

УДК 551.35.061

Е. Н. БЫЛИНСКИЙ

## ПРИЧИНЫ МОРСКИХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТРАНСГРЕССИЙ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

Вопросу об особенностях и причинах морских плейстоценовых трансгрессий севера Евразии посвящена обширная литература. Несмотря на различные модификации и отличия в настоящее время существуют три основных взгляда на их происхождение.

1. Плейстоценовые трансгрессии были вызваны тектоническими прогибаниями севера Евразии в плейстоцене. В хронологической последовательности тектоническая гипотеза была высказана А. А. Штукенбергом [1875], Н. А. Куликом [1926], В. Н. Саксом [1947, 1953], А. И. Поповым [1949], Г. И. Лазуковым [1961], Б. Л. Афанасьевым [1961], О. В. Суздальским [1971], В. М. Смирновой [1976] и другими исследователями.

2. Плейстоценовые трансгрессии моря явились следствием гляциоизостатического погружения земной коры в сочетании с гляциоизостатическими колебаниями уровня Мирового океана (гляциоизостатическая гипотеза): М. А. Лаврова [1937, 1946, 1960], Д. Г. Панов [1946], С. А. Яковлев [1947], Е. Н. Былинский [1962, 1967, 1970], М. Г. Гросвальд [1967], Е. В. Артюшков [1969], С. Л. Троицкий [1969] и другие.

3. Плейстоценовые трансгрессии возникли под влиянием колебаний уровня Мирового океана, вызванных преимущественно тектоническими процессами планетарного масштаба (тектоноэвстатическая гипотеза): Г. У. Линдберг [1955, 1972], И. Л. Кузин [1961] и другие.

Некоторые исследователи, как, например, С. А. Архипов [1971], считают, что морские четвертичные трансгрессии были вызваны сочетанием тектонических и гляциоизостатических движений земной коры. Другие — Н. Г. Чочиа [1974], И. Д. Данилов и Г. Э. Розенбаум [1977] — предполагают, что наиболее вероятной причиной морских плейстоценовых трансгрессий было сочетание геократических изменений емкости океанических впадин с тектоническими движениями суши, то есть придерживаются одновременно тектоноэвстатической и тектонической гипотез.

Все три упомянутые выше гипотезы в разное время подвергались критике. Так, Е. В. Артюшков [1969] резонно отмечал, что четвертичные трансгрессии слишком кратковременны по сравнению с крупными древними трансгрессиями платформенных областей, продолжительность которых была близка к циклу 40—60 млн. лет. К тому же тектонической гипотезе, по Е. В. Артюшкову, противоречат следующие факты: области развития плейстоценовых трансгрессий весьма близки к предполагаемым областям развития оледенений, границы трансгрессий параллельны границам распространения ледниковых отложений и, наконец, что особенно важно, скорости движений земной коры, реконструируемые по изменениям уровня моря, резко (в 100—1000 раз) превосходили скорости больших вертикальных смещений крупных регионов в платформенных областях.

По данным И. Л. Кузина [1961], средняя скорость прогибания на территории Западно-Сибирской эпигерцинской платформы в юре, мелу и палеогене, судя по мощности накопленных осадков, составляла около 0,02 мм/год, что при продолжительности плейстоцена в 1 млн. лет составила бы всего около 20 м.

Сомнения в правомерности гляциоизостатической гипотезы были высказаны Г. И. Лазуковым [1961, 1975]. Он отмечал, в частности, что казанцевская трансгрессия в Западной Сибири и синхронная ей бореальная трансгрессия на Европейском Севере, начались уже в период межледниковья, что было бы невозможно, если бы они были причинно свя-

Таблица 1.

**Глубины моря, реконструируемые по экологии комплексов фораминифер севера Евразии**

Характеристика комплекса, по В. И. Гудиной [1976]	Средняя глубина, м	Диапазон глубин, м; по В. И. Гудиной [1976]
Комплекс наиболее обедненный: всего 8—14 видов; доминируют эльфидниды	35	20—50
Комплекс обедненный: всего 35—40 видов, в одной пробе 10—20 видов; доминируют эльфидниды, нониониды, иногда букцеллы; исландиеллиды и кассидулины отсутствуют или содержатся единично	35	20—50
Комплекс обедненный: всего 36—44 вида, в одной пробе 5—10 видов; доминантные виды отсутствуют	60	50 и более
Комплекс более богатый: всего до 66 видов, в отдельной пробе 10—24 вида; преобладают эльфидниды и нониониды, но встречаются кассидулины и исландиеллиды	75	50—100
Комплекс богатый: всего 40—80 видов, в отдельной пробе 10—31 вид; эльфидниды и нониониды, с одной стороны, кассидулины и исландиеллиды, с другой, встречаются примерно в равном соотношении	125	100—150
Комплекс наиболее богатый: всего до 82 видов, в одной пробе 20—45 видов; доминируют цибицидесы, трифарины, кассидулины и исландиеллиды	160	150—200

заны с прогибанием земной коры предшествовавшего оледенения, которое уже прекратилось к началу казанцевской трансгрессии.

Д. Б. Малаховский [1975] возражал против представлений Г. У. Линдберга [1972] (тектонозвстатическая гипотеза) о существовании трех крупных трансгрессий в позднем кайнозое, отметив, что какие-либо следы этих трансгрессий отсутствуют на северо-западе Русской равнины.

В приведенных возражениях против каждой из этих гипотез речь все время идет о ходе и уровнях плейстоценовых трансгрессий и отложенных ими осадках. Поэтому возникает мысль, что можно было бы ближе подойти к решению проблемы о причинах плейстоценовых трансгрессий, если бы удалось реконструировать палеоуровни этих трансгрессий и их развитие во времени в различных по тектоническому строению областях севера Евразии.

На основе этой идеи нами была предпринята такая реконструкция, для чего начиная с 1962 г. мы тщательно собирали материал по геологическим разрезам плейстоценовых отложений севера Евразии. Этот материал был сопоставлен с данными, полученными нами в 1958—1967 гг. при проведении полевых работ в бассейнах Печоры, Мезени и Северной Двины.

Таблица 2.

## Глубины моря, реконструируемые по экологии морских моллюсков севера Евразии

Вид (подвид)	Средняя глубина, м	Диапазон глубин, по В. И. Зацепину и Л. А. Риттих, [1975]
<i>Arctica islandica</i> (Linné) (= <i>Cyprina islandica</i> )	50	10—150
<i>Astarte crenata crenata</i> (Gray)	120	50—250
<i>Astarte crenata crebricostata</i> McAndrew	120	50—250
<i>Astarte crenata subaequilatera</i> Sowerby	120	50—250
<i>Bathyarca glacialis glacialis</i> Gray	100	50—1000
<i>Buccinum glaciale</i> Linné	60	10—150
<i>Buccinum undatum</i> Linné	20	0—50
<i>Buccinum undulatum</i> Møller (= <i>Buccinum fragile</i> )	75	50—150
<i>Cerastoderma edule</i> (Linné) (= <i>Cardium edule</i> )	15	0—50
<i>Chlamys islandicus</i> (Müller) (= <i>Pecten islandicus</i> )	50	10—250
<i>Ciliatocardium ciliatum ciliatum</i> (Fabricius) (= <i>Cardium ciliatum</i> )	70	50—250
<i>Cyrtodaria kurriana</i> Dunker	30	10—50
<i>Dentalium entalis</i> Linné	75	?
<i>Elliptica alaskensis alaskensis</i> Dall (= <i>Astarte alaskensis</i> )	70	10—150
<i>Elliptica elliptica</i> (Brown) (= <i>Astarte elliptica</i> , = <i>A. compressa</i> )	60	10—150
<i>Hydrobia</i> ( <i>Sabinea</i> ) <i>ulvae</i> (Pennant)	20	0—50
<i>Yoldia hyperborea hyperborea</i> (Löven) Torrell	50	10—150
<i>Yoldiella fraterna</i> Verill et Bush	100	50—250
<i>Yoldiella intermedia</i> (Sars)	100	50—1000
<i>Yoldiella lenticula</i> (Møller) (= <i>Portlandia lenticula</i> )	80	50—250
<i>Liocyma fluctuosa</i> (Gould)	30	10—250
<i>Littorina littoralis</i> (Linné)	10	0—10
<i>Littorina</i> ( <i>Algaroda</i> ) <i>littorea</i> (Linné)	10	0—10
<i>Littorina</i> ( <i>Littorivaga</i> ) <i>saxatilis</i> (Olivi) (= <i>Littorina rudis</i> )	15	0—30
<i>Macoma balthica</i> (Linné) (= <i>Tellina balthica</i> )	15	0—50
<i>Macoma calcarea</i> (Gmelin) (= <i>Tellina calcarea</i> )	50	10—150
<i>Margarites helycinus</i> (Fabricius)	15	0—50
<i>Modiolus modiolus</i> (Lamark)	35	10—50
<i>Mya</i> ( <i>Arenomya</i> ) <i>arenaria</i> Linné	20	0—50
<i>Mya truncata truncata</i> Linné	30	10—50
<i>Mya truncata uddevalensis</i> Hancock	30	10—50
<i>Mytilus edulis</i> Linné	15	0—50
<i>Natica</i> ( <i>Tectonatica</i> ) <i>clausa</i> Broderip et Sowerby	75	50—250
<i>Neptunea despecta</i> (Linné)	35	?
<i>Nicania montagui montagui</i> (Dillwyn) (= <i>Astarte montagui</i> , = <i>A. banksii</i> )	60	10—150
<i>Nicania montagui striata</i> Leach (= <i>Astarte montagui striata</i> )	60	10—150
<i>Nuculana minuta minuta</i> (Müller) (= <i>Leda minuta minuta</i> )	60	50—150
<i>Pandora</i> ( <i>Pandorella</i> ) <i>glacialis</i> Leach	30	10—150
<i>Polynices</i> ( <i>Lunatia</i> ) <i>groenlandica</i> Müller (= <i>Polynices pallidus</i> )	70	50—250
<i>Portlandia arctica arctica</i> (Gray)	40	10—50
<i>Portlandia arctica siliqua</i> (Reeve)	30	10—50
<i>Propeamussium</i> ( <i>Arctinula</i> ) <i>groenlandicum</i> (Sowerby)	120	50—1000
<i>Serripes groenlandicum</i> (Bruguère)	40	10—150
<i>Spisula elliptica</i> (Brown) (= <i>Mactra elliptica</i> )	50	10—150
<i>Trichotropis</i> ( <i>Ariadna</i> ) <i>borealis</i> Broderip et Sowerby	75	50—150
<i>Tridonta arctica</i> Gray (= <i>Astarte arctica</i> )	40	10—50
<i>Tridonta borealis borealis</i> (Chemnitz) (= <i>Astarte borealis</i> )	60	10—150
<i>Tridonta borealis placenta</i> Mörch (= <i>Astarte borealis placenta</i> )	40	10—150
<i>Trophon</i> ( <i>Boreatrophon</i> ) <i>clathratus</i> (Linné)	80	50—150
<i>Venericardia crebricostata</i> (Krause)	40	?
<i>Venericardia paucicostata</i> (Krause)	48	?
<i>Zirfaea crispata</i> (Leach) (= <i>Pholas crispata</i> )	35	10—50

