

И.Д. ДАНИЛОВ

## ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ СТРАТИГРАФИИ МОРСКОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СУБАРКТИЧЕСКИХ РАВНИН ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ

Равнины Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей занимают громадные пространства севера евроазиатского материка. Проблемы строения слагающих их плейстоценовых отложений решаются на протяжении более ста лет. В последнее время, благодаря широкой постановке глубокого бурения и применению комплексной новейшей методики изучения пород, сложились представления о преимущественно бассейновом, морском происхождении плейстоценовых отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири (Б.Л. Афанасьев, О.Ф. Барановская, В.Д. Безроднов, В.И. Белкин, Г.Н. Бердовская, К.К. Воллосович, И.Г. Гладкова, И.Д. Данилов, Н.Г. Загорская, И.Л. Зайонц, В.С. Зархидзе, В.А. Зубаков, И.Л. Кузин, Ю.Н. Кулаков, Р.Б. Крапивнер, Г.И. Лазуков, Ф.М. Левина, О.М. Лев, Т.А. Матвеева, А.И. Попов, И.В. Рейнин, В.В. Рогожин, И.И. Рюмина, И.Н. Семенов, В.Я. Слободин, П.Н. Софронов, О.В. Суздальский, Н.Г. Чочиа, З.И. Яшина и др.). Изменение представлений о генезисе основных толщ плейстоценовых отложений поставило перед исследователями новый круг вопросов и, в частности, вопрос о принципах их стратиграфии.

Согласно концепции неоднократного распространения на территории Печорской низменности и севера Западной Сибири ледниковых покровов основной принцип стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений сводится к выделению моренных (ледниковых) и разделяющих их межморенных (межледниковых и межстадиальных) горизонтов. По этому принципу построены многие получившие широкое признание схемы расчленения плейстоценовых отложений северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири [*Григорьев, 1924; Яковлев, 1956; Лаврова, 1949; Краснов, 1947; Сакс, 1953; Москвитин, 1960; Стрелков, 1965; Троицкий, 1966; и др.*].

При этом понимание термина «моренные отложения» даже у сторонников неоднократного распространения в названных районах покровных оледенений существенно различное. Большинство исследователей видит критерий ледникового генезиса глинистых и суглинистых отложений в наличии включений грубообломочного материала (гравия, гальки, дресвы, щебня, валунов, глыб), в слабой сортированности мелкоземистого вещества [*Яковлев, 1956; Заррина, Краснов, 1961; Станкевич, 1964; Лавров, 1965; Кузнецова, 1968; и др.*]. Макро- и микрофаунистические остатки в валунных отложениях, по мнению этих авторов, переотложены ледником из более древних межледниковых отложений. Одним из безусловных доказательств ледникового генезиса слабо сортированных валунных отложений считается наличие взаимосвязанных с ними ленточных глин [*Краснов, 1947; Ламакин, 1948; Станкевич, 1964*]. Согласно такому пониманию термина «моренные» отложения, большая часть разреза плейстоценовых отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири является континентально-ледниковой, ибо валунные слабо сортированные глинистые и суглинистые разности пород преобладают в разрезе плейстоценовых отложений названных районов. Иногда они слагают до 80-90% разреза. В отдельных районах можно выделить два, три, четыре, пять и более горизонтов слабо сортированных валунных отложений, разделенных более сортированными, слоистыми, менее валунными или безвалунными породами.

С другой стороны, ряд исследователей, также стоящих на позициях признания неоднократных покровных оледенений равнин севера Евразии, считают валунные

слабо сортированные разности глинистых и суглинистых отложений, содержащие остатки морской фауны, отложениями шельфовых арктических мокрей. Согласно представлениям этих исследователей, большая часть разреза плейстоценовых отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири сложена морскими осадками [Сакс, 1953; Сакс, Антонов, 1945; Лаврова, 1949; Троицкий, 1966; Гудина, 1969]. Валунны считаются включенными в морские отложения с фауной моллюсков и фораминифер. Ленточные глины, связанные постепенными переходами с валунными глинами и суглинками, рассматриваются как солоноватоводные фации морских отложений. О ледниково-морских (солоноватоводных) ленточных глинах с остатками *Portlandia arctica* Gray на Кольском полуострове пишет М.А. Лаврова [1960]. Аналогичные ленточные глины с раковинами *Portlandia arctica*, приуроченными к светлым алевроитовым слоям, описывает для низовьев Енисея и Таймырской низменности С.Л. Троицкий [1966, 1969], эстуарные ленточные глины в разрезах ингрессионной каргинской террасы отмечает В.Н. Сакс [Сакс, Антонов, 1945].

Собственно ледниковые отложения, по В.Н. Саксу, М.А. Лавровой, С.Л. Троицкому, В.И. Гудиной, имеют в общем разрезе плейстоценовых отложений подчиненное значение и представлены либо горизонтами валунно-галечных пород (перемытая морена), либо слоями валунных суглинков лишенных видимых фаунистических остатков, либо водно-ледниковыми песками и галечниками с валунами.

