

УДК 551.435.3 [551.8:262.5]

Н. Н. Дунаев¹

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ШЕЛЬФА И БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЙСКОЙ АРКТИКИ

Применительно к Евразийской Арктике делается вывод о том, что основными факторами развития шельфа и морской береговой зоны в XXI веке будут особенности проявления новейшей тектоники, изменений климата и гидрокинематических колебаний уровня Мирового океана при доминирующей роли вертикальных тектонических движений. Изменения морского уровня не превысят первых десятков сантиметров, климат примерно в конце второго десятилетия на некоторое время станет холоднее вопреки широко постулируемому преувеличению “парникового эффекта” антропогенного происхождения.

Исследования природного объекта всегда более продуктивны, если исходить из нормативного или принятого хотя бы в рабочем порядке его определения. Даже если такое определение окажется не совсем точным, недостаточно полно отражающим содержание объекта, целенаправленно собранная информация о нём всегда будет ценнее разрозненной, не системной. Наряду с принятием “нагрузки” используемого термина желательно также определить роль наиболее важных факторов, инициировавших происхождение объекта, его строение и эволюцию. При таком подходе легче намечать соответствующие актуальные задачи и пути их решения. Ещё мыслители древних времен утверждали, что *без отчетливой дефиниции нет науки*, а позднее Р. Декарт и Р. Тагор рекомендовали уточнять понятия, чтобы избавить мир от заблуждений. Эти положения усиливает А. Пуанкаре, по мнению которого удачный термин позволяет проследить совсем неочевидные связи, полнее увидеть характер явления, активизировать интуицию и др.

Термин “шельф” вошёл в научную литературу в 1887 г. преподаватель географии в колледже г. Эдинбург 26- летний Хью Роберт Милл, когда в июле – августе этого года он на небольшом судне выполнял западнее о. Льюис архипелага Внешние Гебриды гидрологические исследования. В процессе работ он заметил, что поверхность морского дна слабо наклонена к океану, а с глубины около 100 фатомов резко обрывается к абиссали. Основным результатом этих работ, по его мнению, было дополнение географического словаря новым термином “континентальный шельф”: ...the term Continental shelf to designate the chamfered edge of the continental slope, as it rises from oceanic depths to within reach of wave action [43]. Впоследствии с вовлечением специалистов разных областей

¹©Дунаев Н.Н.

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

знания в исследование сопредельных территорий в системе суша – море в этот термин стали вкладывать дополнительное содержание или обозначать иное пространство морских акваторий, иногда включая часть пограничной суши и (или) континентального склона, что создаёт затруднения в восприятии связанных с ним проблем и явлений. Отдавая должное приоритету, автор считает актуальной дальнейшую разработку понятия “шельф” и, следуя комплексному океанологическому подходу, предлагает обозначать этим термином *прилегающую к суше отлогую гетерогенную разновозрастную часть дна Мирового океана, характеризующуюся автономным уровнем организации и проявления экзогенных процессов, простирающуюся от береговой линии до перегиба поверхности дна к батиметрично-абиссальным глубинам океанских и морских впадин*. Граница резкого изменения экзогенных процессов примерно совпадает со средней глубиной таких перегибов (– 132 м). В тех редких случаях, когда перегиб поверхности дна происходит на больших глубинах и подобные изменения происходят раньше (например, прекращение неритового осадконакопления и морфолитогенеза или развития светофильного бентоса), область мористее их границы до этой зоны можно бы выделять как парашельфовую, а расположенную выше – как ортошельфовую.

Поскольку наиболее поздняя существенная перестройка земной коры произошла в проявившемся на глобальном уровне неотектоническом этапе её развития, следует признать, что *область развития* современных шельфов Мирового океана *в современном виде* оформилась в течение этого времени с некоторыми региональными возрастными различиями. В настоящее время фрагменты древних шельфов можно обнаружить как выше, так и ниже уровня моря. *Современные шельфы* в целом или на большей их площади сформировались после валдайского оледенения позднего неоплейстоцена. Их границы в значительной мере определились масштабом гляциоэвстатической трансгрессии океана, а также региональными структурно-геологическими и новейшими тектоническими условиями.

По особенностям рельефа, геологических осадков, био- и гидродинамических характеристик в пределах шельфа обособляется ряд зон, из которых сопредельную с сушей до глубины проникновения ветровых волн на морское дно часто выделяют как *прибрежную*. Приурезовую часть шельфа (и соответственно прибрежной зоны) составляет субаквальная составляющая *морской береговой зоны* (МБЗ). Принимая во внимание дискуссионность определения границ последних [30], автор обозначает понятием “морская береговая зона” территорию сопряжения суши и моря, в пределах которой *формируется* морской берег в результате *непосредственного энергообмена* между морской акваторией и прилегающей сушей под влиянием ветровых морских волн как постоянно действующего и наиболее значимого *экзогенного* фактора её эволюции. При этом термин “морской берег” принимается по [22]. Местоположение верхней границы МБЗ, фиксируя её земноводную часть, обычно не вызывает боль-

