

И.С. Грамберг, Ю.Н. Кулаков, З.З. Ронкина

**КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ
НА БАРЕНЦЕВО-КАРСКОМ СЕГМЕНТЕ
АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА СССР
В МЕЗОКАЙНОЗОЕ**

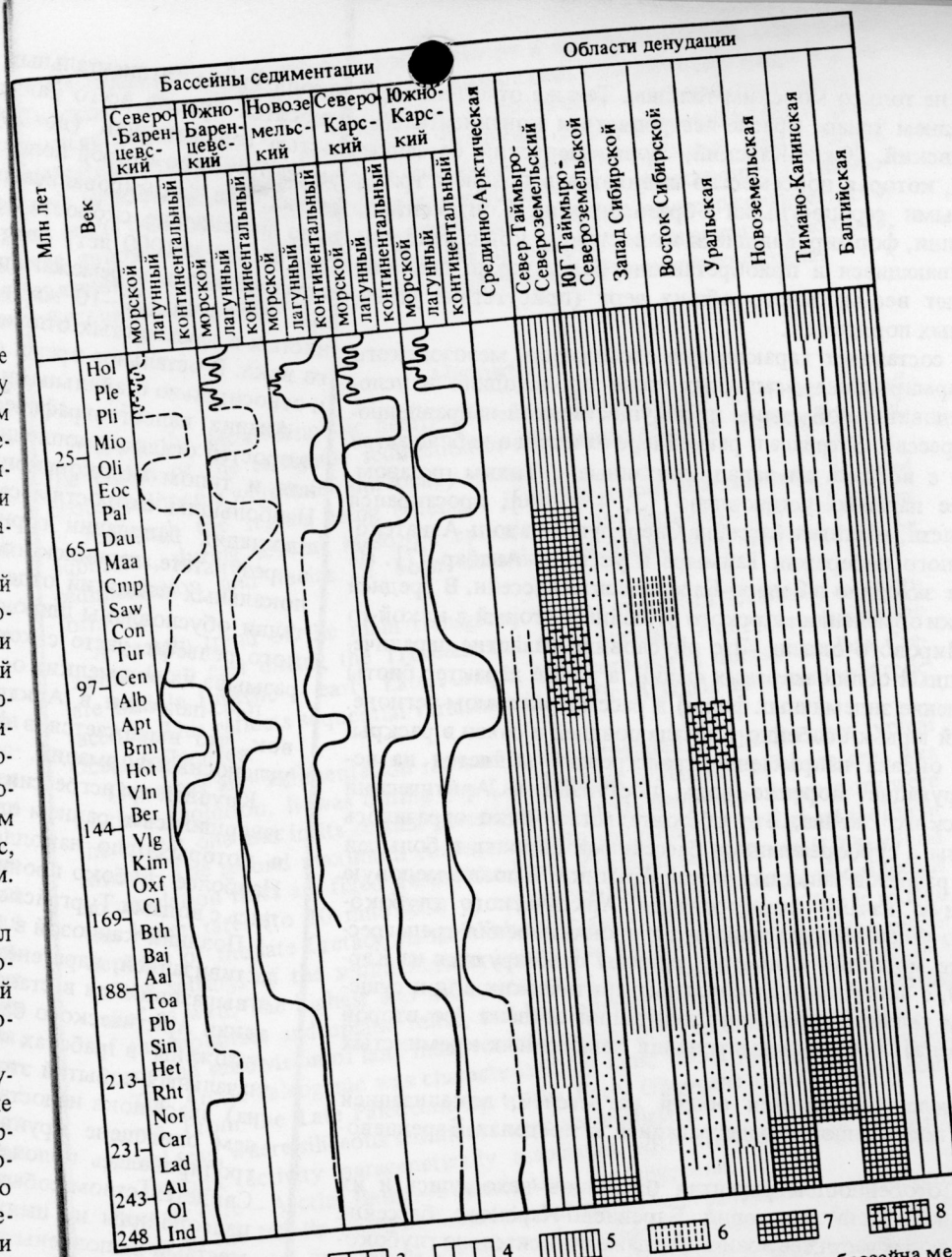
В геологическом отношении арктические моря, особенно их восточные акватории, изучены слабее других шельфовых бассейнов Земли, поскольку здесь практически не велось глубоководного бурения. В несколько лучшем положении находится западная часть Арктики (Баренцево-Карская). Береговое обрамление и острова в пределах шельфа вкупе с риджами скважинами на островах, шельфе и морскими геофизическими исследованиями позволяют достаточно объективно реконструировать историю седиментационных бассейнов, размещавшихся здесь в мезокайнозое [1-3, 6, 7].