В процессе данной реконструкции пришлось преодолевать серьезные трудности методического характера, связанные с определением палеоуровней моря и их возраста.

К сожалению, для районов исследования оказался мало применим метод изучения древних береговых линий, так как чаще всего морские осадки погребены под более молодыми отложениями. Поэтому наиболее эффективными способами реконструкции палеоуровней моря пока, по видимому, могут служить лишь анализы комплексов фораминифер и морских моллюсков, обнаруженных во многих разрезах плейстоцена севера Евразии. Анализ комплексов диатомовой флоры разработан еще недостаточно для количественной оценки глубины морского палеобассейна и он использовался нами лишь применительно к прибрежно-морским отложениям. В отдельных случаях глубины или уровень морского палеобассейна определялись по особенностям литологии, главным образом, прибрежно-морских осадков, а также аллювиальных и озерных отложений, накопившихся поблизости от древнего морского бассейна.

Опыт применения анализа фораминифер для реконструкции палеоглубин был весьма успешно, на наш взгляд, осуществлен В. И. Гудиной [1976]. В ее работе по составу комплексов фораминифер и, в первую очередь, соотношению мелководных семейств — эльфидиид и нонионид —, и более глубоководных семейств — кассидулин и исландиеллид —, определены диапазоны глубин обитания этих комплексов. По материалам В. И. Гудиной [1976] составлена табл. 1, где приведены средние глубины для различных комплексов фораминифер, которые и были использованы нами при определении палеоглубин моря.

Аналогично этому способу составлена таблица средних глубин обитания для 52 видов морских моллюсков, наиболее показательных в отношении их приуроченности к определенным глубинам (табл. 2). Средняя глубина для каждого из этих видов определена на основании данных о наиболее предпочитаемых глубинах обитания, содержащихся во многих опубликованных работах по экологии морских моллюсков.

Одновременно со средними глубинами в табл. 2 приведены и диапазоны глубин для большинства показательных видов, которые заимствованы из сводки В. И. Зацепина и Л. А. Риттих [1975]. В данном случае, правда, диапазон глубин каждого вида в отдельности существенно превышает диапазон глубин для комплексов фораминифер. Однако если в одном местонахождении встречено не менее 3-4 показательных в отношении глубин видов моллюсков, то могущие возникнуть значительные ошибки при определении глубин по одному виду взаимно погашаются. В результате этого получается средняя глубина, весьма близкая к глубинам, полученным на основе анализа комплекса фораминифер, встречающихся на одинаковых глубинах в тех же разрезах.

Следует также отметить, что в том случае, когда комплекс изученных моллюсков включал виды, встречающиеся в разных диапазонах глубин (например, средне-нижнесублиторальный вид *Astarte crenata* и литоральный вид *Littorina littorea*), то по остальным видам комплекса определялся его характер: сублиторальный или литоральный. Те же виды, которые выпадали из общего комплекса по своим экологическим особенностям, при расчете глубины обитания комплекса во внимание не принимались. В том случае, если один или несколько видов встречались более часто, чем остальные, то при расчете глубины обитания комплекса глубина каждого такого массового вида суммировалась дважды, в то время как менее распространенные виды учитывались по одному разу. Все эти глубины отдельных видов складывались и затем делились на общее количество суммированных глубин. Полученная величина считалась

глубиной древнего морского бассейна, в котором формировался данный комплекс морских моллюсков.

Наш опыт показал, что возможная ошибка при данных определениях палеоглубин по комплексам как фораминифер, так и морских моллюсков вряд ли превышает 10—15 м для комплексов, приуроченных к верхней сублиторали, и 15—30 м — к средней и нижней сублиторали. Для литоральных комплексов ошибка была не более нескольких метров. Такая точность определения палеоглубин в целом для поставленной цели удовлетворительна, поскольку амплитуды плейстоценовых трансгрессий достигали 100—180 м.

Определение палеоуровней моря производилось по формуле:

$$H_y = H_A + \frac{\Phi + M}{2} - P,$$

где  $H_y$  — абс. высота палеоуровня моря;  $H_A$  — абс. высота местонахождения комплексов фораминифер и (или) морских моллюсков;  $\Phi$  — средняя глубина моря при формировании комплекса фораминифер;  $M$  — средняя глубина моря при формировании комплекса морских моллюсков;  $P$  — амплитуда дифференцированных движений земной коры после накопления осадков с изученными комплексами фораминифер и моллюсков. При этом, если имели место поднятия, то их амплитуда вычиталась из суммы абсолютной высоты и глубины моря, в случае же прогибаний их амплитуда прибавлялась к сумме первых двух членов.

Вторая трудность была связана с возрастной привязкой местонахождений комплексов моллюсков и фораминифер, по которым определялись палеоуровни моря. Как известно, абсолютное датирование плейстоценовых осадков, за исключением отложений конца позднего плейстоцена, пока затруднено. Тем не менее, совокупность разных методов абсолютного датирования все же позволяет в самом первом приближении наметить возрастные рубежи ледниковий и межледниковий плейстоцена.

Поскольку для выяснения хода морских трансгрессий весьма важно определение их продолжительности, нами был проведен сбор опубликованных абсолютных датировок и изучены предложенные разными исследователями схемы абсолютного датирования плейстоцена. В результате подтверждено мнение ряда ученых о том, что возраст ледниковий, межледниковий и крупных эпох похолоданий и потеплений довольно точно совпадает с особенностями кривой М. Миланковича [1939], основанной на изучении изменений орбиты Земли и сопровождающих их колебаний летней инсоляции.

Этот вывод помогает уточнить возрастные рубежи различных ледниковий и межледниковий, так как имеющиеся абсолютные датировки обычно дают разброс в несколько десятков тысяч лет. С другой стороны, абсолютное датирование помогает выбрать на кривой Миланковича ту или иную совокупность максимумов или, наоборот, минимумов солнечной радиации, которая соответствовала определенному межледниковью или ледниковью. В последние годы кривая Миланковича была пересчитана на основе новых астрономических данных различными исследователями, и нами при определении возрастных рубежей ледниковий и межледниковий (табл. 3) использовались расчеты этой кривой, выполненные Н. Г. Шараф и Н. А. Будниковой [1967] и А. Д. Вернекаром [Vernekar, 1968].

Дальнейшее подразделение каждого из межледниковий на два интервала — ранний и поздний — было проведено на основе обнаруженной нами при исследованиях в бассейнах рек Мезень, Печора и Северная

Таблица 3.

Стратиграфическая схема плейстоцена севера Евразии и ее сопоставление с региональными стратиграфическими схемами

Система	Подразделение	Горизонт	Индекс	Предполагаемый возраст, тыс. лет	Кольский п-ов		р. Мезень	р. Печора	р. Енисей	Чукотский п-ов		
					Лаврова, 1960	Евзеров, Гудина, 1971; Гудина, Евзеров, 1973	Девятова, Лосева, 1964; Легкова, 1965, 1967; Гричук и др., 1968 (нижний плейстоцен)	Лаврова, 1949; Загорская и др., 1969; Белкин и др. 1972; Зархидзе, 1972; Семенов, 1973; Гудина, 1976; Арсланов и др. 1977	Сакс, 1953; Троицкий, 1966 (слои А—Д), 1969; Гудина, 1969, 1976; Архипов, 1971; Кинд, 1974	Петров, 1966, 1976; Муратова, 1976; Хорева, 1974; Гудина, 1976		
ВЕРХНИЙ	Голоценовый	$Q_{IV}$	10	Голоценовый		Голоценовый	Голоценовый	Голоценовый	Голоценовый	Голоценовый		
	Верхневалдайский	$Q_{III}^4$		Портландиевый		Валдайский	Верхневалдайский	Гыданский	Искатенский			
	Средневалдайский	$Q_{II}^3$	Отложения последнего ледникового покрова		?					Средневалдайский	Каргинский континентальный	Амгуемский континентальный
			Беломорский	Стрельнинский								
	Нижневалдайский	$Q_{III}^2$	?		Миккулинский					Кейнмусюрский	Д К а анцевский	Валькатленский
	Верхнемикулинский	$Q_{III}^1 (2)$	112	Бореальный	Понойский	Московский ледниковый	Московский	Г Санчуговский	Валькатленский			
	Нижнемикулинский	$Q_{III}^1 (1)$								175	Нижняя морена	Московский межстадиальный
	Московский	$Q_{II}^4$	210	Одинцовский	Б Санчуговский	Крестовский						
	Верхнерославльский	$Q_{II}^3 (2)$					228	265				
	Нижнерославльский	$Q_{II}^3 (1)$	210	228	265							
СРЕДНИЙ												

ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ	СРЕДНИЙ	Днепровский	$Q_{II}^2$	325
		Верхнелихвинский	$Q_{II}^1(2)$	341
		Нижнелихвинский	$Q_{II}^1(1)$	425
		Окский	$Q_I^1$	480
		Верхнебеловежский	$Q_I^2(2)$	590
	НИЖНИЙ	Нижнебеловежский	$Q_I^2(1)$	670
		Березинский	$Q_I^2$	730
		Древнемежледниковый ?	$Q_I^1(2)$	840
		Древнеледниковый ?	$Q_I^1(1)$	970
		Верхний плиоцен	$N_{II}^3$	

Днепровский	Днепровский	Самаровский	Крестовский
Лихвинский	Колвинский	А Мессовский	
		Туруханский	Тнеквээмский
?	Нижнекаменский	Болгохтохский	Пинакульский
	Морена древнего оледенения	Морена древнего оледенения	
Кочмасский			Онеменский
			Великореченский
			Туманский

Примечание: Подразделение горизонтов региональных схем по возрасту произведено в интерпретации Е. Н. Былинского

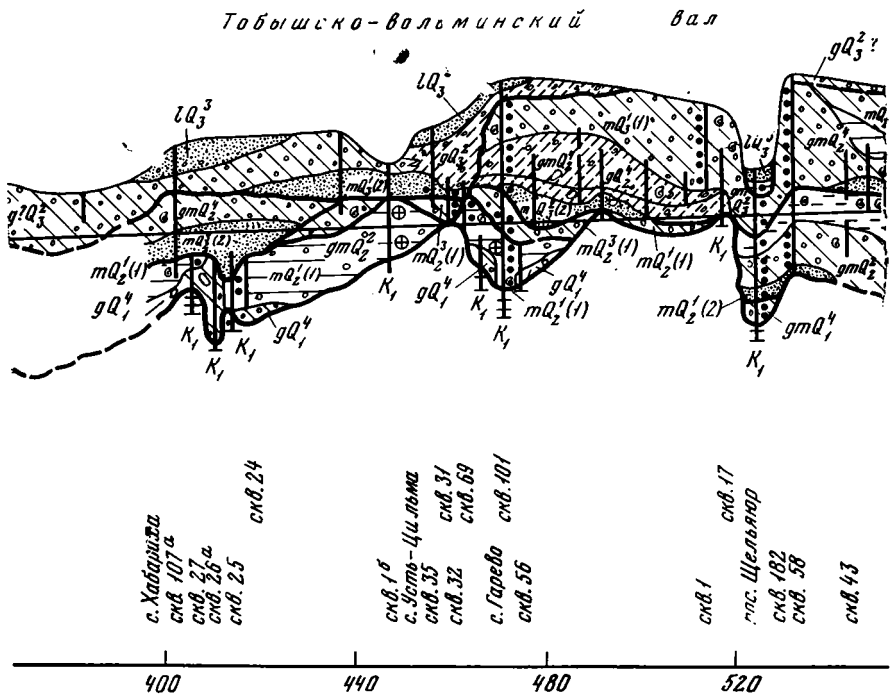
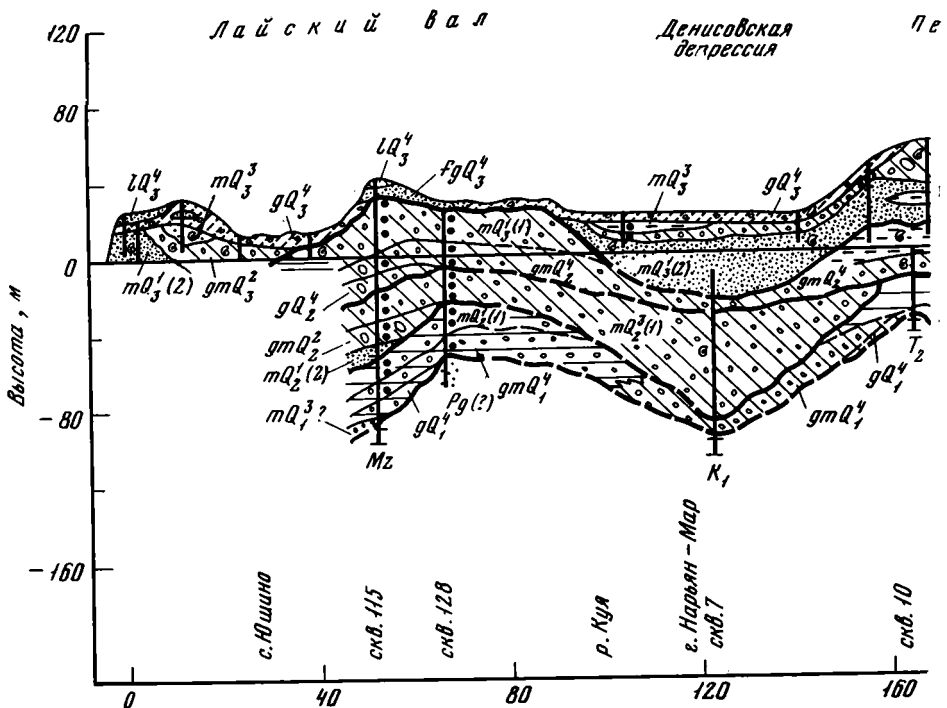
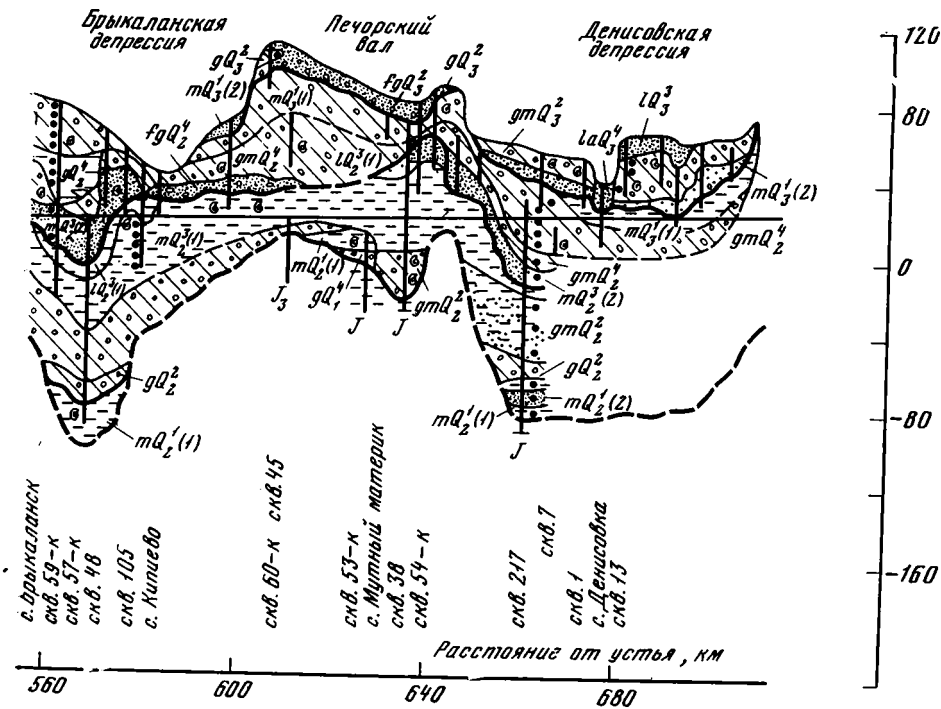
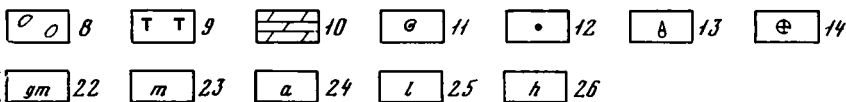
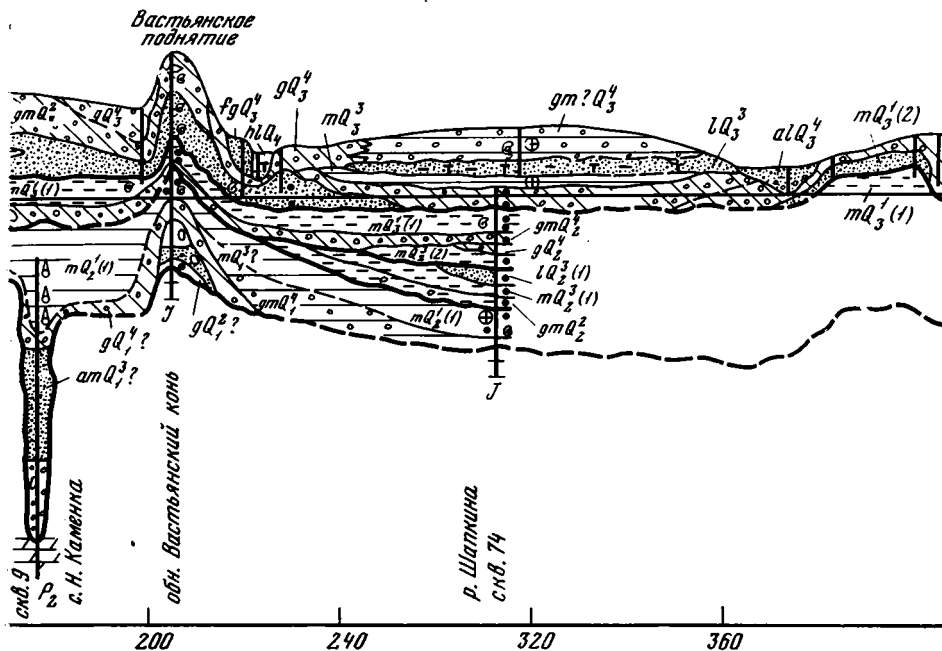


Рис. 1. Геологический профиль плейстоценовых отложений по р. Печора, от устья до с. Денисовка

1 — глина; 2 — алевроит; 3 — суглинок; 4 — супесь; 5 — песок тонко- и мелкозернистый; 6 — песок средне-, крупно- и грубозернистый; 7 — гравий и галька; 8 — валуны; 9 — торф; 10 — мергель; 11 — раковины морских моллюсков; 12 — фораминиферы; 13 — морские остракоды; 14 — морские и соло-





Новатоводные диатомовые водоросли; 15 — зубы леммингов; 16, 17 — поверхность согласного залегания горизонтов: 16 — установленная, 17 — предполагаемая; 18, 19 — поверхности: 18 — регионального размыва, 19 — локального размыва; 20—26 — отложения: 20 — ледниковые, 21 — флювиогляциальные, 22 — ледниково-морские, 23 — морские, 24 — аллювиальные, 25 — озерные, 26 — болотные

Двина крупной ритмичности строения плейстоценовых<sup>1</sup> отложений. Эта ритмичность заключается в том, что отложения каждого межледникового делятся на две крупные пачки, разделенные между собой регионально распространенными поверхностями размыва. Время этих крупных размывов обычно приурочивается ко второй половине межледникового.