шой дискуссии и с незначительной погрешностью в зависимости от региональных условий очертится линией максимального заплеска приборного волнового потока, либо бровкой активного клифа или тыловым швом современной морской террасы. Её нижняя граница обозначится инструментально регистрируемой дальностью выноса в акваторию твёрдых частиц формируемого берега вследствие суммирования горизонтальной составляющей их орбитального движения в волновом потоке и поперечных к берегу волновых компенсационных противотечений, обусловленных штормовыми волнами данной обеспеченности. В первом приближении эта граница соответствует контуру замыкания пространства с наиболее активным обменом вещества между берегом и акваторией, расположенного на глубине воды, примерно равной удвоенной высоте таких волн. Максимальная глубина воды замыкания контура приближенно совпадает с удвоенной высотой волн наиболее сильного шторма, фиксируемого раз в году. Для приполярных акваторий с коротким безлёдным периодом среднюю величину глубины воды такого замыкания можно приравнять к удвоенной высоте волн с годовой обеспеченностью 0.14%, действующих не более 12 часов в году [42]. Под воздействием волн в пределах контура происходит деформация поверхности морского дна. Мористее контура амплитуда деформаций дна постепенно затухает, и её максимальное значение становится сопоставимым с погрешностью промера глубины воды, которая, исходя из практики инженерных работ, находится в пределах 5-10 см. Существующие определения нижней границы МБЗ по появлению илов, по бровке или подножию так называемого *подводного берегового склона* (ПБС) (точнее бы сказать “прибрежного подводного склона” (ППС) или “площадки формирующейся морской террасы”) представляются менее корректными, поскольку эти элементы рельефа не связаны непосредственно с формированием берега, будучи обусловленными вторичными процессами энергомассообмена и поперечным к береговой линии перемещением осадочного материала.

Возраст *современной* МБЗ на региональном уровне различается. В глобальном масштабе она начала формироваться около 6 т. л. н. на фоне повышения уровня Мирового океана и дифференцированных вертикальных неотектонических движений [12, 32], а её нынешний профиль и облик морских берегов создавался в основном на протяжении соответствующих отрезков времени последних 2 – 2,5 тыс. лет, когда климат установился близким к современному и режим продолжающейся морской трансгрессии стал относительно спокойным, без существенных колебаний. Вывод о колебаниях уровня моря в это время до 22 м [25] следует отнести к умозрительным заключениям, “сильным” лишь своей бездоказательностью. Ряд исследователей считает, что в настоящее время МБЗ на преобладающем её протяжении находится в стадии зрелости, когда в её пределах практически сnivelированы микро- и мезоформы реликтового рельефа и сохраняется форма поперечного профиля литологического субстрата при его перемещении в сторону суши с относительной стабилизацией скорости отступления береговой линии.

Наглядно и повсеместно проявляющийся эффект морских волн в формировании МБЗ при изучении её происхождения и развития предопределил доминанту физико-географической парадигмы, при которой акцентируется роль эвстатического (точнее – гидрокинематического) фактора. Однако, будучи наиболее динамично развивающимся и в то же время наиболее уязвимым со стороны природных факторов и прогрессирующего антропогенного воздействия природно-территориальным комплексом (ПТК) в системе суша-море, *современная* МБЗ в общем случае характеризуется динамикой, которая наряду с волновым воздействием определяется комплексом локализованных в её пределах берегоформирующих процессов и явлений природного и антропогенного происхождения, иногда с яркой доминантой местного фактора. Важнейшим фактором, контролирующим состояние и развитие МБЗ, является новейшая тектоника, которая, проявляясь в пассивной и активной формах, определяет, в частности, основные берегоформирующие процессы, их интенсивность, направленность эволюции МБЗ по трансгрессивному или регрессивному пути, аккумулятивному или абразионному сценарию, опережая по своей значимости роль климата и обусловленного им гидродинамического режима акваторий. Особенно это проявляется в высоких географических широтах, где морские волны действуют короткое время вследствие длительной ледовой обстановки. Литологический фактор и производный от него и новейшей тектоники рельеф лишь корректируют скорость экзогенных береговых процессов. Роль антропогенного фактора выражена локально, но иногда довольно ощутимо, о чем свидетельствует пример последствия откачки грунтовых вод на побережье Ниагаты (Япония), когда приморская суша в течение 1955-1980 гг. опустилась на 20 – 150 см, что привело к продвижению береговой линии до 100 м [44].

Для продуктивного использования метода аналогий изложенное предполагает комплексный подход к изучению пограничной области в системе суша-море. При обосновании прогноза развития шельфов и береговых зон необходим учет широкого спектра факторов: составляющих их *природных компонентов* (материальных тел), *свойств природы* (прежде всего климата, рельефа и структуры земной тверди), а также историко-палеогеографических аспектов эволюции морских окраин. Игнорирование изучения одного из них может обернуться большой вероятностью получения неполной, а чаще всего неверной картины о данном природном объекте и ошибочным прогнозам.

