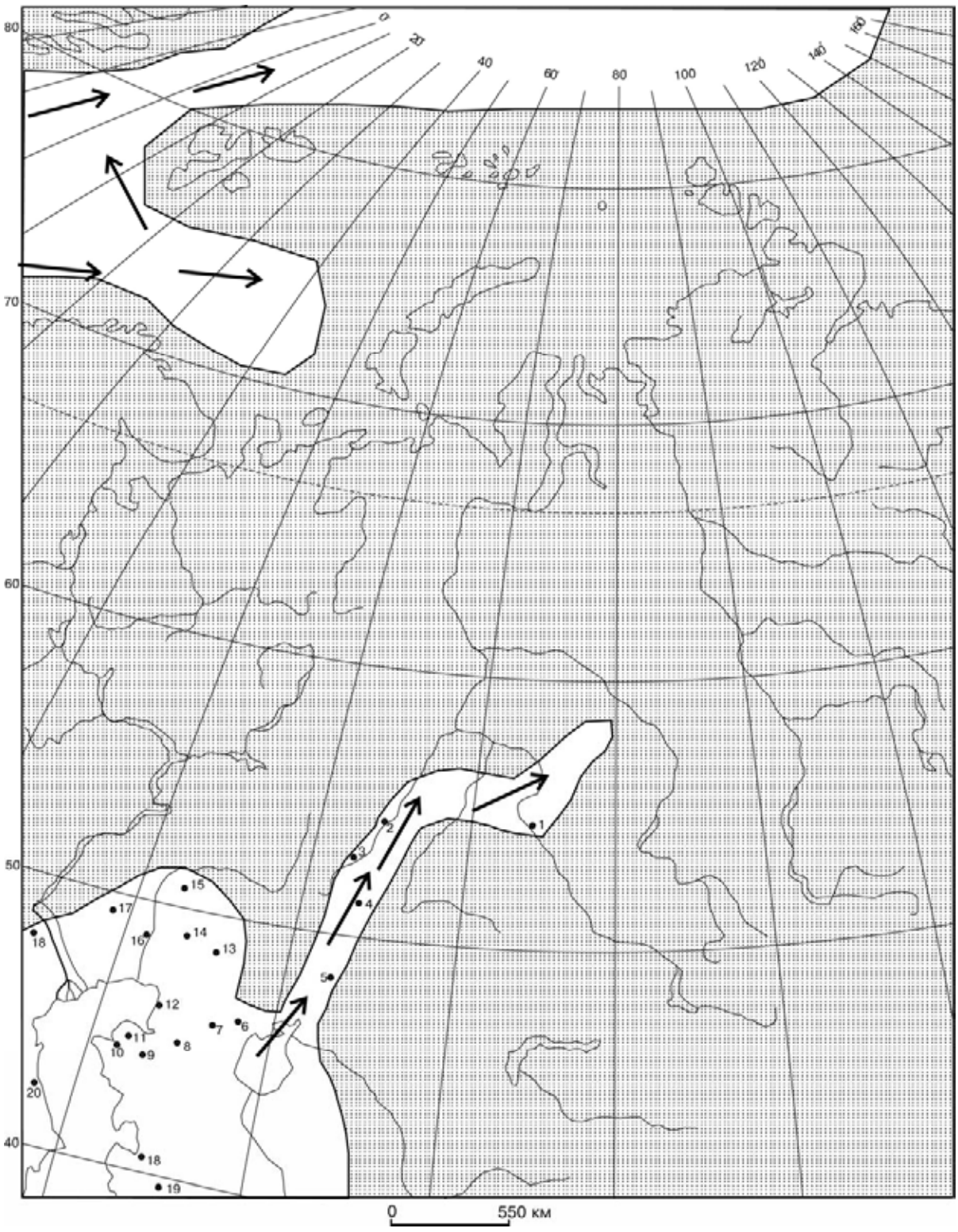


Рис. 14. Географическая схема палеоландшафтов раннего олигоцена (курганское время) на севере Центральной Евразии. Условные обозначения см. рис. 8.

неретических бентосных фораминифер, некоторых мезозойских групп моллюсков (например, аммонитов и белемнитов) и т.д.

б) В результате эвстатической датской трансгрессии, образовалась система морей-проливов, образовывавших долготный эпиконтинентальный морской путь (sea-way). Он обеспечивал связь Тетис и Арктики и являлся сквозной арте-

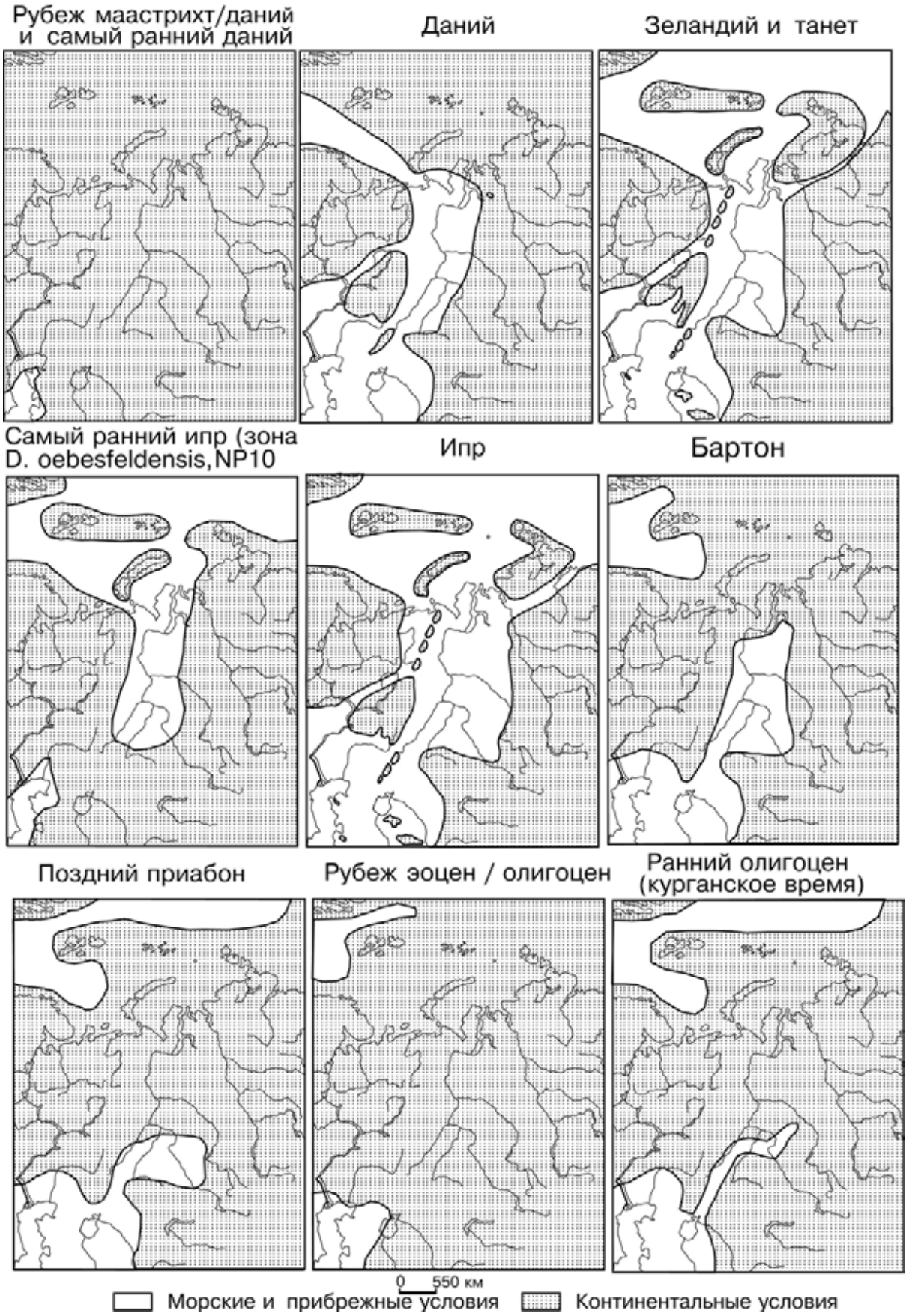


Рис. 15. Динамика развития меридиональной системы проливов и морей в палеогене Северной Евразии.

рией, по которой происходил тепло- и влогоперенос из низких широт в высокие.

в) В позднепалеоценовый – раннеэоценовый интервал образовались максимально открытые морские связи по широтным и меридиональным направлениям, по которым происходило перемещение донных и поверхностных ВМ. По всей системе морей и проливов шла “переброска” бореальной ВМ, а также распространение и расселение кремневой и органикостенной биоты из Североморско-Датского в Карско-Западносибирскbq бассейн, а с юга и с запада в этот водоем направлялись суббореальные и субтетические ВМ с тепловодными формами планктона и бентоса. Вследствие смешения совершенно различных ВМ, действия поверхностных и донных течений, а также апвеллингов, в этот период накапливались органогенно-кремнистые фации с многочисленными радиоляриями и диатомеями. Отражением данной палеогеографической ситуации является выделение единых зональных стратиграфических подразделений по кремневому и органикостенному микропланктону в стратиграфической схеме внетропической Северо-Западной Евразии в ее морской танет-ипрской части (Akhmetiev, Beniamovski, 2004; Ахметьев, Беньямовский, 2006).

г) На рубеже раннего и среднего эоцена началось отделение Западно-Сибирского моря-пролива от Полярного бассейна, продолжавшееся в лютете и завершившееся в начале бартона. В результате тектонических движений первой половины среднего эоцена произошло осушение севера Западно-Сибирской плиты, включая Карский эпиконтинентальный бассейн. Западно-Сибирское море-пролив превратилось в полузамкнутый водоем – залив Туранского моря, связь которого с ним поддерживалась через единственный оставшийся к тому времени пролив – Тургайский. Следствием этого явилась кардинальная перестройка системы течений (сохранилось течение, по которому осуществлялся меридиональный водообмен через Тургайский пролив), седиментогенеза (прекратилось накопление биогенно-кремнистой люлинворской циклотемы и началось образование песчано-глинистых тавдинско-чеганских осадков), биоты (исчезли кремневые организмы, а органикостенный планктон свидетельствовал о периодическом опреснении тавдинского бассейна). Данная ситуация удивительно напоменает ту, которая складывалась в Центральной Арктике на хребте Ломоносова (Backman et al., 2006).

д) На рубеже эоцена и олигоцена море полностью покинуло территорию Западно-Сибирской плиты и Тургайского прогиба. В раннем олигоцене произошла вторичная ингрессия ащейарыкского моря из Северного Устюрта и Северного Приаралья на 1000 км к северу через Тургайскую ложбину, в просторы Западно-Сибирской низменности (наподобие неогеновой акчагыл-апшеронской ингрессии Каспийского моря в пределы Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты).

В регрессивные фазы – предсреднедатскую, предсреднеипрскую и в предбартонскую создавались сухопутные мосты, по которым происходила миграция наземной биоты.

Автор весьма признателен М.А. Ахметьеву за помощь в написании текста, обсуждения статьи и графики.

ЧАСТЬ. 2.
КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ПРОЛИВОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В МЕЛУ И ПАЛЕОГЕНЕ

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ - ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ПРОЛИВОВ ПО ДАННЫМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ БИОТЫ

А.Б. Герман

Геологический институт РАН, Москва

Введение

Изучение геологической ситуации в Северной Пацифике в позднемеловое и палеоценовое время чрезвычайно интересно, поскольку позволяет проанализировать в палеогеографическом и палеоклиматическом аспектах роль массивов суши и примыкавших к ним проливов и морских бассейнов, а именно Северо-Востока Азии, Берингийского сухопутного моста, запада Северной Америки, Западного внутреннего меридионального пролива, Арктического бассейна и востока Северной Америки (рис. 1). В настоящей статье основное внимание уделяется сравнительной палеофлористике позднемеловых - палеоценовых флор Анадырско-Корякского и Северо-Аляскинского субрегионов Северной Пацифики (табл. 1), связи этих флор через Берингию (Берингийский мост) и обсуждаются их возможные палеогеографические и палеоклиматические причины.

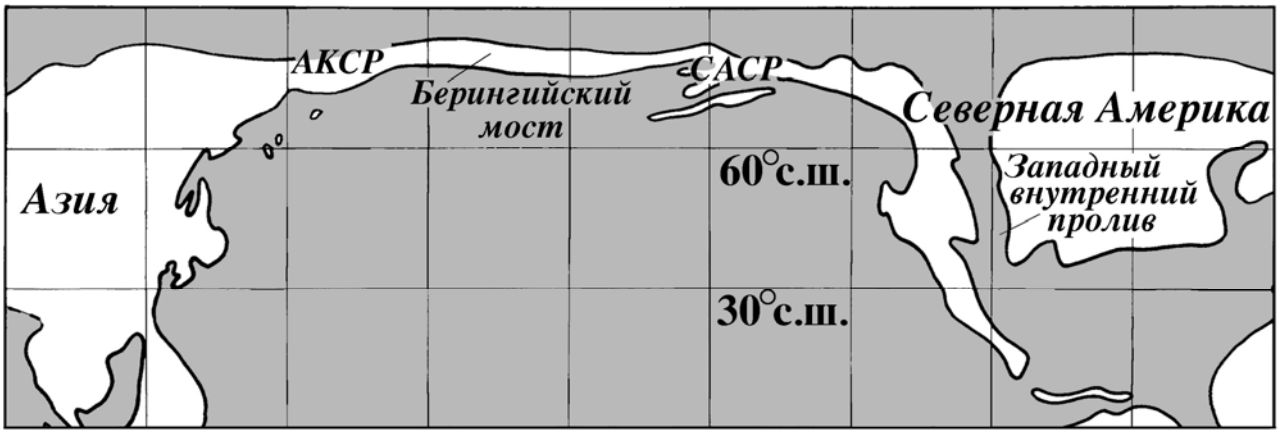


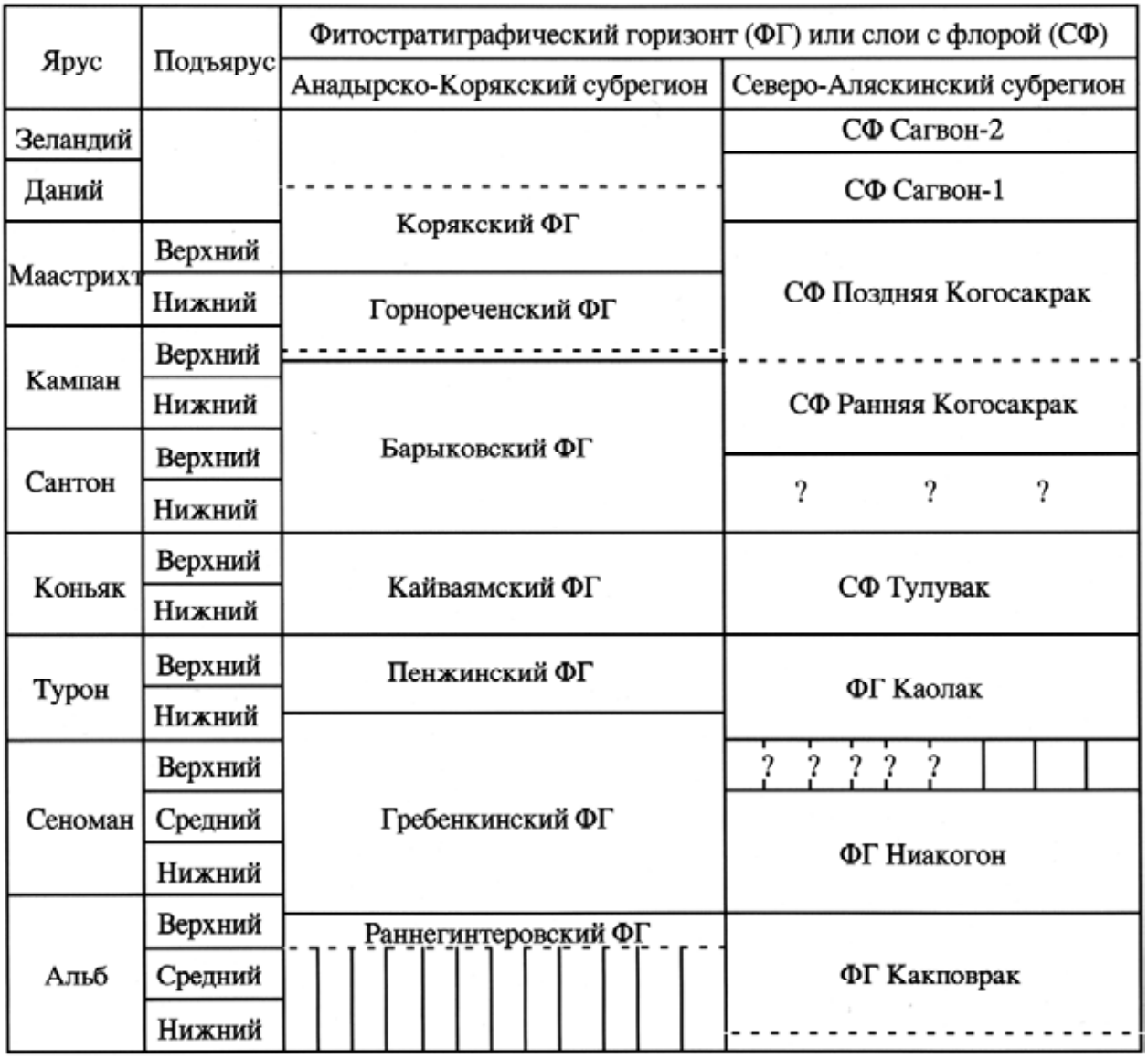
Рис. 1. Расположение суши и морских бассейнов на территории Северной Пацифики и Северной Америки в коньякском веке (по Funnel, 1990, с дополнениями); субрегионы: АКСР - Анадырско-Корякский, САСР - Северо-Аляскинский (по Herman, Spicer, 1996, с дополнениями).

Анадырско-Корякский субрегион (АКСР) охватывает территорию Север-

ной Камчатки, западную часть п-ова Тайгонос, Корякское нагорье и бассейн р. Анадырь (рис. 1). Выделение АКСР как геологического объекта обусловлено историей его геологического развития и характером осадконакопления в меловом периоде. Начиная с середины и до конца мела он представлял собой морской бассейн, на северном и северо-западном побережье которого с средины альбского века формировалось окраинно-континентальное вулканическое нагорье Охотско-Чукотского пояса. Периферическая часть морского бассейна, примыкавшая к нагорью, с конца альба периодически осушалась, и у подножья последнего возникали обширные прибрежные низменности. На них формировались угленосные аллювиальные, озерные и болотные отложения, в которых захоронялись остатки растений. Время от времени прибрежные низменности покрывало мелководное море, изобиловавшее островами, и тогда континентальное терригенное и угленосное осадконакопление здесь сменялось мелководным морским. Чередование морских и континентальных фаций в меловых отложениях АКСР позволяет судить о возрасте флороносных отложений. Суша, располагавшаяся к северу и северо-западу от указанного бассейна, была источником интенсивного сноса терригенного и вулканогенного материала. Континентальные отложения АКСР содержат многочисленные остатки растений, их изучение позволило автору выделить семь этапов развития позднеальбской-позднемеловой флоры АКСР (Герман, 2004а): раннегинтеровский, гребенкинский, пенжинский, кайваямский, барыковский, горнореченский и корякский. На периодизации эволюции альбской - позднемеловой флоры базируется корреляция флороносных отложений указанного субрегиона и выделение фитостратиграфических горизонтов.

В Северо-Аляскинском субрегионе (САСР) меловые-палеоценовые флороносные отложения широко распространены к северу от хр. Брукс (рис. 1), на территории, где в меловую эпоху располагался бассейн Колвилл, а в палеогеновую - бассейн Камден (Sable, Stricker, 1987; Grantz et al., 1990). САСР в ландшафтном плане и по характеру отлагавшихся осадков был сходен с АКСР, однако здесь известны и более древние, чем конец альба, нижне-среднеальбские неморские флороносные отложения. Арктический морской бассейн примыкал к САСР с севера, а с юга и юго-востока субрегион был ограничен молодыми поднятиями хр. Брукс. Меловые осадочные породы Северной Аляски образовались за счет эрозии этого хребта, основные деформации и поднятие которого начались в конце юрского периода и в начале раннего мела и продолжились до позднего мела и, возможно, в третичное время (Mull, 1979, 1985; Grantz et al., 1990). Флороносные отложения САСР относятся к сериям Нанушук (альб-сеноман) и Колвилл (турон-палеоцен). Эти отложения слагают асимметричный Северо-Аляскинский синклинорий, ось которого, проходящая примерно по широте 70º с.ш., полого погружается в восточном направлении. На крыльях синклинория породы смяты в довольно простые, обычно пологие складки. Альб-нижнепалеогеновые отложения САСР представляют собой классические посторогенные образования молассового типа, отражающие дельтовые обстановки осадконакопления, и включают как морские (преддельтовые мелковод ные), так и перемежающиеся с ними континентальные (лагунные, береговые, эстуарие-

Таблица 1. Корреляция и возраст фитостратиграфических горизонтов и слоев с флорой Анадырско-Корякского и Северо-Аляскинского субрегионов.



вые, дельтовых и аллювиальных равнин) накопления (Mull, 1979; Sable, Stricker, 1987). Последние содержат многочисленные и разнообразные остатки ископаемых растений, изучение которых позволило автору предложить периодизацию развития флоры САСР и основанную на ней схему фитостратиграфии альба – палеоцена субрегиона, существенно отличающуюся от опубликованных ранее (Smiley, 1966, 1967, 1969 a, b; Spicer, 1983 и др.). Представляется возможным выделить восемь этапов развития альб-палеогеновой флоры САСР (Герман, 2004а, 2004в), получивших названия Какповрак, Ниакогон, Каолак, Тулувак, Ранний Когосакрак, Поздний Когосакрак, Сагвон-1 и Сагвон-2.

Автор чрезвычайно признателен А.Т. Альбергу, М.А. Ахметьеву, В.Ф. Белому Л.Ю. Буданцеву, В.А. Вахрамееву, В.И. Волобуевой, Ю.Б. Гладенкову, Л.Б. Головневой, В.А. Захарову, В.А. Красилову, Е.Л. Лебедеву, Н.П. Масловой, В.П. Похиалайнену, М.И. Райкевичу, В.А. Самылиной, Р.Э. Спайсеру, Г.П. Тереховой, Н.И. Филатовой, Г.Г. Филипповой и С.В. Щепетову, в разные годы

обсуждавших с автором представленный здесь материал, а также А.Р. Александрову, Ю.Е. Апт, О.В. Гриненко, Д. Джолли, С.Г. Камзоловой, Е.И. Костиной, Б.А. Красову, Ч.Г. Малу, М.Г. Моисеевой, П.М. Рису, В.Н. Савченко и С.И. Семенову, принимавших вместе с автором участие в полевых работах.

Альб

Наиболее древняя из меловых флор рассматриваемых субрегионов - Какповрак САСР ранне (?) - среднеальбского и, вероятно, позднеальбского возраста. Она отличается значительным таксономическим разнообразием и насчитывает более ста видов (Spicer, Herman, 2001; Герман, Спайсер, 2002), которые относятся к печеночникам (?), хвощевым, папоротникам, цикадофитам, гинкговым, чекановскиевым, кейтониевым (?), хвойным, голосеменным incertae sedis, покрытосеменным и остаткам неясной систематической принадлежности. К числу доминантов этой флоры относятся папоротники *Birisia* и *Arctopteris* (преобладают *B. alata* и *A. rarinervis*), цикадофиты *Nilssonia* (*особенно N. magnifolia, N. decursiva* и *N. menneri*) и хвойные *Podozamites* (несколько видов), *Pityophyllum* и *Pagiophyllum*. К хвойным неясного систематического положения отнесены часто встречающиеся изолированные крупные удлиненные, листья с параллельным жилкованием *Desmiophyllum,* большая часть которых принадлежит виду *D. magnum*. Во всех тафофлорах этапа Какповрак были найдены единичные отпечатки листьев покрытосеменных *Nelumbites* sp., *Araliaephyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp. и *Vitiphyllum multifidum*. Находка последнего в альбской флоре Какповрак Северной Аляски, первоначально отнесенного нами к *Cissites* sp. (Spicer, Herman, 2001), особенно интересна, поскольку ранее этот вид был описан из нижнего альба (свита Арундел Клей серии Потомак) р-на Балтимор штата Мериленд США (Fontaine, 1889; Hickey, Doyle, 1977). Эти находки свидетельствуют о флористической связи в альбе между среднеатлантическим районом Северной Америки и Северной Аляской: можно предположить, что в это время в Западном внутреннем проливе на Североамериканском континенте периодически существовали острова, игравшие роль сухопутного моста, по которому происходил флористический обмен между восточными и западными районами континента. Среднеатлантические находки *Vitiphyllum multifidum,* видимо, несколько древнее североаляскинских (не более первых миллионов лет), что, вероятно, отражает то время, которое потребовалось данному виду для миграции в северном направлении (Retallack, Dilcher, 1981, 1986).

Прямых аналогов флоры этапа Какповрак (в возрастном и таксономическом плане) в АКСР нет - меловой флорогенез в этом субрегионе начался позднее, чем в САСР. По всей видимости, частичным аналогом флоры Какповрак можно считать раннегинтеровскую флору (табл. 1), время существования которой, вероятно, приходится на конец времени развития флоры Какповрак (поздний альб). Раннегинтеровская флора, в отличие от флоры Какповрак, обладает очень небольшим таксономическим разнообразием, что сильно осложняет их сравнение. Можно, однако, отметить ряд сближающих признаков: 1) преобладание в составе флор раннемеловых растений, 2) разнообразие папоротников и цикадофитов, 3) присутствие в обеих флорах древних юрско-раннемеловых

хвойных *Podozamites*, 4) чрезвычайную редкость (флора Какповрак) или отсутствие (раннегинтеровская флора) покрытосеменных. Более детально сравнить флоры данного уровня в АКСР и САСР невозможно из-за бедности раннегинтеровской флоры.

Наибольшее сходство флора Какповрак САСР обнаруживает с богатой и разнообразной (более 150 видов) буор-кемюсской флорой, известной на Северо-Востоке России вне пределов АКСР, в Верхояно-Чукотском и Охотско-Чукотском субрегионах Северной Пацифики. Наиболее богатые местонахождения буор-кемюсской флоры известны из одноименной свиты Зырянского угольного бассейна (Принада, 1938; Самылина, 1960, 1964, 1967, 1974), из верхней подсвиты айнахкургенской свиты и из чимчемемельской свиты Айнахкургенской впадины (Филиппова, 1975; Самылина, 1974, 1976; Белый, 1994), из умкувеемской, мараквеемской и ирвунейской свит Умкувеемской впадины (Филиппова, 1975; Самылина, 1974, 1976) и из средней и верхней подсвит омсукчанской свиты и из топтанской свиты Омсукчанского района Примагаданья (Самылина, 1976). В трех районах распространения буор-кемюсской флоры содержащие ее слои согласно подстилаются морскими отложениями с остатками аптской фауны (Самылина, 1988; Белый, 1994). Время существования этой флоры, по мнению автора, вероятно, захватывает не только ранний и средний альб (Самылина, 1974, 1988), но и какую-то часть позднего альба. К буор-кемюсской флоре автор относит также и топтанскую флору, выделенному В.А. Самылиной (1974) по флористическому комплексу топтанской свиты Омсукчанского района. Практически все ископаемые растения, составляющие флору Какповрак, характерны для буор-кемюсской флоры; их сближает также и соотношение между основными группами растений. Большое сходство между указанными флорами свидетельствует о существовании широкой трансберингийской миграции в альбское время.

Поздний альб - сеноман - ?ранний турон

Возрастным аналогом гребенкинской флоры АКСР (конец альба - сеноман и, вероятно, начало турона) является флора Ниакогон САСР (см. табл. 1). Эти флоры близки также и по таксономическому составу входящих в них растений и их общему большому разнообразию (более 130 таксонов). Их сближает разнообразие и частая встречаемость папоротников, среди которых общими для обеих флор являются виды *Gleichenia pseudocrenata*, *Gleichenites asiatica*, *G.* ex gr. *zippei*, *Birisia jelisejevii*, *B. ochotica*, *B.* cf. *oerstedtii*, *Coniopteris* (*Birisia* ?) *grebencaensis*, *Arctopteris penzhinensis*, *Asplenium dicksonianum*, *Onychiopsis elongata*, *Cladophlebis* cf. *frigida* и *C.* cf. *septentrionalis*.