Прежде всего нами был установлен региональный размыв в толще морских отложений микулинского возраста (бореальная трансгрессия), который позволил выделить здесь два горизонта: нижнемикулинский и верхнемикулинский [Былинский, Наместников, 1968; Былинский, 1974]. Размыв прослеживается по подошве слоя песков с гравием и галькой в основании песчаной толщи верхнемикулинского горизонта. На р. Печора он отчетливо виден от с. Б. Сопка до с. Мархида, в Денисовской депрессии и других местах (рис. 1). Аналогичные верхнемикулинскому горизонты были обнаружены: казанцевский — С. Л. Троицким [1966] и другими исследователями в Западной Сибири, стрельнинский — В. Я. Евзеровым и В. И. Гудиной [1971] на Кольском п-ве.

В результате анализа споро-пыльцевых диаграмм отложений микулинского межледникового нами [Былинский, 1974] подтверждено высказанное ранее мнение о существовании двух оптимумов в микулинском межледниковье, разделенных крупной эпохой похолодания. На основании результатов торий-уранового датирования коралловых террас на о-ве Барбадос [Брэкер и др., 1974], а также и в других местах, были обнаружены три высоких стояния уровня Мирового океана, близкие к 124 000, 103 000 и 82 000 лет назад. Все три высоких стояния, скорее всего, относятся к эпохе последнего (микулинского, земского, сангамонского) межледникового, что, в частности, подтверждается их хорошей корреляцией с стратиграфией морских отложений по данным изотопно-кислородного анализа [Shackleton e. a., 1977]. По Р. П. Стейнену и др. [Steinen e. a., 1973] между первым и вторым высокими стояниями уровня Мирового океана имело место его понижение на величину около 70 м, которое соответствовало крупному минимуму летней инсоляции на кривой Миланковича, происшедшему 116 000 лет назад. Этот минимум, по-видимому, выразился в крупном похолодании и начале развития крупных ледниковых щитов, которые, однако не успели достигнуть размеров, обычных для подобных щитов в ледниковые эпохи плейстоцена. В связи со следующим максимумом инсоляции 105 000 лет назад это «малое» оледенение вскоре прекратилось. Понижение же уровня Мирового океана вызвало кратковременную регрессию моря и интенсивные размывы, сменившиеся вскоре новой трансгрессией, вызвавшей накопление осадков верхнемикулинского горизонта. Возрастным рубежом между накоплением ниже- и верхнемикулинского горизонтов нами принято 112 000 лет (см. табл. 3) в связи с запаздыванием роста ледников и понижения уровня Мирового океана на  $4000 \pm 3000$  лет по сравнению с минимумом летней инсоляции.

Аналогичным образом предположительно определен возраст максимального понижения уровня Мирового океана во второй половине рославльского межледникового, который, скорее всего, близок к 228 000 лет, поскольку 232 000 лет назад имел место крупный минимум летней инсоляции, а большинство термолюминесцентных датировок морены московского оледенения и однообразных лёссов укладывается в диапазон

<sup>1</sup> Наиболее удачным названием для последнего периода в истории Земли нам представляется термин «плейстоцен» [Марков и др., 1968]. Голоцен по своей продолжительности слишком невелик, чтобы его включать в число основных подразделений; нами он включен в поздний плейстоцен (табл. 3).

210 000—175 000 лет. Региональный размыв, приуроченный к этому времени, хорошо прослеживается по скважинам и обнажениям р. Печора в районах Тобышско-Вольминского вала и Брыкаланской депрессии (см. рис. 1). В низовьях Енисея этому рубежу, по-видимому, соответствует граница между слоями Б и В, выделенными С. Л. Троицким [1966] по буровым скважинам Яковлевской и Сопочнокаргинской разведочных площадей. На территории Европейской части СССР времени размыва соответствует подруднянское похолодание рославльского межледникового, а нижнерославльскому и верхнерославльскому горизонтам отвечают отложения глазовского и рославльского климатических оптимумов [Шик, 1974].

В последние годы появляется все больше данных о том, что и лихвинское межледниковье, возрастные рамки которого предположительно намечены нами в интервале от 425 000 до 325 000 лет назад, также включает в себя, по меньшей мере, два оптимума. Этап похолодания между ними по термолюминесцентным датировкам [Судакова, 1973] произошел около 330 000 лет назад. Судя по кривой Миланковича, 345 000 лет назад имел место минимум летней инсоляции, в связи с чем возрастная граница между ниже- и верхнелихвинским горизонтами отнесена к 341 000 лет (учитывая эффект «запаздывания»).

Наконец, разделение беловежского межледниковья на два интервала, ранний и поздний, произведено нами сугубо предположительно лишь на основе анализа кривой Миланковича. Столь же проблематично и выделение древнемежледникового и древнеледникового горизонтов. Оно основано лишь на термолюминесцентных датировках древних лёссов и погребенных почв, полученных В. Н. Шелкоплясом [1974], и на том факте, что самый крупный за последний миллион лет минимум летней инсоляции произошел 970 000 лет назад и в это время могло возникнуть первое крупное оледенение умеренных широт Земли.

В целом крупный ритм плейстоценовых трансгрессий включал в себя, в случае полного развития всех элементов (снизу вверх):

горизонт песков, внизу обычно с гравием и галькой (реже алевриты с галькой), образовавшийся во второй половине межледниковья (1). Затем обычно с экзарационным контактом или небольшим размывом на эти отложения налегают континентальные морены, которые во многих местах северных частей низменности отсутствуют (см. рис. 1) в связи с их последующим размывом (2). Выше по разрезу на моренах часто без размыва залегают ледниково-морские (3) и морские осадки начала следующего межледниковья или крупного межстадиала (4). Для эпох раннерославльского и средневалдайского интервалов выше морских осадков иногда встречаются озерные отложения (рис. 1).

Необходимо отметить, что автор статьи пересмотрел свои прежние взгляды на отсутствие континентальных ледниковых отложений в пределах Мезенской и Печорской низменностей, отраженные в ряде предшествующих статей. Анализ публикаций последних лет и критический пересмотр собранного нами фактического материала привел автора к выводу, что в течение плейстоцена как Мезенская, так и Печорская низменности, а соответственно и Западно-Сибирская равнина, многократно покрывались ледниками. Тем не менее роль морских трансгрессий при осадконакоплении в северных частях этих территорий была значительнее, чем континентальных оледенений. Об этом свидетельствует преобладание осадков морского и ледниково-морского генезиса над ледниковыми и флювиогляциальными отложениями в северной части бассейна р. Печора, надежно документированное многочисленными находками закономерных по составу комплексов фораминифер, остракод, морских моллюсков и диатомовых водорослей (см. рис. 1).

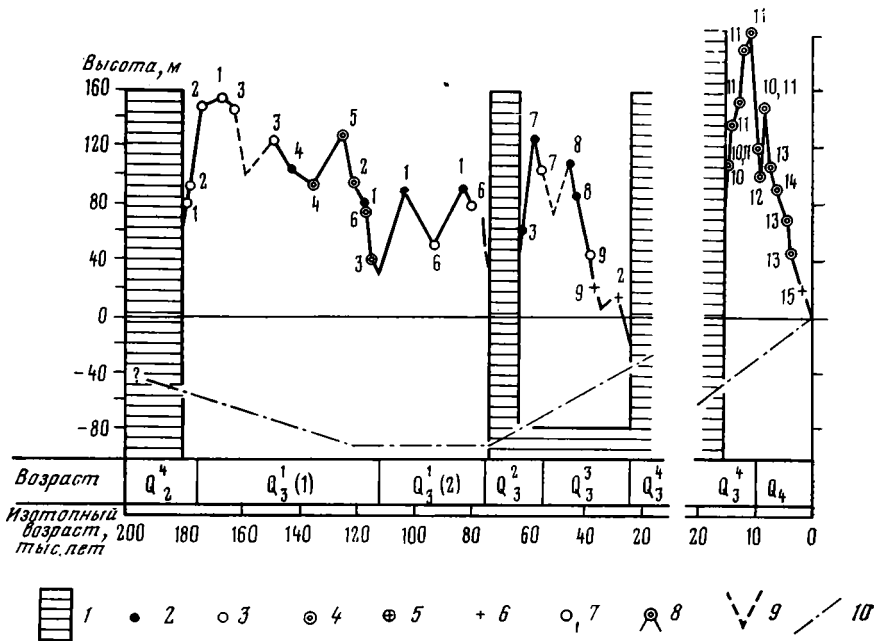
Определение приуроченности отложений с находками фораминифер к тому или иному межледниковью в настоящее время существенно облегчилось в связи с работами В. И. Гудиной [1969, 1976 и др.], В. И. Гудиной и В. Я. Евзерова [1973]. В. И. Гудиной обнаружено появление на определенных геохронологических уровнях новых видов и родов и дана характеристика микрофаунистических комплексов для каждого межледниковья. Единственное возражение может быть высказано только против отнесения ею понойского и стрелнинского комплексов к среднему вюрму, а дюрюсского комплекса — к позднеледниковой трансгрессии. По нашему мнению, понойский и стрелнинский комплексы относятся преимущественно к микулинскому межледниковью, а дюрюсский комплекс — к концу раннего валдая (см. табл. 3).