Поэтому, несмотря на то, что к настоящему времени состояние исследований шельфа и МБЗ отражает прежде всего эвстатическую доминанту в оценке их происхождения и эволюции, необходимо учитывать, например, то, что *процессы морфо-лито- и тектогенеза идут одновременно*, а море по-разному воздействует даже на сходный геологический субстрат и в пределах различных структурно-тектонических элементов, и при разной направленности и интенсивности их движения. В частности, существенную роль во взаимодействии морфолитодинамических процессов рассматриваемых объектов играют предопределённые тектоникой

исходные уклоны земной поверхности, которые, как отмечал ещё В. Пенк [28], не считаются ни с расположением в пространстве, ни с типом климатического пояса. Известно, что переход исходного уклона через значение 0,001 в большую или меньшую сторону инициирует развитие подводного берегового склона соответственно по абразионному или аккумулятивному профилю. При повышении уровня моря со скоростью более 2-2,5 мм/год, что в XXI веке может быть следствием суммарного проявления эвстатического и регионального тектонического факторов, прекратится развитие песчаных береговых аккумулятивных форм, сопровождаясь их разрушением и затоплением, а в случае контакта береговой зоны со структурной формой, тектонически поднимающейся быстрее уровня моря, соответствующий аккумулятивный берег из отмелого может превратиться в приглубый и даже подвергнуться катастрофическому размыву, если тектонически обусловленный исходный уклон литологического основания превысит 0.03. В условиях низменной суши изменение исходного уклона на 0,001 или поднятие уровня моря на 1 см вызовет дополнительное её затопление на расстояние до 10 м. Следовательно, при существующих оценках темпа эвстатического повышения уровня Мирового океана достаточно скорости тектонических движений локальных структурных форм в доли мм/год, чтобы не допустить даже хрупкого динамического равновесия в развитии МБЗ исследуемого региона. (Заметим, что при береговых процессах скорости вертикальных тектонических движений считаются значительными, если превышают 1 мм/год).

Поэтому без фактов и выводов по новейшей тектонике, прежде всего, без построения её модели по структурному принципу как в наибольшей мере отвечающей отображению базисных закономерностей организации геологического пространства региона, невозможно объективно оценить особенности формирования и прогноз развития здесь морских береговых зон и шельфов, хотя в пределах последних её роль отразится менее наглядно.

К настоящему времени известно, что в новейшую геотектоническую эпоху на фоне глобального позднекайнозойского похолодания и становления на Земле соответствующей климатической зональности в пределах современных шельфов и морских береговых зон неоднократно происходили природные события, связанные с изменениями климата и сложными неравномерными колебаниями морского уровня комплексной природы [2], сопровождавшиеся сменой морфолитогенетических процессов. Особенно существенную моделировку территория современных шельфов претерпела вследствие активизации новейших тектонических поднятий суши [18] и резких колебаний климата, инициировавших развитие оледенений глобального масштаба, обусловивших, в свою очередь, гляциоэвстатические колебания морского уровня с отрицательными амплитудами в десятки и более сотни метров. Большинство исследователей считает, что морские трансгрессии соответствовали тёплым межледниковым периодам, а регрессии – холодным ледниковьям. Однако существует мнение и о том, что в полярных областях трансгрессии были синхронны леднико-

вьям вследствие гляциоизостатического прогибания земной коры. Некоторые исследователи полагают, что в потепления было меньше атмосферных осадков [15]. В то же время, на примере Антарктиды разрастание и *наступление* ледников, наоборот, увязывается именно с потеплением климата, сопровождающимся увеличением количества циклонов и ростом снегонакопления [14]. В этом аспекте применительно к рассматриваемым природным объектам наибольший интерес представляет четвертичный период, в геологической летописи которого при тенденции к прогрессирующему похолоданию установлены климатические колебания разных порядков, сопровождавшиеся потеплениями и похолоданиями различной продолжительности и интенсивности.

Доминирующие представления о возможных прошедших и будущих сценариях развития Земли и её арктического региона в четвертичное время с климатических и гляциоэвстатических позиций изложены в публикациях приведенного списка литературы. Из анализа последней видно, что наиболее выразительно природные изменения проявились в высоких географических широтах и прежде всего именно в арктической области, а климатические колебания, характеризуясь проявлениями цикличности разного порядка, определялись целым рядом природных (в широком смысле этого слова) факторов [7, 34, 36, 41].

В четвертичное время самый крупный и тёплый период был около 400 т. л. н. До этого этапа циклы похолоданий и потеплений чередовались примерно через 40 тыс. лет, как и наклон земной оси к плоскости земной орбиты. Позднее продолжительность чередующихся циклов увеличилась соответственно периодам смены круговой орбиты вращения Земли вокруг Солнца более эллипсоидной. При этом длительность межледниковий и интерстадиалов стала короче, а ледниковий и стадиалов продолжительнее. Перепады температур между потеплениями и похолоданиями стали более резкими, т.е. усилилась контрастность климатической зональности, и в относительно тёплые тысячелетия становилось теплее, а в относительно холодные – холоднее. В неоплейстоцене наиболее отчётливо выделяются циклы в 9 – 11, 19 – 23, 40, 60 – 70, 120, (170), 400, 800, 1600, 40 000 и 100 000 лет [6, 17, 21]. По изотопному составу снега на ст. Восток (Антарктида) отчётливо прослеживается 50-летний цикл в изменениях аккумуляции, а по данным В. В. Клименко и др. [16] в последние 1000 лет относительно тёплые чётные столетия сменяются более холодными нечётными.

Разного порядка цикличность климатических изменений инициирует и цикличность ряда других природных явлений. В частности, установлена примерно 20-летняя цикличность в динамике берегов Чёрного моря [29]. Это наблюдение позволяет более аргументированно прогнозировать их развитие, обосновывать берегозащитные мероприятия и др. Не исключено, что факторы, обусловившие климатические циклы, влияют и на социальные отношения человеческого общества. Так, выявлен волнообразный характер истории России, в которой отчётливо прослеживаются 80-летние и 400-летние циклы, отражённые в структурной повторя-

емости её стратегических проблем и реагировании на них власти и общества [20].

