

УДК 551.53

Е.Н. БЫЛИНСКИЙ
**КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ
ИЗОСТАЗИИ И ЭВСТАЗИИ**

Сопоставление абсолютных высот палеоуровней трансгрессий в низовьях р. Печоры и колебаний уровня Мирового океана в абсолютной хронологической шкале позволило высказать гипотезу о природе общих колебательных движений и причинах морских трансгрессий в плейстоцене на севере Евразии.

Вопросы качественного анализа взаимодействия гляциоизостазии и гляциоэвстазии в плейстоцене были затронуты в работах [*Артюшков, 1969; Былинский, 1967; 1970; 1980; Лаврова, 1937; Троицкий, 1969; Яковлев, 1947; Ramsay, 1924*]. Однако первая попытка количественной оценки такого взаимодействия, предпринятая М.Г. Гросвальдом [*1970*] и основанная на графике Е.Н. Былинского колебаний уровня моря в бассейне р. Мезени [*Былинский, 1967*] и графике эвстатических колебаний уровня Мирового океана, схематична и составлена в произвольном масштабе геологического времени.

За истекшее десятилетие получены новые материалы, которые позволяют уточнить как амплитуды колебаний уровня моря в различных районах севера Евразии, так и величины колебаний среднего уровня самого Мирового океана. При этом появилась возможность составлять графики этих колебаний в абсолютной хронологической шкале, что позволяет рассмотреть проблему взаимодействия гляциоизостазии и гляциоэвстазии с новых позиций количественного исторического анализа.

В качестве примера нами выбран район низовья р. Печоры, где достаточно детально изучены морские и прибрежно-континентальные отложения лихвинского, рославльского, микулинского межледниковий и средневалдайского межстадиала, а также ледниково-морские и ледово-морские осадки предшествовавших им позднеледниковий.

Возраст межледниковий Европейской части СССР и колебания уровня моря в низовьях р. Печоры. В статье «Причины морских плейстоценовых трансгрессий на севере Евразии» [*Былинский, 1980*], автор рассмотрел методику реконструкции палеоуровней плейстоценовых трансгрессий и их возраст. Однако появившиеся новые данные позволяют уточнить как наименование горизонтов стратиграфической схемы европейской части СССР, так и предполагаемый абсолютный возраст некоторых из них (табл. 1).

Так, в связи с данными, полученными А.А. Величко и др. [*1977*], И.Н. Саловым [*1971*] и рядом других исследователей, следует предполагать, что днепровское оледенение происходило не в первую половину среднего плейстоцена, а в его конце. Горизонт морены, который обычно принято называть московским, на самом деле принадлежит днепровскому оледенению, так как именно морена второго среднеплейстоценового оледенения распространена в долине среднего Днепра [*Герасимов и др., 1980*]. Первое же среднеплейстоценовое оледенение в соответствии с предложением И.Н. Салова [*1971*] следует называть остёрским, так как в бассейне р. Остёр, у пос. Подруднянский, находится стратотип отложений рославльского межледниковья, подстилаемых мореной остерского оледенения и перекрытых мореной днепровского оледенения. Отсюда и соответствующее расположение днепровского и остерского горизонтов в табл. 1. Возраст днепровского ледниковья по новым данным соответствует рамкам 194-149 тыс. лет назад, а не 210-175 тыс. лет назад, как в цитированной выше статье автора [*Былинский, 1980*].

Таблица 1

Стратиграфические схемы плейстоцена низовьев р. Печоры и их сопоставление с хроностратиграфической схемой Европейской части СССР

Общая стратиграфическая шкала			Хроностратиграфическая схема Европейской части СССР					Горизонты стратиграфических схем плейстоцена низовьев р. Печоры					
			горизонт	подгоризонт	индекс	предполагаемый возраст, тыс. лет	стадии по δO^{18}	Лаврова [25]	Загорская и др. [20], Белкин и др. [4], Зархидзе [21], Гудина [19], Арсланов и др. [1]				
система	раздел	звено											
Четвертичная	Плейстоцен	Верхнее	Голоценовый		H		1	Поздне- и послеледниковые отложения	Голоценовый				
			Верхневалдайский		Q_3^4	10	2	Верхняя морена	Верхневалдайский				
			Средневалдайский		Q_3^3	25	3	Континентальные отложения	Средневалдайский				
			Нижневалдайский		Q_3^2	59	4	Беломорская трансгрессия	«Раннеюрмская» морена				
		Среднее	Микулинский	Верхний	$Q_3^1(2)$	117	5	a	Песчаный горизонт	Кейнмусюрский			
				Нижний	$Q_3^1(1)$			b					
			Днепровский		Q_2^4	149		c			6	Глинистый горизонт	Московская морена
					$Q_2^3(2)$	194		d					
			Рославльский	Верхний	$Q_2^3(2)$	234		e			7	Морская борзальная трансгрессия	Падимейский
				Нижний	$Q_2^3(1)$	264	a						
			Остёрский		Q_2^2	308	b	8	Днепровская морена				
			Лихвинский	Верхний	$Q_2^1(2)$	347	c						
Нижний	$Q_2^1(1)$	422		9	10	Колвинский							
Окский		Q_1^4	481	11			12	Нижняя морена	Морена древнего оледенения				

Примечание. Возрастное подразделение горизонтов в низовьях р. Печоры произведено в интерпретации Е. Н. Былинского.

Для определения возрастных рубежей различных ледниковий, межледниковий и крупных похолоданий нами наряду с опубликованными абсолютными датировками использовалась кривая летней инсоляции М. Миланковича [1939] в модификации А.Д. Вернекара [Vernerkar, 1972]. Однако при использовании этой кривой следует учесть одно важное обстоятельство. Кривая Миланковича вполне себя оправдывает как способ определения абсолютного возраста эпох крупных похолоданий и потеплений климата в плейстоцене. Попытка же ряда исследователей [Миланкович, 1939; Цейнер, 1963 и др.] увязать все крупные материковые оледенения с наиболее значительными минимумами летней инсоляции, используя их численные величины, привела к ряду ошибок. Так, судя по изотопному составу кислорода (δO^{18}) в ископаемых фораминиферах океанских осадков [Kulka, 1977], крупным минимумам летней инсоляции 231 и 116 тыс. лет назад отвечали лишь крупные похолодания внутри межледниковий, приводившие к «малым» оледенениям. В то же время значительные оледенения, по-видимому, были вызваны и некоторыми не очень крупными минимумами летней инсоляции 303 и 163 тыс. лет назад. Вероятно, возможность того, что похолодание при уменьшении летней инсоляции могло выразиться в крупной фазе наступания ледников, зависела не только от величины летней инсоляции, но и от конкретных географических условий взаимодействия океана, суши и атмосферы в соответствующий период времени.