На протяжении мезозоя и кайнозоя почти весь Баренцево-Карский шельф был ареной терригенного осадконакопления. Вулканогенные и хемогенные (кремнистые) образования имели локальное распространение и были кратковременными. Вулканогенные породы установлены со второй половины раннего мела на северо-востоке Баренцево-Карского шельфа. Имеющиеся материалы дают основание подразделить Баренцево-Карский седиментационный бассейн на пять суббассейнов: Северо-Баренцевский, Южно-Баренцевский, Новоземельский, Северо-Карский, Южно-Карский, Новоземельский суббассейн, расположенный между Баренцевским и Карским суббассейнами, представлял собой как область седиментации (ранний триас, конец средней юры-конец мела), так и частично область размыва (см. рисунок).

Несмотря на обширные размеры региона и на то, что в его состав входил целый ряд относительно обособленных блоков, в отдельные отрезки мезокайнозоя почти всем выделенным суббассейнам был свойствен сходный режим осадконакопления и однотипный фациальный облик сформировавшихся толщ.

Так повсеместно, как результат высокого стояния уровня моря, получили развитие среднеюрская, раннемеловая и поздне меловая морские формации. Особой однотипностью отличается позднеюрская морская формация. Удивительно при этом не только чрезвычайно широкое ее распространение, но и явное сходство в строении во всем регионе, а также за его пределами вплоть до низовьев р. Лены, а также в Западной Сибири. Позднеюрская формация начинается сероцветными глинисто-алевритовыми и завершается черными глинистыми породами, обогащенными органическим веществом и кремнеземом (черные глины), при этом формационный тип как бы независим от фациальной принадлежности. В подавляющем большинстве разрезов (Баренцевский и Карский шельфы, Западная Сибирь, прогибы севера Сибири) это сравнительно глубоководные отложения, а на северо-востоке Русской плиты - относительно мелководные.

Такая же закономерность широкого распространения однотипных



Эволюция рельефа и колебания уровня Баренцево-Карского морского бассейна мезокайнозоя

формаций свойственна не только морским толщам. Так же отчетливо проявляется в раннем-среднем триасе красно-пестроцветная континентальная толща (Южно-Баренцевский, Южно-Карский, Новоземельский бассейны, север Русской плиты), которая повсеместно сменяется в позднем триасе лагунно-континентальными сероцветными образованиями. Континентальная и параличская толщи, формировавшиеся на востоке с конца готерива до сеномана, омолаживающиеся и приобретающие более узкий диапазон на западе, также имеют весьма много общих черт (присутствие углей, отчетливые ритмы разных порядков).