В то же время, еще нет отчётливого определения иерархического ранга климатического цикла, в котором сейчас находится наша планета. Даже потепление голоцена одни исследователи считают межледниковьем (интергляциалом), другие ассоциируют с суперинтерстадиалом (менее тёплым и более коротким, чем межледниковье) внутри поздненеоплейстоценового ледникового цикла. Попытки определения таких циклов более высокого порядка не выводят их за рамки статистического “шума” климатической системы. И всё же применительно к оценке ситуации XXI века, вероятно, можно ориентироваться на изложенные представления о климатической цикличности [21,17]. Но для этого хорошо бы *принять* классификацию климатических колебаний, обратив особое внимание на меж- и внутривековые, определиться – в стадии продолжающегося похолодания или завершающегося потепления какого иерархического уровня находится приземная атмосфера, продолжается или закончился “малый ледниковый период”, который, начавшись по разным оценкам 800 – 500 л. н., особенно заметно проявился с конца XVI века и, судя по тому, что поступательная деградация альпийских ледников фиксируется по крайней мере с 1866 г., закончился, как полагают многие исследователи, в XIX веке. В дальнейшем наступили глобальное потепление (1885–1939 гг.), похолодание (1939–1966гг.) и снова потепление. Если допустить, что наблюдаемая климатическая ритмичность в основном выдержится и в XXI веке, то следует согласиться с мнением [18], что потепление продлится примерно до 2020 г., а затем сменится похолоданием, ранг которого предсказать пока трудно. Можно лишь предположить, что его длительность существенно не отклонится от нескольких десятков – первой сотни (?) лет.

К началу XXI века появилось большое количество данных о том, что состояние земной атмосферы характеризуется глобальным потеплением климата, которое по данным ряда исследователей ещё в 30-х – 40-х годах XX в. привело к увеличению среднегодовой температуры в Арктике на 2 – 4°C и заметно проявилось с 70-х годов XX века, вследствие чего уже к концу столетия среднегодовая температура воздуха на Земле увеличилась на 0,3-0,7°C. При этом отмечается, что теплели зимы и ночи. По сведениям учёных НАСА, самым тёплым годом по итогам измерения с 1890г. стал 2005 год, когда среднегодовая температура приземного воздуха согласно их расчётам достигла 14°C, как в районе г. Геленджик на восточном побережье Чёрного моря; а по материалам отдельных исследователей уже в 2000 г. её значение составило 14,3°C [10].

Ряд сторонников идеи прогрессирующего потепления увязывает его с открытым Ж. Фурье в 1824 г. так называемым “парниковым эффектом” Земли, усиленным, по их мнению, увеличением в атмосфере углекислого газа вследствие антропогенного техногенеза, энергично возрастающего с конца XIX в. [27, 36, 45]. Предположение о связи климатических колебаний с концентрацией в приземной атмосфере углекислоты выдвинул

С. Аррениус в 1896 г., определив, что углекислый газ задерживает длинноволновое инфракрасное излучение нагретой Солнцем земной поверхности. Регулярно измеряемое с 1958 г. содержание в атмосфере CO_2 в настоящее время составляет 367 мкл/л, и вопрос о мере его влияния на климат пока достоверно не выяснен.

Кроме того, известно, что температура воздуха у поверхности Земли существенно зависит и от других причин, например, от содержания в нём других газов и водяных паров: чем их больше, тем теплее. Скорее всего *климат* влияет на количество в воздухе CO_2 : в похолодания его становится меньше [19]. Остаётся дискуссионным вопрос и о влиянии парникового эффекта, обусловленном некоторым увеличением содержания CO_2 в приземном воздухе к началу XXI в., на повышение уровня моря [11]. Во всяком случае, нельзя однозначно связывать с возросшим содержанием этого газа с 297 мкл/л в 1900 г. на 70 мкл/л произошедшее повышение уровня Мирового океана за XX столетие, которое отдельные исследователи даже без должного учёта *неотектоники* оценивают всего в 9 см [37]. По-видимому, в данном случае имеет место климатический цикл одного из высоких рангов, либо климатический эпизод космической природы, который по мнению некоторых исследователей предположительно продлится до 2020 г. Он связан не с тем, что на Землю стало поступать больше тепла, а с активизацией её геосфер, сопровождающейся увеличением потока заряженных частиц от Солнца и соответственно усилением атмосферной циркуляции, что привело к повышенному транзиту в высокие широты тёплого и влажного воздуха из тропиков [18].

В противовес утверждениям о потеплении существует мнение и о том, что Земля в настоящее время находится в стадии похолодания (без уточнения его ранга), которое продлится ещё 2 – 3 десятилетия [6]. В какой-то мере это подтверждается метеонаблюдениями на Аляске, где тенденция к похолоданию отмечается по крайней мере на протяжении нескольких последних лет.