Таким образом, кривая Миланковича, на наш взгляд, весьма надежно показывает лишь возраст крупных похолоданий и потеплений климата. Выбор же на этой кривой совокупностей минимумов или, наоборот, максимумов летней инсоляции, которые соответствовали во времени определенным ледниковьям или межледниковьям, возможен только на основе абсолютного датирования отложений плейстоцена, а также изучения изменений во времени δO^{18} в океанских осадках, накопление которых происходило нередко с относительно равномерной скоростью.

Результаты определения возрастных рамок ледниковий и межледниковий конца раннего, а также среднего и позднего плейстоцена, уточненные по сравнению с [Былинский, 1980], приведены в табл. 1. В ней проведена корреляция со стадиями и подстадиями, выделенными по δO^{18} в океанских осадках. При этом был получен довольно близкий абсолютный возраст максимумов развития оледенений, определенный нами по результатам абсолютного датирования и кривой Миланковича и выявленный Ц. Эмилиани [Emiliani, 1978] по максимальному содержанию δO^{18} в раковинах из кернов карибских скважин и скв. V 28-238 в Тихом океане. Эти данные соответственно таковы: 18 и 23 тыс. лет назад (стадия 2), 66 и 72 (стадия 4), 158 и 157 (стадия 6), 275 и 275 (стадия 8), 343 и 353 (стадия 10), 431 и 451 тыс. лет назад (стадия 12)

Существенные расхождения в возрасте максимума окского оледенения и стадии 12 объясняются, по-видимому, неодинаковой скоростью осадконакопления в районах изученных скважин в это время. Об этом свидетельствует возраст 404 тыс. лет назад для максимума оледенения стадии 12, полученный Ц. Эмилиани при анализе карибских скважин и расцененный им как менее надежный по сравнению с возрастом в 451 тыс. лет назад, полученным по δO^{18} из скв. V 28-238.

В табл. 1 также проведено сопоставление общей стратиграфической схемы среднего и верхнего плейстоцена Европейской части СССР с региональными стратиграфическими схемами для низовьев р. Печоры. Схема М.А. Лавровой [1949] ценна тем, что ею впервые в Печорском районе были выделены отложения беломорской трансгрессии, относящиеся, по нашему мнению, к концу ранневалдайской и началу средне-валдайской эпохи. Весьма важно также выделение ею верхнего песчаного горизонта бореальной трансгрессии, чаще всего соответствующего верхнемикулинскому подгоризонту [Былинский, 1970]. К сожалению, ограниченность данных (отсутствие в то время скважин) привело М.А. Лаврову к объединению нескольких разновозрастных трансгрессий в одну бореальную. Так, в обнажении «Вастьянский Конь» в низовьях р. Печоры по имеющимся данным [Вострухина и Ильинова, 1973; Гольберт и др., 1973]

могут быть выделены отложения нижнелихвинского, верхнерославльского, днепровского и нижнемикулинского подгоризонтов, которые в совокупности рассматривались М.А. Лавровой [1949] как глинистый горизонт морской бореальной трансгрессии (табл.1).

Более детальное расчленение осадков, относимых М.А. Лавровой к бореальной трансгрессии, было произведено в работах [Арсланов и др., 1977; Белкин и др., 1972; Гудина, 1976; Загорская и др., 1969; Зархидзе, 1972], причем наиболее фундаментальным исследованием является монография В.И. Гудиной [1976]. В ней обосновано появление на определенных геохронологических уровнях новых видов и родов фораминифер и дана характеристика микрофаунистических комплексов для каждого межледниковья. Данные В.И. Гудиной, включающие анализ серии скважин и обнажений в бассейне р. Печоры, позволяют практически исключить возможность ошибок в определении лихвинского, рославльского или микулинского возрастов отложений, содержащих инситные комплексы фораминифер. По анализу экологии фораминифер и морских моллюсков можно различать комплексы, характерные для позднеледниковий, «холодных» интервалов межледниковий и межледниковых оптимумов. На основании такого разделения и учета последовательности залегания осадков в опорных разрезах удается в большинстве случаев произвести возрастную привязку находок с точностью до 3-20 тыс. лет.