Анализ комплексов морских моллюсков также позволяет выделять отложения, накопившиеся в оптимумы микулинского межледниковья. Кроме того, для бассейна р. Печора обнаружена приуроченность ныне вымершего моллюска *Cyrtodaria angusta* (Nyst et Westindorp) (определение О. М. Петрова) только к нижнерославльскому горизонту и его отсутствие в более молодых осадках.

Более детальная возрастная привязка находок фораминифер и морских моллюсков производилась путем оценки степени «тепловодности» микро- и макрофауны. В. И. Гудина [Архипов и др., 1977] выделяет в плейстоцене Севера СССР три палеогеографических типа фораминифер: позднеледниковый, межстадиальный и межледниковый. По анализу экологии моллюсков мы считаем возможным различать комплексы, характерные для позднеледниковой, «холодных» отрезков межледниковой и межледниковых оптимумов. На основании такой характеристики комплексов фораминифер и морских моллюсков и учитывая последовательность залегания осадков в опорных разрезах, где были проведены послойные отборы макро- и микрофауны, удается в большинстве случаев однозначно решить вопрос о возрастной привязке находок с точностью до 3000—20 000 лет. Особенно высокая точность может быть достигнута при определении возраста палеонтологических находок в позднеледниковых отложениях в связи со сравнительно узким возрастным интервалом большинства позднеледниковой (4000—6000 лет). Привязка в течение межледниковой менее точна, но она несколько облегчается, если учитывать возраст наиболее крупных потеплений и похолоданий, который может быть определен при анализе кривой Миланковича. Для последних 500 000 лет такой анализ наиболее полно, по нашему мнению, отражен в работе У. С. Брэкера и Я. ван Донка [1974].

Результаты проведенной нами реконструкции палеоуровней плейстоценовых трансгрессий отражены в графиках колебания уровня моря на территориях Кольского полуострова, бассейнов рек Мезень, Печора, Енисей и, наконец, Чукотского полуострова (рис. 2—6).

При анализе полученных графиков обнаруживается много общего в ходе развития морских трансгрессий всех пяти рассмотренных областей. Чаще всего максимальные пики трансгрессий приурочены к концу ледниковой и самому началу последующих межледниковой. Причиной возникновения этих пиков, на наш взгляд, является эффект запаздывания компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры, прогнутаой в эпохи ледниковой, в сочетании с начавшимся уже гляциоэвстатическим подъемом уровня Мирового океана в результате таяния ледников. Установленный факт повышения уровня моря в позднеледниковья и начале межледниковой (см. рис. 2—6) свидетельствует о том, что на этом коротком отрезке времени гляциоэвстатический подъем уровня Мирового океана в большинстве случаев опережал компенсационное гляциоизостатическое поднятие земной коры. Тем самым пики трансгресс-



**Рис. 2.** График колебания уровня моря в позднем плейстоцене на территории Кольского полуострова

1 — эпохи полного или частичного распространения континентального оледенения в данном районе; 2—6 — палеуровни 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); 8, 9 — изменение уровня моря во времени: 8 — установленное, 9 — предполагаемое; 10 — изменение уровня земной поверхности относительно современного за счет остаточных гляциоизостатических деформаций земной коры

1—15 — разрезы; основные: 1 — Святоносский залив ( $\Pi = +30$ ); 2 — р. Поной против с. Поной ( $\Pi = -10$ ); 3 — р. Чапыма в 3,5 км от устья ( $\Pi = +10$ ); 4 — р. Варзуга у Клетного порога; 5 — р. М. Качковка в 2 км к СЗ от устья ( $\Pi = +40$ ); 6 — р. Стрельна в 6,5 км от устья; 7 — р. Б. Кумжевая в 9,5 км от устья ( $\Pi = +20$ ); 8 — руч. Лебяжий вблизи от впадения в р. Пулольгу ( $\Pi = +20$ ); 9 — побережье в 30 км к В от устья р. Чапымы ( $\Pi = +10$ ); 11 — р. Тулома у устья р. Керц; 13 — Кольский залив к С от ст. Кола [Материалы В. И. Гудиной, В. Я. Евзерова, М. А. Лавровой, А. А. Никонова и др.] Амплитуда дифференцированных движений земной коры ( $\Pi$ ) после накопления осадков с изученными комплексами фауны дана в метрах. Если  $\Pi$  не указано, это значит  $\Pi = 0$ .

сий в позднем, среднем и раннем плейстоцене аналогичны позднеледниковому пику трансгрессии на северо-западе Кольского полуострова (см. рис. 2), гляциоизостатический генезис которого в настоящее время не представляет каких-либо сомнений [Стрелков, 1971 и др.].

Максимумы трансгрессий для раннего, среднего и начала позднего плейстоцена приходятся на начало межледниковий, а во вторую половину позднего плейстоцена они смещались на время позднеледниковий. Это явление, вероятно, было связано с меньшим давлением на земную кору ранне- и поздневалдайских покровных ледников в связи с их меньшей толщиной и площадью по сравнению с ледниками раннего и среднего плейстоцена.

Длительные общие регрессии после максимумов трансгрессий объясняются воздействием компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры, как это впервые предположила М. Л. Лаврова [1937]. Их длительность была различной для разных межледниковий, чаще всего она составляла около 20 000—50 000 лет. Лишь в низовьях р. Ени-

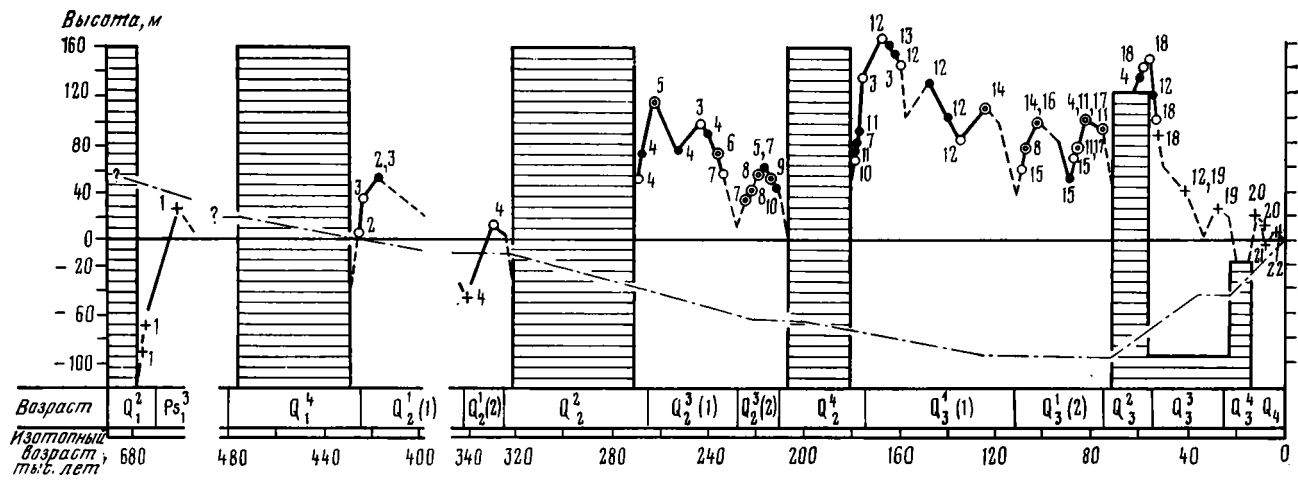


Рис. 3.

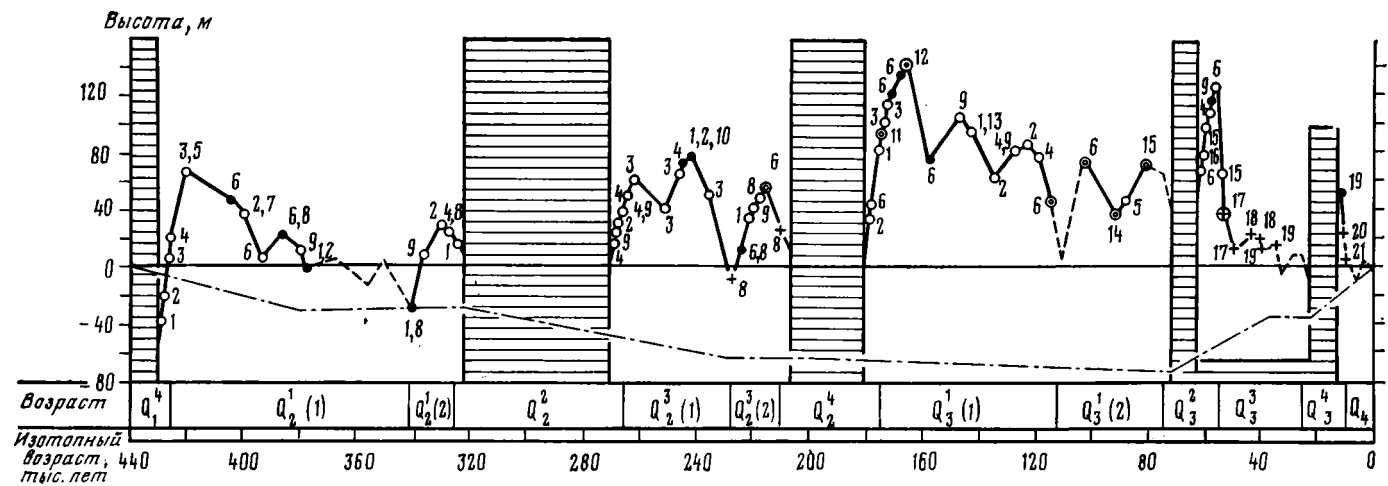


Рис. 4.