Вместе с тем и это составляет характерную особенность мезозойского осадконакопления, формирование осадочных толщ происходило в условиях достаточно последовательной смены преимущественной направленности трансгрессий и регрессий. В триасе и ранней юре отчетливо наблюдается развитие трансгрессий с востока на запад, связанные с Тихим океаном. Последний, как сейчас надежно установлено [3, 4 и др.], простирался в глубь Полярной области, достигая бассейна Свердрупа, а вдоль Азиатского материка — восточного побережья Таймыра и устья р. Анабар [7]. На западе триасовое море заходило в Северо-Баренцевский бассейн. В средней юре отмечаются признаки обмеления морского бассейна, который в какой-то мере обособился от Мирового океана. Это обусловило развитие параличских толщ и мелководный облик морских фаций, а также характер биоты (широкое распространение эндемичных форм) в рассматриваемом регионе. В самом конце средней юры и особенно с начала поздней в связи с раскрытием Атлантического океана направление трансгрессий меняется на восточное. Трансгрессирующие морские водыступают в Арктический бассейн из Атлантического океана. Это обстоятельство четко отразилось в связях состава биоты с суббореальными бассейнами Европы, в большей мористости и полноте разрезов западных частей Арктики. В поздне меловую эпоху, предшествующую началу формирования Арктического глубоководного бассейна, преимущественным становится проникновение трансгрессий с севера. Наиболее мористые и полные разрезы фиксируются на Карском шельфе. Видимо, с поступлением холодных арктических вод и существенным понижением рельефа в областях денудации связано (со второй половины позднего мела) начало формирования хемогенных кремнистых осадков.

Конец позднего мела знаменуется общей регрессией, локализацией морского бассейна и постепенной его деградацией в пределах Баренцево-Карского шельфа.

В зависимости от особенностей развития бассейнов находились и их площади. Максимальной была акватория Баренцево-Карского бассейна в конце юры, в центральных частях ее возникали даже относительно глубоководные впадины (волжский век). Второй максимум приходится на альбский век. При этом следует отметить, что если волжский бассейн имел максимальную площадь и минимальные мощности осадков, то альбский, видимо, мало уступая по площади, отличался значительной мощностью накопившихся осадков.

Существенная роль в изменении уровня стояния морского Баренцево-Карского бассейна принадлежала неоднократной смене скоростей осадконакопления. Наибольшие скорости аккумуляции свойственны периодам

накопления континентальных и лагунно-континентальных толщ. К ним относятся прежде всего раннетриасовые образования с очень высокой скоростью седиментации (до 200 мм в 1000 лет). Следующий максимум фиксируется во второй половине раннего мела (до 80 мм в 1000 лет) в бассейнах, где формировались параличские и континентальные толщи. Еще одно повышение скорости седиментации отмечено в ранней-средней юре (до 45 мм в 1000 лет) опять же для суббассейнов, в которых отлагались параличские и перемежающиеся с ними морские образования. Минимальные скорости (20–10 мм в 1000 лет) характерны для терригенно-кремнистых и кремнистых отложений позднего мела и "черных глин" волжского века. В остальное время скорости осадконакопления были умеренными и относительно стабильными.

Анализ палеогеографических обстановок показывает, что изменения скоростей осадконакопления связаны не только с интенсивностью прогибания и типом осадконакопления, но и с рельефом областей денудации. Наибольшим скоростям седиментации отвечает развитие на значительных площадях денудации горного и возвышенного рельефов, возникающих в результате герцинского и раннекиммерийского орогенезов, а также локальных поднятий отдельных блоков. Минимальные скорости седиментации обусловлены широким распространением в областях денудации низкого рельефа, часто с корами выветривания, распадом крупных областей размыва на ряд мелких островов (см. рисунок).

Дат-палеоцен в Арктике — время стабильных тектонических обстановок, что выражается в формировании кор выветривания и параличских угленосных формаций.

Крупная трансгрессия началась в конце палеоцена, охватила весь эоцен и завершилась в раннем олигоцене. Это были эпиконтинентальные бассейны, в которых шло накопление кремнистых формаций (опоки, диатомиты). Наиболее глубоко проникали эти моря в Западную Сибирь, где они смыкались с водами Тургайского бассейна.