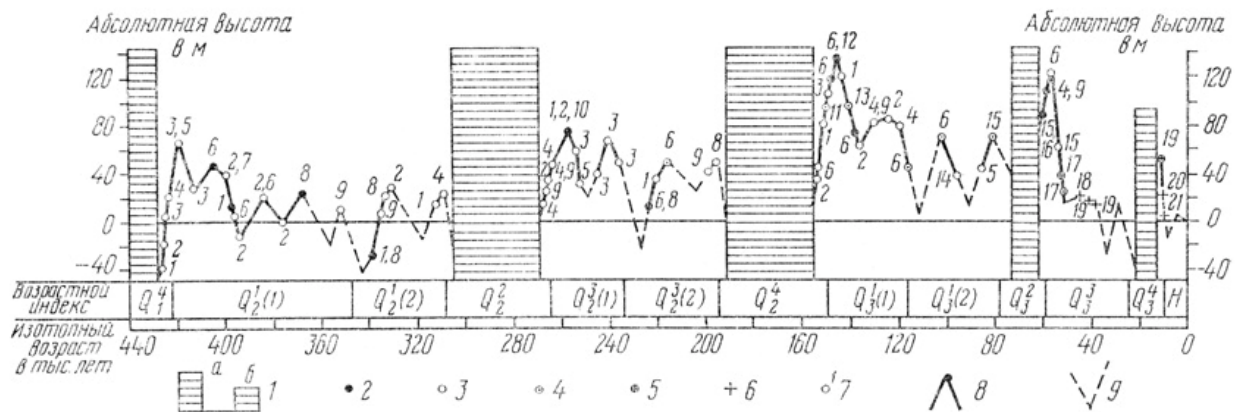


Рис. 1. График колебаний уровня моря в плейстоцене на территории бассейна нижнего течения р. Печоры: 1 — эпохи полного (а) или частичного (б) распространения континентального оледенения в данном районе; палеоуровни моря, определенные в геологических разрезах при анализе: 2 — морских моллюсков и фораминифер, 3 — фораминифер, 4 — морских моллюсков, 5 — морских диатомовых водорослей, 6 — особенностей литологии; 7 — номера геологических разрезов (обнажений, скважин); изменение уровня моря во времени: 8 — установленное, 9 — предполагаемое. Разрезы: 1 — р. Седюха скв. 35 [19] ($\Pi = +10$); 2 — водораздел рек Печоры и Неруты, скв. 115 [19] ($\Pi = +20$); 3 — водораздел рек Печоры и Неруты, скв. 128 [19] ($\Pi = +20$); 4 — р. Печора у пос. Шельяур, скв. 182, обн. 2732 [19, материалы Е. Н. Былинского]; 5 — р. Печора у пос. Гарево, скв. 31 и 32 [19] ($\Pi = +20$); 6 — р. Печора, обн. Вастьянский Конь [14, 17] ($\Pi = +30$); 7 — р. Печора у с. Хабариха, скв. 31 [19] ($\Pi = +10$); 8 — р. Колва у пос. Хорейвер, скв. 80 [4] ($\Pi = -10$); 9 — р. Печора в 10 км к югу от с. Денисовка, скв. 217 [19] ($\Pi = -20$); 10 — р. Печора у с. Черкабож, обн. 2721 (материалы Е. Н. Былинского) ($\Pi = +15$); 11 — р. Печора у устья р. Б. Мутная, обн. 1446 (там же) ($\Pi = +30$); 12 — р. Печора у с. Усть-Лыжа, обн. 2147 (там же) ($\Pi = -30$); 13 — р. Печора в 30 км к западу от с. Трош, обн. 1443 (там же) ($\Pi = -20$); 14 — устье р. Печоры, Болванский нос, обн. 2755 (там же) ($\Pi = +10$); 15 — р. Куя в 4 км выше пос. Харитоново, обн. 2 (там же) ($\Pi = -10$); 16 — р. Печора у пос. Пнево, обн. 2754 (там же) ($\Pi = -10$); 17 — р. Шапкина в 143 км от устья, обн. 569 [26]; 18 — р. Шапкина в 163 км от устья, разрез Шапкина-1 [1]; 19 — р. Шапкина в 97 км от устья, обн. 572 [1]; 20 — р. Куя в 2 км к северу от пос. Харитоново, обн. 1 (материалы Е. Н. Былинского); 21 — р. Печора у с. Смекаловка (там же). Амплитуда дифференцированных движений земной коры (Π) после накопления осадков с изученными комплексами фауны дана в метрах. Если Π не указано, это значит $\Pi = 0$

В результате проведенной реконструкции был составлен график колебания уровня моря на территории бассейна нижнего течения р. Печоры (рис. 1). Например, в обнажении «Вастьянский Конь» на основе послынного отбора фауны моллюсков и фораминифер [Гольберт и др., 1973 и др.] удалось определить палеоуровни для трех этапов раннелихвинской, двух этапов позднерославльской, пяти этапов микулинской и одного этапа ранневалдайской эпох (пункт 6 на рис. 1). По скважине 115 на водоразделе рек Печоры и Неруты по находкам комплексов фораминифер [Гудина, 1976, рис. 7] были выявлены палеоуровни для одного этапа позднеокской, пяти этапов лихвинской, одного этапа позднеостерской, одного этапа раннерославльской, одного этапа позднеднепровской и, наконец, двух этапов раннемикулинской эпохи (пункт 2 на рис. 1) и т.д.

В ряде случаев высоты палеоуровней, определенных по находкам фауны в различных разрезах, совпали, что отражено на рис. 1 несколькими номерами геологических разрезов, относящихся к одному палеоуровню. К сожалению, ограниченный объем статьи не позволяет подробно остановиться на каждой из этих находок фауны, но на рис. 1 сделаны ссылки на опубликованные работы, в которых содержится конкретный фактический материал, давший возможность автору определить высоты палеоуровней по методике, опубликованной в [Былинский, 1980].

Колебания уровня Мирового океана в среднем и позднем плейстоцене. Данной проблеме посвящена обширная литература. Наиболее важными достижениями в этой области в последние годы являются, на наш взгляд, установление тесной связи колебаний уровня Мирового океана и изменений климата с характером кривой Миланковича [Брэкер и др., 1974; Ву и Ченел, 1974; Berger, 1980; Chappell, 1974; Hays et al., 1976], а также выяснение факта совпадения во времени эпох межледниковий на Русской равнине и периодов высоких стояний уровня Мирового океана [Каплин, 1976]. Этими данными подтверждается мнение о том, что колебания уровня Мирового океана в плейстоцене обусловлены преимущественно гляциоэвстатическим фактором. Такой вывод дал основание для составления детального графика колебаний уровня Мирового океана в конце раннего, среднем и позднем плейстоцене. По приведенным в работе А.Д. Вернекара [Vernekar, 1972] таблицам изменения во времени летней инсоляции для диапазона широт от 45 до 65° с.ш. был определен возраст минимумов и максимумов летней инсоляции в последние 440 тыс. лет.

В результате получения большого количества достаточно надежных ураново-иониевых, протактиниевых и радиоуглеродных датировок в различных районах земного шара [Брэкер и ван Донк, 1974; Chappell, 1974] было обнаружено, что максимумам летней инсоляции 11, 84, 105 и 128 тыс. лет назад отвечают высокие уровни Мирового океана, возникшие соответственно 5, 82, 103 и 124 тыс. лет назад. Таким образом, имело место запаздывание высоких уровней Мирового океана по отношению к максимумам летней инсоляции длительностью от 6 до 2 тыс. лет, что объясняется инерцией изменений климата. При этом внутри межледниковья такое запаздывание для максимумов 84, 105 и 128 тыс. лет назад составляло в среднем $(2+2+4) : 3 \approx 3$ тыс. лет, в то время как в конце крупной ледниковой стадии оно увеличивалось до 6 тыс. лет и более.

Наиболее низкие уровни Мирового океана в эпохи оледенений запаздывали примерно на 5 тыс. лет, что следует из соотношения минимума инсоляции 23 тыс. лет назад и минимального уровня, достигнутого около 18 тыс. лет назад. При похолоданиях в эпохи межледниковий запаздывание, видимо, было меньше и составляло ~ 4 тыс. лет.