сей после ранне- и поздневалдайских (ермаковской и гыданской) ледниковых стадий длительность регрессии составила всего около 7000 лет, что можно объяснить большей тектонической подвижностью этой области.

Наиболее крупные регрессивные пики во второй половине межледниковий, а также менее крупные регрессии на всем протяжении межледниковий и средневалдайского межстадиала, по нашему мнению, наиболее логично объяснить гляциоэвстатическими понижениями уровня Мирового океана в эпохи крупных похолоданий климата, не сопровождавшихся сколько-нибудь значительным оледенением севера Евразии.

Сложнее решается вопрос о причинах трансгрессий во вторую половину межледниковий. С точки зрения традиционного понимания проявления гляциоизостазии лишь как запаздывания компенсационного поднятия суши после прогибания под нагрузкой ледника, объяснить эти трансгрессии не представляется возможным.

Чтобы подойти к решению вопроса о причинах трансгрессий во вторую половину межледниковий, когда эффект запаздывания компенсационного поднятия был практически исчерпан, необходимо располагать данными об уровнях Мирового океана в эпохи максимумов этих трансгрессий. Изучение результатов работ многих исследователей о колебаниях уровня Мирового океана в плейстоцене (этому посвящена и специальная работа автора) привело нас к выводу, что наиболее реальные следующие величины. В оптимумы позднемикулинской и позднелихвинской трансгрессий уровень Мирового океана был приблизительно равен современному уровню, в эпоху оптимума позднеарслановской трансгрессии он был на 12 м ниже, а в конце средневалдайского интервала (около 29 000 лет назад) достигал лишь абсолютной отметки — 22 м.

Более низкие максимальные уровни Мирового океана в эпоху рославльского межледниковья и средневалдайского межстадиала, по сравнению с современным уровнем, хорошо согласуются с представлениями о том, что рославльское межледниковье в отдельных местах (например, в Западной Сибири [Гудина, 1976; и др.]) имело характер межстадиала, а среднеюрмский интервал был межстадиалом в Европе [Арсланов,

**Рис. 3.** График колебания уровня моря в плейстоцене на территории бассейна нижнего течения р. Мезень и р. Пеша

Условные обозначения см. рис. 2

1—22 — разрезы; основные: 1 — р. Кочмас, левый приток р. Вычегда, скв. 5 ( $\Pi=+20$ ); 2 — р. Пеша, пос. Белужье, скв. 2ГГ ( $\Pi=-30$ ); 4 — р. Пеца, с. Сафоново, скв. 1, 11, 12, обн. 2342 ( $\Pi=-10$ ); 5 — р. Пеца в 2 км к З от устья р. Лофтура; 7 — р. Пеца в 5 км выше с. Дорогорское ( $\Pi=+10$ ); 10 — р. Пеца в 27 км к СВ от с. Лобан ( $\Pi=+20$ ); 11 — р. Пеца в 8 км к СЗ от д. Мосеево ( $\Pi=+20$ ); 12 — р. Пеца у д. Бычье ( $\Pi=-20$ ); 14 — р. Пеца в 8 км к В от д. Язевец ( $\Pi=-10$ ); 15 — р. В. Айна в 8 км СЗ от с. Лобан; 18 — р. Пеца в 5 км ниже устья р. Блудная ( $\Pi=-10$ ); 19 — устье р. Мезень; 20 — г. Мезень; 22 — устье р. Пезы (по материалам Е. Н. Былинского, В. П. Гричука, Н. Г. Загорской, В. Г. Легковой, Ю. Г. Наместникова, Л. Л. Розанова)

**Рис. 4.** График колебания уровня моря в плейстоцене на территории бассейна нижнего и среднего течения р. Печора

Условные обозначения см. рис. 2

1—21 — разрезы; основные: 1 — р. Седуяха, скв. 35 ( $\Pi=+10$ ); 2 — водораздел рек Печора и Нерута, скв. 115 ( $\Pi=+20$ ); 3 — водораздел рек Печора и Нерута, скв. 128 ( $\Pi=+20$ ); 4 — р. Печора у пос. Шельяур, скв. 182, обн. 2732; 5 — р. Печора у пос. Гаревое, скв. 32, 31 ( $\Pi=+20$ ); 6 — р. Печора, обн. Вастьянский Конь ( $\Pi=+30$ ); 8 — р. Колва у пос. Хорейвер, скв. 80 ( $\Pi=-10$ ); 9 — р. Печора в 10 км к Ю от с. Денисовка, скв. 217 ( $\Pi=-20$ ); 12 — р. Печора у с. Усть-Лыжа ( $\Pi=-30$ ); 15 — р. Куя в 4 км выше пос. Харитоново ( $\Pi=-10$ ); 17 — р. Шапкина в 143 км от устья, обн. 569; 18 — р. Шапкина в 163 км от устья; 19 — р. Шапкина в 97 км от устья, обн. 572; 21 — р. Печора у с. Смекаловка. (Материалы Х. А. Арсланова, В. И. Белкина, Е. Н. Былинского, Т. М. Вострухиной, В. И. Гудиной, А. В. Гольберта, Э. И. Лосевой и других)

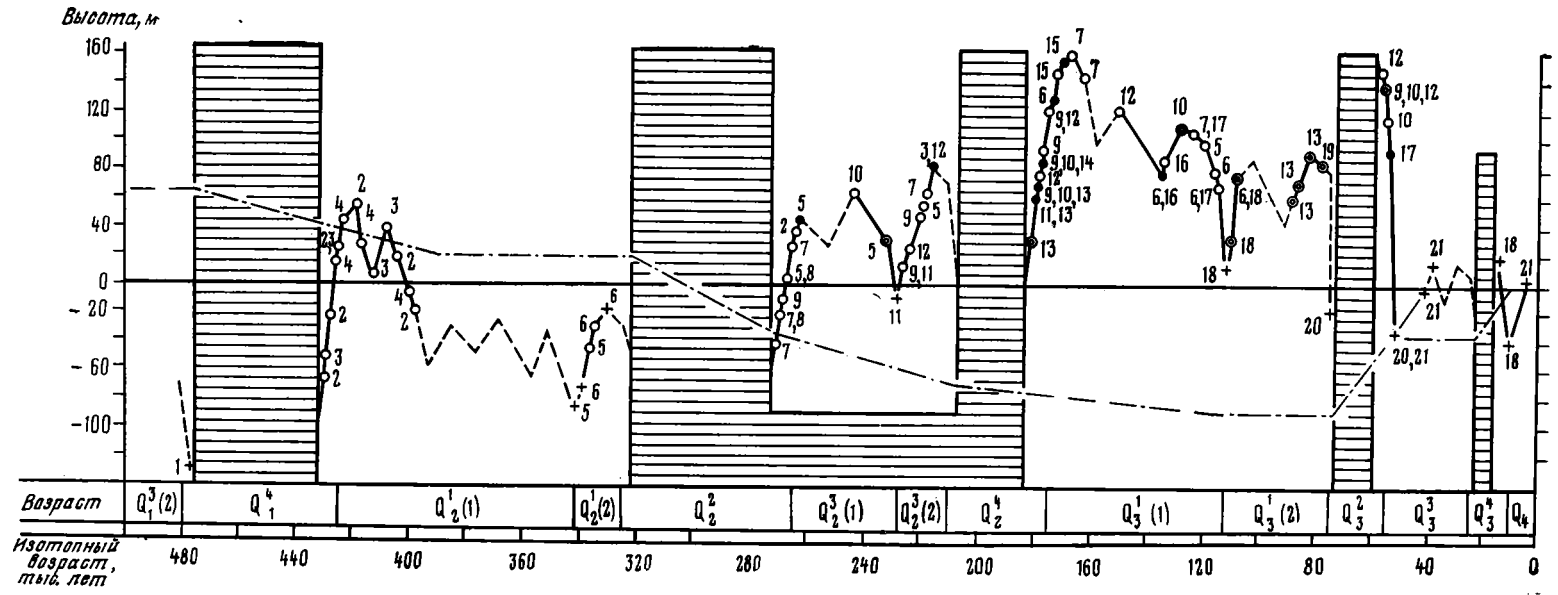


Рис. 5.

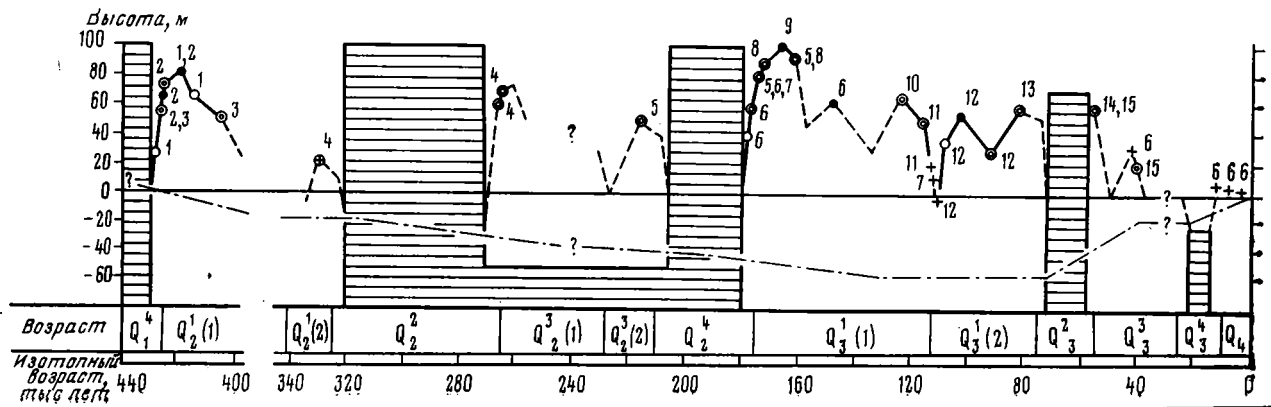


Рис. 6.