Обязательным компонентом обеих флор являются цикадофиты, среди которых характерны виды *Nilssonia serotina*, *N. yukonensis* и *Taeniopteris* ex gr. *lundgreni*. Укороченные побеги или система удлиненных и укороченных побегов с прикрепленными или ассоциирующими листьями *Nilssonia* отнесены к роду *Nilssoniocladus* (Spicer, Herman, 1996). Кейтониевые (*Sagenopteris*) относительно редки. Гинкговые включают общие роды *Ginkgo* и *Sphenobaiera* и общие виды *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* и *G.* ex gr. *lepida*. Чекановскиевые в обеих фло-

рах представлены единственным видом *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*, находки которого редки.

Среди хвойных, многочисленных и разнообразных в обеих флорах, встречаются как относительно древние раннемеловые представители (*Podozamites, Athrotaxopsis, Pagiophyllum, Pityophyllum*), так и более продвинутые растения (*Sequoia, Cryptomeria, Glyptostrobus, Thuja*). В обеих флорах наиболее часто встречаются виды хвойных *Cephalotaxopsis intermedia*, *Araucarites anadyrensis* и *Elatocladus smittiana*, характерны также более редкие *Podozamites* ex gr. *lanceolatus*, *Pagiophyllum triangulare*, *Sequoia* cf. *minuta*, *Cryptomeria subulata*, *Parataxodium* cf. *wigginsii* и *Thuja cretacea* (Heer) Newb. (= *Cupressinocladus cretaceus* (Heer) Sew.). Характерная особенность флор гребенкинской и Ниакогон - многочисленность и разнообразие покрытосеменных, которые в обоих субрегионах впервые выходят в разряд субдоминантов именно в этом возрастном интервале. Покрытосеменные составляют около трети от общего числа видов. Наибольшим разнообразием отличаются роды *Menispermites* (с общими для обеих флор видами M. *kryshtofovichii*, M. *septentrionalis* и M. cf. *reniformis*) и *Araliaephyllum* (общие виды *A. devjatilovae* и *A. medium*). Заметным, хотя и не преобладающим компонентом этих флор являются платанообразные (общие виды *Ettingshausenia louravetlanica* и *Pseudoprotophyllum boreale*). Интересно, что как по разнообразию платанообразных, так и по количеству отпечатков в захоронениях флора Ниакогон превосходит гребенкинскую флору.

Для обеих флор характерны виды *Diospiros* aff. *steenstrupii*, *Cissites orbiculatus*, *Schefflerаephyllum venustum*, *Grebenkia anadyrensis*, *Dalembia vachrameevii* и редко встречающийся *Trochodendroides* ex gr. *arctica* - вид, ставший типичным компонентом более молодых флор обоих субрегионов. Обращает на себя внимание многочисленность в обеих флорах растений с цельнокрайними, лопастными и сложными листьями. В отличие от гребенкинской флоры, во флоре Ниакогон встречены немногочисленные покрытосеменные, характерные для более молодых турон-сенонских флор АКСР (*Arthollia inordinata, Araliaephyllum* ex gr. *quinquelobum, A.* cf. *subitum,* "*Zizyphus*" ex gr. *smilacifolia, Viburniphyllum* cf. *whymperi*). Однако в то же самое время во флоре Ниакогон больше и относительно древних раннемеловых растений (*Birisia* cf. *alata*, *Cladophlebis virginensis*, *Ochotopteris ochotensis*, четыре вида *Sphenobaiera*, два или три вида *Podozamites, Stenorachis striolatus*).

Близкое сходство между гребенкинской флоры АКСР и флорой Ниакогон САСР свидетельствует о продолжающемся свободном обмене древними растениями между субрегионами в конце альба - раннем туроне через сухопутный Берингийский мост.

Турон - коньяк

Туронской пенжинской флоре АКСР по возрасту и таксономическому составу близка флора Каолак САСР (см. табл. 1). Обе флоры обладают приблизительно вдвое меньшим разнообразием, чем флоры гребенкинская и Ниакогон, однако флора Каолак по существу представляет собой обедненный вариант пенжинской (Герман, 2004а, в). Характерной и наиболее яркой чертой флор

пенжинской и Каолак является преобладание в них крупнолистных платанообразных, представленных родами *Ettingshausenia*, *Arthollia*, *Pseudoprotophyllum*, «*Credneria*» и *Paraprotophyllum* (последний род типичен для пенжинской флоры, но отсутствует во флоре Каолак). Среди этих растений общими видами являются *Ettingshausenia* cf. *primaeva* и *Arthollia* cf. *pacifica*; их сближает также доминирование разнообразных покрытосеменных, появление в значительном количестве рода *Trochodendroides*, в том числе общих видов *T.* ex gr. *arctica* и *T. notabilis*; единичность цельнокрайних покрытосеменных и отсутствие цикадофитов (за исключением единичного *Pterophyllum* sp. в пенжинской флоре). Папоротники более разнообразны в пенжинской флоре, среди них общими с флорой Каолак являются роды *Onychiopsis* и *Birisia*. Общими видами среди хвойных являются *Sequoia tenuifolia* и *Cephalotaxopsis intermedia*, а среди покрытосеменных, помимо перечисленных выше, также *Menispermites* ex gr. *septentrionalis* и *Dalembia pergamentii*.

Меньшее разнообразие флор пенжинской и Каолак по сравнению с более древними, единичность или отсутствие в них цикадофитов и редкость покрытосеменных с цельным краем листа отражает некоторое похолодание климата Северной Пацифики в туронское время по сравнению с альбом и сеноманом (рис. 2) (Герман, Спайсер, 1997; Herman et al., 2002). Близкое сходство между указанными флорами свидетельствует о продолжающейся широкой трансберингийской миграции в туронское время.

На коньякский век приходится существование кайваямской флоры АКСР и флоры Тулувак САСР (см. табл. 1), однако таксономически эти флоры существенно различаются. Хотя по разнообразию крупнолистных платанообразных, в том числе *Paraprotophyllum ignatianum* и *Pseudoprotophyllum boreale*, многочисленности *Dalembia pergamentii* и представителей родов *Arthollia* и *Trochodendroides*, и по присутствию общих видов *Magnoliaephyllum alternans*, *Zizyphus smilacifolia*, *Dalbergites simplex* и *Quereuxia angulata*, флора Тулувак может быть сопоставлена с кайваямской флорой, в целом видовой состав и многочисленность цельнокрайних покрытосеменных отличают коньякскую флору САСР от одновозрастной флоры АКСР. Значительное участие во флоре Тулувак цельнокрайних покрытосеменных свидетельствует о том, что эта флора, произрастая в более высоких палеоширотах (около 78° с.ш.) на побережье Арктического бассейна, существовала в значительно более теплом климате, чем кайваямская флора (рис. 2).

Для проверки этой гипотезы автором по методике CLAMP (Герман, 2004б) были проанализированы шесть ископаемых флор: две туронского возраста, одна - турон-коньякского (без уточнения) и три - коньякского (табл. 2). Пенжинская, кайваямская и тыльпэгыргынайская флоры происходят с территории АКСР, флора Тулувак - с территории АКСР, арманская - из Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и флора о-ва Новая Сибирь - из арктического архипелага Анжу. Все проанализированные туронские и коньякские флоры, судя по полученным результатам, существовали в условиях влажного теплоумеренного климата (для последнего средняя температура наиболее холодного ме

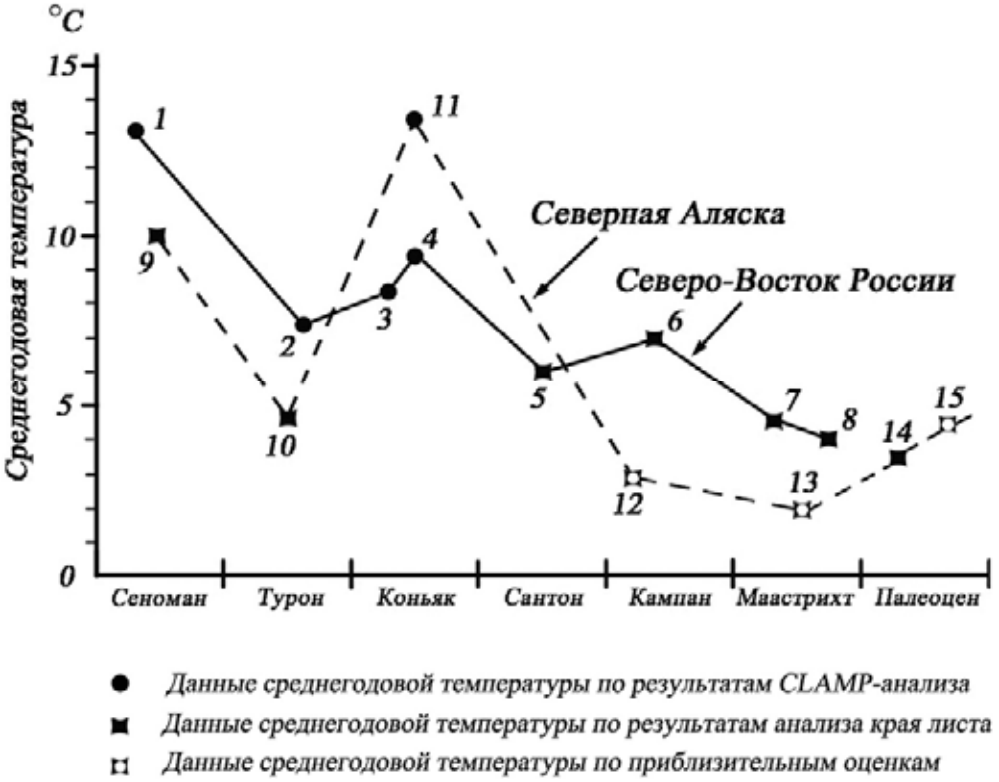


Рис. 2. Кривые среднегодовой температуры, рассчитанные по морфологии листьев, а также по составу и разнообразию позднемеловых - палеоценовых флор АКСР и САСР (с использованием данных: Герман, 2004б; Parrish, Spicer, 1988); ископаемые флоры: 1 - гребенкинская, 2 - пенжинская, 3 - тыльпэгыргынайская, 4 - кайваямская, 5 - валижгенская, 6 - барыковская и верхнебыстринская, 7 - горнореченская, 8 - корякская, 9 - Ниакогон, 10 - Каолак, 11 - Тулувак, 12 - ранняя Когосакрак, 13 - поздняя Когосакрак, 14 - Сагвон-1, 15 - Сагвон-2.

сяца определяется в промежутке от -3°С до +18°С: Хромов, 1968; Хромов, Петросянц, 2006; Philip's..., 2002). Учитывая возможную ошибку расчетов, нельзя исключить, что арманская и пенжинская флоры отражают холодноумеренный климат (его относительно теплый вариант), для которого температура наиболее холодного месяца может опускаться ниже -3°С. Примечательны расчетные параметры, свидетельствующие о весьма теплом климате коньякского века на севере Аляски (палеоширота 78° с.ш.) и относительно теплом туронском - в глубокой Арктике, на о-ве Новая Сибирь (палеоширота 82° с.ш.). Объяснение этому мы видим в следующем.

Температура наиболее холодного месяца флор Северной Аляски и о-ва Новая Сибирь, росших на побережье Арктического бассейна, была либо выше нуля, либо, с учетом возможной ошибки, лишь немного ниже (табл. 2). Для туронской и коньякской флор Камчатки, существовавших южнее, вблизи северного побережья Палеопацифики, расчетные температуры наиболее теплого месяца примерно идентичны или близки таковым одновозрастным флорам Аляски и о-ва Новая Сибирь, но среднегодовые температуры и особенно средние температуры наиболее холодного месяца заметно различаются. Существенно, что

Таблица 2. Климатические данные для туронских и коньякских флор Евразии и Аляски.

Ископаемая флора	Палеоширота	Температура (°С)			Количество осадков (мм)				Продолжительность вегетационного периода (мес.)
		Среднегодовая	Средняя наиболее теплого месяца	Средняя наиболее холодного месяца	Среднее за вегетационный период	Среднемесячное за вегетационный период	За три последовательн. наиболее влажных месяца	За три последовательн. наиболее сухих месяца	
Арманская *турон-коньяк*	*72° с.ш.*	7.9	18.6	-1.7	647	107	387	231	5.2
Пенжинская *(СЗ Камчатка) турон*	*73° с.ш.*	7.3	17.3	-2.0	574	99	352	210	4.8
Кайваямская *(СЗ Камчатка) коньяк*	*73° с.ш.*	9.4	18.2	1.8	745	107	403	210	5.7
Тыльпэгыргынайская *ранний коньяк*	*76° с.ш.*	8.3	18.3	-0.7	698	103	389	215	5.3
Тулувак *(Сев. Аляска) коньяк*	*78° с.ш.*	13.4	19.4	8.7	709	103	380	169	7.5
О-ва Новая Сибирь *турон*	*82° с.ш.*	8.8	16.6	1.8	636	94	352	178	5.3
Стандартное отклонение		1.2	2.0	2.2	552	57	223	148	0.7

для каждой возрастной пары флор - туронской и коньякской, - эти температуры оказалась выше для более северной флоры (табл. 2).

Относительно высокие температуры, рассчитанные для флор побережья Арктического бассейна, говорят о том, что этот бассейн в середине мела был теплым, и, по-видимому, если в нем и образовывались зимой льды, то весьма незначительное количество. Указания на присутствие в мелу ледниковых отложений (следов ледового разноса) либо косвенных свидетельств существования льдов в высоких широтах (Jeans et al., 1991), не подтвердились (Чумаков, 1995, 1998; Чумаков и др., 1995). О теплом гумидном климатическом режиме меловой Арктики свидетельствует распространение в северных высоких широтах пояса угленакопления (Эволюция..., 1987; Krassilov, 1992; Spicer et al., 1992; Жарков и др., 1995, 2004) и ряда других литологических и палеонтологических индикаторов климата (Чумаков и др., 1995; Соколова, 1997). Формирование на севере Чукотки, вблизи побережья Арктического бассейна, теплолюбивой турон-коньякской чаунской флоры, в состав которой входят многочисленные цикадофиты, также отражает тот факт, что этот бассейн обеспечивал относитель-

но теплый климат на севере современной Чукотки (Herman, Spicer, 1996; Kelley et al., 1999; Белый, 1997). Гумидный климат Арктики в меловом периоде свидетельствует о существенно ином распределении осадков и о наличии ослабленной полярной ячейки высокого давления в это время.

Приведенные температурные параметры для арктических флор и их сравнение с таковыми для более южных турон-коньякских флор Камчатки интуитивно кажутся маловероятными, однако могут найти объяснение в случае, если основной контроль температурного режима в этой части Арктики принадлежал влиянию теплого Арктического бассейна (Герман, Спайсер, 1997; Herman, Spicer, 1996, 1997; Herman et al., 2002). При этом надо принять во внимание, что наклон земной оси в позднемеловое время, скорее всего, не отличался от современного (Spicer, Parrish, 1990; Spicer, Herman, 1996). А это значит, что в высоких широтах солнце зимой, как и сейчас, надолго скрывалось за горизонтом (Anonymous, 1978) - на целых четыре месяца на широте 85°. Арктический бассейн по-видимому демпфировал сезонные температурные колебания вблизи побережья, «добавляя» в атмосферу некоторое количество тепла в летний сезон, но зато существенно повышая зимние температуры, не давая им в темный зимний период опускаться ниже нулевой отметки и местами меняя экваториально-полярный температурный градиент на противоположный (табл. 2).

Высокое испарение с поверхности теплого Арктического бассейна должно было приводить к образованию сильной облачности, прибрежных туманов и большому количеству осадков в прилегающих к нему районах. Косвенно в пользу существования этого свидетельствуют изотопно-кислородные данные (Захаров и др., 2002), которые позволяют предположить общую гумидизацию климата высоких широт Арктики в туронском веке и связанное с этим опреснение поверхностных вод приполярных акваторий.

Гипотеза теплого Арктического бассейна может быть фальсифицирована, если найдутся убедительные седиментологические свидетельства широкого распространения древнего сезонного льда. Целенаправленные поиски подобных свидетельств в двух музейных коллекциях галек и валунов, рассеянных в верхнемеловых отложениях Южной Англии, позволили Н.М. Чумакову (1998) убедительно показать, что камней со следами ледниковой или ледовой обработки среди них нет.

Чтобы объяснить существование в позднем мелу необычно теплого Арктического бассейна, автор и Р.Э. Спайсер предположили, что он «подогревался» привносом теплых вод из низких широт предположительно по Западному Внутреннему проливу на Североамериканском континенте (рис. 3: Герман, Спайсер, 1997; Herman, Spicer, 1996). Как отмечал позже Д.П. Найдин (2001, с. 12), Западный Внутренний пролив наряду с системой Тургайский пролив - Западно-Сибирское море «...регулировали характер водных масс низких и высоких широт. Они были активными меридиональными терморегуляторами. При их посредстве тепло доставлялось в полярные широты, что существенным образом влияло на климатические условия Палеоарктики».

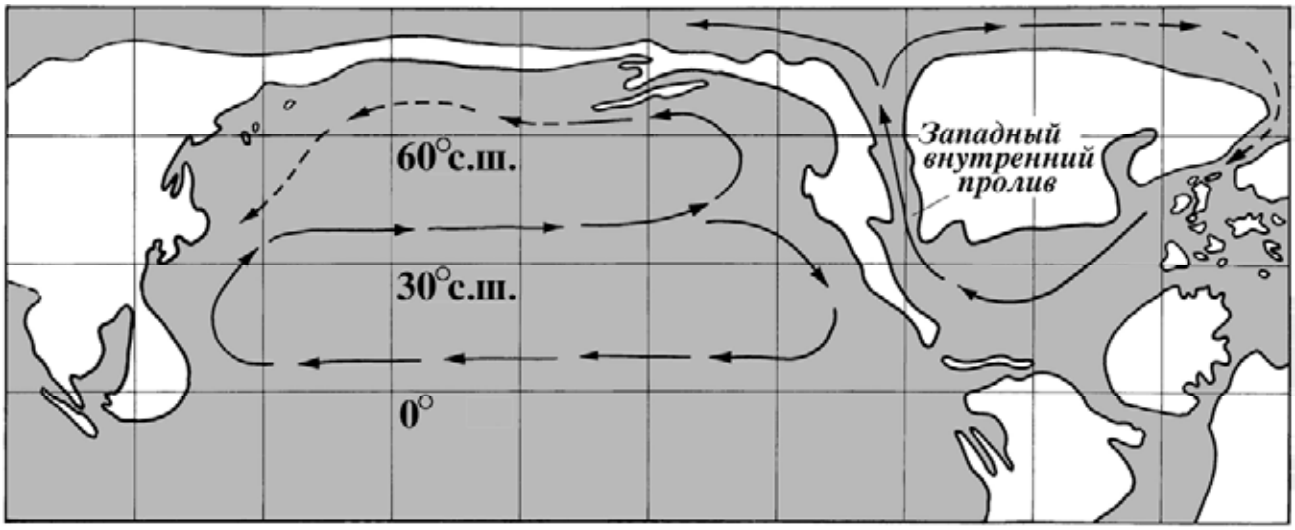


Рис. 3. Предполагаемые теплые (сплошные стрелки) и холодные (прерывистые стрелки) морские течения в коньякском веке в северной части Палеопацифики, Арктическом бассейне и Западном внутреннем проливе (по Herman, Spicer, 1996, с дополнениями; палеогеография по Funnel, 1990, с изменениями).

Следует отметить существование разных оценок роли в геологической истории переноса тепла океаническими водами от экваториальных областей к полюсам - от придания ему значения основного климатообразующего фактора до почти полного отрицания действия этого механизма (Захаров, 2002; Захаров В.А. и др., 2002, 2003; Захаров Ю.Д. и др., 2002; Иванова, 2000; Найдин, 2001; Несов, 1992; Несов, Ярков, 1993; Covey, Barron, 1988; Hart, 2000; Sellwood et al., 1994; Ziegler, 1998). Судя по данным Б. Селвуда и соавторов (Sellwood et al., 1994), такой перенос тепла мог играть большую роль в тепловом балансе Земли в меловом периоде, чем это предполагали ранее. По данным Г.Д. Прайса и М.Б. Харта (Price, Hart, 2002), относительно низкие изотопные палеотемпературы в среднем мелу приэкваториальной Пацифики могли отражать увеличение переноса тепла морскими водами в направлении полюсов, а увеличение температуры и стратификации океанических вод - снижение такого переноса.

Рис. 4. Палеогеографическая реконструкция Западного внутреннего пролива Северной Америки в позднем коньяке (по: Hills et al., 1994, с изменениями).

С этими данными хорошо согласуется вывод В.А. Захарова (2002) о том, что в меловой Арктике интервалы относительно теплого климата совпадают с открытием морских путей в Арктический бассейн. Следовательно, перенос теп-

ла океаническими водами из низких широт в высокие играл важную роль в перераспределении тепла между экваториальными и полярными областями в меловом периоде. Ю.Д. Захаров с соавторами (Захаров и др., 2002, с. 55) отмечают, что «...высокие температуры поверхностных вод морских бассейнов высоких широт обоих полушарий и прогрев атмосферы в приполярных районах в течение почти всего мелового периода объясняются... меридиональным поступлением тепла из тропических районов... в частности, благодаря существованию... меридиональных морей-проливов...».

В турон-коньякское время основные черты палеогеографии рассматриваемого региона заключались в существовании Берингийской суши (Берингийского моста), изоляции Арктического бассейна от Палеоацифики и открытии меридионального Западного Внутреннего пролива (Funnell, 1990), по которому мог осуществляться перенос тепла морскими течениями из экваториальной области в Арктический бассейн (рис. 3). Западный Внутренний пролив на всем своем протяжении был типичным мелководным эпиконтинентальным морем (рис. 4). Длина его составляла приблизительно 4800 км, ширина в фазы трансгрессии достигала 1600-1800 км, а при регрессиях сокращалась до 800 км (Найдин, 2001). Как отмечает Д.П. Найдин (2001), по своей масштабности этот бассейн не может быть отнесен к проливам и его следуем именовать морем-проливом. Это море-пролив существовало на протяжении большей части позднемеловой эпохи, однако в позднем альбе-раннем сеномане его северная и южная части были разъединены и на севере возникло полузамкнутое море Моури (Похиалайнен, 1995), соединявшееся с Арктическим бассейном узким проливом. По данным Д. Хэнкока и Э. Кауффмана (Hancock, Kauffman, 1979, цит. по: Найдин и др., 1986), именно на турон и коньяк приходится максимум трансгрессии в Западном Внутреннем проливе (рис. 4). Находки коньякских аммонитов *Scaphites depressus* в формации Кангак на острове Аксель Хейберг в Арктической Канаде (Hills et al., 1994) подтверждают существование в коньякское время связи Западного Внутреннего пролива с Арктическим бассейном. Д.П. Найдин (2001) отмечает, что распространение позднемеловых аммонитов рода *Borissjakoceras* свидетельствует о связи Западного Внутреннего пролива с Арктическим бассейном и далее с Западно-Сибирским морем и более южными районами Азии: эти аммониты широко распространены в Западном Внутреннем проливе от его южных районов до Аляски и известны также в нижнем туроне Усть-Енисейской впадины, низовьев Аму-Дарьи, Таджикской депрессии и юга Африки (Михайлова, Найдин, 2002).

Перенос теплых вод в северном направлении по Западному Внутреннему проливу сказался в существовании относительно теплого коньякского климата на Северной Аляске, располагавшейся в непосредственной близости от места вхождения Западного Внутреннего пролива в Арктический бассейн. Кроме того, территория Северной Аляски в меловом периоде была «открыта» в сторону Арктического бассейна и изолирована с юга хребтом Брукс от воздушных масс с возможно более холодной, чем Арктический бассейн, Палеопацифики. Рассчитанные для туронской флоры о-ва Новая Сибирь, располагавшейся много севернее и дальше от места вхождения Западного Внутреннего пролива в Арк-

тический бассейн, палеотемпературы, естественно, ниже таковых Северной Аляски.

Аналогом гипотетическому теплому течению, несшему воды из приэкваториальных широт в Арктический бассейн по Западному Внутреннему проливу, может до некоторой степени служить современный Гольфстрим. Существенно, что сейчас в Северном полушарии областью максимального распространения умеренно-теплого климата с равномерным увлажнением (климата Cf по классификации Кеппена - того же, что реконструируется по рассмотренным ископаемым меловым флорам) являются территории, подверженные существенному влиянию Гольфстрима (Западная, Северная и отчасти Центральная Европа).

Что же могло быть двигателем достаточно сильного течения с юга на север по Западному Внутреннему проливу? На наш взгляд, можно предположить, что оно возникло благодаря Северо-Пассатному течению, пересекавшему с востока на запад в низких широтах океан Тетис и Центральную Атлантику (Hart, 2000) (рис. 5). Это мощное течение, вероятно, встречало материковый барьер в виде южной оконечности Северной Америки и цепей островов и отмелей между последней и северной частью Южной Америки и поворачивало в направлении по часовой стрелке. Из-за этого в районе Карибского бассейна возникал динамический центр и, благодаря подпруживанию этого бассейна, возникало сильное стоково-фрикционное течение в северном направлении вдоль Западного Внутреннего пролива (рис. 5).

По всей видимости, наряду с сильным течением в северном направлении вдоль восточного края Западного Внутреннего пролива, вдоль его западного края существовало, вероятно, более слабое противотечение с севера на юг. Об этом свидетельствует, в частности, присутствие в Северной Америке крупных нелетающих морских птиц *Hesperornis* (Несов, 1992; Несов, Ярков, 1993). Они размножались, скорее всего, в высоких широтах: остатки молодых животных обнаружены лишь в Арктике, тогда как на широте Канзаса встречаются только кости взрослых особей. Молодь гесперорнисов, по-видимому, мигрировала к югу вдоль пролива по его западной стороне, и южных пределов своего распространения достигали уже взрослые особи. Обратная миграция взрослых птиц к северу перед периодом размножения проходила вдоль восточного края Западного Внутреннего пролива (рис. 5).

Арктический бассейн в позднемеловую эпоху был эстуариевого типа: в нем накапливался биогенный кремнезем, осуществлялся глубинный обмен водами с Атлантикой и широкий обмен поверхностными водами с прилегающими эпиконтинентальными морями (Найдин, 2001; Захаров и др., 2002). Отток вод из Арктического бассейна (рис. 5) мог происходить через Атлантический (= Гренландский) пролив (между Фенноскандией и Гренландией) и проливам, соединявшим бореальное Западно-Сибирское море и Тетис (Амон, 2001). Об этом свидетельствует связь фаун Западно-Сибирского моря и Восточноевропейской провинции Европейской палеобиогеографической области (Беньямовский, Копаевич, 2001; Beniamovskii, Kopaevich, 2002). Сообщение осуществлялось в позднем мелу через Среднеуральский пролив и Тургайскую депрессию (Амон, 2001). Широтный Среднеуральский пролив (Папулов, 1974) начал существова-

ние с коньякского века (Беньямовский, устное сообщение, 2002; Beniamovskii, Kopaevich, 2002). По нему в моря Восточноевропейской провинции проникали бореальные сибирские водные массы, а с ними - радиолярии и бореальные двустворки *Oxytoma (Pteria) tenuicostata* (Папулов, 1974; Беньямовский, Копаевич, 2001). По мнению Д.П. Найдина (Герасимов и др., 1962; цит. по: Беньямовский, Копаевич, 2001; см. статью В.Н. Беньямовского в данном сборнике), здесь существовало мощное направленное на юг течение, позволявшее проникать на юг организмам с кремнистым скелетом: в сантоне и кампане на западе Прикаспийской синеклизы были широко распространены силициты с радиоляриями. Находки упоминавшегося выше аммонита *Borissjakoceras* в Западном Внутреннем проливе, Усть-Енисейской впадине, низовьях Аму-Дарьи, и в Таджикской депрессии также говорит о связи Арктического бассейна с Западно-Сибирским морем и южными районами Азии (Найдин, 2001; Михайлова, Найдин, 2002).