Для определения величины максимального понижения уровня Мирового океана в плейстоцене, отнесенного нами в соответствии с новыми данными [Величко и др., 1977] ко второй половине окского ледниковья (431 тыс. лет назад), был произведен пересчет объемов воды, заключенной во льдах и подсчитанных Р. Флинтом [Flint, 1971]. Данные Р. Флинта были дополнены объемом воды, сконцентрированной в ряде покровных ледников континентальных шельфов (Баренцевоморском и Карском), а также путем переоценки объемов Антарктического, Урало-Сибирского и Чукотского ледников. При

наших расчетах была принята 50%-ная компенсация изменения уровня Мирового океана за счет гидроизостазии. В результате такого пересчета и в согласии с геологическими данными амплитуда максимального понижения уровня Мирового океана в плейстоцене была оценена в -160 м. Соответственно этим данным максимальное понижение уровня в эпохи остерского и днепровского ледниковий, а также ранне- и поздневалдайских стадий предположительно составляло -140, -150, -110 и -120 м и происходило соответственно ~275, 158, 66 и 18 тыс. лет назад.

В результате детальных исследований рифовых комплексов о. Барбадос возраст наиболее высокого уровня Мирового океана был определен в 124 тыс. лет назад и отнесен к главному оптимуму последнего межледниковья [Брэкер и ван Донк, 1974]. По мнению [Брэкер и др., 1974; Bloom et al., 1974; Mercer, 1970 и др.], абсолютная высота уровня Мирового океана в это время была близка к +6 м, так как, по-видимому, растаивали шельфовые ледники и льды Западной Антарктиды и частично уменьшался ледниковый щит Гренландии. Эта же величина принята и при наших расчетах. Что касается уровней Мирового океана 103 и 82 тыс. лет назад то, согласно [Stearns, 1976], они располагались на 8 и 6 м ниже уровня, достигнутого 124 тыс. лет назад, т. е. были близки к -2 и 0 м.

Известно, что в пределах многих «нормальных атоллов», распространенных в различных районах Мирового океана и характеризовавшихся в течение плейстоцена тектонической стабильностью, отсутствуют террасы, высота которых превышала бы уровень террас, образовавшихся в последнее (сангамонское, эемское) межледниковье [Каплин, 1975; Veeh, 1966 и др.]. В связи с этим и расчетами К.К. Маркова и И.А. Суетовой [Былинский, 1967] мы предполагаем, что наиболее крупным максимумам летней инсоляции в эпохи межледниковий 408, 334 и 219 тыс. лет назад соответствовали уровни Мирового океана, близкие к современному (с запаздыванием ~3 тыс. лет, см. выше).

Для наиболее достоверного определения абсолютных высот уровня Мирового океана в эпоху средневалдайского межстадиала нами были использованы данные ряда исследователей [Ву и Ченнелл, 1974; Bloom et al., 1974; Chappell, 1974] по детальному изучению возраста поднятых рифовых террас на п-ове Хьюон (Новая Гвинея). В [Bloom et al., 1974] такого рода расчет уровня произведен. Однако два допущения, принятые при этом расчете (уровни Мирового океана 103 и 82 тыс. лет назад, равные -15 и -13 м, и равномерность поднятия п-ова Хьюон по отдельным поперечным сечениям в последние 124 тыс. лет), на наш взгляд, ошибочны. Более достоверной нам представляется гипотеза о том, что относительно равномерное поднятие по отдельным поперечным к берегу разрезам имело место лишь в эпохи межледниковий и межстадиалов. В эпохи же ледниковых стадий (74-59 и 25-10 тыс. лет) поднятие п-ова Хьюон (и, вероятно, о. Барбадос) практически прекращалось. (Интенсивное оледенение в ранневалдайскую фазу, по-видимому, началось не 78 тыс. лет назад, а позднее (~74 тыс. лет назад), после окончания предшествовавших межстадиалов (сен-пьер в Северной Америке, амерсфорт и бреруп в Центральной Европе, верхневожский в Восточной Европе)). Это было обусловлено, по-видимому, преимущественно горизонтальными перемещениями вещества в астеносфере, вызванными крупными опусканиями литосферы в областях покровных оледенений (гляциоизостатический фактор). Эти перемещения могли временно ослаблять столкновение литосферных плит, являющиеся причиной поднятий п-ова Хьюон и о. Барбадос.

О правоте этой гипотезы свидетельствует произведенный нами расчет скоростей поднятия в интервалы 124-82 и 82-4 тыс. лет по шести поперечникам п-ова Хьюон, исходя из предположения [Bloom et al., 1974] о равномерном поднятии в течение каждого интервала времени и нашего допущения о равномерном поднятии в течение каждого интервала, исключая ледниковые стадии 74-59 и 25-10 тыс. лет, когда поднятия прекращались. Среднее отклонение в скоростях поднятия по шести поперечникам в

первом случае оказалось равным $\pm 0,36$ м на тыс. лет, а во втором - всего $\pm 0,10$ м на тыс. лет, т.е. почти в 4 раза меньше.

Таблица 2. Расчет высот средних уровней Мирового океана в эпоху средневалдайского межстадиала (Новая Гвинея, материалы [*Bloom et al., 1974*])

Рифовые террасы	Возраст, тыс. лет	Интервал времени поднятий от V и I террас, тыс. лет	Абс. высоты террас и уровней Мирового океана в м						Высота средних уровней Мирового океана, м
			Канзаруа	Блюхер	Квамбу	Наома	Самберо	Камбин	
V	82	-	190 0,0	155 0,0	117 0,0	90 0,0	80 0,0	60 0,0	0
IV	57	10 38	125 -28,5	* *	70 -23,9	48 -24,3	* *	28 -20,0	-24±4
Основание рифа III ^a	51	16 32	* *	* *	14 -66,0	* *	* *	* *	-66
III ^a	43	24 24	90 -12,5	65 -17,5	42 -19,5	* *	* *	* *	-16±3
III ^b	38	29 19	70 -14,3	41 -26,4	28 -21,9	10 -28,6	10 -24,7	* *	-23±9
Основание рифа II	34	33 15	-1 -70,7	* *	-13 -53,7	* *	* *	* *	-62±1
II	29	38 10	30 -21,5	18 -22,2	7 -22,1	* *	* *	* *	-22±1
Подводная терраса	18	42 6	* *	* *	-100	-119,9	* *	* *	-120
I	4	-	15 0,0	10 0,0	6 0,0	5 0,0	5 0,0	2,5 0,0	0
Скорости поднятия (м на тыс. лет)			3,65	3,02	2,31	1,77	1,56	1,20	-

* Рифовая терраса отсутствует или ее высота измерена неточно.