Апологеты прогноза значительной продолжительности регистрируемого ими в настоящее время потепления ассоциируют его с приближением к условиям микулинского межледниковья (или голоценового оптимума) и ожидают повышение уровня Мирового океана до нескольких метров уже к концу XXI века. Однако, во-первых, уровень моря в те времена точно не установлен и по разным оценкам был либо близок к современному, либо не достигал или превышал его на несколько метров. Во-вторых, если принять, что климатический оптимум голоцена, зарегистрированный с неоднозначно определённой длительностью в разных регионах в интервале 9 – 4 тыс. л. н., был исключительным для этой эпохи, и если допустить симметричность в чередовании и протяжённости равнозначных циклов положительных и отрицательных колебаний климата, то можно предположить, что такого или более существенного потепления даже меньшей, но значимой для таяния ледников приполярных областей продолжительности, для неё уже не произойдёт.

Тогда при учёте современной трансгрессии, скорость которой оценивается в 1 – 2,5 мм/год (и даже до 5 мм/год в Северном Ледовитом океане [12, 13]), но более реальном её значении около 1,5 мм/год, сколько-либо существенного повышения уровня моря в XXI веке ожидать не следует, а обусловленные ординарными изменениями климата осцилляции его амплитуды не выйдут за рамки первых десятков сантиметров. Последнее подтверждается тем, что появляются всё новые доказательства того, что даже в оптимум голоцена колебания морского уровня *незначительно* отклонялись от его современных отметок. В частности, это наглядно доказывается на примере изучения томболо в нижней части эстуария р. Св. Лаврентия (Канада), из которого следует, что амплитуда изменений уровня моря в голоцене была сходной или даже несколько меньшей по сравнению с современными изменениями его положения [39].

Поэтому прогнозируемый многими исследователями эвстатический всплеск к концу XXI в. в пределах 0,5 – 4,5 м при возрастании скорости трансгрессии Мирового океана до 6-15 мм/год уже к 2050 году скорее всего не состоится, а если повышение его уровня и будет иметь место, то окажется ближе к первой цифре, значительно не достигнув её. Такой вывод хорошо согласуется с заключением целого ряда исследователей [3 и др.], а также с прогнозом Межправительственной комиссии по климатическим изменениям о возможном повышении уровня Мирового океана к концу XXI в. на 60 ± 35 см [38]. Что касается более далёкого *обозримого* будущего, то *размах* (не амплитуды) эвстатических (гидрокинематических) колебаний климатической природы более низких рангов, по-видимому, не превысит 1 м. Эти колебания будут происходить на фоне региональных вертикальных тектонических движений, которые скорректируют местоположение и латеральные границы морского уреза, как это происходит в продолжающийся субатлантический период в течение примерно 2,5 тыс. лет.

Таким образом, при исследовании пограничной области в системе суша-море и прогнозировании её развития очевидна также необходимость изучения природных обстановок соответствующего региона применительно к *палеогеографически* разным климатическим циклам по крайней мере позднего плейстоцена и голоцена. В первую очередь это относится к областям, в наибольшей степени реагирующим на изменения климата – арктической и освоенной коралловыми организмами тропической, где наряду с амплитудами колебаний морского уровня для первой особенно существенное значение имеют гляциальный и криогенный факторы, а для второй температура и прозрачность воды [4, 25, 33].

При обосновании прогнозных оценок главного внимания заслуживают *региональные* исследования современных береговых зон. Это наиболее важный и доступный объект в изучении эволюции не только узкой пограничной полосы суша – море, но и шельфов в целом, поскольку занятые последними территории полностью или в значительной мере неоднократно прошли стадию МБЗ. Представляя особенности современного развития МБЗ и используя принципы актуализма и исторических аналогий,

можно с большой вероятностью воссоздавать характерные черты трансгрессивных и регрессивных периодов эволюции шельфов и прилегающей полосы суши.

При этом желательно учитывать, что основной фон развития *современных* береговых процессов создают новейшие тектонические движения и эвстатические колебания при определяющей роли тектоники. Значительное преобладание региональных и локальных тектонических движений над эвстатическими было отмечено, в частности, по результатам исследований МСНС-ЮНЕСКО в рамках проектов 61 и 200. Новейшие структурные формы приповерхностных горизонтов земной коры в пределах своего влияния нейтрализуют либо усугубляют эвстатический эффект. Установлено, что общие очертания береговых линий имеют структурно-тектоническую природу, а унаследованность тектонических движений детерминирует унаследованность береговых процессов [8]. О неотектоническом контроле развития МБЗ свидетельствует практически повсеместно отмечаемое совпадение границ структурных элементов и морфолито-динамических районов и участков. Не будет излишним также напомнить, что на региональные исследования обращается всё больше внимания, поскольку именно они дают наиболее приближённую к истине картину и являются основой научного прогноза геолого-географического направления [35].

Применительно к Евразийской Арктике следует отметить, что ведущая тенденция новейшей геодинамики земной коры в пределах морских акваторий характеризуется направленностью к опусканию вследствие доминирующего влияния процессов её растяжения, которые сопровождают продолжающееся формирование впадин Северного Ледовитого океана (СЛО) и развитие срединноокеанического хребта Гаккеля. На этом фоне происходят дифференцированные движения локальных структурных форм. Начало неотектонического этапа и соответственно формирования арктического шельфа происходило в разное время, которое в его западной части относится к олигоцену, а в восточной к миоцену [5 и др.]. Именно в миоцене, около 10 млн. л. н., в регионе появились первые льды, а примерно с 8 млн. л. н. стали формироваться айсберги. С конца третичного периода здесь периодически возникают горные оледенения, а первый ледниковый щит зародился предположительно около 2 млн. л. н. в Фенноскандии.