С середины кампана или и с коньякского века (Амон, 2001) начал действовать Тургайский пролив, причем в кампане-маастрихте обмен по нему водными массами и фаунами происходил как в северном, так и в южном направлениях (Беньямовский, Копаевич, 2001; Beniamovskii, Kopaevich, 2002; см. также статью Д.П. Найдина в данном сборнике) (рис. 5).

Таким образом, приведенные палеоботанические данные свидетельствуют в пользу существования в середине позднего мела (а возможно и в течение всего позднего мела, исключая конец маастрихта) относительно тепловодного Арктического бассейна, что, вероятно, является следствием более интенсивного, чем ныне, переноса тепла океаническими водами из экваториальной области по Западному Внутреннему проливу-морю и, возможно, в конце мелового периода - по Тургайскому проливу (рис. 3, 5). Существенный перенос тепла в высокие широты воздушными массами маловероятен - против этого свидетельствуют относительно холодные зимние температуры более южных флор Камчатки, а также арманской и тыльпэгыргынайской флор (табл. 2).

Сантон - маастрихт

Две следующие по возрасту флоры САСР - Ранняя Когосакрак и Поздняя Когосакрак, охватывают по времени существования интервал от позднего сантона до маастрихта включительно (см. табл. 1). Наиболее значительная флористическая смена в САСР приходится на ранний сантон и произошла между флорами Тулувак и Ранняя Когосакрак. Эта смена заключается в резком обеднении систематического состава флоры Ранняя Когосакрак по сравнению с флорой Тулувак, причем наиболее существенно это коснулось покрытосеменных растений, количество видов которых сократилось в сантоне-кампане минимум втрое по сравнению с коньякским веком. Флоры Ранняя Когосакрак и Поздняя Когосакрак резко отличаются от примерно одновозрастным им барыковской и горнореченской флор и отчасти одновозрастной корякской флоры АКСР (см. табл. 1) низким таксономическим разнообразием и редкостью покрытосеменных. При этом тенденция сокращения разнообразия флоры и уменьшения количества покрытосеменных, начавшаяся на Северной Аляске после этапа Тулувак на этапе Ранний Когосакрак, достигла максимума во флоре

этапа Поздний Когосакрак. Эту флору отличает чрезвычайно низкое таксономическое разнообразие (не более 13 видов) и единичность покрытосеменных растений, которые представлены только водными растениями *Quereuxia angulata*, плодами *Carpolithes* sp. и фрагментарно сохранившимися листьями однодольных и двудольных неясного систематического положения.

Рис. 5. Гипотетическая реконструкция основных морских течений (показаны стрелками) в Северном полушарии в позднем мелу; длина стрелок приблизительно соответствует относительной силе течения; палеогеография приведена для раннего маастрихта (по Ziegler, Rowley, 1997, с изменениями); буквами обозначены: AO - Арктический океан, HS - Гудзонов пролив, NPC - Северопассатное течение, RS - Русский пролив, TS - пролив Тейхерта, TuS - Тургайский пролив, WIS - Западный внутренний пролив, WSB - Западно-Сибирский бассейн; серым цветом показана суша, штриховкой - мелководные морские бассейны, белым - глубоководные морские бассейны.

Одновозрастные флоры АКСР гораздо более разнообразны, покрытосеменные в них доминируют и составляют более половины видового состава флор, а в барыковской и горнореченской флорах нередки теплолюбивые цикадофиты *Nilssonia, Cycadites, Pterophyllum* и *Encephalartopsis*. Флоры Ранняя Когосакрак и особенно Поздняя Когосакрак САСР, вероятно, были гораздо более холодолюбивыми, чем одновозрастные флоры АКСР (см. рис. 2), которые отражают влажный умеренный и даже, по-видимому, теплоумеренный (барыковская флора) климат. Наиболее близким (хотя и не полным из-за существенной разницы таксономического состава) аналогом позднесантон - маастрихтской растительности САСР можно считать современный бореальный хвойный лес. По мнению Р.Э. Спайсера и Дж.Т. Парриша (Spicer, Parrish, 1990; Skelton et al., 2003), причиной холодолюбивого характера флор Ранняя и Поздняя Когосакрак было постепенное смещение Северного полюса в сантоне-маастрихте из центральных районов Ледовитого океана к северному побережью Аляски, в результате чего кампан-маастрихтская растительность САСР существовала вблизи полюса, на широте около 85° с.ш. Кроме того, к концу мела произошло закрытие Западного Внутреннего пролива или существенное ограничение связи по нему экваториальных вод с приполярными, и изоляция Арктического бассейна превратила его в мощный «холодильник», что сказалось на характере флоры САСР (Herman, Spicer, 1996; Герман, Спайсер, 1997). Следовательно, обедненный таксономический состав флор Ранняя и особенно Поздняя Когосакрак, вероятно, отражает холодноумеренный климат и значительный температурный градиент в приполярной области Северной Пацифики в конце мелового периода. Описанные климатические различия территорий АКСР и САСР в сантон-маастрихтское время (см. рис. 2), видимо, были основной причиной, препятствующей флористическому обмену между субрегионами.

Поздний маастрихт - ранний палеоцен

Датская или, вероятно, датско-зеландская флора Сагвон-1 САСР во многих отношениях близка позднемаастрихт - датской корякской флоре АКСР (см. табл. 1). Эти флоры довольно богаты в систематическом отношении (Герман и др., 2004; Герман, Моисеева, 2006; Моисеева, 2005), и в обеих доминируют покрытосеменные растения, среди которых наиболее часто встречаются полиморфные листья *Corylites beringianus*. Характерны также представители рода *Trochodendroides* (несколько видов), причем эти листья обычно ассоциируются с плодами *Nyssidium*. В некоторых местонахождениях часто встречаются отдельные листья или листовые розетки водного растения *Quereuxia*. Хвощевые и папоротники редки во флорах корякской и Сагвон-1, среди этих растений характерны *Equisetum arcticum* и *Onoclea hesperia*. Из хвойных наиболее часто встречаются облиственные побеги *Metasequoia occidentalis* - вида, являющегося одним из доминантов обеих флор. Остальные хвойные встречаются значительно реже. Однодольные представлены растениями с листьями *Haemanthophyllum* и *Phragmites*, причем первые в некоторых местонахождениях, отражающих водное сообщество, могут быть достаточно многочисленны. Отличает флору Сагвон-1 от корякской меньшее количество относительно древних растений,

более характерных для позднего мела: *Asplenium dicksonianum, Coniopteris tschuktschorum, Birisia jelisejevii, Cladophlebis* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*, представителей родов *Pityophyllum, Elatocladus, Araucarites, Cissites* и др.

Разнообразие флоры Сагвон-1 более чем вдвое выше такового более древней флоры Поздняя Когосакрак из того же района САСР. Это, а также многочисленность во флоре Сагвон-1 покрытосеменных растений, бедно представленных в предыдущей флоре, позволяет предположить, что на севере Аляски приблизительно с конца маастрихта началось потепление, последовавшее за температурным минимумом во второй половине маастрихтского века (рис. 2).

Сходство флор корякской и Сагвон-1 свидетельствует о восстановлении в позднем маастрихте и дании флористического обмена между АКСР и САСР через Берингийский мост, прервавшегося в кампане и начале маастрихта из-за климатических различий этих субрегионов. Позднемаастрихт - датская корякская флора АКСР, вероятно, была источником многих таксонов раннепалеоценовой флоры САСР, мигрировавших на север Аляски с северо-востока Азии во время палеоценового потепления. Возможно, позднемаастрихтская флора АКСР дала начало раннетретичным листопадным флорам Арктики и прилегающих южных регионов Дальнего Востока. Сходство корякской флоры и флоры Сагвон-1, свидетельствует о том, что наземные растения АКСР и САСР пережили кризис на границе мела и палеогена без существенных эволюционных последствий, а амплитуда флористических изменений на этой границе не превышает таковых, наблюдающихся в течение «бескризисного» позднего мела. Развитие флор Северной Пацифики вблизи этой границы контролировалось долговременными палеогеографическими и климатическими изменениями, эволюцией и миграцией растений.

Средний палеоцен

Наиболее молодая из рассматриваемых флор САСР - флора Сагвон-2 зеландского возраста, менее разнообразна, чем более древняя флора Сагвон-1, известная всего из одного небольшого местонахождения в обнажении Сагвон на р. Сагаванирктоκ на северо-востоке Аляски (Герман, Моисеева, 2006). Аналогов этой флоры в АКСР пока не найдено. Рассматриваемая флора существенно отличается от флоры Сагвон-1 как по систематическому составу, так и по основным доминантам, в число которых входят преобладающие в захоронении *Tiliaephyllum tsagajanicum*, многочисленные побеги *Metasequoia occidentalis*, а также мужские шишки *Metasequoia, Taxodium* (?) sp., *Mesocyparis* (?) sp., *Trochodendroides* ex gr. *arctica*, “*Acer*” *arcticum, Viburniphyllum* sp., фруктификации и чешуи неясного происхождения.

Флора Сагвон-2 обнаруживает несомненное сходство с датской или датско-зеландской флорой из верхов верхней подсвиты цагаянской свиты Амурской области (Криштофович, Байковская, 1966; Красилов, 1976; Ахметьев и др., 2002; Ахметьев, Кодрул, 2006). Указанные флоры сближает наличие в них характерных доминирующих видов *Tiliaephyllum tsagajanicum* и “*Acer*” *arcticum*. Это сходство позволяет предположить, что в ходе прогрессирующего глобального потепления климата, начавшегося с конца маастрихта (см. рис. 2) и дос-

тигшего максимума, по-видимому, в раннем эоцене, температуры на Северной Аляске в зеландии достигли значений, позволивших флоре верхнецагаянского типа мигрировать из южных палеоширот Дальнего Востока России в высокие широты тихоокеанского сектора Арктики (Герман, Моисеева, 2006) и по сухопутному Берингийскому мосту достичь территории Аляски.

Заключение

Сравнение флор соответствующих (или близких по возрасту) этапов, выделенных в Анадырско-Корякском (АКСР) и Северо-Аляскинском (САСР) субрегионах Северной Пацифики, показало как их сходство (флоры раннегинтеровская и Какповрак, гребенкинская и Ниакогон, пенжинская и Каолак, корякская и Сагвон-1), так и отличия (флоры кайваямская и Тулувак, горнореченская и Когосакрак). Первое находит объяснение в свободном флористическом обмене между субрегионами с альбского века по туронский по сухопутному Берингийскому мосту и о близости палеоклиматов АКСР и САСР в это время.

Отличия флор АКСР и САСР, вероятно, связано с нарушением или даже прерыванием в определенные интервалы геологической истории широкой трансберингийской миграции растений. Причиной этому были по всей видимости палеоклиматические различия субрегионов. Флора Тулувак САСР коньякского возраста произрастала в значительно более теплом климате, чем одновозрастная ей кайваямская флора АКСР, что связано с влиянием на климат Северной Аляски Арктического бассейна. Последний в это время был относительно тепловодным, что, вероятно, явилось следствием интенсивного переноса в него тепла океаническими водами из низких широт по Западному Внутреннему проливу-морю, испытавшему трансгрессию в туронское и коньякское время.

Постепенное смещение Северного полюса в сантоне-маастрихте из центральных районов Ледовитого океана к северному побережью Аляски привело к похолоданию климата в САСР и, как следствию, существенному отличию флор Ранняя Когосакрак и Поздняя Когосакрак этого субрегиона от примерно одновозрастных им флор АКСР, существовавших в более теплом климате.

Флористический обмен между субрегионами восстановился в позднем маастрихте и дании, поскольку на севере Аляски приблизительно с конца маастрихта началось потепление, последовавшее за температурным минимумом во второй половине маастрихта. Позднемастрихтская флора АКСР, вероятно, была источником многих таксонов раннепалеоценовой флоры САСР, мигрировавших на север Аляски с северо-востока Азии во время потепления. Возможно, позднемаастрихтская флора АКСР дала начало раннетретичным листопадным флорам Арктики и прилегающих южных регионов Дальнего Востока.

Флоры АКСР и САСР пережили кризис на границе мела и палеогена без существенных эволюционных последствий.

В ходе прогрессирующего глобального потепления климата, максимум которого, по-видимому, приходится на ранний эоцен, температуры на Северной Аляске в зеландии достигли значений, позволивших флоре верхнецагаянского типа мигрировать из южных палеоширот Дальнего Востока России в высокие широты тихоокеанского сектора Арктики.

ФЛОРА И КЛИМАТ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

М.А. Ахметьев

Геологический институт РАН, Москва

Введение

Широтная климатическая зональность, сохранявшаяся в мезозое и кайнозое, не была исключением и для палеогена, хотя границы основных зон в течение этого периода неоднократно смещались в зависимости от глобального изменения климата и палеогеографических перестроек. Климатическая асимметрия, которая была особенно отчетливой в раннем палеогене, подчеркивалась с различными значениями широтного температурного градиента на западе и востоке континента. В западной части Центральной Евразии климат формировался под влиянием окраинных морей тепловодного Тетис, а также двух систем проливов: меридиональной и широтной. Первая связывала Тетис с Арктическим бассейном через проливы и внутренние моря, крупнейшим из которых было Западно-Сибирское. Эта система существовала до середины палеогена. В это время еще отсутствовала Альпийско-Гималайская горная цепь, препятствовавшая в позднем кайнозое меридиональному тепло- и влагопереносу из экваториальной области в высокие широты и теплые воздушные массы могли беспрепятственно распространяться к северу. Климатообразующая роль морской меридиональной системы вполне можно сравнить с ролью с современного Гольфстрима. Вторая, широтная система, соединяла моря Восточного Перитетиса с Атлантикой, через Днепрово-Донецкое море и серию проливов, расположенных западнее. Она отделяла от Тетис основную часть Восточно-Европейской платформы и древние каледонские и герцинские выступы Европы, расположенные севернее внутренних поднятий (Центральный Французский, Богемский и Родопский массивы: Ахметьев, Беньямовский, 2006). На востоке Евразии на климат в позднем мезозое и кайнозое оказывало влияние холодное течение, формировавшееся в Беринги, и направленное от нее на юг вдоль восточных побережий Камчатки и Сахалина, поэтому климат суши, обрамляющей Северо-Западную Пацифику, был значительно холоднее и зимние изотермы по сравнению с Западной Евразией были смещены по широте к югу не менее чем на 10–15°.

В палеогене Внетропической Евразии выделялись две основные флористические области: Бореальная и Тетическая. Первая к западу от морской системы коммуникаций до конца эоцена занимала только высокоширотную часть Евразии. На востоке она охватывала не только высокие, но и средние широты и лишь в период максимального потепления на рубеже палеоцена и эоцена эта граница смещалась к северу, и некоторые растения – выходцы из субтропиков (пальмы, лавровые, миртовые и др.) достигали Камчатки и Корякии. Существо-

вавший на протяжении всего палеогена Берингийский «мост» способствовал обмену растениями между Азией и Северной Америкой. Связь же водных масс Тихого и Арктического океана, после ее потери в позднемеловую эпоху, восстановилась только в неогене.

В статье основное внимание уделено флоре и климату центральных регионов Западной Евразии.

Этапы эволюции флоры и климата центральных регионов Западной Евразии в палеогене (рис. 1)

Рис. 1. Палеогеновые этапы развития флоры и климата во внетропичской Центральной Евразии (по Ахметьев, Беньямовский, 2006 с изменениями).

Раннедатский этап теплоумеренного климата и появление умеренных мигрантов во флоре раннего палеогена центральных регионов Внетропической Евразии (рис. 2)

Глобальная регрессия на рубеже мела и палеогена проявилась и в центральных регионах Внетропической Евразии. В результате прекращения морских связей между Тетис и Арктическим бассейном через Тургайский пролив и Западно-Сибирское море возобновился флористический обмен между западными и восточными регионами Евразии. В первой половине дания он носил однонаправленный характер. Растения умеренно-теплолюбивой цагаянской флоры, сформировавшейся на рубеже дания и маастрихта на Дальнем Востоке, мигрировали

широким фронтом на запад. В более высоких широтах они достигли северных районов Среднего Урала (флора Лозьвы). Южнее по среднеширотным миграционным трактам из Приамурья и Северо-Восточного Китая бореальная цагаянская флора достигла Монголии, Зайсанской впадины и Джунгарского Алатау. Находки листьев троходендроидесов и платановых в керне скважины, пройденной в датских отложениях в окрестностях г. Семипалатинска, свидетельствует о распространении умеренной флоры и в зоне южного прибережья регрессировавшего Западно-Сибирского моря. В Зайсанской впадине флора цагаянского экотипа известна из трех местонахождений. В Жуванкаре, где базальные флороносные слои, подстилают красноцветы северозайсанской серии и перекрывают меловые галечники, кроме массовых находок троходендроидесов и более редких платановых и таксодиевых, в большом количестве обнаружены отпечатки *Debeya*, – рода, известного из сенонских флор Сахалина. Это склоняло некоторых специалистов считать жуванкаринскую флору еще маастрихтской (Шилин, 1986), подчеркивая тем самым, постепенный переход от меловых флор к палеогеновым. Более высокий стратиграфический уровень занимает флора Тайжузгена. Она собрана из прослоев и линз углистых глин, залегающих уже в красноцветной части разреза северозайсанской серии, в 7 метрах выше коры выветривания на породах мезозоя. Ею сложена выровненная поверхность среди останцов палеозойского фундамента. Над этой поверхностью, в свою очередь, возвышаются эрозионные останцы, сложенные красноцветами северозайсанской серии. В глинах коры выветривания обнаружены изолированные кости рептилий и фрагменты скорлупы яиц, принадлежавших динозаврам. Флора Тайжузгена более бедная и представлена отпечатками листьев троходендроидесов и платановых, образующих «листовые кровли». Наиболее обстоятельно изучена карабирюкская флора, собранная на юго-восточном склоне одноименного останца (Ахметьев, Шевырева, 1989) из старичных глин северозайсанской серии в 30 м выше ее подошвы. Она содержит свыше десятка таксонов, характерных для цагаянской флоры (*Taxites olrikii, Nyssa bureica, Trochodendroides arctica, Ettingshausenia (Platanus) raynoldsii, Porosia* sp. и др.). Флора, одновозрастная с цагаянской, содержащая целый ряд общих с ней растений, описана Guo (Ахметьев, 1993) из предгорий китайской части Алтая в 200 км выше по течению Иртыша южнее зайсанских местонахождений. Однако, наряду с типичными цагаянскими таксодиевыми, платановыми, листьями *Trochodendroides,* разнообразие теплолюбивых, в том числе и индо-малайского родства, в этой флоре значительно выше (*Ditaxocladus, Exbuclandia, Ficus, Melanhorea*, *Tetrastigma, Musaenda* и др.). По-видимому, она входила в экотонную зону между Бореальной и Тетической областями.

Выше по разрезу в Зайсанской впадине из отложений верхнего палеоцена встречены остатки *Dryophyllum, Lindera, Myrtaceae, Nelumbo, Zingiberaceae* и других растений, в том числе и вечнозеленых, свидетельствующих о переходе в это время территории Зайсанской впадины из Бореальной области в Тетическую.

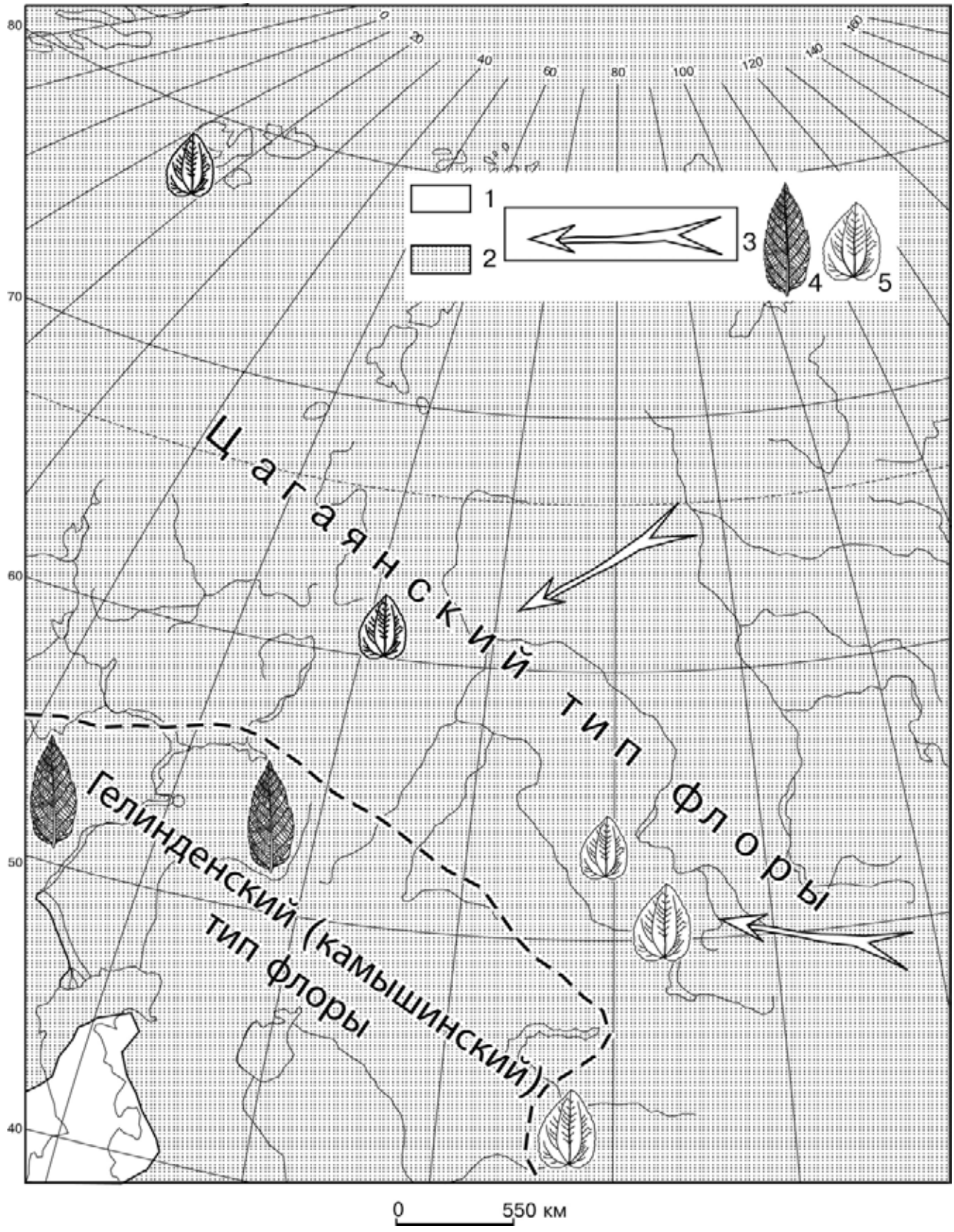


Рис. 2. Основные типы флор Бореальной и Тетической областей в начале дания в средних и высоких широтах Центральной Евразии. 1 – морские и прибрежные обстановки, 2 – суша, 3 – направление миграции флор, 4 – *Ushia*, 5 – *Trochodendroides*.

Позднедатско-раннеипрский этап развития флоры Западной и Центральной Евразии в условиях паратропического климата

Начало этого этапа совпало с наиболее значительной по масштабам датской трансгрессией. В результате произошло соединение Арктического бассейна с южными окраинными морями – Восточно-Европейским и Туранским через открывшийся к западу от Урала Ивдель-Ульяновскй (Предуральский прогиб), характеризовавшийся кремнисто-терригенными осадками с единым комплексом морской микробиоты, а также расположенные севернее и юго-восточнее Карские, Орские и Тургайские ворота. Предположение о существовании Предуральского раннепалеогенового пролива ранее высказывалось В.В. Вахрушевым. В настоящее время оно получило дополнительное подтверждение при сравнении анализом биоты и осадков на его северном и южном окончаниях. С образованием морской преграды миграция растений с востока на запад стала невозможной. Климат на севере Сибири, судя по палинокомплексам из пород серовской и тибейсалинской свит Зауралья, оставался умеренно-теплым, на юге – близким субтропическому. Граница Бореальной и Тетической областей в конце палеоцена совпадала примерно с широтным отрезком Оби непосредственно у ее слияния с Иртышом.

Если на севере Сибири в раннем палеогене основной фон составляли крупнолистные мезофильные листопадные древесные покрытосеменные и таксодиевые, а в наземном покрове – полиподиевые папоротники, то в южных районах, расположенных западнее меридиональной системы эпиконтинентальных морей, господствовала паратропическая флора гелинденского экотипа (по А.Н. Криштофовичу, 1955), распространенная в средних широтах Западной Евразии. Типовое местонахождение этой флоры у г. Гелинден (Бельгия) приурочено к пачке геерских мергелей, имеющих позднезеландский возраст. Наиболее характерными растениями гелинденской флоры является *Chamaecyparis belgica, Dryophyllum dewalquei, Dewalquei (=Debeya) gelindensis, Litsea expansa, Macclintockia heersiensis, Ushia parceserrata*, а также виды *Viburnum, Persea, Aralia, Cinnamomophyllum* и др. Д. Май (Mai, 1995) указывает очень небольшое количество местонахождений палеоценовой паратропической флоры в Западной Европе. Верхнепалеоценовая флора, но без некоторых характерных гелинденских элементов – *Ushia, Macclitockia, Dryophyllum* и *Chamaecyparis*, - известна из Мена в Центральном Французском массиве. Она обнаружена в межбазальтовых глинах и имеет танетский возраст. Богатая палеоценовая флора (точнее не датированная) изучена из серии местонахождений в Гарце (Германия). В этой флоре еще меньше типичных гелинденских элементов. Она более узколистна, хотя преобладают растения с зубчатым краем. По этому показателю эта флора занимает крайнее положение среди паратропических флор, приближаясь к теплоумеренным. Но в ее составе доминируют таксоны Тетической флористической области (*Boehmeria, Panax, Daphnogene*, представители семейств *Theaceae, Mastixiaceae, Sabiaceae, Rutaceae* и др.). Палеоценовые, вероятно, датские, флоры Южной Моравии (Русава), Баната (Руска Монтана) и Южной Сербии, из прибрежно-морских отложений палеоцена Карпатско-Словенского бассейна известны из серии местонахождений к югу от системы

поднятий, отделяющих проливы, открывавшиеся в Североморский бассейн. Они содержат еще меньше типичных гелинденских растений (*Dewalquea, Aralia*), а наиболее южные по географическому положению палеоценовые флоры представлены исключительно тетическими элементами, включая несколько родов пальм. Создается впечатление, что палеоценовые флоры Западной Европы с *Ushia, Macclintockia, Dryophyllum* скорее относятся к экотонной зоне между паратропической флорой и флорой Бореальной области. Местонахождения этих флор сосредоточены на северном склоне поднятий, ограничивающих с юга проливы, соединяющие окраинные моря Восточного Перитетиса с Североморским бассейном и Атлантическим океаном.