Исходя из второй гипотезы нами произведен расчет уровней Мирового океана в отдельные моменты средневалдайского межстадиала (табл. 2). При этом возраст рифовых террас принят в соответствии с результатами ураново-иониевого и радиоуглеродного датирования этих террас [*Bloom et al., 1974*] и кривой Миланковича. Определенный интерес представляет то, что рассчитанный уровень Мирового океана при формировании подводной террасы у Квамбу оказался равным -120 м, как мы и предполагали выше, при расчетах объемов воды, заключенной в ледниках.

Значительное по амплитуде понижение уровня Мирового океана в эпоху микулинского межледниковья имело место около 112 тыс. лет назад. В результате детального изучения погребенных рифовых комплексов на о. Барбадос Р. Стейнену и др. [*Steinen et al., 1973*] удалось обнаружить континентальный перерыв на абсолютной высоте -40 и между II и III рифовыми террасами. Скважина 19, в которой был обнаружен этот перерыв, находится в 1 км от профиля А, где высоты III и I террас равны 37 и 6 м [*Брэкер и др., 1974*]. В соответствии с расчетом, аналогичным проведенному в табл. 2, уровень Мирового океана опустился 112 тыс. лет назад на величину около -65 м.

Уже к 103 тыс. лет назад уровень Мирового океана повысился до -2 м. Такое резкое колебание уровня за 21 тыс. лет (с +6 до -65, затем вновь до -2 м) оказалось возможным, по-видимому, вследствие резкого похолодания климата, вызванного минимумом летней инсоляции 116 тыс. лет назад и «зажатого» в узкие временные рамки между двумя крупными максимумами инсоляции 128 и 105 тыс. лет назад. Значительное понижение уровня Мирового океана было вызвано, по-видимому, интенсивным развитием «малого» оледенения. Ограниченное оледенение в это время предполагается и А. Берже [*Berger,*

1980]. Расчет двух моделей для территории севера Северной Америки [Andrews & Mahaffy, 1976] показал, что при оптимальных условиях в течение 10 тыс. лет могут сформироваться крупные ледниковые щиты, способные понизить уровень Мирового океана на несколько десятков метров.

Амплитуда понижения уровня Мирового океана 91 тыс. лет назад равна -56 ± 4 м, рассчитана по глубине подмыва в основании VI рифовой террасы п-ва Хьюон [Chappell, 1974, фиг. 14]. Наличие трех оптимумов, разделенных двумя крупными похолоданиями в эемском межледниковье, было обнаружено Ж. Вуайяр [Woillard, 1978] в результате палинологического изучения торфяника Гранд Пил (Южные Вогезы, Франция) мощностью ~ 20 м. При этом самый ранний главный эемский оптимум приурочен, по ее мнению, к максимуму летней инсоляции 128 тыс. лет назад, он соответствует по палинологическим данным оптимуму микулинского межледниковья. Эта схема отчетливо коррелируется с подстадиями a, b, c, d и e «теплой» стадии 5, выделенными Н. Шеклтоном [Shackleton, 1969] в океанских осадках (табл. 1).

Расчет высот палеоуровней Мирового океана в среднем и начале позднего плейстоцена весьма затруднен ввиду малого количества абсолютных датировок рифовых террас для этого отрезка времени. Тем не менее, обнаруженная на п-ове Хьюон закономерность, заключающаяся в том, что в последнее 130 тыс. лет каждому максимуму летней инсоляции соответствует своя рифовая терраса или ее отчетливо выделяющаяся часть, дает возможность в предварительном плане наметить возраст рифовых террас с использованием ураново-иониевых датировок, приведенных в ряде работ [Ву и Ченел, 1974; Chappell, 1974], и кривой Миланковича.

Абсолютные высоты рифовых террас и размывов между ними взяты нами с профилей у с. Сиалума и р. Теуэй [Chappell, 1974, фиг. 15]. При расчетах высот палеоуровней Мирового океана в интервале 308-149 тыс. лет. назад было принято допущение (см. выше) об отсутствии поднятий п-ова Хьюон в отрезки времени, соответствующие крупным ледниковым стадиям 308-293, 285-264 (остерское ледниковье) и 194-176, 167-149 тыс. лет назад (днепровское ледниковье). Кроме того, аналогичный расчет высот палеоуровней, соответствующих максимумам летней инсоляции, проведен по материалам детального изучения поднятых террас о. Барбадос [Bender et al., 1979]. Здесь был успешно применен гелиево-урановый (He^4/U) метод абсолютного датирования, оправдавший себя при анализе неперекристаллизованных кораллов с возрастом свыше 150 тыс. лет. Оба расчета показали близкие результаты.

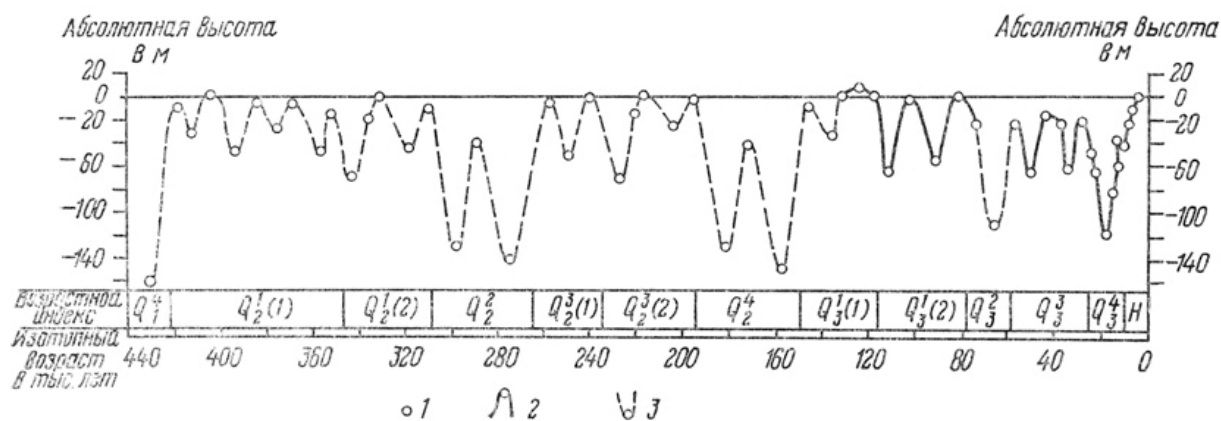


Рис. 2. График колебаний уровня Мирового океана в среднем и позднем плейстоцене: 1 — расчетные и предполагаемые палеоуровни (см. табл. 2); изменение уровня Мирового океана; 2 — установленное, 3 — предполагаемое