В четвертичном периоде в рассматриваемом регионе отчётливо прослеживается тенденция к похолоданию климата, которая хорошо иллюстрируется на примере Западной Сибири, причём для позднего неоплейстоцена отмечается увеличение частоты его изменений при меньшей их амплитуде [9]. С этим выводом о нарастании климатической ритмичности хорошо согласуется увеличение во второй половине голоцена частоты встречаемости затопленных береговых линий, отражающих этапы замедления голоценовой трансгрессии. Последние связаны, возможно, с *учащением* циклов похолодания климата более высокого ранга по сравнению с продолжительными ледниковьями и стадиями. Начало формирова-

ния *покровных оледенений* четвертичного периода в северном полушарии относится к одному из похолоданий эоплейстоцена, точнее к рубежу изотопно-кислородной стадии MIS-22, т. е. примерно к 870-900 т. л. н. [23]. Об их масштабах, в том числе и наиболее позднего из них, пока нет общепринятой точки зрения, как и о характере колебаний уровня океана этого времени.

С начала ХХI в. ряд исследователей отмечает в *арктических широтах* небольшие (до 1 – 2⁰С), но устойчивые положительные температурные аномалии воздушной среды по сравнению с температурным фоном трёх последних десятилетий ХХ в. и приближение положительных аномалий температуры поверхностных вод СЛО к 4⁰С. По некоторым оценкам потепление поверхностных вод в СЛО за последние 30 лет уже привело к уменьшению толщины льда на 1 – 1,5 м, и в настоящее время его средняя мощность редко превышает 2 м [1]. Ожидаемое здесь некоторыми исследователями среднегодовое потепление климата в ХХI в. на 1⁰С позволяет им моделировать региональную природную обстановку, подобную климатическому оптимуму голоцена, а в случае потепления к середине века на 2⁰С – близкую климатическому оптимуму предыдущего позднеплейстоценового (микулинского) межледниковья.

Другие исследователи предполагают, что в пределах окраинных морей Севера Евразии и на прилегающих пространствах прибрежной суши среднегодовая температура воздуха увеличится на 4-6⁰С, уровень моря превысит современный более чем на 1 м и может достигнуть нескольких метров. На основании этих, весьма условных, рассуждений ожидается значительное снижение ледовитости СЛО и, как следствие, расширение и усиление влияния проникающих сюда тёплых атлантических вод. Прогнозируется увеличение во времени и пространстве безлёдного периода и активности морских волн на шельфе, резкое возрастание скорости морской трансгрессии, и делаются выводы о беспредельности абразии берегов [26]. Последнее противоречит результатам многочисленных исследований береговых процессов в криолитозоне и адекватно попытке реанимировать общепризнанную несостоятельность взглядов Д. Джонсона [40] о перспективе выравнивания суши до волновой базы (до предела воздействия морских волн на дно). Такой сценарий (получил название “обычная практика”) не согласуется с наблюдениями, выполненными в отдельных районах приэкваториальной суши Российской Арктики. В частности, на южных берегах Печорского и Карского морей не выявлено статистически значимой тенденции к потеплению климата [24]. Последнее, наряду с приведенным выше анализом климатических изменений в позднечетвертичное время, позволяет утверждать, что перспектива реализации такого сценария мало обоснована. Поэтому возможное временное повышение уровня моря в ХХI в. не следует сопоставлять с предполагаемой некоторыми исследователями его максимальной отметкой в циклы микулинского межледниковья или потепления среднего голоцена [31 и др.].

Автор статьи придерживается умеренной точки зрения по поводу возможного сценария развития шельфа и береговой зоны Арктики в ХХI

в., заключающейся в том, что роль антропогенного воздействия на климат ещё слишком мала и предстоящие его изменения будут *природного* характера, не влияя сколько-либо существенно на колебания уровня моря. На этом фоне прогноз эволюции данных объектов предпочтительней обосновывать лишь на узко региональном и локальном уровнях с учётом прежде всего новейшей тектоники, конкретных геолого-геоморфологических, геокриологических и гидрологических условий; использовать непосредственные многолетние наблюдения на уровнемерных постах с привязкой местоположения последних к геологическим структурам и введения к измерениям поправок на колебания морского уровня регионального характера вследствие сезонных изменений плотности морской воды и её температуры. В ракурсе рассматриваемой проблемы для большей объективности исследований желательно учитывать также ближайшие по времени и пространству *региональные* палеогеографические обстановки *голоцена* с построением адекватного им графика эвстатических колебаний уровня моря.