Полоса развития палеоценовых паратропических флор из Центральной Европы прослеживается к востоку, достигая в средних широтах Украины, Воронежского массива, Среднего и Нижнего Поволжья, и Южного Урала. В центральных районах Внетропической Азии она занимает Северный Казахстан и Северо-Западный Китай. Флоры здесь носят смешанный характер и являются переходными к гумидным флорам Бореальной области. В России наиболее богатые местонахождения палеоценовых флор гелинденского типа известны из верхнесызранских, нижне- и верхнесаратовских (=камышинских) отложений Поволжья в пределах Ульяновско-Саратовского прогиба и Волгоградской зоны дислокаций (Вольск, Никулино, Акшуат, р. Сиязи, овраг между ст. Сколково и Лесное Матюнино, с. Топорник, окрестности Камышина (включая г. Уши), Лысая гора у Саратова, Верхняя Чернавка, Тарасовка). Многие из этих местонахождений были открыты пионерами изучения поволжского палеогена – А.П. Павловым, А.Д. Архангельским и А.Н. Красновым. Последним дано первое монографическое описание камышинской флоры. На Южном Урале и в Казахстане западнее системы меридиональных проливов имеются еще два богатых местонахождения паратропических флор Романкольское и Тыкбутакское. Их доминирующими элементами, также как и флоры Камышина, являются типичные гелинденские лавровые (*Sassafras, Daphnogene, Lauraceaephyllum, Litsea, Ocotea*), буковые (*Ushia, Dryophyllum*), а также Araliaceae, Macclintockia, Dewalqueia, Palmae (*Trachycarpus, Nypa*), Mastixiaceae и другие растения тропического и субтропического родства. Плоды мангровой пальмы *Nypa* обнаружены в Камышине, а ее листья А.Н. Красновым указывались из Саратовского Поволжья. Особенно много растений тропического и субтропического родства во флоре Романколя. Н.М. Макулбековым (1977) и Т.Н. Байковской (1984) отсюда указываются *Moraceae, Proteaceae, Magnoliaceae, Lauraceae, Euphorbiaceae, Eleocarpaceae, Sterculiaceae, Combretaceae, Myrtaceae, Araliaceae, Sapotaceae* и др. при практически полном отсутствии хвойных (кроме кипарисовых).

Флоры Волго-Мугоджарского региона близки по составу к гелинденской, но существенно отличаются от флор тетической области Южной и Центральной Европы из прибрежно-морских отложений самого Тетис. Поэтому больше оснований рассматривать восточноевропейские флоры вместе с типовой гелинденской, как экотонную. Находки некоторых эндемичных таксонов на востоке (например, *Oxicarpia*), отсутствующих в Гелиндене, давали основание Д. Маю (Mai, 1995) выделять палеоценовые флоры восточного региона в самостоятель-

ную провинцию, однако, по моему мнению, для этого нет оснований.

Возраст флоры Камышина позднетанетский. Романкольская флора существовала в период глобального потепления на рубеже палеоцена и эоцена. Это находит подтверждение в большем разнообразии состава представителей субтропических и тропических семейств. Наиболее близка она спарнакским флорам Франции (Сезанн).

В палеоцене в средних широтах от Каспийского до Желтого моря, через среднюю Азию и Центральный Китай, простиралась зона аридного климата. В нее входили часть Туранской плиты в пределах Юго-Западного Казахстана и Средняя Азии, занятые морем. Граница, разделявшая гумидный и аридный пояса Тетической области совпадала с современным Чу-Балхашским водоразделом. Ширина экотонной зоны между поясами не превышала 100 км. В ее пределах менялся и тип морской седиментации с замещением тонкотерригенных осадков соленосными и карбонатными, а на суше – красноцветными и пестроцветными. Показателями аридной обстановки была пыльца *Classopollis* и *Nitraria*, составлявшие основную часть палиноспектров осадков. Некоторое увлажнение климата, фиксирующееся по сокращению пыльцы ксерофитов, наблюдается с приближением к Джунгарскому Алатау и Зайсанской впадине, откуда известны датские флоры цагаянского экотипа. К концу палеоцена произошло максимальное смещение к югу северной границы аридной зоны и в более северных районах Казахстана. В Тургайском прогибе близ Аркалыка в условиях жаркого влажного климата формировались бокситы.

В начале эоцена в результате кратковременной, но высокоамплитудной регрессии, произошло осушение меридиональной морской коммуникационной системы. Перерыв в морской седиментации, приходящийся на зону NP10, отмечается повсеместно в Западной Сибири, Казахстане и на юге Русской плиты. В это время растения «ушиевого» комплекса мигрировали дальше на восток и достигли Павлодарского Прииртышья. Мелколистные *Ushia* Н.М. Макулбековым (1972) были встречены в наиболее древних эоценовых флорах левобережья Иртыша (рис. 3). В последние годы раннеэоценовый перерыв отмечен и в приполярной части Арктического бассейна (Backman et al., 2006). На хребте Ломоносова в это время формировались пресноводные осадки. В их палиноспектрах доминировала пыльца покрытосеменных.

С новой морской трансгрессией в раннем эоцене значительно расширилась площадь морского зеркала в пределах меридиональной коммуникационной системы. Это подтверждается трансгрессивным налеганием нижнеипрских отложений на подстилающие толщи, включая мезозойские и палеозойские, в окраинных частях Западно-Сибирской плиты и в Арктическом бассейне (Ахметьев, Беньямовский, 2006; Backman et al., 2006). Появление целого ряда видов тепловодных диноцист сначала в низких и средних широтах, а позже - в высоких (*Apectodinium augustum* и др.) указывает на активную миграцию тепловодной микробиоты в период глобального палеогенового потепления. Это одновременно свидетельствует о значительном объеме тепло- и влагопереноса в раннем эоцене в полярную область, так как температура поверхностных вод по данном изотопии достигала + 20°С (Backman et al., 2006).

Волна раннеэоценового потепления зафиксирована не только в пределах меридиональной системы проливов, но и в других регионах арктического побережья Сибири. Об этом можно судить по находкам в листопадных умеренно-широколиственных мезофильных флорах выходцев из субтропиков. Они известны из Кунгинского и Кенгдейского грабенов низовьев Лены и Яна-Индигиркского междуречья (флора оз. Тастах). В нижнеэоценовых угленосных отложениях низовьев Лены описаны остатки миртовых по листьям и плодоношениям. Принадлежность к семейству подтверждена изучением эпидермы (Ozerov et al., 2006). Во флоре разрезов побережья озера Тастах в отпечатках листьев и в спорово-пыльцевых спектрах встречены представители Magnoliaceae, Palmae, Loranthaceae, Moraceae, Hamamelidaceae (Кулькова, 1973). Флоры высокоширотных местонахождений отличались крупнолистностью, существуя в условиях ограниченной освещенности зимнего полярного дня.

В средних широтах Западной Евразии в раннем эоцене климат оставался паратропическим. А.Н. Криштофовичем (1955) и Ф.А. Станиславским (1950) из каневских отложений Украины описаны плоды пальмы *Nypa* и листья нескольких видов *Macclintockia*. Раннеэоценовые флоры с доминированием вечнозеленых растений изучены Н.М. Макулбековым из Примугоджарья (флоры Караколя и Сарколя), а также более южных районов Западного (Тыкбутак) и Северного (Экибастуз) Казахстана. Отсюда растения распространялись в Зайсанскую впадину и далее на восток в Монголию. В последнем регионе в раннем эоцене существовала более аридная обстановка. По сравнению с позднепалеоценовыми, флоры первой половины ипра становятся мелколистными, имеют ксероморфный облик в связи с более выраженной сезонностью климата и меньшей влагообеспеченностью. Это относится не только к *Ushia*, но и к богато представленным в этих флорах Myricaceae и Ericaceae. В Зайсанской впадине в раннем эоцене появляются мелкие жестколистные *Liquidambar* и такие типичные представители тетической флоры как *Idesia, Ungnadia* и *Eugenia*.

Позднеипрско – лютетский этап развития флоры Центральной Евразии в условиях сезонного летневлажного муссонного климата

В конце ипра паратропический климат средних широт Западной Евразии сменился на летневлажный субтропический муссонного типа. Это, возможно, было обусловлено прерыванием связей западных и восточных морей в Северном Перитетисе в связи с образованием сухопутной преграды на месте Припятского пролива (Ахметьев, Беньямовский, 2006). В дополнение к этому, на рубеже ипра и лютета стали проявляться первые признаки редукции долготного морского рукава. Исчез Орско-Аятский пролив и значительно сократился в размерах Печорский залив Западно-Сибирского моря. Существенно изменился состав морской биоты, особенно микропланктонной. Сохранение южного тепло- и влагопереноса, при прекращении широтного, привело к сезонному перераспределению осадков.

В Западной и Центральной Европе этот этап характеризуется флорами Сельси (Южная Англия), Месселя (Западная Германия) (ранний лютеет), Гейзельталя (вторая половина лютета), Монтеболки (Италия) (пограничный интер

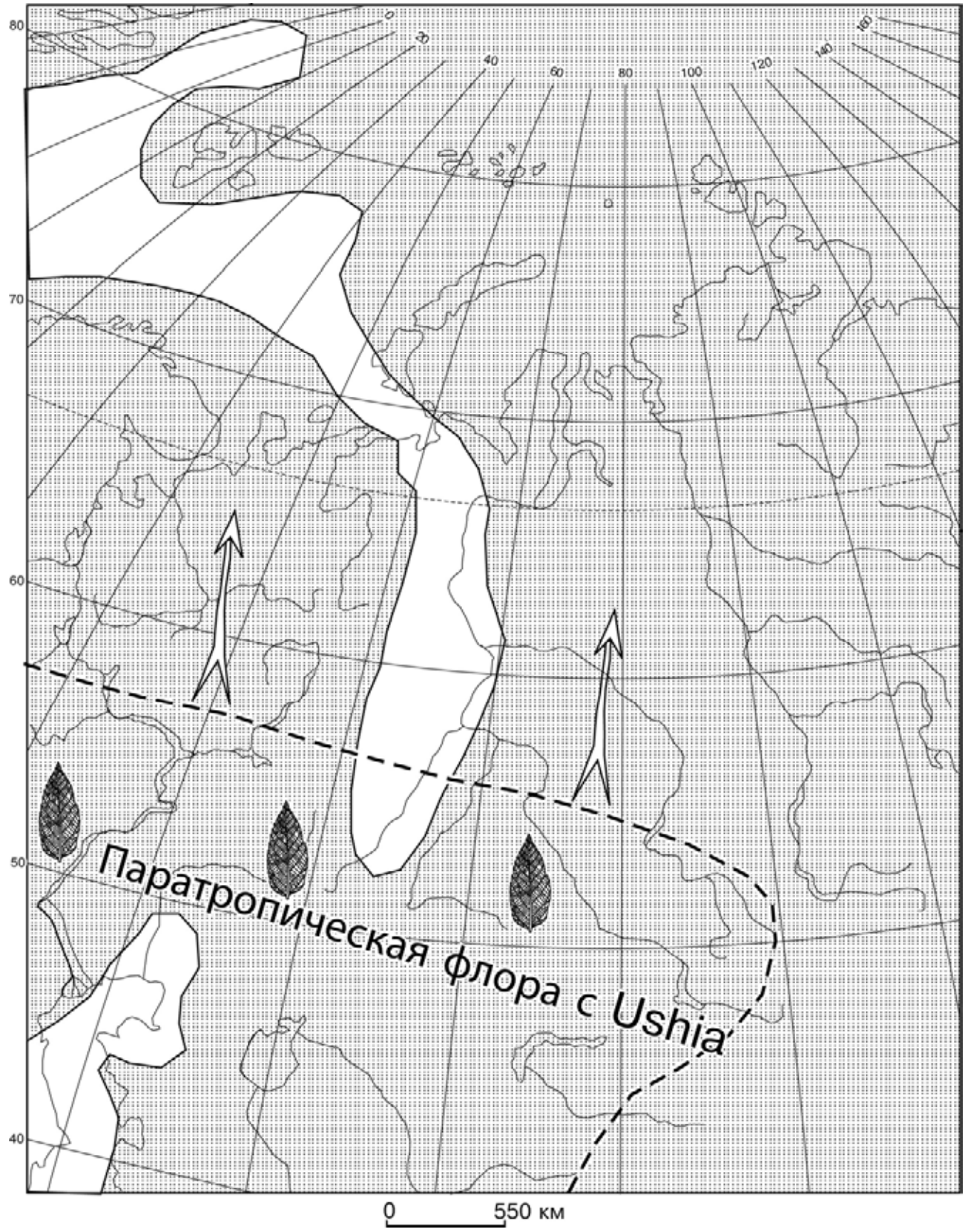


Рис. 3. Распространение паратропической флоры с *Ushia* в начале раннего ипра в средних и высоких широтах Центральной Евразии.

вал ипра и лютета), Лабатлана (Венгрия) (средний лютет). Субтропический (с элементами тропического) тип этих флор подчеркивается присутствием в прибрежных осадках остатков пальм и мангровых растений, особенно в палинокомплексах, а также папоротника *Acrostichum* (Mai, 1995). В Западной Европе основными компонентами более северных флор этого этапа были Fagaceae (*Dryophyllum, Eotrigonobalanus, Pasania*), Lauraceae (*Cryptocarya, Dapnogene, Lindera, Litsea, Ocotea*), Moraceae, травянистые однодольные, а также мастиксиевые. В составе более южных флор Венгрии спектр растений тропическо-субтропического родства еще больше расширялся (Magnoliaceae, Bombacaceae, Sterculiaceae, Myrsinaceae и др.). Среднегодовые температуры для Венгрии оцениваются +15–20°С, а количество осадков в 1600-1000 мм с преобладанием летних (Mai, 2005).

Во флорах Центральной Евразии при общем доминировании разнообразных вечнозеленых и листопадных лавровых и буковых, обычных для муссонных лесов кайнозоя, особую роль приобретает *Castanopsis*, практически неизвестный в западных флорах. Ныне абсолютное большинство видов этого рода (до 100) сосредоточено в субтропических муссонных лесах Юго-Восточного Китая, Вьетнама и Мьянмы. Н.М. Макулбековым листья двух видов этого рода описаны из флоры пограничного интервала ипра и лютета в Павлодарском Прииртышье (Карасор). Значительно чаще, чем в мегафоссилиях, кастанопсис отмечается в палиноспектрах (Практическая палиностратиграфия, 1990). Еще в 50-х годах Е.П. Бойцовой был описан характерный морфотип оболочек, сближаемый ею с пыльцой этого рода (*Castanopsis pseudocingulum*). Ныне вид, выведенный из естественной системы и отнесенный к формальному роду, является индексирующим для большинства региональных зон среднего эоцена стратиграфических схем палеогена регионов юга Восточной Европы и Западной Сибири. Полоса распространения субтропических муссонных флор от Украины (флоры бучакского региояруса), через Примугоджарье и Актюбинское Приуралье (Орь), прослеживается в Павлодарское Прииртышье (Карасор). Однако флоры Зайсанской впадины и Южной Гоби (Хайчин Ула - 2) (Макулбеков, 1997) на продолжении этой полосы с приближением к аридной зоне носили смешанный характер. Саргамысская флора Зайсана происходит из слоев, залегающих над обайлинской толщей, с фауной позвоночных начала среднего эоцена. В саргамысской флоре присутствует целый ряд вечнозеленых цветковых (*Hibiscus, Ficus, Idesia*, крупноплодный *Ailanthus*). Эта флора не несет ксероморфных признаков как более молодые бартонские или предшествующие раннеипрские, хотя и не является крупнолистной. В Южной Гоби во флоре Хайчин-Ула – 2 в составе растений прибрежно-водной группировки много однодольных, обычны обитатели ипарийных фаций – узколистные тополя и ивы. Им сопутствуют мелколистные восковница, ильм и ликвидамбр. Флора, скорее всего, существовала в переходной зоне от сухих субтропиков к более увлажненной теплоумеренной.

Бартонский этап развития флоры Центральной Евразии в условиях субтропического зимневлажного климата

Ко второй половине среднего эоцена в результате осушения Карских ворот, северного побережья Западно-Сибирского внутреннего моря и морских проходов в пределах Ямала и Обь-Тазовского междуречья, произошло еще большее нарушение водной и атмосферной циркуляций, сложившейся в палеоцене. Сохранившаяся часть долготного морского пути – Тургайский пролив и морской водоем, продолжавший существовать в южных и в центральных районах Западной Сибири, представлял собой остаточный морской залив, связанный только с Тетис. Его гидрология в значительной степени зависела от «пропускной способности» Тургайского пролива, питавшего Западно-Сибирское море-залив. Регрессия конца лютета – начала бартона проявилась и в Арктическом бассейне, по крайней мере, в районе хребта Ломоносова, где в разрезе отсутствуют отложения второй половины эоцена. Данные, полученные для второй половины эоцена и олигоцена высокоширотной Арктики, противоречат мнению о постоянных морских связях в эоцене и в начале олигоцена Западно-Сибирского моря с Арктическим бассейном (Backman et al., 2006).

Последовательная редукция системы меридиональных коммуникаций отразилась и на составе осадков внутреннего Западно-Сибирского моря. Накопление биогенного кремнезема с формированием диатомитов происходило до начала перекрытия северных морских проходов. Как только в первой половине лютета это произошло, кремнистая седиментация сначала уступила смешанной тонкотерригенно-кремнистой (нюрольская свита Западной Сибири). С окончательной изоляцией внутреннего моря от Арктического бассейна в бартоне, исчезли северные каналы поступления кремнезема, и с этого времени седиментация стала исключительно терригенной. В относительно тепловодном Западносибирском бассейне, особенно в зоне южного течения, направленного из Тетис вдоль восточного борта Западно-Сибирской плиты, в осадках появляется карбонатная составляющая, и впервые фиксируются планктонные фораминиферы – выходцы из окраинных морей Тетис. Одновременно в условиях изоляции от Арктического бассейна возрастает эндемизм органикостенного фитопланктона. Некоторые диноцисты бартона известны только из Западной Сибири (*Wetzeliella irtyshensis, Kisselovia ornata, Thalassiphora elongata*).

Изоляция с севера ранее сквозных меридиональных морских коммуникаций вызвала кардинальную перестройку климата в средних широтах Центральной Евразии. Произошла инверсия, и гумидный летневлажный муссонный климат сменился зимневлажным средиземноморского типа, с сухим и жарким летом, сокращением среднегодовых осадков и увеличением колебания сезонных температур, за счет не только повышения июльских, но и снижения январских. Это привело к усилению континентализации внутренних районов Евразии.

Признаки аридизации отразились и на составе флор Восточной Европы, Южного Урала и Северного Казахстана. Это проявилось в морфолого-анатомических особенностях листьев, которые приобрели толстую кутинизированную ткань и стали более мелкими. К наиболее типичным ксероморфным относятся южноуральская флора Бакы, впервые изученная М. Узнадзе (Ахметьев,

1993) и раннебартонские флоры Павлодарского Прииртышья (Такырсор, Жамантуз, Кульболды и Селеты: Макулбеков, 1972) (рис. 4). Основными лесообразующими компонентами этих флор становятся жестколистные лавровые, буковые, восковниковые и вересковые, из хвойных – долиостробус и секвойя, с характерными чешуевидными листьями. Климатическая инверсия отразилась и на составе спорово-пыльцевых комплексов (Ахметьев и др., 2004). Если их основными компонентами в лютете были аралиевые и кастанопсис, то в бартоне пыльца кастанопсис отходит на второй план или вообще исчезает и доминирует пыльца вечнозеленых дубов, сохраняя эту роль почти до конца эоцена.

К началу бартона на юге средних широтах Евразии произошло окончательное оформление аридной зоны, протягивавшейся от Каспийского моря до Центрального Китая. Ее северная граница проходила через Северную Туркмению, Южный Казахстан, Южную Монголию, Таримскую и Цайдамскую впадины Внутреннего Китая. В пределах Казахстана она граничила с зоной сезонных зимневлажных субтропиков.

В Туркмении мелколистная ксерофитная флора, известная из трех местонахождений Западного и Юго-Восточного Бадхыза и оз. Эр-Ойландуз. Флороносные слои принадлежат морской вулканогенно-осадочной толще туркестанского регияруса (по О.С. Вялову), их раннебартонский возраст установлен по богатым комплексам планктонных фораминифер и нанопланктону. В составе флоры представлено более 20 семейств, включая разнообразные папоротники, однодольные, мелколистные лавровые, протейные, анакардиевые, вересковые, сапотовые, эбеновые, диллениевые, сапиндовые. Доминируют несколько видов *Palibinia* и *Rhusturcomanica*, принадлежащие невысоким вечнозеленым кустарникам. Н.Д. Василевская (1957), монографически изучившая туркменскую флору, предполагает, что она существовала при среднегодовых температурах +15 ÷ +20°С, при сезонно выпадающих осадках в количестве от 250 до 1000 мм. На восточном продолжении аридной зоны во внутренних районах Китая остатки палибиний известны из целого ряда местонахождений в провинциях Хунань и Шаньси. Среднегодовое количество осадков здесь было совсем незначительно (200–600 мм), также сезонное.

Остается неясной стратиграфическая позиция слоев с ксерофильными флорами Центрального Тургая – Жаман-Каинды и Тортмолла с участием *Palibinia*. Прежде возраст этих флор определялся как олигоценовый. Они существовали явно в аридной обстановке, сходной с бадхызской, ведущим компонентом которой также выступали виды *Palibinia*. Линзы песчаников с примесью гравийного материала аллювиально-пролювиального происхождения в местонахождении Тортмолла приурочены к красноцветной коре выветривания, развивающейся по глинистой толще среднего эоцена с мелким рыбным детритом и поэтому не исключен их позднеэоценовый возраст (Жилин, 2005). Это дает основание считать, что в позднем эоцене происходило существенное расширение аридной зоны к северу в направлении «слепого» Тургайско-Западносибирского моря-залива.

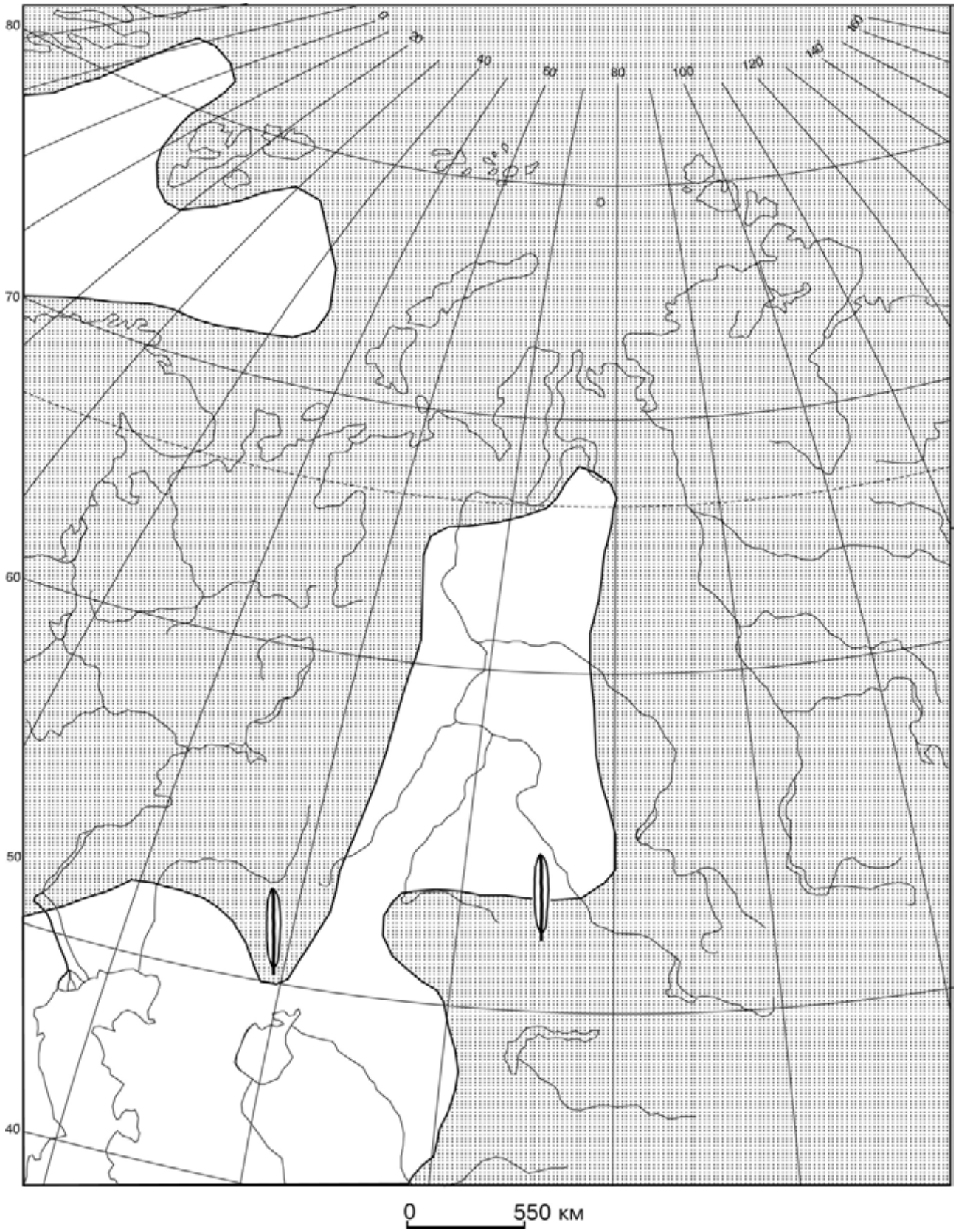


Рис. 4. Распространение ксерофитной флоры с *Leucothoe* в бартоне в средних и высоких широтах Центральной Евразии.

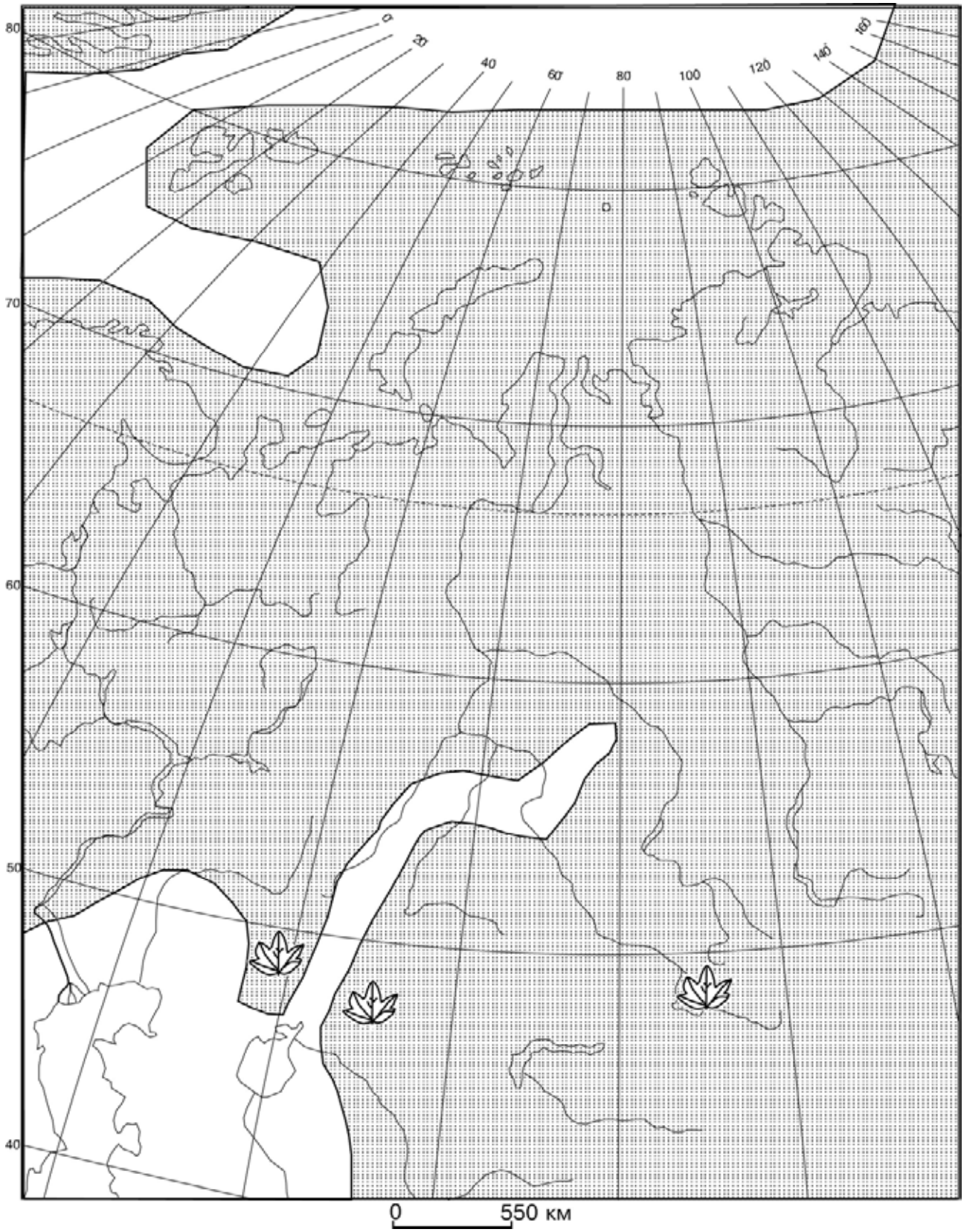


Рис. 5. Распространение типовых флор тургайского экотипа в раннем олигоцене (курганское время) в средних и высоких широтах Центральной Евразии.