В итоге исследований нами получен график колебаний уровня Мирового океана (рис. 2), отражающий в целом палеогеографическую обстановку в различные отрезки плейстоцена:

1. Колебания уровня Мирового океана в среднем и позднем плейстоцене отличались большой интенсивностью как в эпохи межледниковий и валдайского межстадиала, так и особенно в эпохи ледниковий. Практически каждые 15-20 тыс. лет уровень Мирового океана испытывал колебание амплитудой от 20 до 150 м. По-видимому, при дальнейшем уточнении времени и амплитуд этих колебаний, их удастся использовать для детализации стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений прибрежных областей суши и шельфа;

2. Судя по максимальным амплитудам колебаний уровня Мирового океана, наиболее обоснованным представляется мнение тех исследователей, которые выделяют в среднем и позднем плейстоцене три межледниковья (лихвинское, рославльское и микулинское) и три ледниковья (остёрское, днепровское и валдайское), причем внутри валдайского ледниковья отчетливо выделяется крупный средневалдайский мегамежстадиал;

3. Все три вышеупомянутых межледниковья по времени начала крупного понижения уровня Мирового океана внутри межледниковья 347, 234 и 117 тыс. лет назад могут быть разделены на две эпохи: раннюю и позднюю, а их осадки - на два подгоризонта: нижний и верхний (табл. 1). Кроме того, могут быть выделены и более дробные подразделения, а количество климатических оптимумов могло, по-видимому, достигать от четырех в рославльском и микулинском до семи в лихвинском межледниковье;

4. Ледниковья и ледниковые стадии в среднем и позднем плейстоцене были существенно короче (~29% времени) по сравнению с межледниковьями и межстадиалом (71% времени). Это соотношение весьма близко к выводам А.А. Величко [1973] о том, что продолжительность холодных эпох «малого» плейстоцена (начиная с окского ледниковья) составляла около трети этого периода.

Характер общих колебательных движений земной коры в низовьях р. Печоры и причины морских плейстоценовых трансгрессий. С целью количественной оценки амплитуд общих колебательных движений в бассейне нижнего течения р. Печоры нами было произведено вычитание абсолютных высот палеоуровней моря в низовьях р. Печоры (рис. 1) из графика колебаний уровня Мирового океана (рис. 2). В итоге получился график общих колебательных движений земной коры в низовьях р. Печоры (рис. 3, а). На этом графике отчетливо вырисовываются постепенно замедляющееся после каждого ледниковья или крупной ледниковой стадии гляциоизостатическое поднятие земной коры и ее относительно стабильное положение во второй половине межледниковья и межстадиала. Однако в каждое межледниковье это относительно стабильное состояние земной коры устанавливалось на разном высотном уровне. При этом вплоть до микулинского межледниковья наблюдалось последовательное снижение этого уровня с -29 до -70 абс. м высоты, а затем произошло его повышение до -35 и 0 м (рис. 3, б).

Мы предполагаем, что изменение абсолютной высоты уровня стабилизации земной коры было вызвано остаточными гляциоизостатическими деформациями земной коры (рис. 3, б) под влиянием разного размера оледенений. После наиболее крупных окского, остёрского и днепровского оледенений амплитуда компенсационных гляциоизостатических поднятий земной коры (рис. 3, а) была меньше амплитуды ее прогибания под давлением ледников. Поэтому от каждой эпохи оледенения на все последующее межледниковье оставалась отрицательная остаточная деформация земной коры, отраженная на рис. 3, б наклоном линии изменения поверхности земной коры. Напротив, в эпоху двух стадий валдайского оледенения в связи с сокращением площади и мощности ледниковых покровов территория низовьев р. Печоры стала испытывать компенсационные гляциоизостатические поднятия, которые превышали амплитуды

прогибания под давлением ледников. По-видимому, области отрицательных остаточных деформаций в эпохи ранне- и поздневалдайских ледниковых стадий переместились ближе к центральным районам оледенений, а периферические территории стали испытывать остаточные деформации положительного знака.

Таблица 3. Гляциоизостатические компенсационные поднятия и остаточные деформации земной коры в бассейне нижнего течения р. Печоры

№ п.п.	Вид колебательных движений земной коры	Амплитуда, м			
		остёрское ледниковье	днепровское ледниковье	ранневалдайская стадия	поздневалдайская стадия
1	Компенсационные поднятия	70	85	126	94
2	Остаточные деформации	-22	-19	+35	+35
3	Компенсационные поднятия в случае, если бы остаточных деформаций не существовало: разница амплитуд 1 и 2	92	104	91	59