Поздний кайнозой в Арктике ознаменовался интенсивной тектонической активизацией, парагенетически связанной с процессом океанообразования и выразившейся в становлении современной морфоструктуры — формировании Арктического бассейна. Последние сводки о событиях этого времени изложены в работах [6, 7]. К сожалению, геологических свидетельств начальных событий этого этапа (с позднего олигоцена до среднего плиоцена) здесь пока недостаточно. Палеогеновая трансгрессия сменилась в позднем олигоцене крупной регрессией, когда береговая линия океана контролировалась положением формировавшегося континентального склона. Свидетельством событий этого времени являются врезанные до 200–300 м палеодолины на шельфе и на приморских низменностях, днища которых местами выполнены синхронным аллювием. Это было время интенсивного размыва, фиксирующегося поверхностью стратиграфического несогласия и "зараженностью" более молодых отложений переотложенными меловыми и палеогеновыми микрофасциями. Геологическая летопись этой поры может быть прочтена в скомпенсированных осадках с пластовыми скоростями 1,6–1,8 км/с шельфовых прогибах, а также в пелагических осадках Арктического бассейна.

Новый — синокеанический — цикл трансгрессии начался в позднем

плиоцене. Это мнение большинства исследователей, хотя часть их хранит устаревшие представления о сугубо четвертичном возрасте отложений трансгрессии. Отложения этого возраста широко вскрываются в естественных разрезах приморских низменностей. При этом речь идет об отдаленных от горных массивов территориях, являвшихся центрами горно-долинных ледников. Представлены отложения сероцветной терригенной формации (пески, алевриты, глины) с прослоями валунно-галечного материала. Наличие последнего позволяет климатостратиграфам выделять в событиях этого времени несколько циклов оледенений и межледниковий, или стадиялов, а соответственно и колебаний уровня моря по схеме: оледенение — регрессия, межледниковье — трансгрессия. Однако абсолютная фациальная диагностика валунно-содержащих слоев пока недостижима.

Морские, ледово-морские, ледниково-морские, ледниковые — таков спектр генетической трактовки этих отложений, что соответственно определяет и различные представления о колебаниях уровня моря. Кстати, распределение современных ледников на побережье и островах Баренцево-Карского шельфа скорее свидетельствует в пользу связи оледенений с трансгрессиями. Например, трансгрессия моря в приморские низменности вызовет, несомненно, интенсификацию ледниковых явлений на Урале и в горах Бырранга, которые окажутся при этом в условиях, близких к современному новоземельскому.

На общем фоне позднеплиоцен-четвертичной трансгрессии намечается 3—4 стадии колебаний уровня моря. По мере развития трансгрессии, судя по миграционным фаунистическим комплексам, находятся прогрессирующие возрастания притока в бассейн атлантических вод и соответствующее сокращение водообмена с Тихим океаном [8]. Максимум трансгрессии достигался в санчуговское время (эоплейстоцен—средний плейстоцен?), когда морские воды проникали далеко в глубь Западной Сибири, а на востоке европейской части СССР, вероятно, даже смыкались с водами акчагыльского бассейна. Отчетливо выделяется тепловодная казанцевская (бореальная) стадия трансгрессии, когда уровень моря располагался примерно на 80 м выше современного. Регрессивная стадия намечается в конце верхнего плейстоцена—начале голоцена. Наиболее заметно она выражена в событиях голоценового (атлантического) климатического оптимума, характеризовавшегося парагенетической связью регрессии моря с миграцией к северу на 3—4° растительных зон. Послеатлантический голоцен — ингрессия моря по долинам, особенно отчетливо выраженная в губах Западной Сибири. В современный период, по-видимому, наметился спад уровня моря, выразившийся, в частности, в формировании в вершинах губ дельтовых образований.

Спектр колебаний уровня моря в синокеанический этап в целом характеризуется интересной особенностью: амплитуда колебаний уровня моря и длительность трансгрессивно-регрессивных циклов закономерно сокращаются по мере приближения к современности. В совокупности они образуют подобие затухающих колебаний при упругой деформации. Это отчетливо видно по спектру террас как на суше, так и намечающихся на шельфе. Очень возможно, что это явление выражает реакцию земной коры на обрушение при формировании глубоководного Арктического бассейна и компенсационное воздымание приокеанической территории.