Развитие флоры Центральной Евразии второй половины позднего эоцена в условиях гумидного климата, переходного от субтропического к умеренно-теплому

В позднем эоцене, особенно со второй половины, отступление на юг моря из Западной Сибири сопровождалось похолоданием. Началось более активное внедрение прохладных и влажных воздушных масс из Арктики в Центральные районы Сибири. Климат вновь стал гумидным без четких признаков сезонного выпадения осадков. Жестколистные дубово-лавровые леса начали сменяться летнезелеными хвойно-широколиственными, полидоминантными, мезофильными с участием Taxodiaceae, Juglandaceae, Hamamelidaceae, листопадных Fagaceae. Флористическая смена началась с азональных ripарийных ассоциаций и позже распространилась на плакорные (Ахметьев, Решетов, 1996).

Элиминация основной части родов раннепалеогеновых покрытосеменных завершилась во вторую половину эоцена и в позднеэоценовых флорах основную массу видов уже образовывали представители рецентных родов.

Раннеолигоценовый этап развития флоры Центральной Евразии в условиях сезонного, умеренно-теплого климата

На рубеже эоцена и олигоцена произошло глобальное похолодание. Оно сопровождалось окончательным осушением Западно-Сибирской плиты, Тургайского прогиба, севера Туранской плиты и стягиванием водных масс в акватории глубоководных впадин Скифской плиты и юго-востока Прикаспийской синеклизы. В олигоцене повсеместно в средних широтах Центральной Евразии стали развиваться листопадные мезофильные хвойно-широколиственные леса. Кратковременная ингрессия Туранского моря в южные пределы Западно-Сибирской плиты не внесла существенных изменений в состав мезофильной листопадной флоры, хвойно-широколиственные леса мало изменились (рис. 5).

Заключение

Из приведенного выше обзора эволюции флоры палеоцена и эоцена средних и высоких широт Центральной Евразии отчетливо устанавливаются общие закономерности и этапность смен растительного покрова и климата в зависимости от динамики и степени развития эпиконтинентальной долготной системы морей и проливов, связывавшей морские пространства Арктики и Тетис. Климат в средних широтах постепенно менялся от паратропического в палеоцене и в начале раннего эоцена через субтропический летневлажный в конце раннего – первой половине среднего эоцена, к зимневлажному во вторую половину среднего – первую половину позднего эоцена. Соответственно и паратропическая флора, существовавшая в позднем палеоцене и в раннем эоцене, в конце ипра сменилась на субтропическую. Лишь с конца эоцена началось формирование мезофильной листопадной умеренно-теплой флоры тургайского экотипа.

Автор благодарен за обсуждение статьи В.Н. Беньямовскому и А.Б Герману, а также признателен К.А. Печниковой за ее оформление.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштадт Г.Е., Колтыпин С.Н., Размыслова С.С. и др. 1967. Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 253, 311 с.

Акимец В.С. 1981а. Детальная биостратиграфия меловых отложений Полесской седловины по фауне фораминифер // Новое о геологическом строении территории БССР. Минск: С. 83–101.

Акимец В.С. 1981б. Региональная биостратиграфическая схема меловых отложений Белоруссии // Материалы по стратиграфии Белоруссии (к Межведомственному стратиграфическому совещанию). Минск: С. 97–109.

Александрова Г.Н. 2005. Стратиграфические уровни в палеоцене Поволжья по данным изучения диноцист // Тез. Межд. палеобот. конф. М.: ГЕОС. С. 104.

Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. 2005. Эвстатическая цикличность палеоцена по диноцистам и рубежа маастрихта – дания по планктонным фораминиферам в Поволжском регионе // Палеострат–2005. Годичн. собр. секц. палеонтол. МОИП. М.: С. 6–7.

Александрова Г.Н., Радионова Э.П. 2005. Микропалеонтологическая характеристика камышинской свиты в разрезе балка Дюпа // Мат. XI Всеросс. палинол. конф. М.: ПИН РАН. С. 8.

Алексеев С.Н., Кравец В.С., Кузина В.И. 1979. Берриасские отложения р. Ижмы // Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л.: С. 62–76.

Алексеева Л.В., Родионова М.К., Кузнецова А.М. 1982. Сопоставление готерива Западной Сибири, Поволжья и Запада Средней Азии по фораминиферам // Стратиграфия и палеогеография нефтегазоносных областей молодых платформ. М.: С. 68–73.

Алиев М.М., Друщиц В.В., Крылов Н.А. и др. 1985. Нижний мел юга СССР // М.: 224 с.

Аманниязов К.Н. 1968. Верхнеюрские отложения Северной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. С. 116–120.

Амитров О.В. 1987. Палеогеновые моря Украины как связующее звено между морями Севера Западной Европы и Юга СССР (на материале брюхоногих моллюсков) // Биостратиграфия, палеонтология осадочного чехла Украины. Киев: С. 148–152.

Амитров О.В. 1993. История гастропод палеогеновых морей запада Евразии // М.: 208 с.

Амон Э.О. 1990. О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы стратиграфии Урала. Мезозой и кайнозой. Препринт. Свердловск: С. 25–39.

Амон Э.О. 2001. Морские акватории уральского региона в средне- и позднемеловое время // Геол. геофиз. Т. 42. № 3. С. 471-483.

Андреева-Григорович А.С. 1991. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон) // Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Киев: 47 с.

Андросов А.А., Вольцингер Н.Е. 2005. Проливы Мирового океана. Общий подход к моделированию // СПб: Наука, 187 с.

Аристов В.Н. 1968. О полиптихито – симбирскитовой фауне аммонитов из Ярославской области // Очерки по истории геолого – географических знаний. Ярославль: ЯГПИ. С. 165–178.

Аристов В.Н. 1974. Об аммонитах рода *Homolsomites* из нижнего мела Русской платформы // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 136, С. 149–154.

Ахметьев М.А. 1993. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии // М.: Наука, 142 с.

Ахметьев М.А. 1995. Наземная флора Северной Евразии на границе мела и палеогена // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 70. Вып. 6. С. 65–79.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О. и др. 2001а. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратигр. геол. корр. Т. 9. № 2. С. 30–57.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др. 2001б. Курганские слои нижнего олигоцена Западной Сибири и Зауралья // Стратигр. геол. корр. Т. 9. № 4. С. 65-79.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др. 2004. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Статья 1 // Стратигр. геол. корр. Т. 12. № 1. С. 67–93.

Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. 2003. Стратиграфическая схема морского палеогена Юга Европейской России // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 78. Вып. 5. С. 40–51.

Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. 2006. Палеоцен и эоцен Российской части Западной Евразии // Стратигр. геол. корр. Т. 14. № 1. С. 69–93.

Ахметьев М.А., Кезина Т.В., Кодрул Т.М. и др. 2002. Стратиграфия и флора пограничных слоев мела и палеогена юго-восточной части Зейско-Буреинского осадочного бассейна // Сборник памяти чл.-корр. АН СССР, проф. В.А. Вахрамеева. М.: ГЕОС. С. 275-315.

Ахметьев М.А., Кодрул Т.М. 2006. Особенности эволюции биосферы в переходном интервале от мела к палеогену // Тр. ГИН РАН. Вып. 580. С. 77-82.

Ахметьев М.А., Решетов В.Ю. 1996. Развитие флоры и млекопитающих в позднем эоцене – раннем миоцене во Внетропической Азии // Стратигр. геол. корр. Т. 4. № 4. С. 62–68.

Ахметьев М.А., Шевырева Н.А. 1989. Флоры цагаянского типа в Призайсанье (Восточный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. С. 80–89.

Байковская Т.Н. 1984. Палеоценовая флора Романкульсая (Южный Урал) // Л.: Наука, 89 с.

Бакиева Л.Б. 2003. Палинологическая характеристика палеоцена севера Западно-Сибирской плиты // Стратигр. геол. корр. Т. 11. № 5. С. 58–71.

Барабошкин Е.Ю. 1991. Стратиграфия и аммониты альба Русской плиты // Автореф. дисс. канд. геол.–мин. наук. М.: МГУ, 19 с.

Барабошкин Е.Ю. 1992. Нижний альб центральных районов Русской плиты. Стратиграфия фанерозоя центра Восточно – Европейской платформы. М.: Центргеология. С. 20–36.

Барабошкин Е.Ю. 1997. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача – Бодрак // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ. С. 27-53.

Барабошкин Е.Ю. 2001. Нижний мел Восточно–Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально – тетическая корреляция) // Автореф. дисс. докт. геол.–мин. наук. М.: МГУ, 50 с.

Барабошкин Е.Ю. 2003. Раннемеловые проливы Русской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 78. Вып. 4. С. 35–48.

Барабошкин Е.Ю. 2004а. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса // Бюл. (МОИП). Отд. геол. Т. 79. Вып. 5. С. 44-68.

Барабошкин Е.Ю. 2004б. Бореально - тетическая корреляция нижнемеловых аммонитовых шкал // Вестн. МГУ. Сер. 4, геол. № 6. С. 10-19.

Барабошкин Е.Ю. В печати. Стратиграфия и бореально-тетическая корреляция морского нижнего готерива России и СНГ // Вестн. Сарат. гос. ун-та. Нов. сер., 21 с.

Барабошкин Е.Ю., Горбачик Т.Н., Гужиков А.Ю. и др. 2001. Новые данные о границе готеривского и барремского ярусов (нижний мел) в Среднем Поволжье // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 76. Вып. 3. С. 31–51.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б. 2006. Новые данные о стратиграфии пограничных отложений валанжина и готерива р.Ятрия (Приполярный Урал) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Новосибирск: Гео. С. 64-66.

Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А. 2002. Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья // Стратигр. геол. корр. Т. 10, № 6. С. 100–123.

Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А. 2005. Род *Arcthoplites* Spath, 1925: распространение и систематическое положение // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. СПб.: СПбГУ. С. 68-90.

Барабошкин Е.Ю., Никульшин А.С. 2006. К палеобатиметрии альбского бассейна Русской плиты Вестн. МГУ. Сер. 4, геол. № 1. С. 9-16.

Бархатова Н.Н., Немков Г.И. 1965. Крупные фораминиферы Мангышлака и Северного Приаралья и их стратиграфическое значение // Л.-М.: Наука, 96 с.

Барышникова В.И. 1978. О возрасте и условиях образования подлянцеолятовых кремнистых глин Саратовского Правобережья // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Саратов: СГУ. С. 81-89.

Басов В.А., Василенко Л.В. 1999. Горизонт с теплолюбивыми фораминиферами в разрезах нижнего мела Баренцевской шельфовой плиты // Проблемы стратиграфии и палеозоогеографии мезозоя. СПб.: ВНИГРИ. С. 131-150.

Басов В.А., Василенко Л.В., Соколов А.Р. и др. 1989. Зональное расчленение отложений морского мезозоя Баренцевского бассейна // Тр. Ин-та. геол. геофиз. Вып. 722. С. 60-74.

Безруков П.Л. 1939. Меловые морские отложения Урала. Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаба 1:500000 // Л.-М.: ГОНТИ. С.

139-147.
Беклемишев К.В. 1969. Экология и биогеография пелагиали // М.: Наука, 291 с.
Белкин В.И., Папулов Г.Н. 1972. Вопросы палеогеографии Урала в позднемеловую эпоху // Тр. ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Вып. 96. С. 3-17.
Белый В.Ф. 1994. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 76 с.
Белый В.Ф. 1997. К проблеме фитостратиграфии и палеофлористики среднего мела Северо-Восточной Азии // Стратигр. геол. корр. Т. 5. № 2. С. 51-59.
Беньямовский В.Н. 1994. Стратиграфическая схема палеогена Прикаспийско-Мугоджарского региона // Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: МГУ. С. 90–120.
Беньямовский В.Н. 2001. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС. С. 210-223.
Беньямовский В.Н. 2003. Проливы, водные массы, течения и палеобиогеографическое районирование морских бассейнов палеоцена Северо-Западной Евразии по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 78. Вып. 4. С. 57–78.
Беньямовский В.Н. 2005. Палеогеографические сценарии позднемелового-раннепалеогенового времени в пределах северной периферии Тетис // Тр. ГИН РАН. Вып. 516. С. 267–308.
Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С. и др. 2002. Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 77. № 5. С. 28–50.
Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П. и др. 1993. Палеоген южного Зауралья. Статья 1. Палеоген в южной части Тургайского прогиба // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. № 6. С. 22–36.
Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П. и др. 1995. Палеоген Южного Зауралья. Статья 2. Палеоген в центральной, северной частях Тургайского прогиба и Курганском Зауралье// Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. № 2. С. 2–15.
Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. 2001. Зональная схема кампана и маастрихта Европейской палеобиогеографической области по бентосным фораминиферам // Стратигр. геол. корр. Т. 9. № 6. С. 49-70.
Беньямовский В.Н., Левина А.П., Пронин В.Г. и др. 1989. Палеоценовые отложения в Тургайском прогибе // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. № 10. С. 3–14.
Беньямовский В.Н., Левина А.П., Пронин В.Г. и др. 1991. Нижнеэоценовые отложнения Тургайского прогиба // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. № 7. С. 3–16.
Бергер В.Х. 1985. Стратиграфия глубоководных осадков. Климатические скачки в кайнозое и поиск обратных связей между химизмом и климатом // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир. С. 126-160.
Богданова Т.Н. 1961. Пелециподы валанжина Копет–Дага и их стратиграфическое распределение // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 46. С. 126–143.
Бодылевский В.И. 1963. Меловая система // Геология СССР. Т. 2. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Часть I. Геологическое описание. М.: С. 666–682.

Бойцова Е.П. 1961. Меловые отложения // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 53. С. 105–116.

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г. и др. 1986. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, экосистема, нефтеносность) // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 649, 217 с.

Бугрова Э.М., Гладкова В.И., Дмитриева Т.В. и др. 2005. Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя // СПб.: ВСЕГЕИ, 324 с.

Бугрова Э.М., Глезер З.И., Панова Д.А. и др. 1997. Биостратиграфия опорного разреза палеогена Восточного Прикаспия по микрофоссилиям // Регион. геол. и металл. № 6. С. 64–76.

Булынникова С. П., Гольберт А.В., Климова И.Г. и др. 1974. Новое о берриасском ярусе на севере СССР // Тр. СНИИГГИМС. Вып. 192. С. 100–107.

Булынникова С. П., Гольберт А.В., Климова И.Г. и др. 1978. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно – Сибирской плиты // Тр. СНИИГГИМС. Вып. 248, 87 с.

Быстрова В.В. 1990. Новые виды–индексы из валанжин – готеривских отложений бассейна реки Печоры // Стратиграфия и палеонтология мезо–кайнозоя Советской Арктики. Л.: С. 132–136.

Вага Д.Д.О. 2007. Нанопланктон палеоцена-эоцена южной периферии Восточно-Европейской платформы // Автореф. дисс. канд. геол.–мин. наук. Киев: Инст. геол. наук. 28 с.

Василевская Н.Д. 1957. Эоценовая флора Бадхыза // Сборник памяти Африкана Николаевича Криштофовича // М.-Л.: Изд-во АН СССР. С. 103–176.

Васильева О.Н. 1994. Биостратиграфия морских палеогеновых отложений района г. Кургана по диноцистам и акулам // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя – нижнего кайнозоя Зауралья. Екатеринбург: С. 139–151.

Васильева О.Н. 1999. Стратиграфия палеоценовых отложений в бассейне р. Лозьвы (Северный Урал) по палинологическим данным // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: С. 170–175.

Васильева О.Н., Железко В.И., Козлов В.А. 2001. Тавдинская (чеганская) свита Зауралья – ее возраст по микрофитопланктону и эласмобранхиям, корреляция с одновозрастными отложениями Западной Сибири, Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Ин-т геол. и геохим. УрО РАН. С. 61–73.

Вахрамеев В.А., Ильина В.И., Калачева Е.Д. и др. 1982. Зоны юрской системы в СССР // Тр. Межвед. Стратигр. Комитета СССР. Т. 20. 192 с.

Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район Верхнего Притоболья). 1990 // Свердловск: УрО АН СССР, 254 с.

Виноградов А.П. (Ред.). 1961. Атлас литолого - палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления в 1:5 000 000 масштабе. Т. 2. Мезозой и кайнозой // М.-Л.: Госгеолтехиздат, 97 прил.

Виноградов А.П. (Ред.). 1967-1969. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР // М.: Мингео СССР, 255 карт.

Волков Ю.В. 1990. Солнечная активность и климатическая зональность // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 65. Вып. 3. С. 108-115.

Волков Ю.В. 1997. Климатическая зональность и палеотечения в геологическом прошлом (модельные исследования для палеозоя и мезозоя) // Тр. РНАН. № 12, 49 с.

Волков Ю.В. 2002. Климатическая зональность и палеотечения в геологическом прошлом (модельные исследования для палеозоя и мезозоя) // М.: Спутник, 64 с.

Волков Ю.В., Найдин Д.П. 1994. Вариации климатических зон и поверхностные океанические течения в меловом периоде // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 69. Вып. 6. С. 103-123.

Волков Ю.В., Найдин Д.П. 1998. Пассатные течения и меридиональное расселение некоторых морских беспозвоночных // Докл. АН СССР. Т. 358. № 3. С. 367-370.

Волкова В.С. Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. 2002. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири // Новосибирск: ГЕО, 246 с.

Геология СССР. Том XXXIV. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Книга 1. 1971 // М.: Недра, 536 с.

Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П. и др. 1962. Юрские и меловые отложения Русской платформы // М.: МГУ, 196 с.

Герман А.Б. 2004а. Альбская - позднемеловая флора Анадырско-Корякского и Северно-Аляскинского субрегионов: сравнительная палеофлористика, фитостратиграфия и палеоклиматология // Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 54 с.

Герман А.Б. 2004б. Позднемеловой климат Евразии и Аляски (по палеоботаническим данным) // Тр. ГИН РАН. Вып. 559, 157 с.

Герман А.Б. 2004в. Меловая флора района Как-Каолак, Северная Аляска // Стратиг. Геол. корр. Т. 12. № 4. С. 68-82.

Герман А.Б., Моисеева М.Г. 2006. Флористические изменения вблизи мел-палеогеновой границы в Северной Пацифике (на примере палеоценовой флоры Северной Аляски) // Тр. ГИН РАН. Вып. 580. С. 83-89.

Герман А.Б., Моисеева М.Г., Спайсер Р.Э. и др. 2004. Маастрихт-палеоценовые флоры Северо-Востока России и Северной Аляски и флористические изменения на границе мела и палеогена // Стратигр. геол. корр. Т. 12. № 5. С. 55-64.

Герман А.Б., Спайсер Р.Э. 1997. Континентальный мел Северо-Востока Азии и Аляски: сравнение флор и палеоклимата // Стратигр. геол. корр. Т. 5. № 1. С. 60-66.

Герман А.Б., Спайсер Р.Э. 2002. Меловая флора реки Какповрак (запад Северной Аляски) // Палеонт. журн. № 3. С. 81-95.

Глезер З.И. 1969. Позднеэоценовые комплексы диатомовых, кремневых жгутиковых водорослей и эбриидей юго-западной части Тургайского прогиба // Тр. ВСЕГЕИ. Т. 130. С. 67–85.

Глезер З.И. 1979. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геол. № 11. С. 19–30.

Глезер З.И. 1996. Связь эволюции эоценовых диатомовых флор с некоторыми

абиотическими факторами // Стратигр. геол. корр. Т. 4. № 3. С. 62–70.
Глезер З.И., Грундан Е.Л. 2005. Новые данные о раннепалеоценовых диатомовых водорослях и силикофлагеллятах// Мат. XIII Всеросс. микропалеонт. совещ. Москва: ГЕОС. С. 142–143.
Глезер З.И., Кузнецова Т.А., Афанасьева Н.И. 1977. О возрасте и фациальной принадлежности диатомитов Среднего Поволжья // Сов. геол. № 8. С. 113–119.
Глезер З.И., Степанова Г.В. 1994. Расчленение и корреляция палеогеновых отложений Карского моря по диатомеям и силикофлагеллатам // Регион. геол. и металлоген. № 2. С. 148–153.
Головинова М.А., Найдин Д.П. 2005. Гастроподы пограничных слоев сеномана и турона Усть-Енисейской впадины (север Средней Сибири) // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя. М.: РАЕН. С. 193-195.
Гольберт А.В., Булынникова С.П., Григорьева К.Н. и др. 1981. Опорный разрез неокома севера Сибирской платформы (Енисей - Хатангский прогиб, Анабаро - Хатангская впадина). Геологическое описание // Новосибирск. Т. 1, 98 с.; Т. 2, 135 с.
Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильенок Л.Л. и др. 1977. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периоде // М.: 107 с.
Гольберт А.В., Климова И.Г. 1979. Пограничные слои юры и мела и морской нижний мел в опорном разрезе неокома Западной Сибири (по обнажениям вблизи Приполярного Урала) // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука. С. 35–40.
Гольберт А.В., Климова И.Г., Булынникова С. П. и др. 1974. К биостратиграфии неокома севера СССР // Тр. СНИИГГИМС. Вып. 192. С. 108–110.
Гольберт А.В., Климова И.Г., Сакс В.Н. 1972. Опорный разрез неокома Западной Сибири (в Приполярном Зауралье) // Новосибирск, 183 с.
Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. 1968. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене // М.: Наука, 152 с.
Гордеев Н.И. 1971. Об аммонитах из полиптихитового горизонта неокомских отложений Мангышлака // Тр. ИГиГ. Гурьев. Вып. 2. С. 190–198.
Грамберг И.С. 2002. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб. С. 17-32.
Грамберг И.С., Ронкина З.З. 1983. Позднепалеозойско - мезозойский этап в истории палеогеографического развития Советской Арктики // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 555. С. 12-19.
Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. 2006. Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела тетического и бореального поясов // Док. РАН. Т. 409. № 3. С. 365-368.
Дембовска Я., Марек С. 1979. Граница юра – мел на польской низменности // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука. С. 40–43.
Дибнер В.Д. 1962. Мезозойские отложения Новой Земли // Тр. НИИГА. Т. 130.

С. 58–75.

Дибнер В.Д., Разин В.К., Ронкина З.З. 1962. Литология и условия формирования мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа // Тр. НИИГА. Т. 121. Вып. 18. С. 44-74.

Дисса Ф.М. 1965. Нові дані про зв'язок нижньокрейдових морів Дніпровсько – Донецкоі та Причерноморськоі западин через Конксько – Ялынський грабен // Геол. Журн. Т. 25, вып. 2. С. 92–96.

Добровольский А.Д. 1961. Об определении водных масс // Океанология. Т. 1. Вып. 1. С. 12–24.

Друщиц В.В., Кудрявцев М.П. (Ред.). 1960. Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма // М.: Гостоптехиздат, 701 с.

Егоян В.Л., Ткачук Г.А. 1965. К стратиграфии готерива Северного Кавказа // Тр. КФ ВНИИнефть. Вып. 16. С. 244-285.

Ефимова В.Н., Лилеева А.А., Романова В.И. 1967. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений центральных районов Русской платформы // Бюл. НТИ. Стратиграфия. № 7. С. 78–82.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. 1995. Палеогеография середины мелового периода // Стратигр. геол. корр. Т. 3. № 3. С. 15-41.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. 2004. Палеогеографические перестройки и седиментация мелового периода // Тр. ГИН РАН. Вып. 550. С. 52-87.

Жаркова Р.А., Герасимова А.А. 1966. К стратиграфии континентальных юрско – неокомских отложений Среднего Зауралья / Науч. труды Пермского политехнического ин-та. Сб.20. С. 209–223.

Железко В.И., Козлов В.А. 1999. Эласмобранхии и биостратиграфия палеогена Зауралья и Средней Азии // Мат. стратигр. и палеонт. Урала. Вып. 3, 322 с.

Жилин С.Г. 2005. О разнообразии казахстанских флор в конце позднего эоцена // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. Тр. Межд. палеоботан. конф. Вып. 1. М.: ГЕОС. С. 97–101.

Жирмунский А.М. 1927. Фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений о.Шпицбергена // Тр. Плавучеморск. науч. ин-та. Т. II. Вып. 3. С. 91-113.

Журавлев В.С. 1952. Нижний валанжин Эмбенской солянокупольной области // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 27, вып. 2. С. 47–54.

Заклинская Е.Д. 1977. Покрытосеменные по палинологическим данным // Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука. С. 66–119.

Закревская Е.Ю. 2005. Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене Северо-восточного Перитетиса // Стратигр. геол. корр. Т. 13. № 1. С. 68–86.

Зальцман И.Г., Фрейман Е.В. 1971. О новом позднеэоценовом комплексе фораминифер на юге Западно-Сибирской низменности // Труды СНИИГГИМС. Вып. 115. С. 85–86.

Запорожец Н.И. 1998. Новые данные по стратиграфии зоцена и олигоцена Северных Ергеней (Юг Русской платформы) // Стратигр. геол. корр. Т. 6. № 3. С. 56–73.

Зархидзе В.С. 1992. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Книга II. СПб.: ВНИИ Океангеология. С. 6–28.

Захаров В.А. 2002. Климат Северо-Восточной Азии в мезозое (обзор) // Сборн. памяти чл.-корр. АН СССР проф. В.А. Вахрамеева. М.: ГЕОС. С. 262-269.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Лебедева Н.К. и др. 1989. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (разрез по р. Янгода) // Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 70 с.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Лебедева Н.К. и др. 1991. Свидетельства эвстатики Мирового океана в нижнем мелу на севере Сибири // Геол. геофиз. № 8. С. 8-15.

Захаров В.А., Занин Ю.Н., Зверев К.В. и др. 1986. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири // Усть-Енисейская впадина. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 82 с.

Захаров В.А., Касумзаде А.А. 2005. О бореальном роде *Buchia* (Bivalvia) в титоне Малого Кавказа // Стратигр. геол. корр. Т. 13. № 6. С. 51-57.

Захаров В.А., Курушин Н.И., Похиалайнен В.П. 1996. Палеобиогеографические критерии геодинамики террейнов северо - восточной Азии в мезозое // Геол. геофиз. Т. 37. № 11. С. 3-22.

Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А. 2001. Хорология и пути миграции позднемеловой арктической биоты // Проблемы стратиграфии и палеогеографии бореального мезозоя. Новосибирск: СО РАН, 81 с.

Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А. 2003. Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геол. геофиз. Т. 44. № 11. С. 1093-1103.

Захаров В.А., Маринов В.А, Агалаков С.Е. 2000. Альбский ярус Западной Сибири // Геол. геофиз. Т. 41. № 6. С. 769-791.

Захаров В.А., Месежников М.С. 1983. Идеи В.Н.Сакса в области палеогеографии и биогеографии бореальной юры и мела // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 555. С. 5-12.

Захаров В.А., Рогов М.А., Алиев К. и др. 2006. Новые данные о строении нижнемелового разреза Конахкенд (Азербайджан, Большой Кавказ) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. мат. третьего Всеросс. совещан. Саратов: СО ЕАГО. С. 58-61.

Захаров В.А., Хлонова А.Ф. 1984. Меловая система // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 596. С. 54-79.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. 1983. Географическая дифференциация морских двустворчатых моллюсков в юре и раннем мелу Арктической зоогеографической области // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 555. С. 72–89.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. 2002. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геол. геофиз. Т. 43, № 2. С. 155-181.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. 2002. Палеонтологические и палеоэкологические свидетельства присутствия этического океана в мезозое // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология.