Поскольку температурные события в Южном и Северном полушариях Земли метахронны, а потепления и соответственно ускорение повышения морского уровня существенно отстают во времени от пика инсоляции, то с учётом возможного слабого похолодания при прогнозной оценке развития пограничной системы суша-море применительно к XXI веку резонно ожидать, что скорость морской трансгрессии в регионе не превысит её современного значения. Открытое пространство, безлёдный период акваторий и следовательно интенсивность волнового воздействия несколько уменьшатся, и на этом фоне ярче проявится значимость новейшей тектоники, особенно в динамике береговой зоны. При таком сценарии для *арктических шельфов* общими явлениями будут небольшие изменения седиментационных обстановок вследствие некоторой корректировки вещественного состава и количества поступающего осадочного материала, условий его отложения, а также гидробиологических и гидрохимических процессов. Продолжится деградация многолетней мерзлоты, произойдут незначительные модификации экзогенного микрорельефа морского дна (главным образом вследствие более мористого смещения волновой базы и позднеголоценовых волновых аккумулятивных форм), изменения насыщенности потоков наносов, проседаний криогенного характера и др; наиболее существенно – в местах изменения исходных уклонов литогенной поверхности.

В *береговой зоне* в целом сохранится тенденция современного развития. Заметные преобразования произойдут, как и на шельфе, в местах изменения исходных уклонов земной тверди, при переходе береговой линии с одной новейшей структурно-тектонической формы на другую или на другой элемент той же самой формы, например, на другое её крыло, на зону иной активности тектонического разлома, на иной литогенный субстрат. Возможны локальные изменения экспозиций морских берегов направлениям морских волн, несколько изменится поверхность субаквальной части береговой зоны и активность береговых процессов. Про-

должится выравнивание бухтовых берегов и выполаживание прибрежных подводных склонов. Процессам абразии в наибольшей мере подвергнутся выступающие в настоящее время криогенные участки берега, приуроченные, как правило, к новейшим положительным структурным формам, испытывающим абсолютное или относительное поднятие. При этом более высокие берега будут разрушаться и отступать медленнее. В пределах отрицательных структурных форм и обусловленных тектоническими разломами линеаментов изменение береговой зоны сохранит характер ингрессии. Наиболее заметно деструктивная динамика проявится на южных берегах и шельфовых островах Печорского, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей, особенно в пределах мелководий небольшой ширины.

1. Алексеев Г. В. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. – 2003. – Т. 446. – С. 6-21.

2. Бёрд Э. Ч. Ф. Изменения береговой линии. Глобальный обзор. - Л.: Гидрометеоиздат. 1990. – 254 с.

3. Борисёнков Е. П., Пичугин Ю. А. Сценарии возможных долгопериодных колебаний уровня Мирового океана в результате антропогенной деятельности по результатам численных экспериментов // Изв. РАН. - Сер. Геогр. 2005. – № 5. – С. 20-29.

4. Величко А. А., Нечаев В. П. Динамика климата и криолитозоны в плейстоцене / 1У Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. - Сыктывкар. - Геопринт. 2005. – С 62-64.

5. Грачёв А. Ф. Новейшая тектоника Северной Евразии. - М.: ГЕОС. 1998. – 147 с.

6. Доценко Н. М., Монин А. С., Берестов А. А. и др. О колебаниях глобального климата за последние 150 лет // Докл. РАН. 2004. – Т. 399, – № 2. – С. 253-256.

7. Дроздов О. А., Лугина К. М. Динамика климатической системы и географические условия. I. Основные причины современных колебаний климата // Вестн. СПб ГУ. 1997. – Серия 7. – Вып. 4. – С. 54-62.

8. Зенкович В. П. Основные направления исследований прибрежной зоны морей в СССР // Теоретические вопросы динамики морских берегов. - М.: Наука. 1964. – С. 3 – 13.

9. Зыкин В. С., Зыкина В. С., Орлова Л. А. Основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. - Новосибирск. - ИАЭТ СО РАН, 2000. – Вып. 2. – С. 208-228.

10. Каплин П. А., Павлидис Ю. А., Селиванов А. О. Морские побережья в XXI веке // Природа. 2000, – № 3. – С. 37-46.

11. Каплин П. А., Павлидис Ю. А., Селиванов А. О. Прогноз развития береговой зоны морей России в условиях повышения их уровня и потепления климата // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. - М.: ГЕОС. 2001. – С.16-28.

12. Каплин П. А., Селиванов А. О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. - М.: МГУ. 2004. – С. 488-512.

13. Клиге Р. К., Данилов И. Д., Конищев В. Н. История гидросферы. - М.: Научный мир. 1998. – 368 с.

14. Клиге Р. К., Захаров В. Г. Связь изменений уровня Мирового океана и динамики краевой части Антарктиды в историческое время // Арктика и Антарктика. М.: Наука. 2002. – Вып. 1 (35). – С. 60-70.

15. Климанов В. А., Поротов А. В. Колебания уровня моря и климата в районе Азово-Черноморского побережья за последние 6000 лет на основе геохронологичес-

ких данных / 1У Всеросс. совещ. по изуч. Четвертичн. периода.- Сыктывкар. - Геопринт. 2005. - С. 181-183.

16 Клименко В. В., Климанов В. А., Сирип А. А., Слепцов А. И. Изменение климата на западе европейской части России в позднем голоцене // Докл. РАН. 2001. - Т. 376, - №5. - С 679-683.

17 Котляков В. М., Клиге Р. К., Захаров В. Г. Глобальные циклы климатических изменений и оледенение Антарктиды // Глобальные изменения природной среды. М.: 2000. - С.70-90.

18 Котляков В. М. Льды, любовь и гипотезы.- М.: Наука. 2001. - 367 с.