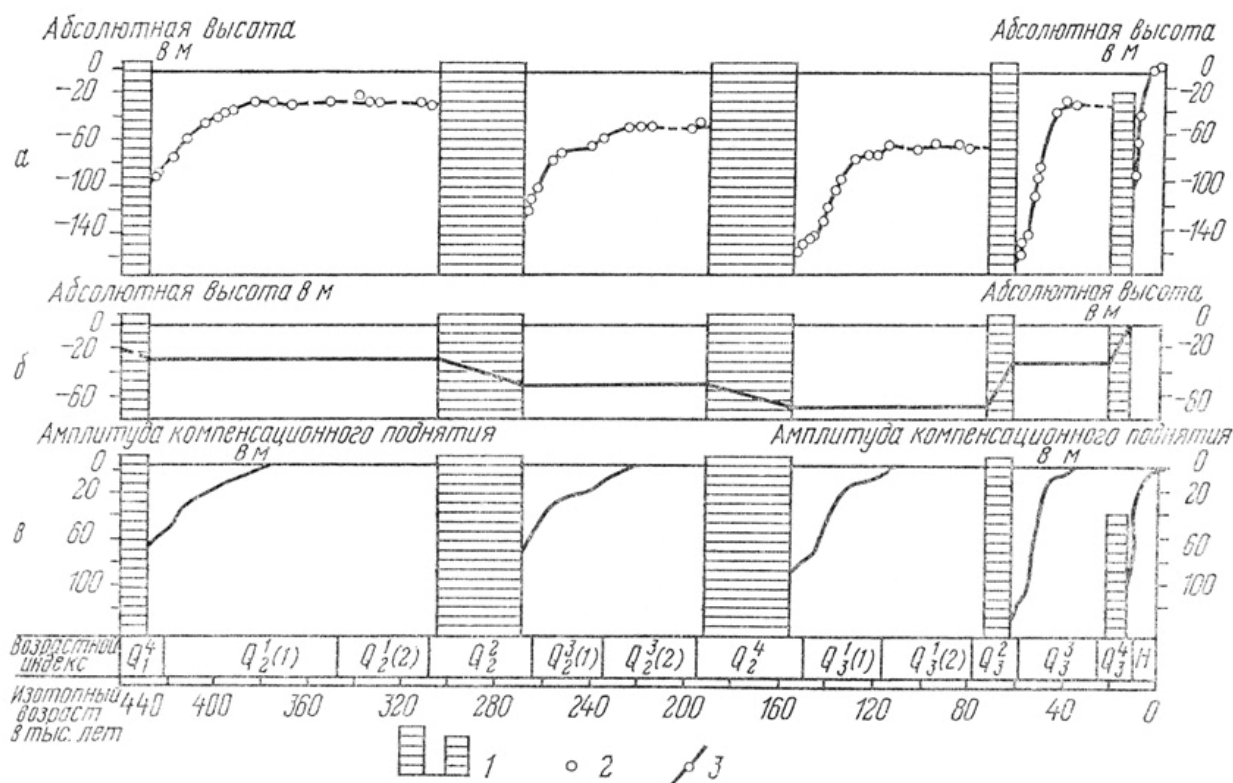


Рис. 3. Графики общих колебательных движений земной коры (а), остаточных гляциоизостатических деформаций (б) и компенсационных гляциоизостатических поднятий (в) в низовьях р. Печоры в среднем и позднем плейстоцене: 1 — эпохи полного или частичного распространения континентального оледенения; 2 — высота поверхности земной коры относительно ее современного положения; 3 — осредненная кривая общих колебательных движений земной коры

В пользу такого объяснения говорят данные табл. 3. Из ее анализа следует, что если бы остаточных деформаций не существовало, то амплитуда компенсационных поднятий земной коры после крупных остёрского и днепровского оледенений была бы несколько больше, чем после ранневалдайской стадии оледенения, и существенно больше, чем после поздневалдайской стадии, когда ледниками покрывалась скорее всего лишь северная часть бассейна нижнего течения р. Печоры. Величина поднятий в 59 м в конце

поздневалдайской стадии оледенения близка к данным палеогеографической реконструкции эпохи последнего европейского оледенения, в соответствии с которыми изостатическое прогибание в основании склонов ледникового щита в то время не превышало 50 м [Герасимов, 1973].

Анализ графика компенсационных гляциоизостатических поднятий (рис. 3, в), полученного путем вычитания графика общих колебательных движений земной коры (рис. 3, а) из графика остаточных гляциоизостатических деформаций (рис. 3, б), показывает, что длительность проявления гляциоизостатических поднятий после окского, остёрского и днепровского ледниковий (~ 44, 42 и 39 тыс. лет) была существенно больше, чем после ранне- и поздневалдайской стадии (~ 24 и 13 тыс. лет). Это свидетельствует о большей роли гляциоизостатического фактора в движениях земной коры района низовьев р. Печоры в эпохи наиболее крупных ранне- и среднеплейстоценовых оледенений, чем в последующее время.

В результате количественной оценки взаимодействия гляциоизостазии и гляциоэвстазии удастся понять причину неоднократных регрессий в эпохи межледниковий и мегамежстадиала (рис. 1) и рассчитать их амплитуды. Выровненный характер кривой общих колебательных движений (рис. 3, а) свидетельствует о том, что эти регрессии имеют гляциоэвстатическую природу. Они были вызваны похолоданиями климата, когда происходили понижения уровня Мирового океана в связи с накоплениями льдов в Гренландии, Антарктиде, горных областях суши, а в некоторые этапы и на территориях севера Северной Америки и Фенноскандии. Этот вывод дал возможность осуществить реконструкцию колебаний уровня моря в низовьях р. Печоры путем вычитания графика колебаний уровня Мирового океана (рис. 2) из осредненной кривой общих колебательных движений земной коры в низовьях р. Печоры (рис. 3, а). Пунктирная линия на рис. 1, обозначающая изменение уровня моря, получена в результате такой реконструкции. Причиной же трансгрессий во вторую половину межледниковий явился более высокий уровень этих трансгрессий по отношению к современному уровню моря. Это объясняется погруженным положением земной коры вследствие ее отрицательных остаточных деформаций гляциоизостатического генезиса.

Таким образом, как при анализе развития морских трансгрессий в различных регионах севера Евразии [Былинский, 1980], так и в результате количественной оценки взаимодействия гляциоизостазии и гляциоэвстазии в бассейне р. Печоры мы приходим к одинаковому выводу. Причинами морских плейстоценовых трансгрессий в низовьях р. Печоры являются остаточные гляциоизостатические опускания земной коры под воздействием ранне- и среднеплейстоценовых оледенений в сочетании с запаздыванием при таянии ледников компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры по отношению к гляциоэвстатическому подъему уровня Мирового океана.

Важность выяснения причин морских плейстоценовых трансгрессий и природы общих колебательных движений в плейстоцене на севере Евразии заключается в том, что оно дает основу для систематизации материалов по палеогеографии этой территории, корреляции плейстоценовых отложений и изучения глубинного строения Земли путем исследования реакции литосферы на нагрузку, вызванную накоплением мощных толщ льда [Артюшков, 1966; Walcott, 1973 и др.].

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсланов Х.А., Бердовская Г.Н., Зайцева Г.Я., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины. - Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 188.
2. Артюшков Е.В. О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966, № 8, с. 8.