СПб. С. 80-91.
Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. 1975. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4. С. 101-113.
Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М. и др. 2002. Изотопный состав кислорода и углерода меловых органогенных карбонатов Корякского нагорья. Статья 1. Пенжинская губа // Тихоокеан. геол. Т. 21. № 2. С. 55-73.
Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. 1987. Тектоническая история Арктики. В: Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов // М.: Наука. С. 31-57.
Зонов Н.Т. 1938. Геологическое строение юрских и нижнемеловых фосфоритовых отложений нижнего течения р. Москвы (Бронницкий, Воскресенский, Коломенский районы Московской области) // Тр. НИУИФ. Вып. 140. С. 7–54.
Зубов Н.Н. 1956. Основы учения о проливах Мирового океана // М.: Геогр. литер. 239 с.
Иванова Е.В. 2000. Биогеографическая зональность Индийского океана в позднем мезозое // Стратигр. геол. корр. Т. 8. № 5. С. 43-51.
Казаринов В.П. 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири // М.: Гостоптехиздат, 325 с.
Казмин В.Г., Натапов Л.М. (Ред.). 1998. Палеогеографический атлас Северной Евразии // М.: РАЕН, 28 с.
Какабадзе М.В. 1992. Значение палеобиогеографических данных в установлении природы глобальных трансгрессий и регрессий // Сообщ. АН Груз. ССР. Сер. геол. Т. 146. №. 2. С. 164-167.
Каракаш Н.И. 1907. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна // Тр. СПб. о-ва естеств. Т. XXXII. Вып. 5. Отд. геол. минер, 482 с.
Карпинский А.П. 1887. Очерк физико – географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды // Зап. Акад. Наук. Т. 40, 36 с.
Кафанов А.И. 1979. О статусе арктической морской биогеографической области (по палеонтологическим данным) // Палеоэкология сообществ морских беспозвоночных. Сб. № 16. Владивосток: Ин-т биол. моря, ДВНЦ АН СССР. С. 100-130.
Кванталиани И.В. 1989. Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа и их биостратиграфическое значение // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 98, 229 с.
Келли С.Р. 1990. Биостратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Европы по бухиям // Тр. Инст. геол. геофиз. Сиб. отд. Вып. 699. С. 129-151.
Кирпаль Г.Р., Хацкевич В.А., Фальков Ю.Г. 1971. Меловая система // Геология СССР. Т. 21. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Книга 1. М.: С. 238–299.
Киселев Д.Н., Баранов В.Н., Муравин Е.С. и др. 2003. Атлас геологических памятников природы Ярославской области // Ярославль: Яросл. пед. ун-т, 120 с.
Кисельман Э.Н. 1978. Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск. С. 41–51.
Клаудсли-Томпсон Дж. 1982. Миграция животных // М.: Мир, 136 с.
Козлова Г.Э. 1983. Распространение радиоляриевых зон Атлантики в палеогене

Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. С. 46–51.
Козлова Г.Э. 1999. Радиолярии палеогена Бореальной области России // СПб.: ВНИГРИ, 323 с.
Козлова Г.Э., Зайонц И.Л. 1987. Расчленение опорного разреза палеогена западной части Западно-Сибирской низменности // Геол. геофиз. № 10. С. 46–53.
Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И. 1984. Значение разреза Усть-Маньинской скв. 19 для зонального расчленения палеогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпохи кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск. С. 70–78.
Колпенская Н.Н., Никифорова Е.В., Сочеванова О.А. и др. 2002. Берриас Северного Кавказа (Урухский разрез) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. Вып. 2. СПб, 273 с.
Колтыпин С.Н. 1957. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья // Труды ВНИГРИ. Вып. 109. 217 с.
Копытова Э.А., Грязева А.С. 1960. О палеоценовых отложениях на южной окраине Западно-Сибирской низменности // Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений. Л.: ЛГУ. С. 115 –124.
Коробейников В.П., Морсин П.И., Сурков В.С. и др. 1995. Атлас палеотектонических и геолого – палеогеоландшафтных карт нефтегазоносных провинций Сибири. Часть 1-2 // Новосибирск – Женева, 222 с.
Котетишвили Э.В. 1986. Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеозоогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморской области // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 91, 160 с.
Кравец В.С., Месежников М.С., Слонимский Г.А. 1976. Строение юрско – нижнемеловой толщи в бассейне р. Печоры // Тр. ВНИГРИ. Вып. 388. С. 27–41.
Красилов В.А. 1976. Цагаянская флора Амурской области // М.: Наука, 92 с.
Краснов А.Н. 1910. Начатки третичной флоры юга России // Харьков: Печатник, 112 с.
Крашенинников В.А. 1965. Зональная стратиграфия палеогеновых отложений // Проблемы стратиграфии кайнозоя. М.: Недра. С. 37–61.
Крашенинников В.А. 1982. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана // Тр. ГИН АН СССР. Т. 389, 142 с.
Криштофович А.Н. 1955. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода // Вопросы геологии Азии. Т. 2. М.: АН СССР. С. 824–844.
Криштофович А.Н., Байковская Т.Н. 1966. Верхнемеловая флора Цагаяна в Амурской области // Криштофович А.Н. Избр. труды. Т. 3. М.-Л.: Наука. С. 184-320.
Кузнецов С.А. (Сост и гл. ред.). 2000. Большой толковый словарь русского языка // СПб.: Норинт, 1536 с.
Кулькова И.А. 1971. Эоценовая флора Яно-Индигирской низменности и ее корреляция с другими близкими по возрасту флорами Северного полушария // Кайнозойские флоры по палинологическим данным. М.: Наука. С. 45–65.
Ларионова З.В., Богацкий В.И., Довжикова Е.Г. и др. 2002. Тимано-Печорский

седиментационный бассейн (объяснительная записка к "Атласу геологических карт") // Ухта: изд-во ТП НИЦ, 122 с.

Левина А.П., Беньямовский В.Н., Васильева О.Н. и др. 2006. Биостратиграфия опорного разреза верхнего мела и палеогена в карьере Соколовский (Северный Казахстан): обзор фауны и флоры // Топорковские чтения. Вып. VII. Сб. докл. 7 международ. науч. конф. Т. 1. Рудный: Рудненский индустр. ин-т. С. 406 – 426.

Левина А.П., Лейпциг А.В., Паскарь З.С. 1989. Литолого-стратиграфические основы поисков бокситов в центральной части Тургайского прогиба // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. № 9. С. 29–40.

Лисицын А.П. 1974. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала // М.: Наука, 438 с.

Луппов Н.П., Алексеева Л.В., Богданова Т. Н. и др. 1983. Валанжин Мангышлака // М.: Наука, 120 с.

Луппов Н.П., Богданова Т. Н., Лобачева С. В. и др. 1988. Берриас Мангышлака // Тр. Межвед. Стратигр. Комитета СССР. Т. 17, 204 с.

Лыюров С.В. 1996. Юрские отложения севера Русской плиты // Екатеринбург, 139 с.

Макулбеков Н.М. 1972. Эоценовая флора Северного Казахстана // Алма-Ата: Наука, 177 с

Макулбеков Н.М. 1977. Палеоценовая флора Западного Казахстана и Нижнего Поволжья // Алма-Ата: Наука, 253 с.

Макулбеков Н.М. 1997. Палеоценовые и эоценовые флоры Центральной Евразии: (Этапы развития, корреляция морских и континентальных толщ) // Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 67 с.

Малышев Н.А. 2002. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России // Екатеринбург: УрО РАН, 270 с.

Малышкина Т.П. 2004. Эласмобранхии западной окраины Западно-Сибирского палеогенового бассейна, их стратиграфическое и палеогеографическое значение // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 24 с.

Маринов В.А., Соболев Е.С. 2006. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Устъ-Енисейского района (север Западной Сибири) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Новосибирск: Гео. С. 109-112.

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиноваский А.И. и др. 2000. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня // Владивосток: Дальнаука, 283 с.

Межеловский Н.В. (Ред.). 2005. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы // Очерки по региональной геологии России. Вып.1. М.: Геокарт, 388 с.

Месежников М.С. 1984. Зональное подразделение рязанского горизонта // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 644. С. 54–66.

Месежников М.С., Балабанова Т. Ф., Варенинновa Т. А. и др. 1971. Палеогеография севера СССР в юрском и меловом периодах // Тр. ВНИГРИ. Вып. 304. С. 3–132.

Месежников М.С., Гольберт А.В., Захаров В.А. и др. 1979. Новое в стратиграфии пограничных между юрой и мелом слоев бассейна р. Печоры // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука. С. 66–71.

Милановский Е.В. 1928. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Среднего Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 36. Вып. 2. С. 146-170.

Милановский Е.Е. 1996. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии) // М.: МГУ, 448 с.

Митта В.В. 2002. Новые данные о Neocomitidae (Ammonoidea) из берриаса Московской области // Палеонт. журн. № 4. С. 30-33.

Митта В.В. 2005. Новые данные о возрасте подошвы рязанского яруса // Стратигр. геол. корр. Т. 13. № 5. С. 51-59.

Михайлова И.А., Найдин Д.П. 2002. Систематическое положение и распространение рода *Borissjakoceras* Arkhangelsky, 1916 (Ammonoidea) // Палеонт. журн. № 6. С. 46-56.

Мозговой В.В. 1969. О границе кампанского и маастрихтского ярусов в Нижнем Поволжье // Вопр. геол. Ю. Урала и Поволжья. Вып. 5. Ч. I. С. 137-145.

Моисеева М.Г. 2005. Корякский флористический комплекс Северо-Востока России: систематический состав, экологические, тафономические и палеоклиматические особенности // Тр. Межд. палеоботан. конф. Вып. 1. М.: ГЕОС. С. 212-223.

Мороз С.А., Ермохина Л.И. 1998. Палеогеографические условия Поволжского залива в датском веке // Вопр. палеонт. стратигр. Нов. сер. Вып.1. С. 66-72.

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

Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О. и др. 1996. Палеонтологическая и геохимическая характеристика верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья// Вопр. микропалеонт. Вып. 31. С. 37-43.

Мурдмаа И.О., Келлер Н.Б. 2004. На пороге Средиземноморья // Природа. № 5. С. 3-5.

Найдин Д.П. 1983. Новая радиометрическая шкала фанерозоя // Вестн. МГУ. Сер. 4, геол.. № 6. С. 12-17.

Найдин Д.П. 1995. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы в позднемеловую эпоху // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 70. Статья 1, вып. 2. С. 41-58; Статья 2, вып. 5. С. 49-65.

Найдин Д.П. 2001. Меридиональные связи позднемеловой морской биоты Северного полушария // Тихоокеан. геол. Т. 20, № 7. С. 8–14.

Найдин Д.П. 2002. Еще раз о границе между кампанским и маастрихтским ярусами // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 77. Статья 1. Вып. 2. С. 43-50; Статья 2. Вып. 4. С. 46-56.

Найдин Д.П. 2003. Тургайский пролив в системе меридионального соединения позднемеловых морей Северного полушария // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 78. Вып. 4. С. 49-55.

Найдин Д.П. 2006а. Разрез верхнего мела Кушмурун, Тургайский пролив // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. № 4. С. 3-9.

Найдин Д.П. 2006б. Белемниты на границе кампан-маастрихт в разрезах верхне-

го мела Поволжья // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 81, вып. 6. С. 47-53.
Найдин Д.П., Барабошкин Е.Ю. 2006. Трансарктические связи позднемеловых бакулитов (Ammonoidea) Азии и Северной Америки // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 81, вып. 5. С. 67-73.
Найдин Д.П., Барабошкин Е.Ю., Волков Ю.В. и др. 2002. Мел – палеогеновые меридиональные проливы Северного полушария и Трансарктические корреляции разрезов // Мат. Всеросс. науч. конф. Геология, Геохимия и Геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. М.: С. 166–168.
Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. 1986. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология // М.: Наука, 262 с.
Найдин Д.П., Тейс Р.В. 1977. Изотопный состав кислорода воды мезозойских морей Евразии // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 52. Вып. 3. С. 5-11.
Несис К.Н. 1985. Океанические головоногие моллюски. Распространение, жизненные формы, эволюция // М.: Наука, 286 с.
Несов Л.А. 1992. Значение смен вертикальной циркуляции в океане для исторических перемен в планетарном балансе тепла, региональных климатах и биосе // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Вып. 1. № 7. С. 3-10.
Несов Л.А. 1992. Нелетающие птицы меридиональных морских проливов позднего мела Сев. Америки, Скандинавии, России и Казахстана как показатели особенностей океанической циркуляции // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 67. Вып. 5. С. 73-83.
Несов Л.А., Приземлин Б.В. 1991. Эволюционно продвинутые нелетающие птицы отряда гесперорнисобразных позднего сенона Тургайского пролива: первые находки группы в СССР // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. Т. 239. С. 85-107.
Несов Л.А., Ярков А.А. 1993. Гесперорнисы в России // Рус. орнит. журн. Т. 2, вып. 1. С. 37-54.
Нестеров И.И. (Ред.). 1976. Атлас литолого - палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно - Сибирской равнины // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 93, 86 с.
Орешкина Т.В., Александрова Г.Н., Козлова Г.Э. 2004. Биотические события раннего эоцена (разрез Камышлов, Свердловская область) // Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской провинций: стратиграфия, литология и палеонтология. Саратов. С. 79–81.
Орешкина Т.В., Алексеев А.С., Смирнова С.Б. 1998. Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: биостратиграфические и палеогеографические аспекты // Тр. ГИН РАН. Вып. 500. С. 183–192.
Орешкина Т.В., Радионова Э.П. 2005. Динамика диатомей краевых бассейнов Бореального Перитетиса // Мат. XIII Всерос. микропалеонт. совещ. М.: ГЕОС. С. 147–149.
Папулов Г.Н. 1974. Меловые отложения Урала (Стратиграфия, палеогеография, палеотектоника) // М.: Наука, 202 с.
Папулов Г.Н. 1988. Юрские и меловые озерные бассейны Западной Сибири // История озер позднего мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука. С. 73-81.
Папулов Г.Н. 1990. Биостратиграфия верхнемеловых отложений района // Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район Верхнего Притоболья).

Свердловск: УрО АН СССР. С. 154-173.
Папулов Г.Н., Железко В.И., Левина А.П. (Ред.). 1990. Верхнемеловые отложения Южного Зауралья. // Свердловск: УрО АН СССР. С. 46-58.
Пастернак С. І., Сеньковский Ю.М., Гаврилишин В.І. 1970. Литолого–палеогеографічна карта альбу Волино – Поділля і суміжных територій // Допов. АН УРСР. Сер. Б, геол., геофіз., хім. та біолог. № 6. С. 489–491.
Пастернак С. И., Андреева Л.П. 1977. Опорный разрез неокома во Львовской мульде // Геол. и геохим. горюч. иск. Вып. 48. С. 85–92.
Пашуков Г.Н., Шатров В.П. 1976. Время возикновения Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое // Ежегодник-1975. Свердловск: изд-во ин-та геол. геохим. УНЦ АН СССР. С. 9–13.
Подобина В.М. 1988. Тавдинский горизонт и положение границы эоцена и олигоцена в Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 63. Вып. 4. С. 81–89.
Подобина В.М. 1998. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири // Томск, 338 с.
Подобина В.М. 2000. Биостратиграфия и биогеография сеномана-сантона Западной Сибири, Западной Канады и Северной Аляски на основании фораминифер) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 75. Вып. 4. С. 31-38.
Попов С.В. 1994. Зоогеография позднеэоценовых бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам // Стратигр. геол. корр. Т. 2. № 6. С. 103–115.
Послwoвская Г.Г. 1958. Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнего мела Медведицко – Иловлинских поднятий / Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Ниж. Поволжья и смежных областей // Вольск: С. 195–208.
Послaвская Г.Г. 1974. Опыт палеоэкологического анализа двустворчатых моллюсков лянцеолятовой зоны маастрихта Ульяновско-Саратовского Правобережья Волги // Вопр. геол. Ю. Урала и Поволжья. Вып. 9. Часть I. С. 135-150.
Похиалайнен В.П. 1985. Альб - сеноманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого Океана // Тихоокеан. геол. № 5. С. 15-22.
Практическая палиностратиграфия. 1990. // Л.: Недра, 348 с.
Принада В.Д. 1938. Материалы к познанию мезозойской флоры бассейна р. Колымы // Л.: ГОНТИ, 74 с.
Прозоровский В.А. 1991. Верхняя юра и нижний мел Запада Средней Азии: Стратиграфия и история геологического развития // Л.: ЛГУ, 256 с.
Прохоров А.М., Гиляров М.С., Жуков Е.М. 1980. Советский энциклопедический словарь // М.: 1600 с.
Прошляков Б.К., Гальянова Т. И., Пименов Ю.Г. и др. 1981. Неокомские отложения Южно – Эмбенской области // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 56. Вып. 6. С. 45–52.
Радионова Э.П., Орешкина Т.В. 2005. Фациальная динамика диатомовых комплексов Восточно-Европейского сектора Бореального Перитетиса в интервале перехода от палеоцена к эоцену // Мат. XIII Всерос. микропалеонт. совещ. М.: ГЕОС. С. 149–151.
Радионова Э.П., Яковлева А.И., Васильева О.Н. 2004. Палеогеография Тургайского прогиба в танете-раннем ипре // Фанерозой Волго-Уральской, Прикас-

пийской и Северо-Кавказской провинций: стратиграфия, литология и палеонтология. Саратов. С. 90–92.
Ренгартен В.П. 1926. Фауна меловых отложений Ассинско – Камбилеевского района на Кавказе // Тр. Геол. Ком. Нов. сер. Вып. 147, 132 с.
Репин Ю.С., Меледина С.В., Алексеев С.Н. 1998. Представители Phylloceratida (Ammonoidea) из нижней юры Северо-Восточной Азии // Палеонт. журн. № 5. С. 26-37.
Савельев А.А., Василенко В.П. 1963. Фаунистическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. Вып. 218. С. 248–300.
Савчинская О.В. 1950. О некоторых особенностях верхнемеловых отложений и их макрофауны в Донецком канале // Уч. зап. Харьк. гос. ун-та. Т. 31. С. 87-94.
Сазонова И.Г. 1958. Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы // Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы. М.: С. 31–184.
Сазонова И.Г. 1971. Берриасские и нижневаланжинские аммониты Русской Платформы // Тр. ВНИГНИ. Вып. 110. С. 3–110.
Сазонова И.Г. 1977. Аммониты пограничных слоев юрской и меловой систем Русской платформы // Тр. ВНИГНИ. Вып. 185, 128 с.
Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. 1967. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. Вып. 62, 260 с.
Сакс В.Н. 1961. Палеогеография Арктики в юрском и меловом периодах. Докл. на ежегод. чтениях пам. В. А. Обручева, 4. 1956-1960.
Сакс В.Н. 1976. Некоторые аспекты геологического развития севера Евразии в мезозое // Геол. геофиз. № 3. С. 3-11.
Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др. 1971. Палеозоогеография морей бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука. С. 179-211.
Сакс В.Н., Ронкина З.З. 1957. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины // Тр. НИИГА. Т. 90, 232 с.
Сакс В.Н., Шульгина Н.И., Басов В.А. и др. 1972. Граница юры и мела и берриасский ярус в бореальном поясе. Новосибирск, 371 с.
Самылина В.А. 1960. Покрытосеменные растения из нижнемеловых отложений Колымы // Ботан. журн. Т. 45. № 3. С. 335-352.
Самылина В.А. 1964. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть I. Хвощевые, папоротники, цикадовые, беннетитовые // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботан. Вып. V. С. 40-79.
Самылина В.А. 1967. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть II. Гинкговые, хвойные. Общие главы // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботан. Вып. VI. С. 134-175.
Самылина В.А. 1974. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флор кайнофита) // XXVII Комаровские чтен. Л.: Наука, 56 с.
Самылина В.А. 1976. Меловая флора Омсукчана (Магаданская область) // Л.: Наука, 207 с.
Самылина В.А. 1988. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии // Л.:

Наука, 131 с.
Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н. 1968. Палеогеография Западно – Сибирской низменности в раннемеловую эпоху. М.: Наука, 80 с.
Сахаров А.С. 1993. Бореальные элементы в стратиграфической схеме верхней юры и неокома Северо-Восточного Кавказа // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносносных регионов России. СПб.: ВНИГНИ. С. 146-156.
Сегедин Р.А. 1972. К стратиграфии палеогеновых отложений Примугоджарья и северо-западной части Казахского Урала // Тр. ин-та геол. геохим. УрО АН СССР. С. 29-50.
Сей И.И., Калачева Е.Д. 1990. Биостратиграфия и фауна верхней юры и низов мела южного Приморья (Дальний Восток России) // Тр. ин-та геол. геофиз. СО АН СССР. Вып. 699. С. 178-187.
Сей И.И., Калачева Е.Д. 1997. Граница юрской и меловой систем в бореальной области (Биостратиграфия, бореально – тетическая корреляция) // Стратигр. геол. корр. Т. 5, № 1. С. 42–59.
Сей И.И., Калачева Е.Д. 2005. К проблеме юрско-меловой границы // Первое Всероссийское совещание "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии". М.: ГИН РАН. С. 75.
Словарь общегеографических терминов. Т. I. 1975 // М.: Прогресс, 407 с.
Словарь по геологии нефти. 1958 // Л.: Гостоптехиздат, 776 с.
Смирнов М.В., Барабошкин Е.Ю., Богданова Т.Н. и др. 2004. Титон и неоком Северного Каспия // Бюл. (МОИП). Отд. геол. Т. 79. Вып. 2. С. 30-39.
Смирнова С.Б., Барабошкин Е.Ю. 2006. Спорово-пыльцевые комплексы валанжина - баррема р.Ятрия (Приполярный Урал) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Новосибирск: Гео. С. 50-52.
Соболев Д.Н. 1941. О тектонике Днепро-Донецкой мульды // Сов. Геол. № 1. С. 88-110.
Соколова Е.А. 1997. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанологии РАН, 26 с.
Сонненфелд П. 1988. Рассолы и эвапориты // М.: Мир, 480 с.
Станиславский Ф.А. 1950. Палеогеновая флора с. Волянщины // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Киев, 31 с.
Степанов В.Н. 1983. Океаносфера // М.: Мысль, 271 с.
Стрельникова Н.И. 1974. Диатомеи позднего мела (Западная Сибирь) // М.: Наука, 203 с.
Стрельникова Н.И. 1992. Палеогеновые диатомовые водоросли // СПб, 308 с.
Ташлиев М.Ш., Товбина С.З. 1992. Палеогеография запада Средней Азии в меловой период // СПб.: Недра, 324 с.
Товбина С.З. 1988. О находке *Buchia* aff. *keyserlingi* (Lahusen) в коуской свите (нижний мел) Копетдага // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 63. Вып. 4. С. 90–93.
Толковый словарь английских геологических терминов. Издание 4-е. 2002 // Пер. с англ. под ред. Н.В.Межеловского. М.: компьютерная версия.
Топчишвили М.В. (Ред.). 2005. Атлас раннемеловой фауны Грузии // Тр. геол. инст. АН Грузии. Нов. сер. Вып. 120. 788 с.

Умова Л.А, Цаур Т. И., Шатров В.П. 1968. Палеогеография Восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время // Свердловск: Урал. филиал АН СССР, 83 с.

Устинов В.Я. 1958. Первые находки третичных отложений на западном склоне Полярного Урала // Бюл. науч.-тех. инф. Мин геол. и охраны недр СССР. № 1 (13). С. 5–6.

Филиппова Г.Г. 1975. Флора нижнемеловых отложений Умкувеемской и Айнахкургенской впадин // Материалы по геол. и полезн. иск. Северо-Востока СССР. № 22. С. 23-35.

Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. 1964. // Тр. ВНИГРИ. Вып. 234, 455 с.

Хабарова Т.Н., Кононова Л.А., Мятлюк Е.В. и др. 1984. Берриас юго – восточной части Прикаспийской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 132–134.

Хоментовский О.В. 1992. Иноцерамы пограничных слоев сеномана и турона Усть-Енисейской впадины // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Кн. 1. СПб: ВНИИОкеанология. С. 78-85.

Хоша В., Прунер П., Шадима М.: и др. 2003. Результаты магнитостратиграфической бореально-тетической корреляции пограничного юрско-мелового интервала и их интерпретация // Мат. LIII сесс. ВПО. СПб.: Лаб. операт. печати ф-та журналистики СПбГУ. С. 133-135.

Хромов С.П. 1968. Метеорология и климатология (для географических факультетов) // Л.: Гидрометиздат, 491 с.

Хромов С.П., Петросянц М.А. 2001. Метеорология и климатология. Издание пятое, переработанное и дополненное // М.: МГУ, 528 с.

Хромов С.П., Петросянц М.А. 2006. Метеорология и климатология // М.: МГУ, 582 с.

Худолей К.М. 1981. Палеозоогеографические таксоны, их развитие, климатическая зональность и пути миграции мезозойских аммоноидей в Тихом океане // Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Магадан: Магаданское книжное изд-во. С. 119-128.

Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А. 2003а. Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 1. Ларамийская эпоха // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 78. Вып. 1. С. 3–15.

Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А. 2003б Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 2. Пиренейская эпоха и ее сравнение с ларамийской // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 78. Вып. 2. С. 13–21.

Чумаков Н.М. 1995. Проблема теплой биосферы // Стратигр. геол. корр. Т. 3. № 3. С. 3-14.

Чумаков Н.М. 1998. О гальках и валунах, рассеянных в меловых отложениях Южной Англии // Литол. полезн. иск. № 4. С. 355-370.

Чумаков Н.М. 2005. Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратигр. геол. корр. Т. 13. No. 3. С. 3-25.

Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. 1995. Климатические пояса в се-

редине мелового периода // Стратигр. геол. корр. Т. 3. № 3. С. 42-63.
Шилин П.В. 1986. Позднемеловые флоры Казахстана: систематический состав, история развития, стратиграфическое значение // Алма-Ата: Наука, 200 с.
Шульгина Н.И. 1985. Бореальные бассейны на рубеже юры и мела // Тр. ВНИИокеангеология. Т. 193, 163 с.
Шуцкая Е.К. 1970. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. Вып. 70. 255 с.
Эволюция углеобразования на Северо-Востоке Азии. 1987 // Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 186 с.
Янин Б.Т. 1970. О находке *Aucella volgensis* Lahusen (Bivalvia) в валанжине Крыма // Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол. и географ. № 5. С. 100–102.
Akhmetiev A.M. 1996. Ecological Crises of the Paleogene and Neogene in Extratropical Eurasia and their putative causes // Paleont. J. Vol. 30, No. 6. P. 738–748.
Akhmeteiv M.A. 2000. The Late Eocene and Oligocene phytogeography of Western Eurasia // Paleont. J. Vol. 34. No. 2. Suppl. 1. P. 106–115.
Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N. 2004. Paleocene and Eocene of Western Eurasia (Russian sector) – stratigraphy, palaeogeography, climate // N. Jb. Geol. Paläont. Bd. 234. P. 137–181.
Alabushev A., Wiedmann J. 1994. Paleogeographic significance of the distribution of Albian (Cretaceous) ammonite faunas in the Pacific coast of North - East Russia // N. Jb. Geol. Palaeont. Mh. Hf .4. S. 193-204.
Alsen P., Rawson P.F. 2005. The Early Valanginian (Early Cretaceous) ammonite *Delphinites (Pseudogarnieria)* from North-Eeast Greenland // Bull. Geol. Soc. Denmark. Vol. 52. P. 201-212.
Anderson F.M. 1938. Lower Cretaceous deposits in California and Oregon // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 16, 340 p.
Anonymous. 1978. C.I.A. handbook, polar regions atlas // Nat. Foreign Ass. Center C.I.A. USA. 66 p.
Avram E., Turculet I., Melinte M. 1998. Boreal immigrants into the Valanginian successions of the Roman Carpathians // Rom. Journ. Stratigr. Vol. 77. No. 4. P. 27-35.
Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. 2006. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Vol. 302, 169 p.
Balukhovsky AN., Bocharova N.Yu., Bush W.A. et al. 1998. 6-th Zonenshain conference of plate tectonics // Moscow. P. 116 – 117.
Baraboshkin E.J. 1996a. On the early Cretaceous paleobiogeography, biostratigraphy and paleogeography of the Russian Platform // Cretaceous stratigraphy, paleobiology and paleobiogeography. Tuebingen. P. 114–116.
Baraboshkin E.J. 1996b. Russian Platform as a controller of the Albian Tethyan/Boreal ammonite migration // Geol. Carpathica. Vol. 47. No. 5. P. 1–10.
Baraboshkin E.J. 1997. The Tethyan/Boreal Problem as the result of paleobiogeographical changes: Early Cretaceous examples from the Russian Platform // Mineral. Slovaca. vol. 29, No. 4–5. P. 250–252.
Baraboshkin E.J. 1999. Berriasian – Valanginian (Early Cretaceous) sea–ways of the

Russian Platform basin and the problem of Boreal /Tethyan correlation // Geol. Carpathica. Vol. 50. No. 1. P. 1–16.