1976; и др.], в то время как в Западной Сибири он, скорее, обладал свойствами межледниковья [Кинд, 1974]. Существование межстадиальных условий в отдельные отрезки плейстоцена в изученных нами районах показано на рис. 2—6 горизонтальной штриховкой в основании графиков.

Данные об уровнях Мирового океана в сочетании с полученными нами амплитудами трансгрессий во вторую половину межледниковий позволили вычертить осредненные графики изменения уровня земной поверхности относительно современного (рис. 2—6, 10). Осредненность этих графиков заключается в том, что в них исключено влияние на изменение уровня земной поверхности компенсационных гляциоизостатических движений, которые существенно осложняли более общие движения земной коры в изучаемых районах.

Сравнение осредненных графиков между собой обнаруживает чрезвычайно важную закономерность: примерно одинаковый ход колебаний уровня земной поверхности во всех изученных районах. В течение большей части плейстоцена наблюдается последовательное прогибание всех территорий вплоть до середины микулинского межледниковья. Начиная же с ранневалдайской стадии оледенения и вплоть до современности (см. рис. 2—4, 6) или до начала голоцена (см. рис. 5), происходило поднятие всех рассмотренных районов.

Эту закономерность, с первого взгляда, можно было бы объяснить общим тектоническим прогибанием всех изученных территорий в раннем, среднем и начале позднего плейстоцена и тектоническим поднятием во второй половине позднего плейстоцена. Однако такому заключению противоречат следующие факты. Длительность эпохи прогибания — поднятия, если считать ее началом понижение земной поверхности ниже современного уровня Мирового океана в плейстоцене, составляет всего около 440 000 лет (см. рис. 3, 4, 6), в то время как прогибания земной коры и трансгрессии остальной части фанерозоя продолжались по несколько десятков миллионов лет.

**Рис. 5.** График колебания уровня моря в плейстоцене на территории бассейнов нижнего течения Енисея и Пясины

Условные обозначения см. рис. 2

1—21 разрезы; основные: 1 — р. Енисей у Усть-Порта, скв. 47-к ( $P = -20$ ); 2 — р. Турухан, скв. 24 ( $P = -30$ ); 3 — р. Болгохтох, скв. 7 ( $P = +20$ ); 4 — р. Дудинка, скв. Я-3 ( $P = -10$ ); 5 — р. Енисей, Сопочнокаргинская площадь, скв. 2, 3; 6 — р. Енисей, Яковлевская площадь, скв. 10, 11; 7 — р. Б. Хета, скв. 27; 9 — р. Б. Хета, скв. 10 ( $P = +10$ ); 10 — р. Енисей в 2,5 км выше пос. Караул, обн. 54; 11 — р. Енисей у мыса Селякин; 12 — р. Енисей у острова Никитинский ( $P = +10$ ); 13 — р. Енисей у зим. Пустое, обн. 7, 8; 15 — р. Н. Агала, обн. 1 ( $P = +20$ ); 16 — р. Агала в нижнем течении, обн. 34 ( $P = +10$ ); 17 — то же, обн. 26, 33 ( $P = -10$ ); 18 — р. Енисей, мыс Каргинский; 20 — р. Енисей, г. Туруханск; 21 — р. М. Хета близ устья, обн. 2, 4 скв. III. (Материалы С. А. Архипова, В. И. Гудиной, И. Д. Данилова, Н. Г. Загорской, Н. В. Кинд, Г. Н. Недешевой, С. С. Сухоруковой, С. Л. Троицкого, Е. В. Шумиловой)

**Рис. 6.** График колебания уровня моря в плейстоцене на территории Чукотского полуострова и Анадырской низменности

Условные обозначения см. рис. 2

1—15 — разрезы; основные: 1 — залив Лаврентия, пос. Лаврентия; 2 — залив Лаврентия к востоку от мыса Пинакуль; 3 — залив Креста у р. Авкичквивээм; 4 — побережье Чукотского полуострова к востоку от р. Кукунь; 5 — побережье Чукотского полуострова в 2,5 км к ЮВ от устья р. Энмелен; 6 — Анадырская низменность, мыс Днонсия; 7 — залив Креста к С от пос. Конергино; 9 — залив Креста в 6 км к С от пос. Уэлькаль; 10 — залив Свободный к С от устья р. Кикувээм; 12 — побережье Чукотского полуострова к СЗ от устья р. Энмелен; 13 — Колючинская губа, Западный берег; 14 — залив Креста, остров Коса-Мээчкын; 15 — юг Чукотского полуострова, устье р. Нуниямвээм. (Материалы А. А. Свиточа, О. М. Петрова, И. М. Хоревой)

В связи с недостаточной геологической изученностью Чукотского полуострова при определении палеоуровней моря воздействие дифференцированных тектонических движений не учитывалось)

Далее, развитие этой крупной «трансгрессии» (прогибания и поднятия в последние 440 000 лет) шло одинаково и одновременно в таких различных по тектоническому строению регионах, как Кольский полуостров (докембрийский Балтийский щит), бассейн р. Мезень (платформа с фундаментом карельского возраста), бассейн р. Печора (эпибайкальская платформа), бассейн низовьев р. Енисей (эпигерцинская платформа) и Чукотский полуостров (складчатое сооружение мезозойского возраста). Изучение Атласа литолого-палеогеографических карт СССР [1967] убеждает, что эти районы развивались в тектоническом отношении весьма различно в разные геологические эпохи. Более или менее одновременно эти территории оказались под уровнем моря лишь в визейском веке и то за исключением Анадырской низменности и части нижнего течения р. Енисей. Но в это время была опущена ниже уровня моря вся Восточно-Европейская равнина, большая часть Западной Сибири, весь Северо-восток и Восток СССР и не существовали еще Уральский хребет и мезозойские горные сооружения Северо-востока СССР. К тому же опускание под уровень моря и выход из-под уровня рассматриваемые регионы испытали не одновременно, а в разные отрезки геологической истории.

Весьма показательна также и приуроченность этой крупной «трансгрессии» к северу Евразии, испытывавшему наиболее активное развитие ледниковых щитов и покровов в плейстоцене. На территории Индигирской и Колымской низменностей подобная крупная «трансгрессия» не установлена.

Что же касается третьей гипотезы о тектоноэвстатических колебаниях уровня Мирового океана, как причине плейстоценовых трансгрессий севера Евразии, то ей противоречит отсутствие данных о существовании подобной трансгрессии на остальных побережьях земного шара, кроме севера Евразии и Северной Америки. На побережьях платформ Африки, Южной Америки, юга Евразии и Австралии в течение всего плейстоцена преобладало понижение уровня Мирового океана или, что вероятнее, поднятие земной коры.

Все это позволяет высказать другое предположение относительно причин такого изменения высотного положения изученных регионов в плейстоцене, какое мы наблюдаем на севере Евразии. Нам представляется, что значительные прогибания земной коры под давлением ледников в эпохи наиболее крупных ранне- и среднеледниковых ледниковий, достигавшие многих сотен метров, едва ли могли быть полностью компенсированы в ходе поднятий в эпохи последующих межледниковий. По-видимому, от каждой эпохи оледенения оставалась определенная отрицательная остаточная деформация земной коры в областях бывшего оледенения, отраженная на рис. 2—6 наклоном линии изменения уровня земной поверхности относительно современного уровня. Она постепенно накапливалась вплоть до конца крупных ранне- и среднеледниковых оледенений. Подобное прогибание земной коры и вызвало развитие общей «трансгрессии», амплитуда которой к концу московского оледенения достигла разных величин для различных регионов в диапазоне от 60 до 100 м.

Интересно отметить особенность развития морских трансгрессий в низовьях Енисея в эпоху рославльского межледниковья. Максимальной в данном (единственном!) случае является поздне-, а не раннерославльская трансгрессия (см. рис. 5). Это обстоятельство объясняется, по-видимому, существованием ледникового покрова в районе плато Путорана в течение всего рославльского межледниковья и увеличением отрицательной остаточной деформации земной коры в этот промежуток времени.

В дальнейшем, в связи с сокращением площади и мощности ледниковых щитов и покровов, периферические области оледенений, к которым относятся все пять рассматриваемых регионов, стали испытывать поднятия, которые превышали амплитуды прогибания под давлением ледников. Вероятно, отрицательные остаточные деформации в эпохи ранне- и поздневалдайской ледниковых стадий переместились ближе к центральным районам оледенений, а периферические области стали испытывать своего рода «компенсирующие» остаточные деформации положительного знака.

Таким образом, в комплексе гляциоизостатических движений земной коры следует выделять не один компенсационный тип движений, как это пока делается всеми исследователями, а два типа движений: компенсационные гляциоизостатические движения и остаточные гляциоизостатические деформации земной коры. Только в этом случае удастся более правильно и полно оценить многостороннее воздействие гляциоизостазии на движения земной коры.

В итоге анализа причин трансгрессий на севере Евразии мы приходим к следующим выводам. Плейстоценовые морские трансгрессии на севере Евразии были обусловлены остаточными гляциоизостатическими опусканиями земной коры под воздействием крупных ранне- и среднеплейстоценовых оледенений в сочетании с запаздыванием при таянии ледников компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры, прогнутой под нагрузкой ледниковых масс предшествовавшего оледенения. Разделяющие их регрессии были вызваны крупными похолоданиями климата, когда происходили гляциоэвстатические понижения уровня Мирового океана в связи с накоплениями льдов в Гренландии, Антарктиде, горных областях суши и, возможно, на территориях севера Северной Америки и Фенноскандии.