3. *Артюшков Е.В.* [Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири](#) - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 98-114.
4. *Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н.* [Стратотипический разрез колвинской свиты](#). - В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа, 1972, с. 5-8.
5. *Брэкер У.С., ван Донк Я.* Колебания интенсивности инсоляции, объемы льда и содержание O^{18} в глубоководных колонках. - В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974, с. 126.
6. *Брэкер У.С., Тэрбер Д.Л., Годдард Дж., Ку Т., Мюттьюз Р.К., Мезолелла К.Дж.* Подтверждение гипотезы Миланковича точными данными по коралловым рифам и глубоководным осадкам. - В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974, с. 17.
7. *Былинский Е.Н.* Методика выявления новейших тектонических движений на севере Русской платформы. - В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 146.
8. *Былинский Е.Н.* [Трансгрессии четвертичного периода на севере Русской равнины и их соотношение с материковыми оледенениями](#). - В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 272.
9. *Былинский Е.Н.* О втором климатическом оптимуме микулинского межледниковья. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 4, с. 76.
10. *Былинский Е.Н.* Причины морских плейстоценовых трансгрессий севера Евразии. - Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1980, № 50, с. 33.
11. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973, 255 с.
12. *Величко А.А., Ударцев В.П., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Певзнер М.Я., Грибченко Ю.Н., Сычева С.А.* Новые представления о возрасте днепровского и донского языков покровного оледенения Русской равнины. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 6, с. 25.
13. *Ви Х.Х., Ченпел Д.* Астрономическая теория изменения климата; подтверждение данными с острова Новая Гвинея. - В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974, с. 7.
14. *Вострухина Т.М., Ильинова А.А.* Биостратиграфия разреза Вастьянский Конь на р. Печоре. - В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973, с. 39.
15. *Герасимов И.П.* Палеогеографическая реконструкция эпохи последнего европейского материкового оледенения. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 5, с. 5.
16. *Герасимов И.П., Величко А.А., Маркова А.Л., Ударцев В.П., Чепалыга А.Л.* Меридиональный спектр природно-климатических этапов плейстоцена во внетропическом пространстве Северного полушария (по данным восточноевропейского сектора). - В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1980, с. 31.
17. *Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н., Сухорукова С.С., Троицкий С.Л., Юдкевич А.И.* Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре. - В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973, с. 151.
18. *Гросвальд М.Г.* [Некоторые особенности оледенений материковых шельфов \(на примере Европейской Арктики\)](#). - Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения. М., 1970, вып. 16, с. 196-207.
19. *Гудина В.И.* Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР. - Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, Вып. 314. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.
20. *Загорская Н.Г., Барановская О.Ф., Бердовская Г.Н., Гладкова И.Г., Лев О.М., Рюмина И.И.* Краткий очерк стратиграфии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской низменности. - В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., 1969, с. 6.

21. [Зархидзе В.С. Падимейская толща западных и центральных районов Тимано-Уральской области.](#) - В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа, 1972, с. 56-66.
22. [Каплин П.А.](#) Террасы океанических островов тропической зоны. - В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. № 1. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1975, с. 134.
23. [Каплин П.А.](#) Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определений абсолютного возраста древних береговых линий. - В кн.: Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976, с. 95.
24. [Лаврова М.А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья р. Ваги до Конецгорья.](#) - Тр. Сов. секции Междунар. ассоциации по изучению четвертичного периода. Л.-М., 1937, вып. 1, с. 152-177.
25. [Лаврова М.А.](#) К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. - Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та. Сер. геогр. наук. Вып. 6. Л., 1949, с. 18.
26. [Лосева Э.И., Арсланов Х.А.](#) Средневалдайский горизонт на западе Большеземельской тундры. - Ежегодник-1974 Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1975, с. 82.
27. [Марков К.К., Суетова И.А.](#) Эвстатические колебания уровня океана. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с. 143.
28. [Миланкович М.](#) Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.
29. [Салов И.Н.](#) О возрасте рославльских межледниковых отложений. Смоленск, 1971. 48 с.
30. [Троцкий С.Л. Общий обзор морского плейстоцена Сибири.](#) - В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969, с. 32-43.
31. [Цейнер Ф.](#) Плейстоцен. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 260 с.
32. [Яковлев С.А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время.](#) - Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1947, № 9, с. 5-14.
33. [Andrews J.T., Mahaffy M.A.](#) Growth rate of the Laurentide ice sheet and sea level lowering (with emphasis on the 115 000 BP sea level low). - Quaternary Research, 1976, v. 6, № 2, p. 167.
34. [Bender M.L., Fairbanks R.G., Taylor F.W., Matthews R.K., Goddard J.G., Broecker W.S.](#) Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1979, v. 90, № 6, p. 577.
35. [Berger A.](#) The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. - Vistas Astron., 1980, v. 24, № 2, p. 103.
36. [Bloom A.L., Broecker W.S., Chappel J.M.A., Matthews R.K., Mesolella K.J.](#) Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new Th230/U234 dates from the Huon peninsula, New Guinea. - Quaternary Research, 1974, v. 4, № 2, p. 185.
37. [Chappell J.](#) Geology of coral terraces, Huon peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 85. № 4, p. 553.
38. [Emiliani C.](#) The cause of the ice ages. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 37, № 3, p. 349.
39. [Flint R.F.](#) Glacial and Quaternary geology. - New York - London: John Wiley and Sons Inc., 1971, 892 p.
40. [Hays I.D., Inibrie J., Shackleton N.J.](#) Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. - Science, 1976, v. 194, № 4270, p. 1121.
41. [Kulka G.J.](#) Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. - Earth-Sci. Revs. 1977, v. 13, № 4, p. 307.

42. *Mercer J.H.* Antarctic ice and interglacial high sea levels. - *Science*, 1970, v. 168, № 3339, p. 1605.
43. *Ramsay W.* On relations between crustal movements and variations of sea level during the late Quaternary time especially in Fennoscandia. - *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 1924, № 66, 40 p.
44. *Shackleton N.J.* The last interglacial in the marine and terrestrial records. - *Proc. Roy. Soc. London. Ser. B*, 1969, v. 174, № 1034, p. 135.
45. *Stearns Ch.E.* Estimates of the position of sea level between 140 000 and 75 000 years ago. - *Quaternary Research*, 1976, v. 6, № 3, p. 445.
46. *Steinen R.P., Harrison R.S., Matthews R.A.* Eustatic low stand of sea level between 125 000 and 105 000 BP: evidence from the subsurface of Barbados, West Indies. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, № 1, p. 63.
47. *Veeh H.H.* $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$ and $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ ages of Pleistocene high sea level stand. - *J. Geophys. Research*, 1966, v. 71, № 14, p. 3379.
48. *Vernekar A.D.* Long-period global variations of incoming solar radiation. - *Meteorol. Monographs*, 1972, v. 12, № 34, 261 p.
49. *Walcott R.I.* Structure of the Earth from glacioisostatic rebound. - *Annual Review of Earth and Planet. Sci. California, USA*, 1973, v. 1, p. 15.
50. *Woillard G.M.* Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140 000 years. - *Quaternary Research*, 1978, v. 9, № 1, p. 1.

ВНИИзарубежгеология

Поступила в редакцию
28.XII.1981

Ссылка на статью:



Былинский Е.Н. Количественная оценка взаимодействия гляциальных изостазии и эвстазии // Известия АН СССР. Серия географическая. 1983. № 1. С. 19-31.