Baraboshkin E.J. 2002. Early Cretaceous seaways of the Russian Platform and the problem of Boreal / Tethyan correlation // Tethyan / Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe. Bratislava: VEDA. P. 39–78.

Baraboshkin E.J., Kopaevich L.F., Olferiev A.G. 1998. The Mid–Cretaceous events in eastern Europe: development and paleogeographical significance // Mem. Mus. nat. Hist. nat. Vol. 179. P. 93–110.

Baraboshkin E.J., Mutterlose J. 2005. The Late Hauterivian - Barremian belemnite succession of the Russian Platform // 2 Int. Symp. Coleoid Cephalopods Through Time. Prague. P. 19-23.

Baraboshkin E.Yu., Alekseev A.S., Kopaevich L.F. 2003. Cretaceous paleogeography of the North-Eastern Peri-Tethys // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. Vol. 196. No. 1-2. P. 177-208.

Barron E.J., Fawsett P.J., Peterson W.H. et al. 1993. Model simulation of Cretaceous climates: The role of geography and carbon dioxide // Phil. Trans. Roy. Soc. V. 341. P. 307-316.

Barron E.J., Fawsett P.J., Peterson W.H. et al. 1995. A simulation of mid-Cretaceous climate // Paleoceanogr. Vol. 10. No. 5. P. 953-962.

Beniamovski V.N. 1998. Dynamics of development of benthic Paleocene-Earle Eocene forammifera faunas of the European paleobiogeographic area (EPA) // Strata. Ser. 1. Vol. 9. P. 29-32.

Beniamovskii V.N., Khokhlova I.E., Iakovleva A.I. 1999. The great benthic foraminiferal extinction and turnover in radiolarian and dynocyst as the reflect of great changes in the epicontinental basins of the northeastern Peri-Tethys in the Paleocene-Eocene transition interval // The first internat. conf. on the geology of Africa. Assiut-Egypt. P. 12–15.

Beniamovskii V.N., Kopaevich L. 2002. Late Cretaceous palaeobiogeography and migrations of Foraminifera in western Eurasia // Österr. Acad. Wiss. Schrift. Erdwiss. Kommis. Bd. 15. P. 61-78.

Berger W.H. 1970. Biogenos deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation // Bull. Geol. Soc. America. Vol. 81. No. 3. P. 1385-1402.

Berger W.H. 1982. Deep-sea stratigraphy: Cenozoic climate steps and the search for chemo-climatic feedback // Cyclic and Event Stratigraphy. Berlin. S. 121-157.

Berger W.H., Thierstein H.R. 1979. On Phanerozoic mass extinctions // Naturwiss. No. 66. S. 46-47.

Berggren W.A. 1981-1982. Role of ocean gateways in climate changes // Stockholm Contrib. Geol. Vol. 37. P. 9-20.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C. et al. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation // SEPM Spec. Publ. No. 54. P. 129–212.

Berggren W.A., Pearson P.N. 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation // Journ. Foram. Res. Vol. 35. No. 4. P. 279–298.

Birkelund T. 1965. Ammonites from the Upper Cretaceous of West Greenland //

Medd. Grönl. Bd. 179. No. 7. 192 p.
Birkelund T., Clausen C.K., Hansen H.N. et al. 1983. The Hectoroceras kochi Zone (Ryasanian) in the North Sea Central Graben and remarks on the Late Cimmerian Unconformityn // Danm. geol. Unders. P. 53-72.
Birkelund T., Håkansson E. 1983. The Cretaceous of North Greenland – a stratigraphic and biogeographical analysis // Zitteliana. No. 10. P. 7–25.
Birkelund T., Hancock J.M., Hart M.B. et al. 1984. Cretaceous stage boundaries – proposals // Bull. Geol. Soc. Denmark. Vol. 33. No. l–2. P. 3–20.
Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M. et al. 2006. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature. Vol. 441. No. 1. P. 606–609.
Brotzen F. 1948. The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Sveriges Geol. Unders. Ser. C. No. 493. 145 p.
Casey R. 1973. The ammonite succession at the Jurassic – Cretaceous boundary in eastern England // Geol. Journ. Spec. Iss. No. 5. P. 193–266.
Casey R. 1999. The age of the Argiles a Bucaillella of Normandy, the systematic position of the Cretaceous ammonite genera *Bucaillella* and *Arcthoplites,* and the delimitation of the Aptian / Albian boundary // Cret. Res. Vol. 20. P. 609-628.
Cavelier C., Pomerol Ch. 1986. Echelle de correlation stratigraphique du Paleogene stratotypes, etages standarts, biozones, chemozones et anomalies magnetiques // Geol. France. No. 3. P. 261–262.
Chamney T.P. 1973. Micropaleontological correlation of the Canadian boreal Lower Cretaceous// Geol. Journ. Spec. Iss. No. 5. P. 19-40.
Christensen W.K. 1997. Palaeobigeography and migration in the Late Cretaceous belemnite family Belemnitellidae // Act. Pal. Polon. Vol. 42. No. 4. P. 457-495.
Clark D.L. 1977. Climatic factors of the Late Mesozoic and Cenozoic Ocean // Polar Oceans. Calgary. P. 603–615.
Clark D.L. 1982. The Arctic Ocean and Post-Jurassic paleoclimatology // Climate in Earth history. Studies in geophysics. Washington DC. Nat. Acad. Press. P. 133–138.
Collins L.S., Coates A.G., Berggren W.A. et al. 1996. The late Miocene Panama isthmian strait // Geology. Vol. 24. No.8. P. 687-690.
Costa L.I., Downie C. 1976. The distribution of the dinoflagellate *Wetzeliella* in the Palaeogene of North-Western Europe // Palaeontology. Vol. 19 (4). P. 591-614.
Costa L.I., Manum S.B. 1988. The distribution of the interegional zonation of the Paleogene (D1-D15) and the Miocene (D16-D20) // Geol. Jahrb. A. Hf. 100. P. 321 – 330.
Covey C., Barron E. 1988. The role of ocean heat transport in climatic change // Earth Sci. Rev. Vol. 24. No. 6. P. 429-445.
Dadlez R., Feldman-Olszewska A., Gazdzicka E. et al. 1998. Palaeogeographical atlas of the epicontinental Permian and Mesozoic in Poland // Warszawa: Inst. Geol., 7 p.
de Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. et al. (Eds.). 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins // Soc. Sed. Geol. Spec. Publ. No. 60, 786 p.
Detterman R.L. 1973. Mesozoic Sequence in Arctic Alaska // Amer. Ass. Petr. Geol.

Mem. 19. P. 376-387.
Dhondt A.V., Naidin D.P. 2004. Maastrichtian faunas from Turgay Strait (Northern Kazakhstan) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещ. СПб: СПбГУ. С. 87.
Dhondt A.V., Naidin D.P., Levina A.P. et al. 1996. Maastrichtian faunas from Turgay Strait (Northern Kazakhstan) // Mitt. Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Hamburg. Hf. 77. S. 49-61.
Evolution of the Western Interior Basin. 1993. // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 39.
Föllmi K.B. 1989. Mid-Cretaceous Platform Drowning, Current-Induced Condensation and Phosphogenesis, and Pelagic Sedimentation along the Eastern Helvetic Shelf (Nortern Tethys Margin) // Cretaceous of the Western Tethys. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlag. P. 585-606.
Fontaine W.M. 1889. The Potomac or Younger Mesozoic Flora // U.S. Geol. Surv. Monogr. XV, 377 p.
Frebold H. 1929. Ammoniten aus dem Valanginien von Spitsbergen // Skr. Svalbard Ishavet. No. 21, 24 S.
Funnell B.M. 1990. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage. The global shoreline maps // Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Dordrecht: Kluwer. P. 221-235.
Gartner S., McGuirk J.P. 1979. Terminal Cretaceous extinction scenario for a catastrophe // Science. Vol. 206. No. 4424. P. 1272-1276.
Gill J.R., Cobban W.A. 1973. Stratigraphy and geological history of the Montana Group and equivalent rocks, Montana, Wyoming, and North and South Dakota // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 776. 37 p.
Gordon W.A. 1973. Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous // Journ. Geol. Vol. 81. P. 269-284.
Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. 1994. A Mesozoic time scale // Journ. Geophys. Res. Vol. 99. P. 24051-24074.
Grantz A., May S.D., Hart P.E. 1990. Geology of the arctic continental margin of Alaska // The Geology of North America. Vol. L. The Arctic Ocean region. Boulder: Geol. Soc. Amer. P. 257-288.
Gröcke D.R., Price G.D., Ruffel A.H. et al. 2002. Isotopic evidence for warm climates during the Late Jurassic and a possible ice-sheet in the Southern Hemisphere // Geol. Mag. Vol. 37. P. 17–33.
Håkansson E., Birkelund T., Piasecki S. et al. 1981. Jurassic-Cretaceous boundary strata of the extreme Arctic (Peary Land, North Greenland) // Bull. Geol. Soc. Denmark. Vol. 30. P. 11-42.
Håkansson E., Bromley R.G., Perch-Nlelsen K. 1974. Maastrlchtlan chalk of Northwest Europe - a pelagic shelf sediment // Pelagic sediments on land and under the sea. Oxford. P. 211-235.
Hancock J.M., Kauffman E.G. 1979. The great transgressions of the Late Cretaceous // J. Geol. Soc. Vol. 136. No. 2. P. 175-186.
Haq B.W., Hardenbol J., Vail P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Publ. No. 42. P. 71–108.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. 1989. A Geologic Time Scale // Cambridge: Cambridge Univ. Press. 236 p.

Hart M.B. 2000. Climatic modelling in the Cretaceous using the distribution of planctonic Foraminiferida // Geol. Soc. London. Spec. Publ. Vol. 181. P. 33-41.

Hay W.W., De Conto R.M., Wold C.N. et al. 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 332. P. 1-47.

Helmann-Clausen C. 1985. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark // Danm. Geol. Unders. Ser. A 7. 69 p.

Helmann-Clausen C. 1994. Review of Paleocene dinoflagellate from the North Sea region // GGF. Vol. 116. P. 51–53.

Herman A.B., Spicer R.A. 1996. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic ocean // Nature. Vol. 380. No. 6572. P. 330-333.

Herman A.B., Spicer R.A. 1997. New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. Vol. 128. P. 227-251.

Herman A.B., Spicer R.A., Kvacek J. 2002. Late Cretaceous climate of Eurasia and Alaska: a quantitative palaeobotanical approach // Öster. Acad. Wiss., Schrift. Erdwiss. Kommiss. Bd. 15. P. 93-108.

Hickey L.J., Doyle J.A. 1977. Early Cretaceous fossil evidence for angiosperm evolution // Botan. Rev. Vol. 43. P. 3-104.

Hills L.V., Braunberger W.F., Nunez-Betelu L.K. et al. 1994. Paleogeographic significance of Scaphites depressus in the Kanguk Formation (Upper Cretaceous), Axel Heiberg Island, Canadian Arctic // Canad. J. Earth Sci. V. 31. P. 733-736.

Hoedemaeker P.J. 1990. The Neocomian boundaries of the Tethyan Realm based on distribution of ammonites // Cret. Res. Vol. 11. P. 331-342.

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

Iakovleva A.I., Brinkhuis H., Cavagnetto C. 2001. Late Paleocene – Early Eocene dinoflagellate cysts from Turgay Strait, Kazakhstan; correlations across ancient seaways // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. Vol. 172. P. 243–268.

Iakovleva A.I., Kulkova I.A. 2001. Paleocene-Eocene dinoflagellate cysts and continental palynomorphs of the Pur Downstream Basin (Northwestern Siberia): biostratigraphical and palaeoenvironmental implications // Rev. Españ. Micropaleont. Vol. 33. No. 1. P. 1–31.

Iakovleva A.I., Oreshkina T.V., Alekseev A.S. et al. 2000. A new Paleoecene micropaleontological and palaeogeographical data in the Petchora Depression, northeastern European Russia // C. R. Acad. Sci. Vol. 330. P. 485–491.

Imlay R.W. 1957. New genera of Early Cretaceous ammonites from California and Oregon // Journ. Washington Acad. Sci. Vol. 47. No. 8. P. 275-277.

Imlay R.W. 1960. Ammonites of Early Cretaceous Age (Valanginian and Hauterivian) from the Pacific Coast States // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 334-F. P. III+167-228.

Imlay R.W., Jones D.L. 1970. Ammonites from the Buchia Zones in Northwestern

California and Southwestern Oregon // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 647-B. 60 p.
Jeans C.V., Long D., Hall M.A. et al. 1991. The geochemistry of the Plenus Marls at Dover, England: evidence of fluctuating oceanographic conditions and of glacial control during the Turonian $\delta^{13}C$ andualy // Geol. Mag. Vol. 128. P. 603-632.
Jeletzky J.A. 1964. Illustrations of Canadian fossils. Lower Cretaceous marine index fossils of the sedimentary basins of Western and Arctic Canada // Geol. Surv. Canada. Pap. 64–11. 100 p.
Jeletzky J.A. 1970. Cretaceous Macrofaunas // Geol. Econom. Miner. Canada. Rep. 1. P. 649-662.
Jeletzky J.A. 1971. Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of western and Arctic Canada: illustrated by a detailed study of ammonites // Geol. Surv. Canada. Pap. 70-22. 92 p.
Jeletzky J.A. 1973. Biochronology of the marine boreal latest Jurassic, Berriasian and Valanginian in Canada // Geol. Journ. Spec. Iss. 5. P. 41-80.
Jeletzky J.A. 1978. Causes of Cretaceous oscillations of sea level in Western and Arctic Canada and some general geotectonic implications // Geol. Surv. Canada. Pap. 77-18. 44 p.
Jeletzky J.A. 1984. Jurassic - Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian - Berriasian Stages in the Boreal Realm // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 27. P. 175-255.
Jeletzky J.A., Kemper E. 1988. Comparative paleontology and stratigraphy of Valanginian Polyptychitinae and Simbirskitinae in Sverdrup Basin (Arctic Canada) and Lower Saxony Basin (Northwest Germany) // Geol. Surv. Canada. Bull. 377. 335 p.
Jeletzky J.A., Tipper H.W. 1968. Upper Jurassic and Cretaceous rocks of Taseko Lakes map-area and their bearing on the geological history of southwestern British Columbia // Geol. Surv. Canada. Pap. 67-54. P. 1-218.
Jones D.L. 1973. Structural elements and biostratigraphical framework of the Lower Cretaceous rocks in southern Alaska // Geol. Journ. Spec. Iss. 5. P. 1-18.
Juignet P., Rioult M., Destombes P. 1973. Boreal influences in the Upper Aptian - Lower Albian beds of Normandy northwest France// Geol. Journ. Spec. Iss. No. 5. P. 303-326.
Kauffman E.G. 1984. Paleobiogeography and Evolutionary Response Dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 27. P. 273-306.
Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. 1999. New $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, North-Eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cret. Res. Vol. 20. No. 1. P. 97-106.
Kemper E. 1961. Die Ammonitengattung *Platylenticeras* (=*Garnieria*) // Geol. Jahrb. Hf. 47. 95 S.
Kemper E. 1973a. The Valanginian and Hauterivian stages in northwest Germany // Geol. Journ. Spec. Iss. No. 5. P. 327-344.
Kemper E. 1973б. The Aptian and Albian stages in northwest Germany // Geol. Journ. Spec. Iss. No. 5. P. 345-360.

Kemper E., Rawson P.F., Thieuloy J.-P. 1981. Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north–west Europe // Palaeontology. Vol. 24, pt.2. P. 251–311.

Kennedy W.J., Cobban W.A. 1976. Aspects of ammonite biology, biogeography and biostratigraphy // Spec. Pap. Palaeont. No. 17. 94 p.

Kennedy W.J., Cobban W.A. 1999. *Pachydiscus horbyense* Jones and *P. catarinae* (Anderson & Hanna) (Cretaceous, Campanian: Ammonoidea), Pacific realm marker fossils in the Western Interior Seaway of North America // Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique. Sci. Terre. Vol. 69A. P. 119-127.

Khokhlova I.E., Oreshkina T.V. 1999. Early Paleogene siliceous microfossils of the Middle Volga Region: stratigraphy and palaeogeography // Geodivers. Vol. 21, No. 3. P. 429–451.

Kitchell J.A., Clark D.L. 1982. Late Cretaceous - Paleocene paleogeography and paleocirculation: evidence of north polar upwelling // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. Vol. 40, No. 2. P. 135-165.

Kokoshynska B. 1931. O faune wyksztalceniu facialnem i stratygrafji cenoman na Podolu // Spraw. Polsk., Inst. Geol. T.6, z.3. P. 629–695.

Kopaevich L.F., Alekseev A.S., Baraboshkin E.Yu. et al. 1999. Cretaceous sedimentary units of Mangyshlak Peninsula (western Kazakhstan) // Geodivers. Vol. 21, No. 3. P. 1–12.

Kozlova G.E. Radionova E.P., Shcherbinina E.A. et al. 1998. Late Paleocene microbiotic changes in the northeasthern Peri-Tethys: comparative study of the Sokolovsky quarry (Turgay depression) and Sengiley (Middle reaches of the Volga) section // Strata. Ser. 1. Vol. 9. P. 72-74.

Krassilov V.A. 1992. Coal-bearing deposits of the Soviet Far East // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 267. P. 263-267.

Kutek J., Marcinowski R., Wiedmann J. 1989. The Wawal section, Central Poland - An important Link between Boreal and Tethyan Valanginian // Cretaceous of the Western Tethys. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchandlung. P. 717-754.

Langrock U. 2003. Late Jurassic to Early Cretaceous Black Shale Formation and Paleoenvironment in High Northern Latitudes // Diss. Erlang. Doktorgrades. Univ. Bremen. Bremen. 118 p.

Lehmann U. 1981. The ammonites: Their life and their world // Cambridge: Cambridge Univ. Press. 246 p.

Livermorea R., Nankivella A., Eagles G. et al. 2005. Paleogene opening of Drake Passage // Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 236. P. 459-470.

Lloyd C.R. 1982. The Mid - Cretaceous Earth: paleogeography; ocean circulation and temperature; atmospheric circulation // Journ. Geol. Vol. 90. No. 4. P. 393-412.

MacNeil F.S. 1965. Evolution and distribution of the genus Mya, and Tertiary migrations of Molluscs // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 483-G, 151 p.

Mai D. 1995. Tertiare Vegetations – geschichte Europa // Jena: Fischer, 692 S.

Marcinowski R., Gasiński A.M. 2002. Cretaceous biogeography of epicratonic Poland and Carpathians // Tethyan / Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe. Bratislava: VEDA. P. 95-111.

Marcinowski R., Wiedmann J. 1990. The Albian ammonites of Poland // Paleont. Polon. No. 50, 94 p.

Marek S. 1967. The Infravalanginian of Kujawy // Biul. Inst. Geol. Warszawa. No. 200. T. II. P. 133-236.

Marek S., Raczynska A. 1973. The stratigraphy and palaeogeography of the Lower Cretaceous deposits of the Polish Lowland area // Geol. Journ. Spec. Iss. No. 5. P. 369-386.

Marek S., Raczynska A., Rajska M. et al. 1989. Order Ammonitida Zittel, 1889 / L.Malinowska (Ed.). Geology of Poland. Vol. III. Atlas of guide and characteristic fossils. Part 2c. Mesozoic. Cretaceous. Lower Cretaceous // Warsaw, P. 75–90.

Marek S., Shulgina N. 1996. Biostratigraphic correlation between Lower Cretaceous deposits in the central region of East–European Platform and the Polish Lowlands // Geol. Quart. T. 40, No. 1. P. 129–140.

Marinkovich L. 1993. Danian Mollusks from the Prince Creek Formation, Nothern Alaska, and Implications for Arctic Ocean Paleogeography // Journ. Paleont. Vol. 67. Suppl. 5. P. 1–35.

Marinkovich L., Brouwers E.M., Hopkins D.M. et al. 1990. Late Mesozoic and Cenozoic paleogeographic and paleoclimatic history of the Arctic Ocean Basin, based on shallow-water faunas and terrestrial vertebrates // The geology of North America. Vol. 50. P. 403– 426.

Matsukawa M. 1988. Barremian ammonites from the Ishido Formation, Japan - Supplements and faunal analysis // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N. S. Vol. 149. P. 396-416.

Matsumoto T. 1981. Notes on some Mesozoic Basins on the continental crust // J. Geol. Soc. Korea. Vol. 17. No. 1. P. 69-82.

Melinte M. 2002. Early Cretaceous Boreal immigrants in the RomanianCarpathians related to the biotic exchange between the Tethys and Boreal Realms // Tethyan / Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe. Bratislava: VEDA. P. 73-93.

Middlemiss F.A. 1973. The geographical distribution of Lower Cretaceous Terebratulacea in Western Europe // Geol. Journ. Spec. Iss. No. 5. P. 111-120.

Middlemiss F.A. 1980. Boreal and Tethyan brachiopods in the European early and middle Cretaceous // Aspekte der Kreide Europas. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlag. P. 351-361.

Mull C.G. 1979. Nanushuk Group deposition and the late Mesozoic structural evolution of the Central and Western Brooks Range and Arctic Slope // U.S.Geol. Surv. Circ. Vol. 794. P. 5-13.

Mull C.G. 1985. Cretaceous tectonics, depositional cycles and the Nanushuk Group, Brooks Range and Arctic Slope, Alaska // U.S. Geol. Surv. Bull. No. 1614. P. 7-36.

Murphy M.A. 1956. Lower Cretaceous stratigraphic units of Northern California // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 40. No. 9. P. 2098-2119.

Mutterlose J., Brumsack H., Flögel S. et al. 2003. The Greenland-Norwegian Seaway: A key area for understanding Late Jurassic to Early Cretaceous paleoenvironments // Paleoceanogr. Vol. 18. No. 1. P. 1-26.

Naidin D.P., Volkov Yu.V. 1998. Eustasy and Late Cretaceous seas of the East-European Platform // Zbl. Geol. Palaeont. Teil I. Hf. 11/12. S. 1225-1232.

Nikolov T.G. 1987. The Mediterranean Lower Cretaceous // Sofia: Bulg. Acad. Sci. 269 p.

Obata I., Matsukawa M. 1988. Some Boreal or Subboreal ammonites in the Japanese Barremian // Cephalopods - Present and Past. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlag. P. 469-476.

Oreshkina T.V. Aleksandrova G.N., Kozlova G.E. 2004. Early Eocene marine planktonic record of the Eaxt Urals margin (Sverdlovsk region): biostrotigraphy and paleoenvironments // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Bd. 234. P. 2001–222.

Oreshkina T.V., Oberhänsli H. 2003. Diatom turnover in the early Paleogene diatomite of the Sengiley section, Middle Povozhie, Russia: A response to the Initial Eocene Thermal Maximum? // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 369. P. 169–179.

Owen H.G. 1988. Correlation of Ammonite Faunal Provinces in the Lower Albian (Mid-Cretaceous) // Cephalopods - Present and Past. E. Schweizerbart'sche Verlag. P. 477-489.

Owen H.G. 1996. Boreal and Tethyan late Aptian to late Albian ammonite zonation and palaeobiogeography // Mitt. Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Hamburg. Hf. 77. P. 461-481.

Ozerov I.A., Zhinkina N.A., Efimov A.N. et al. 2006. Feulgen positive stanning of the cell-nuclei in fossilized leaf and fruit tissues of the Lower Miocene Myrtaceae // Botan. Journ. Linnean Soc. Vol. 150. P. 315–321.

Parrish J.T., Spicer R.A. 1988. Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near-polar temperature curve // Geology. Vol. 16. No. 1. P. 22-25.

Pavlow A.P. 1901. Le Cretacé inferieur de la Russie et sa faune. I. Apercu historique des recherches, suivi d'indicarions sur la distribution des mers et des terres aux differentes epoques. II. Cephalopodes du Neocomien superieur du type de Simbirsk // Nouv. Mem. Soc. Nat. Moscou. T. 16 (21). No. 3. P. 1–87.

Perspectives on the Eastern Margin of the Cretaceous Western Interior Basin. 1994 // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. No. 287.

Philip's School Atlas. 2002. London: Chancellor Press, 179 p.

Ploch I. 2003. Taxonomic interpretation and sexual dimorphism in the Early Cretaceous (Valanginian) ammonite Valanginites nucleus (Roemer, 1841) // Acta Geol. Polon. Vol. 53. No. 3. P. 201-208.

Poulsen C.J., Barron E.J., Johnson C.C. et al. 1999. Links between major climatic factors and regional oceanic circulation in the mid-Cretaceous // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 332. P. 73-89.

Powell A.J. 1992. A Stratigraphic Index of Donoglagellate cysts // British Micropaleontological Society Publicatoin Series. Chapman & Hall. 290 p.

Požaryska K., Brochwicz-Lewiński W. 1975. The nature and origin of Mesozoic and early Cenozoic marine faunal provinces. Some reflections // Mitt. Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Hamburg. Hf. 44. S. 207-216.

Price G.D., Hart M.B. 2002. Isotopic evidence for Early to mid-Cretaceous ocean temperature variability // Mar. Micropaleont. Vol. 46. P. 45-58.

Price G.D., Mutterlose J. 2004. Isotopic signals from late Jurassic-early Cretaceous

(Volgian-Valanginian) sub-Arctic belemnites, Yatria River, Western Siberia // Journ. Geol. Soc. London. Vol. 161. P. 959-968.

Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovski V.N. et al. 2001. Transition from the Paleocene to Eocene in the northeastern Peri-Tethys area: Solkolovskii quarry key section of the Turgay Passage // Bul. Soc. Geol. France. T. 172. No 4. P. 245–256.

Radionova E.P., Khokhlova I.E., Oreshkina T.V. 1999. Configuration of the Paleogene deposits of southern Russia // Geodiversitas. Vol. 21. No. 3. P. 421–428.

Rawson P.F. 1981. Early Cretaceous ammonite biostratigraphy and biogeography // Systemat. Assoc. Spec. Vol. No. 18. P. 499–529.

Rawson P.F. 1994. Sea level changes and their influence on ammonite biogeography in the European Early Cretaceous. Palaeopelogos Special Publication, Proceedings of the 3rd Pergola International Symposium, Roma, p.317-326, 3 fig.

Rawson P.F. 1995. Biogeographical affinities of NW European Barremian ammonite faunas and their paleogeographical implications // Mem. descr. Carta Geol. Italia. Vol. 51. P. 131-136.

Rawson P.F. 1999. Long-distance correlations in the Valanginian-Hauterivian: Argentina - Western Mediterranean - NW Europe // Script. Geol. Vol. 114. P. 151-158.

Reeside J.B., Jr., Cobban W.A. 1960. Studies of the Mowry Shale (Cretaceous) and Contemporary Formations in the United States and Canada // U.S. Geol. Survey Prof. Pap. 355. IV +126 p.

Retallack G.J., Dilcher D.L. 1981. A coastal hypothesis for the origin and rise to dominance of flowering plants // Palaeobotany, Palaeoecology and Evolution. Vol. 2. New York: Praeger Publ. P. 27-77.

Retallack G.J., Dilcher D.L. 1986. Cretaceous angiosperm invasion of North America // Cret. Res. Vol. 7. P. 227-252.

Sable E.G., Stricker G.D. 1987. Coal in the National Petroleum Reserve in Alaska (NPRA): framework geology and resources // Alaskan North Slope Geology. S.E.P.M. and The Alaska Geol. Soc. Vol. 1. P. 195-215.