Если высказанная гипотеза (гляциоизостатическая с учетом остаточных деформаций земной коры и гляциоэвстатики) подтвердится, то станут понятными многие пока недостаточно объясненные факты, как, например: наличие примыкающего к северу Евразии (и Северной Америки) аномально широкого и глубокого шельфа со значительным колебанием глубин; широкое развитие сети погребенных речных долин, приуроченных к областям бывших оледенений и возникших незадолго до их начала; резкие перестройки гидросети в Западной Сибири на рубеже неогена и плейстоцена [Архипов, 1971]; обращенный рельеф центра Русской равнины по отношению к современной тектонической структуре осадочного чехла и фундамента [Былинский, Востоков, 1976] и другие. Все эти особенности рельефа и структуры хорошо объясняются своего рода «поворотом» в тектоническом развитии севера Евразии, когда на смену неогеновым поднятиям, явившимся, по-видимому, отзвуком альпийского орогенеза, под влиянием гляциоизостатического фактора здесь произошли обширные опускания с различной амплитудой, достигающей максимально 500 м и более (территория Баренцева, Карского морей, Фенноскандия и другие области).

В плейстоцене на севере Евразии, безусловно, происходили и тектонические движения. Но они имели преимущественно дифференцированный характер и выразились в изгибах горизонтов плейстоценовых и более древних отложений, в образовании валов и депрессий, поднятий и опусканий, что видно на профиле вдоль долины р. Печора (см. рис. 1) и что учитывалось нами при определении палеоглубин моря.

В заключение выражаю глубокую благодарность М. Г. Гросвальду, В. И. Гудиной, Н. В. Кинд, Г. И. Лазукову и О. М. Петрову за помощь в работе и критический просмотр данных материалов, Т. А. Пивоваровой за оформление графики.

## ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А.* О геохронологии верхнего плейстоцена Европейской части СССР.— В кн.: Северо-Запад Европейской части СССР, вып. 10, Л.: Изд-во ЛГУ, 1976.
- 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.
- Артюшков Е. В.* Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 7.
- Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1977.
- Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберт А. В., Гудина В. И., Довгаль Л. А., Юдкевич А. И.* Последнее оледенение в нижнем Приобье.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 346. Новосибирск: Наука, 1971.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, тома 1, 2, 3, 4. М.: ГУГК, 1967.
- Афанасьев Б. Л.* Неотектоника Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Северного Приуралья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, вып. 1, Л.: Госгеолтехиздат, 1961.
- 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.
- 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.
- Былинский Е. Н.* Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии бассейна р. Мезени.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 6.
- Былинский Е. Н.* Методика выявления новейших тектонических движений на севере Русской платформы.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967.
- 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.
- Былинский Е. Н.* О втором климатическом оптимуме микулинского межледниковья.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1974, № 4.
- Былинский Е. Н., Востоков Е. Н.* Главный водораздел Русской равнины, его тектоническая природа и гляциозостатический механизм формирования.— Геоморфология, 1976, № 3.
- Былинский Е. Н., Наместников Ю. Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография юга Печорской и восточной части Мезенской впадин.— Тезисы докл. рабоч. Совещ. по вопр. стратигр. и генез. кайноз. отлож. северо-востока Европ. части СССР. М., 1968.
- Вострухина Т. М., Ильинова А. А.* Биостратиграфия разреза Вастьянский Конь по р. Печоре.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
- 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.
- Гричук В. П., Головачева Е. О., Губонина З. П., Монозон М. Х.* Генезис и возраст подморенных отложений переуглубленной части долины р. Кочмас (бассейн нижней Вычегды).— Тезисы докл. рабоч. Совещ. по вопр. стратигр. и генез. кайноз. отлож. северо-востока Европ. части СССР. М., 1968.
- Гроссвальд М. Г.* Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене.— Материалы гляциологических исследований (МГИ). Хроника, обсуждения, вып. 13, М., 1967.
- Гудина В. И.* Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969.
- Гудина В. И.* Фораминиферы, стратиграфия и палеогеография морского плейстоцена севера СССР.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1976, вып. 314.
- Гудина В. И., Евзеров В. Я.* Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973.
- Данилов И. Д., Недешева Г. Н.* Значение ледово-морского фактора в формировании рельефа и слагающих его отложений нижнего течения р. Енисей.— В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1969.
- Данилов И. Д., Розенбаум Г. Э.* Палеогеография арктического шельфа Евразии и его побережий в позднем кайнозое.— В кн.: Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Девятова Э. И., Лосева Э. И.* Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964.
- Евзеров В. Я., Гудина В. И.* Межледниковые отложения Кольского полуострова (стратиграфия и палеонтологическая характеристика).— В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971.

- 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., НИИ геологии Арктики, 1969.
- Загорская Н. Г., Яшина З. И., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Белевич А. М. Морские неоген(?)—четвертичные отложения нижнего течения р. Енисей.— Тр. НИИ геологии Арктики, 1965, т. 144.
- 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.
- Зацепин В. И., Риттих Л. А. Спиксы массовых и характерных беспозвоночных макрофауны донных сообществ северных, южных и дальневосточных морей СССР. Учебное пособие для большого практикума по гидробиологии. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным.— Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 257.
- Кузин И. Л. О роли движения земной коры и колебаний уровня океана в формировании рельефа севера Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВНИ геол.-разв. ин-та, Новая серия, 1961, вып. 186.
- Кулик Н. А. О северном постплиоцене.— Геол. вестник, 1926, т. V, № 1—3.
- Лаврова М. А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья р. Ваги до Конецгорья.— Тр. Сов. секции Междун. ассоц. по изуч. четв. периода, вып. 1. Л., М.: ГОНТИ, 1937.
- Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1946, вып. 37.
- Лаврова М. А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района.— Учен. зап. Ленингр. ун-та. Серия геогр. наук, 1949, вып. 6.
- Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Лазуков Г. И. О синхронности и метасинхронности четвертичных оледенений и трансгрессий.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961.
- Лазуков Г. И. Оледенения и трансгрессии.— В кн.: Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975.
- Легкова В. Г. Бореальная трансгрессия в бассейне р. Мезени.— Докл. по геоморф. и палеогеогр. северо-запада Европ. части СССР, вып. 2 (ч. 1). Л., 1965.
- Легкова В. Г. Северо-запад Архангельской области.— В кн.: Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967.
- Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Линдберг Г. У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972.
- Лосева Э. И., Арсланов Х. А. Средневалдайский горизонт на западе Большеземельской тундры.— Ежегодник-1974 Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1975.
- Малаховский Д. Б. О необоснованности гипотезы ледникового дрефта для территории северо-запада Русской равнины.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., Геогр. об-во СССР, 1975.
- Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М.: Высшая школа, 1968.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.: ГОНТИ, 1939.
- Муратова М. В. История развития растительности и климата юго-восточной Чукотки в неоген-плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Никонов А. А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М., Л.: Наука, 1964.
- Панов Д. Г. Палеогеография Советской Арктики в четвертичное время.— Тр. Ин-та Геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.
- <п>Петров О. М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1966, вып. 155.
- Петров О. М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое.— В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.
- Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири.— Вопросы географии, сб. 12. М., 1949.
- Сакс В. Н. Колебания уровня моря в устье Енисей в четвертичный период.— Природа, 1947, № 5.
- Сакс В. Н. Четвертичный период Советской Арктики.— Тр. НИИ геологии Арктики, 1953, т. 77.
- Свиточ А. А. Строение и возраст морских террас Нижне-Анадырской низменности.— В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.
- Семенов И. Н. Стратиграфия антропогенных отложений Большеземельской тундры по фораминиферам. М.: Наука, 1973.

- Смирнова В. М.* Палеогеография позднеплейстоценовых и голоценовых водоемов бассейнов среднего течения рек Северной Двины, Вычегды и верхней Мезени (по данным диатомового анализа). Автореф. канд. дис. М., 1976.
- Стрелков С. А.* Перемещения береговой линии моря в западной части Советской Арктики за последние 12 000 лет.— В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971.
- Судакова Н. Г.* Стратиграфия Лихвинского (Чекалинского) опорного разреза.— В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., Геогр. об-во СССР, 1973.
- Судзальский О. В.* Режим новейших тектонических движений — первопричина особенностей строения антропогена на севере Евразии.— В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л., Геогр. об-во СССР, 1971.
- Сухорукова С. С.* Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1975, т. 260.
- Троицкий С. Л.* Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966.
- Троицкий С. Л.* Общий обзор морского плейстоцена Сибири.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969.
- Хорева И. М.* Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря.— Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 225.
- Чочиа Н. Г.* Основные проблемы современной геологии антропогена СССР.— Записки Ленингр. горного ин-та, 1974, т. 67, вып. 2.
- Шараф Ш. Г., Будникова Н. А.* О вековых изменениях элементов обращения Земли.— Бюлл. Ин-та теоретич. астрон. АН СССР, 1967, т. 11, № 4 (127).
- Шелкопляс В. Н.* Геохронология лёссовой формации по данным термолюминесцентного метода.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев: Наукова думка, 1974.
- Шик С. М.* Рославльские межледниковые отложения центральной части Русской платформы. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Штукенберг А. А.* Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тиманскую тундру (исследования 1874 г.). Спб., 1875.
- Шумилова Е. В., Троицкий С. Л.* Гранулометрический и минералого-петрографический состав четвертичных пород в разрезе у зимовья Пустого.— В кн.: Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974.
- Яковлев С. А.* О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время.— Бюлл. Ком. по изучен. четв. пер., 1947, № 9.
- Shackleton N. J., Matthews R. K.* Oxygen isotope stratigraphy of late pleistocene coral terraces in Barbados.— Nature, 1977, v. 268, N 5621.
- Steinen R. P., Harrison R. S., Matthews R. K.* Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 B. P.: evidence from the subsurface of Barbados, West Indies.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, N 1.
- Vernekar A. D.* Long-period global variations of incoming solar radiation.— In: Research on theory of climate, II: Hartford, Conn., 289, May 1968.