Намеченный ход колебаний уровня моря в мезокайнозой на Баренцево-Карском сегменте Северного Ледовитого океана находит выражение и в событиях послелюрского времени также на восточном сегменте арктического шельфа и прибрежных территорий. Основное отличие заключается в меньшей мористости развивавшихся там бассейнов. Синхронный ход событий на столь обширном пространстве свидетельствует о существенном и наиболее явном значении в причинах колебаний уровня моря геократических и связанных с ними гидрократических и гидроизостатических факторов, обусловленных развитием рельефа дна Северного Ледовитого океана.

Abstract

During the Meso-Cenozoic nearly the entire Barents-Kara shelf represented the region of the terrigenous sedimentation. Volcanogenic and chemogenic (siliceous) sediments were brief and locally spread.

Although the region being extensive included numerous relatively isolated subbasins, during several Mesozoic episodes all the subbasins showed similar sedimentation and facies of both oceanic and continental sequence to be formed.

A certain trend of the main transgressions was typical of Mesozoic sedimentation: from east during the Triassic and early Jurassic, from west during the late Middle Jurassic — early Late Jurassic and from north during the late Cretaceous. This reflects sequential variations in Pacific, Atlantic and opening Arctic Ocean influences.

The areas and sedimentation rates of basins depended on the features typical of their evolution. It was during the Late Jurassic when the offshore area was the largest one and in its certain parts even relatively deepwater depressions were formed. The second maximum corresponded to the Albian. The highest sediment accumulation rates are fixed during the Early Triassic (to 200 mm/1000 y) and the lower rates (to 10 mm/1000 y) are associated with the terrigenous-siliceous deposits of the late Cretaceous and "black" clays of the Volgian. This is related to the settings of the sedimentation basins and to denudation supplying region relief as well. The highest and the lowest rates are correlated with the evolution of the mountain and upland relief, and basin relief expansion with the weathering crusts and subdivision of land masses into several small islands respectively.

The Arctic Paleogene was characterized by most stable paleographic environments. From the Late Paleocene up to the Early Oligocene there were epicontinental seas, where siliceous sediments were accumulated.

Tectonic activity paragenetically associated with the formation of Arctic Oceanic core — Arctic Basin — began in the Late Oligocene. Up to the Middle Pliocene denudational regime was predominant in the evolution. The coastal line lay in the zone of continental slope being formed which is indicated by contemporaneous pravalleys eroded with respect to the erosion basis of 200—300 m lower as compared to the modern one. During the Late Pliocene(?) sea transgression began. The sediments of that represented by terrigenous grey formation with unpersistent granulometric composition suggest 3 to 4 transgressive-regressive cycles. By present time sea level variation amplitudes and cycle span have been reduced. This event can be correlated with the

sequential earth crystal stabilization as a response to a convulsion associated with the deep-water Arctic Basin opening.

A similar sea level variation range is represented also in post-Jurassic events at the eastern segment of the Arctic shelf and prashelf inspite of their less marine environments.

In general, a number of geocratic, hydrocratic and hydroisostatic factors, caused ty topographic evolution of the Arctic seafloor most significantly effected sea level variations.

ЛИТЕРАТУРА

1. Верхний палеозой и мезозой островов и побережий арктических морей СССР. Л.: НИИГА, 1979. 133 с.
2. Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО "Севморгеология", 1985. 115 с.
3. Геологическое строение осадочного чехла архипелага Свальдбард. Л.: НИИГА, 1980. 133 с.
4. *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. 1978. № 3. С. 3-25.
5. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 311 с.
6. Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. 132 с.
7. Моря Советской Арктики. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1984. Т. 9. 280 с.
8. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. 262 с. (Тр. ПГО "Севморгеология"; Т. 190).