Sahagian D.L., Pinous O., Olferiev A. et al. 1996. Eustatic curve for the Middle Jurassic – Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // Bull. AAPG. Vol. 80. No. 9. P. 1433–1458.

Sellwood B.W., Price G.D., Valdes P.J. 1994. Cooler estimates of Cretaceous temperatures // Nature. Vol. 370. P. 453-455.

Sheldon R.P. 1990. Mesozoic-Tertiary phosphorite and petroleum source bed distributions in the intra-Pangean seaway system - ocean convection, polar heat transfer, and extinctions // Draft. 26 p.

Skelton P.W., Spicer R.A., Kelley S.P. et al. 2003. The Cretaceous World // Cambridge: Cambridge Univ. Press, 360 p.

Smiley Ch.J. 1966. Cretaceous floras from Kuk River area, Alasksa: stratigraphic and climatic interpretations // Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 77. P. 1-14.

Smiley Ch.J. 1967. Paleoclimatic interpretations of some Mesozoic floral sequiences // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 51. No. 6. P. 849-863.

Smiley Ch.J. 1969a. Cretaceous floras of Chandler-Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol.53. No. 3. P.

482-502.
S*miley Ch.J.* 1969b. Floral zones and correlations of Cretaceous Kukpowruk and Corwin Formations, Northwestern Alaska // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol.53. No. 10. P. 2079-2093.
Smith A.B., Pickering K.T. 2003. Oceanic gateways as critical factor to initiate ice-house Earth // J. Geol. Soc. London. Vol. 160. P. 337-340.
Smith A.G., Smith D.G., Funnell B.M. 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic Coastlines // Cambridge. 99 p.
Spicer R.A. 1983. Plant Megafossils from Albian to Paleocene Rocks in Alaska // Research carried out at Imperial College of Science and Technology, Univ. London, England, under the terms of U.S. Geol. Surv. Contract No. 14-08-0001-19175. Manuscript.
Spicer R.A., Herman A.B. 1996. *Nilssoniocladus* in the Cretaceous Arctic: new species and biological insights // Rev. Palaeobot. Palynol. Vol. 92. P. 229-243.
Spicer R.A., Herman A.B. 2001. The Albian-Cenomanian flora of the Kukpowruk River, western North Slope, Alaska: stratigraphy, palaeofloristics, and plant communities // Cret. Res. Vol. 22. P. 1-40.
Spicer R.A., Parrish J.T. 1990. Late Cretaceous-early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes: a quantitative view // Journ. Geol. Soc. Vol. 147. No. 2. P. 329-341.
Spicer R.A., Parrish J.T., Grant P.R. 1992. Evolution of vegetation and coal-forming environments in the Late Cretaceous of the North Slope of Alaska // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 267. P. 177-192.
Stchirowsky W. 1894. Ueber Ammoniten der Genera Oxynoticeras und Hoplites aus dem nord–simbirsk'schen Neocom // Bull. Soc. Nat. Moscou. Nouv. Ser. T.7, No. 4. S.369–380.
Stewart R.H. 2006. Introduction To Physical Oceanography // Texas A & M Univ., 344 p.
Stratigraphy, depositional emvironments, and sedimerntary teconics of the western margin, Cretaceous Western Interior Seaway. 1991 // U.S. Geol. Soc. Spec. Pap. 260.
Suess S. 1909. Das Antlitz der Erde // Bd. 3. Hf. 2, 789 S.
Swientek O. 2002. The Greenland Norwegian Seaway: climatic and cyclic evolution of Late Jurassic-Early Cretaceous sediments // Diss. Erlang. Doktor. Mat.-Nat. Univ. Köln. Köln, 119 S.
The Cretaceous System in the Western Interior of North America. 1975 // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 13.
Thierstein H.R., Berger W.H. 1978. Injection events in ocean history // Nature. Vol. 276. No. 5687. P. 461-466.
Thieuloy J.-P. 1973. The occurrence and distribution of boreal ammonites from the Neocomian of southeast France (Tethyan Province) // Geol. Journ. Spec. Iss. No. 5. P. 289-302.
Thieuloy J.-P. 1977. Les Ammonites boreales des formations neocomiennes du Sud - Est Francais (Province Submediterraneenne) // Geobios. No. 10. Fasc. 3. P. 395-461.

Tröger K.-A., Voigt T., Hilbrecht H. 1996. Controlling processes on Late Cretaceous pelagic shelf carbonates - sealevel, nutrient cycle and water mass dynamics (Cretaceous Epicontinental Gateway Project CEGAP) // Göttinger Arb. Geol. Palaeont. Sb.3. S. 133-137.

Vasicek Z. 2005. The first discovery of *Dichotomites* in the Central Carpathians (Ammonoidea, Lower Cretaceous, Slovakia) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: СО ЕАГО. С. 153-155.

Weerth O. 1884. Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoberger Walde // Palaeont. Abh. Bd.2. Hf. 1. 77 S.

Westermann G.E.G. 1996. Ammonoid Life and Habitat // Ammonoid paleobiology. Plenum Press. P. 607-707.

Westermann G.E.G. 2000. Marine faunal realms of the Mesozoic: review and revision under new guidlines for biogeographic classification and nomenclature // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. Vol. 163. No. 1-2. P. 48-68.

Wiedmann J. 1973. Ancyloceratina (Ammonoidea) at the Jurassic/Cretaceous Boundary // Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier. P. 309-316.

Wiese F., Ćech S., Ekrt B. et al. 2004. The Upper Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) exemplified by the Upohlavy working quarry: integrated stratigraphy and palaeoceanography of a gateway to the Tethys // Cret. Res. Vol. 25. P. 329-352.

Williams G.D., Stelck C.R. 1975. Speculations on the Cretaceous palaeogeography of North America // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 13. P. 1-20.

Wright C.W. 1957. Systematic description of Mesozoic ammonoidea (pars: Cretaceous) // Treatise on Invertebrate Paleontology. Vol. L. Mollusca 4. P. 128-437.

Wright C.W., Callomon J.H., Howarth M.K. 1996. Cretaceous Ammonoidea. Vol. 4. Mollusca 4. Revised // Treatise on Invertebrate Paleontology, 362 p.

Yacobucci M.M. 2004. *Neogastroplites* meets *Metengonoceras*: morphological response of an endemic hoplitid ammonite to a new invader in the mid-Cretaceous Mowry Sea of North America // Cretac. Res. Vol. 25. No. 6. P. 927-944.

Ziegler A. M., Rowley D.B. 1997. The vanishing record of epeiric seas, with emphasis on the late Cretaceous “Hudson Seaway” // Tectonic boundary conditions for climate reconstructions. Oxford: Oxford Univ. Press. P. 147-166.

Ziegler A.M. 1998. Warm polar currents // Eos (Amer. Geophys. Union Trans.). Vol. 79. P. S. 50.

Ziegler P.A. 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe // Elsevier, 130 p.

Содержание

	стр.
Предисловие	4
Введение *Е.Ю.Барабошкин*	6
Раннемеловые проливы Северного полушария *Е.Ю.Барабошкин*	11
Эпиконтинентальные моря Северной Америки и Евразии *Д.П. Найдин*	60
Палеогеновые меридиональные проливы Северной Евразии *В.Н. Беньямовский*	80
Палеоклиматические эффекты позднемеловых - палеоценовых проливов по данным континентальной биоты *А.Б. Герман*	119
Флора и климат палеоцена и эоцена центральной части Северной Евразии *М.А. Ахметьев*	137
Таблицы	183

ПРИЛОЖЕНИЯ

Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария и палеозоогеографическое районирование по аммонитам (Барабошкин, 2001 с изменениями).

Рис. 4. Ранний берриас. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **Pr-P** - область Perisphinctidae - Polyptychitidae; **P** - область Polyptychitidae; **N** - область Neocomitidae; **O-N** - область Olcostephanidae - Neocomitidae; **N-P** - область Neocomitidae - Polyptychitidae.

Рис. 5. Поздний берриас. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **Pr-P** - область Perisphinctidae - Polyptychitidae; **P** - область Polyptychitidae; **N-P** - область Neocomitidae - Polyptychitidae; **O-N** - область Olcostephanidae – Neocomitidae.

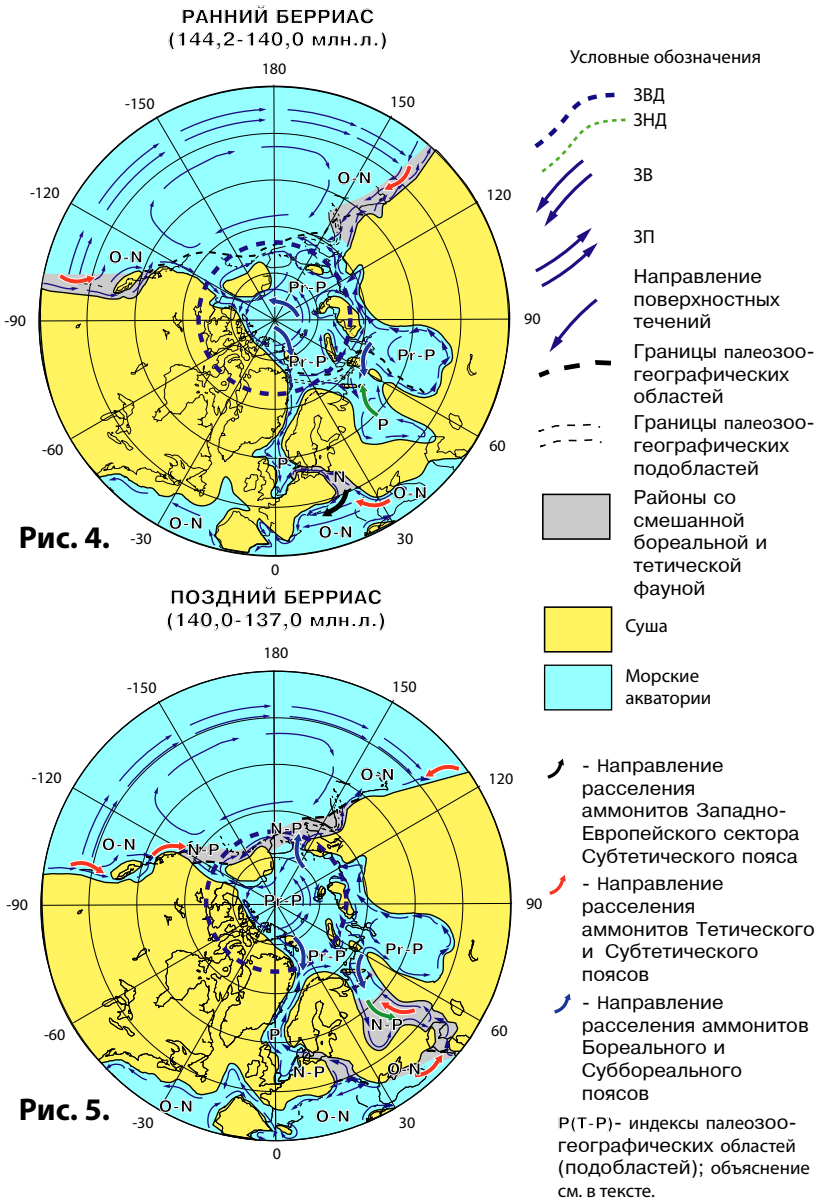


Рис. 4.

Рис. 5.

Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария и палеозоогеографическое районирование по аммонитам (Барабошкин, 2001 с изменениями).

Рис. 10. Баррем. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **для раннего баррема** - **Op** - область Oppeliidae; **A-Op** - область Ancyloceratidae - Oppeliidae; **A-H** - область Ancyloceratidae – Holcodiscidae; **A** - область Ancyloceratidae; **для позднего баррема** - **A-Op** - область Ancyloceratidae – Oppeliidae; **M-D** – область Macroscaphitidae – Desmoceratidae; **Pl-H** – область Pulcheliidae – Heteroceratidae; **A** - область Ancyloceratidae; **H** – область Heteroceratidae.

Рис. 11. Ранний апт. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **A-D** – область Ancyloceratidae - Deshayesitidae; **A** - область Ancyloceratidae.

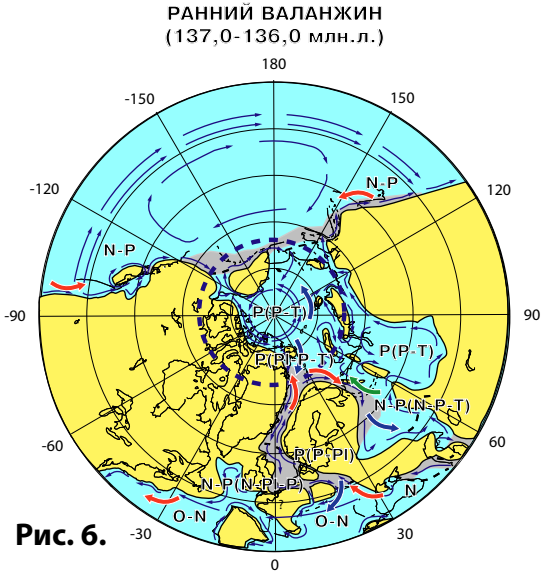


Рис. 6.

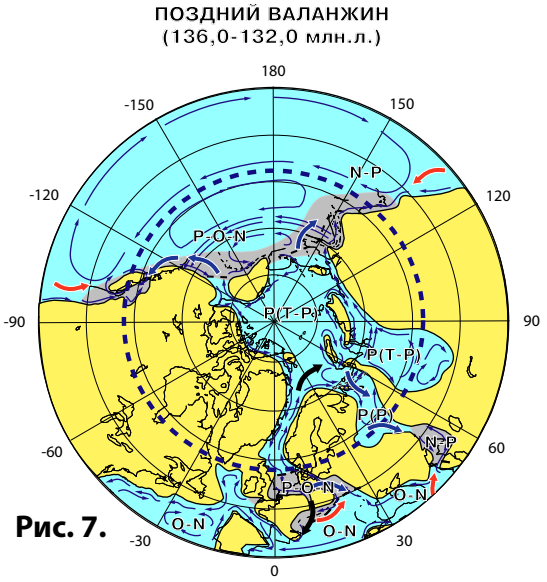


Рис. 7.

Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария и палеозоогеографическое районирование по аммонитам (Барабошкин, 2001 с изменениями).

Рис. 8. Ранний готерив. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **P** - область Polyptychitidae: **P(S)** - подобласть Simbirskitinae, **A-O-N** – область Ancyloceratidae - Olcostephanidae - Neocomitidae (и одноименная подобласть, s.s.),
A-O-N(E) - подобласть Endemoceratinae, **A-O-N(S)** - подобласть Simbirskitinae.

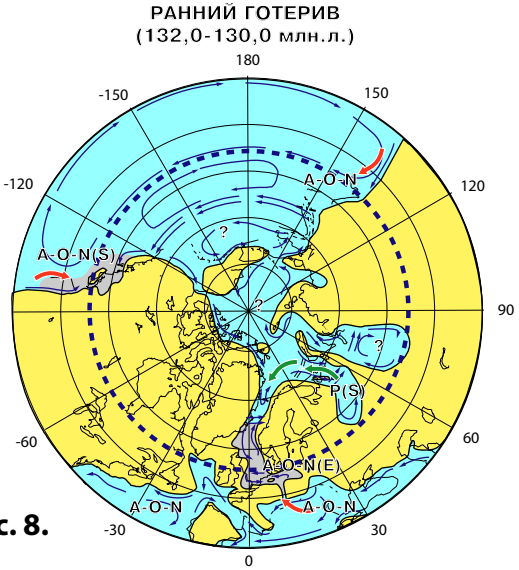


Рис. 8.

Рис. 9. Поздний готерив. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **P** - область Polyptychitidae; **A-P** - область Ancyloceratidae - Polyptychitidae; **A-D** – область Ancyloceratidae - Desmoceratidae.

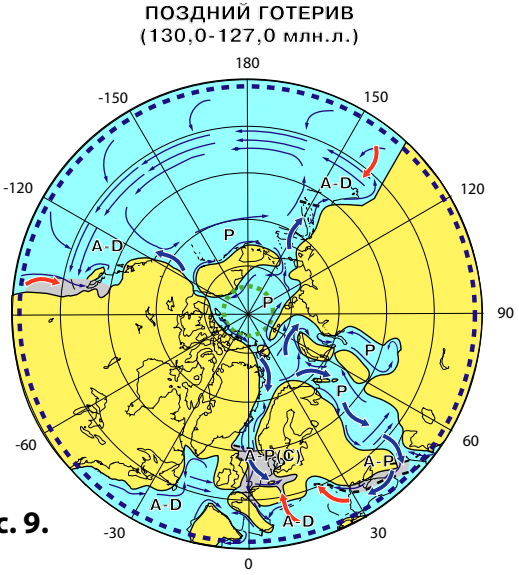


Рис. 9.

Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария и палеозоогеографическое районирование по аммонитам (Барабошкин, 2001 с изменениями).

Рис. 10. Баррем. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **для раннего баррема** - **Op** - область Oppeliidae; **A-Op** - область Ancyloceratidae - Oppeliidae; **A-H** - область Ancyloceratidae – Holcodiscidae; **A** - область Ancyloceratidae; **для позднего баррема** - **A-Op** - область Ancyloceratidae – Oppeliidae; **M-D** – область Macroscaphitidae – Desmoceratidae; **Pl-H** – область Pulcheliidae – Heteroceratidae; **A** - область Ancyloceratidae; **H** – область Heteroceratidae.

Рис. 11. Ранний апт. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **A-D** – область Ancyloceratidae - Deshayesitidae; **A** - область Ancyloceratidae.

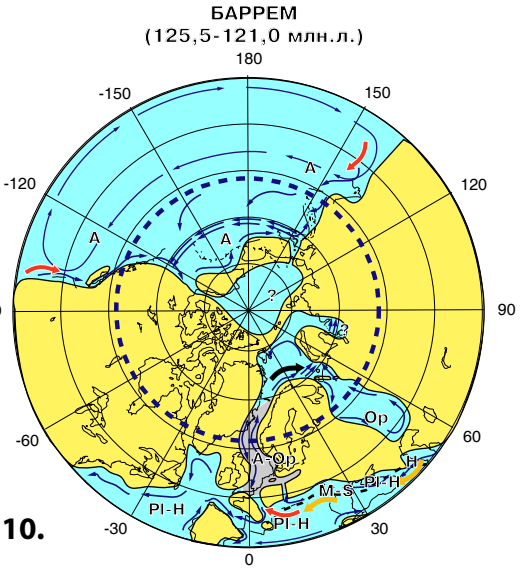


Рис. 10.

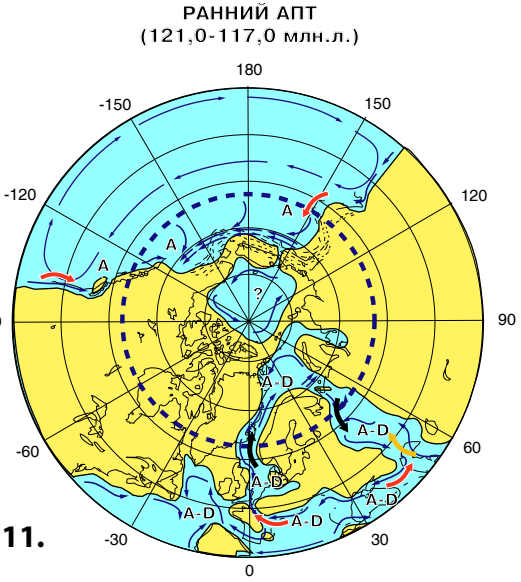


Рис. 11.

Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария и палеозоогеографическое районирование по аммонитам (Барабошкин, 2001 с изменениями).

Рис. 12. Средний апт. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **A-Op** – область Ancyloceratidae - Oppeliidae; **P-D** – область Parahoplitidae - Douvilleiceratidae.

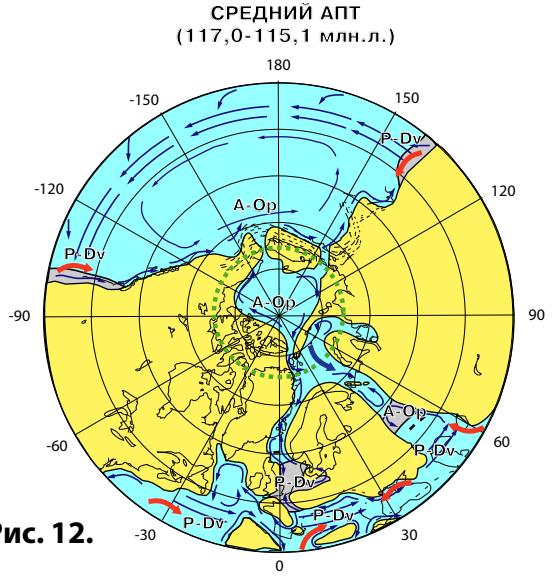


Рис. 12.

Рис. 13. Поздний апт. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: **D** – область Desmoceratidae; **P-D** – область Parahoplitidae - Douvilleiceratidae.

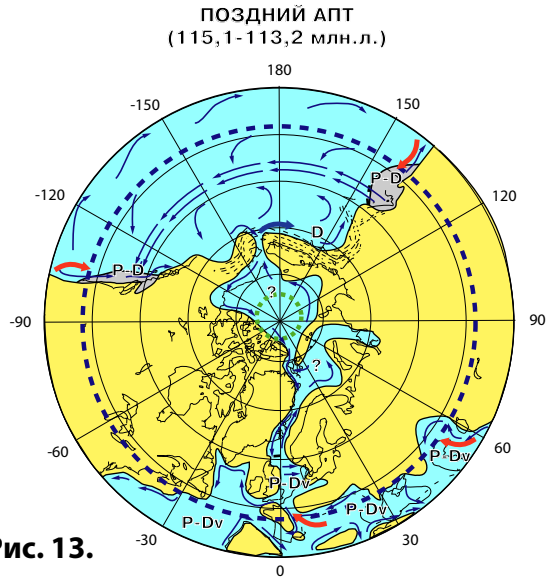


Рис. 13.

Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария и палеозоогеографическое районирование по аммонитам (Барабошкин, 2001 с изменениями).

Рис. 14. Начало раннего альба. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: область Hoplitidae: **H(G**) - подобласть Gastroplitinae, **H(S)** - подобласть Sonneratiinae; **Dv** – область Douvilleiceratidae.

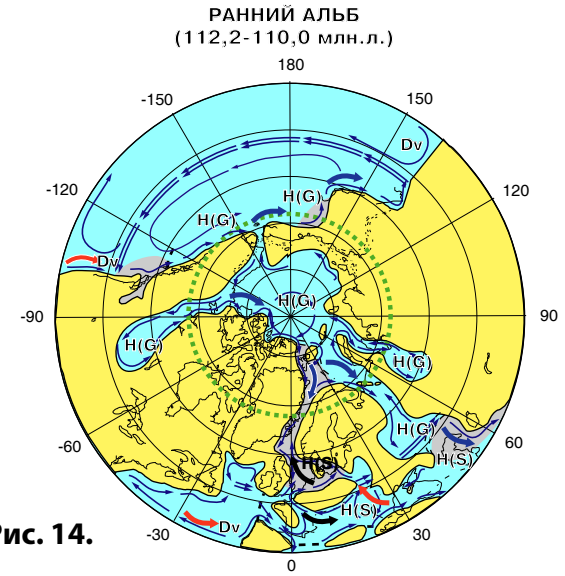


Рис. 14.

Рис. 15. Средний альб. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: область Hoplitidae: **H(G)** - подобласть Gastroplitinae, **H(H)** – подобласть Hoplitinae (s.s); **B** – область Brancoceratidae.

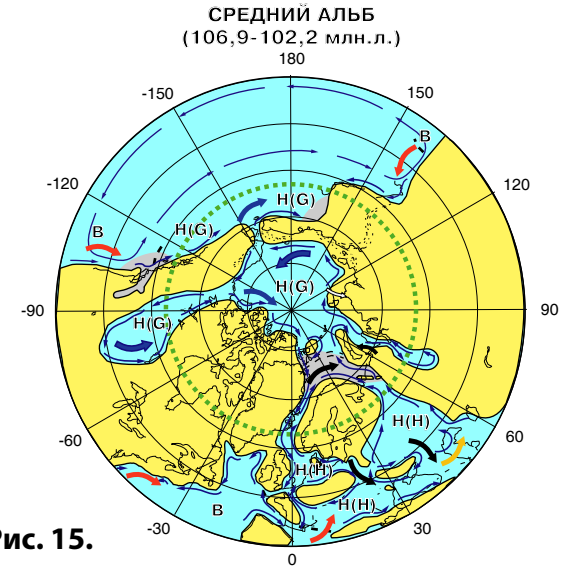


Рис. 15.

К статье Е.Ю. Барабошкина

Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария и палеозоогеографическое районирование по аммонитам (Барабошкин, 2001 с изменениями).

Рис. 16. Начало позднего альба. Буквами обозначены палеозоогеографические подразделения: область Hoplitidae: **H(G)** - подобласть Gastroplitinae, **H(H)** – подобласть Hoplitinae; **B-H** – область Brancoceratidae – Hoplitidae; **B** – область Brancoceratidae.

К статье Д.П. Найдина

Фиг. 1. Усть-Енисейская впадина, бассейн Пясины, р. Янгода (Джангода), 71° с. ш. Лагерь на правом берегу реки. Фото Д.П. Найдина, июль 1973 г.

Таблица 7

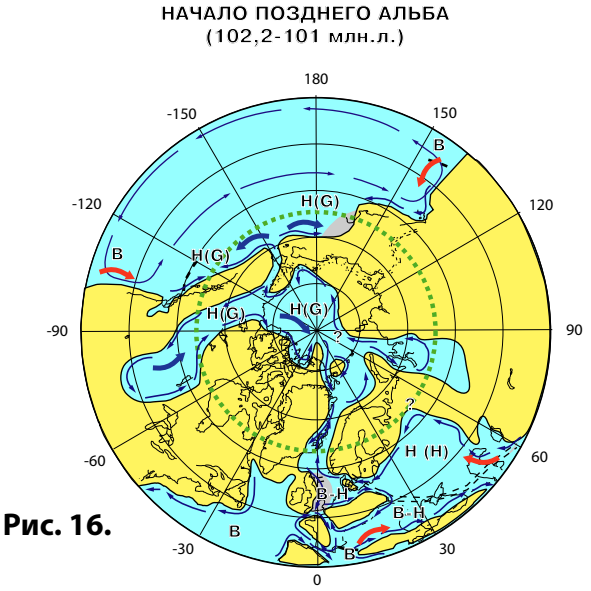


Рис. 16.

Фиг. 2. Усть-Енисейская впадина, бассейн Пясины, р. Янгода (Джангода), 71° с. ш. Песчано-глинистые отложения турона на правом берегу р. Янгода. Фото Д.П. Найдина, июль 1973 г.

Фиг. 3. Буроугольный карьер "Приозерный", вскрывающий разрез верхнего мела Кушмурун (Найдин, 2006 а). В дне карьера — юрские угленосные отложения; в нижней части стенки карьера (желтое) — кампан, *эгинсайская свита*, косослоистые пески (Найдин, 2003, рис.3, слои 3-5); выше (белое) — маастрихт, *журавлевская свита*, различные алевролиты и пески, глинистые и карбонатные, с фосфоритами (слои 6-9). Фото Д.П. Найдина, 1986 г.

Учебное издание

Барабошкин Евгений Юрьевич, Найдин Дмитрий Павлович, Беньямовский Владимир Наумович, Герман Алексей Борисович, Ахметьев Михаил Алексеевич

ПРОЛИВЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В МЕЛУ И ПАЛЕОГЕНЕ

Научная редакция: профессор Е.Ю. Барабошкин

Компьютерная верстка: Е.Ю. Барабошкин

Подписано в печать 31.05.2007 Формат 60x90/16

Усл. печ. л. 11,5 Бумага офс. № 1. Печать Ризо.

Тираж 150 экз. Заказ № 10 Уч.- изд. л. 11,5

Отпечатано с оригинал-макета в отделе оперативной печати

Геологического ф-та МГУ.

119992, Москва, Ленинские горы.