19 Кузнецов В. Г. Атмосферный углекислый газ и климат- историко-геологические аспекты // Литология и полезные ископаемые. 2005, - № 4. - С. 368-380.

20 Кузык Б. Н. Россия в пространстве и времени (история будущего).- М.: ИНЭС.- 2004.-336с.

21 Монин А. С., Сонечкин Д. М. Колебания климата.- М.: Наука. 2005. - 191 с.

22 Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения.-М.: Мысль. 1980. - 280 с.

23 Николаев С. Д., Писарева В. В., Судакова Н. Г. Ледниковая ритмика плейстоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. - Т.11 - №1. - С. 96-110.

24 Огородов С. А., Олюнина О. С., Романенко Ф. А. Особенности динамики берегов Баренцева моря, сложенных малольдистыми дисперсными отложениями, в условиях изменения климата / Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера: Тез. докл. Междунар. Науч.-практич. конфер.- Мурманск, 15-17 марта, 2005г.- Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. - С. 112-113.

25 Павлидис Ю. А. Возможные изменения уровня океана в начале третьего тысячелетия // Океанология. 2003. - Т. 43, - № 3. - С. 441 - 446.

26 Павлидис Ю.А., Леонтьев И.О. Прогноз развития береговой зоны Восточно-Сибирского моря при повышении его уровня и потеплении климата //Вестн. РФФИ. 2000. - № 1. - С.31-39.

27 Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы.- Л.: Гидрометеиздат.- 1989.- 558 с.

28 Пенк В. Морфологический анализ.- М.: Географгиз. 1961. - 359 с.

29 Пешков В. М. Цикличность в динамике морских берегов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана.- Киев: НАНУ. 2005. - С. 111-122.

30 Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология: XXI Международная береговая конференция.- Калининград: Изд-во КГУ. 2004. - 289 с.

31 Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана.- М.: МГУ. 1997. - 304 с.

32 Сафьянов Г. А. Береговая зона океана в XX веке.- М.: Мысль. 1978. - 263 с.

33 Сорокин Ю. И. Экосистемы коралловых рифов.-М.: Наука. 1990. - 503 с.

34 Сорохтин О. Г. Прецессия Земли и климатические циклы плейстоцена // Докл. РАН. 2005. - Т. 405, - №1. - С.113-117.

35 Хаин В. Е., Рябухин А. Г. Геология XX столетия. Основные черты развития. Статья 1. // Вестн. МГУ.- Геология. 2001. - № 5. - С. 3-10.

36 Crowley T. J. Causes of Climate Change over the Past 1000 Years // A Paleoperspective on Global Warming. Science. 2000. - V. 289. - P. 270 - 277.

37. Gornitz V., Lebedeff L., Hansen J. Global sea level trend in the past century // Science. 1982. - Vol. 215, - № 4540. - P. 1611-1614.

38. IPCC WG 3. Climate Change- the IPCC Response Strategies.- Island Press. 1990. - 272 p.

39. Jean - Claude D. Le tombolo du Cap Enrage, parc du bic, Bas - Saint - Laurent // Geogr. Phys. et Quatern. 2001. - Vol. 55, - № 2. - P. 181 - 191.

40. Jonson D. W. Shore processes and shoreline development. N.-Y., London., Wiley. 1919. - 584 p.

41. *Laberie L., Cole J., Alverson K., Stocker T.* The History of climate dynamics in the Late Quaternary // *Paleoclimate, Global Change and the Future.- The IGBP Series. PAGES, Springer-Verlag. 2003. – P. 33-62.*

42. *Leont'ev I. O.* Modelling erosion of sedimentary coasts in the Western Russian Arctic // *Coastal Engineering. 2003. – Vol.47. – P. 413-429.*

43. *Mill H. R.* An Autobiography.- L.: Longmans.- Green and Co. 1951. – 224 p.

44. *Mimura N., Nobuoka H.* Verification of Bruun rule for the estimate of shoreline retreat caused by sea level rise // *Coastal Dynamics 95.- Gdansk.- Publ. by IBW PAN. 1995. – P. 128-129.*

45. *Titus J. G.* The greenhouse effect, rising sea level and society's response // *Sea surface studies. A global view.- London: Croom Helm. 1987. – P. 499-528.*

46. *Zachos J., Pagany M., Sloan L., et al.* Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // *Science. 2001. – V.292, – № 5517. – P. 686-693.*

Стосовно до Євразійської Арктики робиться висновок про те, що основними факторами розвитку шельфу та морської берегової зони в XXI столітті будуть особливості прояву новітньої тектоніки, змін клімату й гідрокінематичних коливань рівня Світового океану при домінуючій ролі вертикальних тектонічних рухів. Зміни морського рівня не перевищать перших десятків сантиметрів, клімат приблизно наприкінці другого десятиліття на якийсь час стане холодніше всупереч широко постульованому перебільшенню “парникового ефекту” антропогенного походження.

With reference to the Eurasian Arctic Region is draw a conclusioned that in major factors of development of shelf and marine coastal zone in XXI century there will be features of manifestations of the newest tectonics, variations of a climate and hydrokinematic fluctuation of level of World ocean with a dominating role of vertical tectonic moves. The changes of a marine level will not exceed at first tens centimeters, the climate approximately at the end of the second decade for some time becomes more cold contrary to widely postulated exaggeration of anthropogenous “greenhouse effect”.