УДК 556.55 : 551.761

А.Н. Олейников, И.Ю. Неуструева, Г.М. Романовская

РАЗВИТИЕ ТРИАСОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СССР

Триасовые озерные отложения СССР достаточно хорошо изучены в стратиграфическом отношении и в большинстве случаев могут быть датированы со значительной надежностью. Детальные исследования литологии этих образований, выполненные для важнейших палеобассейнов в связи с наличием полезных ископаемых, приуроченных к отложениям древних озер, обычно позволяют уверенно определить положение областей размыва и направления сноса осадков. Эти данные в сочетании с палеонтологическими исследованиями и палеоэкологическими наблюдениями дают возможность воссоздать условия седиментации в пределах отдельных регионов и реконструировать общую палеогеографическую картину развития озерных систем во времени для всей территории страны.

В раннем триасе формирование озерных отложений происходило на обширных площадях Московской и Польско-Литовской синеклиз, в Печорской синеклизе и на севере Приуралья, на территориях Донецкой впадины, Юго-Западного Поволжья, Оренбургского Приуралья и Северного Прикаспия. Далее к востоку раннетриасовые озерные образования известны на Восточном Урале, Средней Азии, на территории Кузбасса и Средней Сибири.

Вверх по разрезу нижнетриасовых отложений наблюдается повышение влажности климата. Условия седиментации в раннем триасе были в основном окислительными. На территории Московской синеклизы в эту эпоху располагалась обширная аллювиальная равнина, на площади которой были развиты многочисленные долинные, дельтовые и пойменные озера, а также значительное количество рек и стариц. Территория Польско-Литовской синеклизы представляет собой в это время прибрежную зону Палеобалтики, где были развиты озера неустойчивой солености, периодически соощавшиеся с морем. В первой половине раннетриасовой эпохи обе области были взаимосвязанны. В начале второй половины раннего триаса (предположительно в раннеоленинском веке) граница этих областей, по-видимому, сместилась к востоку, и на аллювиальной равнине произошло слияние ряда озерных бассейнов и некоторое сокращение их количества. В конце раннего триаса между территориями Московской и Польско-Литовской синеклиз возникла область денудации. При этом на западе сформировалась зона талассогенных озер, а на востоке сохранилась сокращенная площадь аллювиально-озерной равнины (с отсутствием типично пойменных фаций), на которую стали оказывать заметное влияние морские бассейны Тетиса и Бореальной области. В озерно-аллювиальных отложениях рассматриваемого региона встречены остатки амфибий, рептилий, рыб, конхострак, остракод, харовых водорослей и наземных растений; в верхней части разреза появляются солоноватоводные формы остракод. Для внутриконтинентальных и талассогенных озер западной части региона характерны харовые водоросли, солоноватоводные остракоды, конхостраки, реже — двустворчатые моллюски.

На территории Печорской синеклизы и Предуральяского прогиба на протяжении значительной части раннего триаса существовала аллювиальная денудационно-аккумулятивная равнина. В это время здесь отмечается широкое развитие пресных, обычно небольших по размеру, часто пересыхающих озер. Наряду с ними широкое распространение имели пойменные озера, старицы и водоемы, приуроченные к конусам выноса. Одновременно формировались отложения проточных озер, рек и временных потоков. Животный мир этих озер был представлен конхостраками, редкими пресноводными двустворчатыми и наземными позвоночными; среди растений преобладали плауновидные.

В конце раннего триаса после продолжительной активизации горообразовательных процессов на Урале, вызвавшей некоторое сокращение площадей, занятых озерами, в регионе начинают преобладать крупные пресноводные бассейны.

На площади Днепровско-Донецкой впадины в первой половине раннего триаса на равнинах имело место озерно-речное осадконакопление, а в предгорьях образовались такыры и внепойменные водоемы с пресными или солоноватыми водами. Во второй половине триаса здесь происходит существенное выравнивание рельефа, и площади, занятые озерами, заметно увеличиваются.

В Арало-Каспийском регионе в это время располагается пологохолмистая аллювиальная равнина с мелководными пресными и солоноватоводными озерами. На озерно-пролювиальных равнинах Приуралья в раннем триасе сначала возникают спокойные, иногда пересыхающие, озерные водоемы.