Таким образом, одни и те же толщи отложений попадают в схемы, построенных по одному и тому же принципу - выделению моренных ледниковых и разделяющих их межледниковых горизонтов, в различные генетические группы и различные стратиграфические подразделения. Например, толща темно-серых глин и суглинков с включениями грубообломочного материала, фациально замещающихся безвалунными отложениями, в Печорской низменности большинством авторов относится к морене максимального (днепровско-московского) оледенения [Варсановьева, 1939; Чернов, 1947; Краснов, 1947; Ламакин, 1948; Лавров, 1965; Кузнецова, 1968; и др.]. Аналогичная по всем литологическим признакам и строению толща темно-серых санчуговских глин и суглинков с валунами и без них на северо-востоке Западной Сибири почти всеми исследователями, за редким исключением [Зарина, Краснов, 1961; Каплянская, Тарноградский, 1975], рассматривается как морская и большинством авторов - как межледниковая [Сакс, 1945, 1953; Сакс, Антонов, 1945; Стрелков, 1965; Троицкий 1966, 1969; и др.]. Некоторые авторы относят морские по генезису (санчуговские) глины и суглинки к эпохе второго среднечетвертичного (тазовского) оледенения [Архипов, 1960; Лаврушин, 1959] или первого верхнечетвертичного (енисейского) оледенения [Зубаков, 1972]. Одни и те же толщи валунных глинисто-суглинистых отложений в различных стратиграфических схемах с выделением отложений покровных ледников попадают в разряд морских межледниковых, ледниковых континентальных и ледниково-морских накоплений.

Изложенное показывает, что для выделения горизонтов континентальных ледниковых отложений нет убедительных критериев. Валунность и слабая сортированность отложений не являются показателями исключительно ледникового генезиса отложений. В настоящее время хорошо известно, что донные осадки полярных шельфовых морей также содержат валуны и слабо сортированы [Самойлов, Горшкова, 1924; Кленова, 1948; Лисицын, 1961; Шенард, 1951; и др.]. Наличие ленточно-слоистых осадков, как было показано, не является свойством только приледниковых условий осадконакопления. Ленточно-слоистые осадки образуются в лагунах, эстуариях и западинах морского дна.

Холмисто-западинный «типично ледниковый конечноморенный» рельеф в ряде случаев непосредственно с поверхности сложен морскими осадками с фауной моллюсков и фораминифер. На северо-востоке Печорской низменности резкий холмисто-западинный с бессточными озерами рельеф складывается из песков с обильной фауной моллюсков - преимущественно астарта [Станкевич, 1961]. Разрез возвышенного грядового и холмистого рельефа в низовьях Енисея также представлен породами, содержащими микрофауну фораминифер и морских моллюсков [Данилов, Недешева, 1967, 1969; Слободин, Михалюк, 1967].

Вследствие ненадежности генетических критериев континентальных ледниковых отложений и все более широкого признания морского происхождения валуноносных пород на севере Западной Сибири и в Печорской низменности стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений на основе выделения ледниковых моренных отложений встречает все большие затруднения. Предложения подходить к выделению морских и ледниковых отложений по наличию или отсутствию фаунистических остатков в конкретных слоях и разрезах [Архипов, Гудина, Троицкий, 1968] представляются малоубедительными. Известна фациальная изменчивость морских плейстоценовых пород. Даже соседние по положению в разрезе образцы из одного и того же литологического слоя могут содержать и не содержать фаунистические остатки. Проведенное изучение микрофауны в 10 образцах из одного и того же слоя на расстоянии всего в 50 м показало, что в одних образцах содержание раковин достигало 650 экземпляров, в других - нескольких десятков, а в некоторых фораминиферы вообще отсутствовали. Особенно неравномерно распределены в толщах морских пород остатки фауны моллюсков, которые часто образуют линзовидные скопления типа «банок», или обогащают отдельные прослои.

Климатостратиграфическое направление, основанное на выделении ледниковых и межледниковых эпох, находит свое выражение и с позиций признания морского происхождения основных толщ плейстоценовых отложений на равнинах севера Евразии. Предпринимаются попытки найти отражение эпох похолоданий (оледенений) и потеплений (межледниковий) в количестве содержащегося в морских осадках грубообломочного материала, в изменении палинологических и фаунистических характеристик по разрезу [Зубаков, 1972, 1972а; Лазуков, 1970].

Несомненно, что различия в содержании грубообломочного материала в близких литологических разностях пород отражают фациальные условия осадконакопления. Однако остается неясным, имеют ли они стратиграфическое значение. Во всех работах, посвященных характеристике плейстоценовых отложений северо-восточных (приенисейских) районов Западной Сибири, В.Н. Сакс отмечает, что санчуговскому горизонту свойственно сочетание валунных и безвалунных разностей глинисто-суглинистых пород. Валунные глины и суглинки переходят в безвалунные как по разрезу (по вертикали), так и фациально замещают друг друга в горизонтальном направлении. Аналогичная картина наблюдается и в Печорской низменности [Данилов, 1969; Попов, 1963].

Неоднократно как в Печорской низменности, так и на севере Западной Сибири наблюдался фациальный взаимопереход глинисто-суглинистых валунных пород в безвалунные, сортированные алевриты, пески. О большой фациальной изменчивости салехардских отложений в низовьях Оби и о чередовании в них валунных и безвалунных слоистых разностей пишет и Г.И. Лазуков [1970]. Ряд разрезов плейстоценовых отложений почти от поверхности до кровли коренных пород сложен однообразной, монотонной толщей темно-серых слабо сортированных мореноподобных суглинков мощностью более 100 м. Однако в расположенных рядом, в тех же геоморфологических условиях, скважинах вскрывается пестрый в

литологическом отношении комплекс пород, в котором можно выделить валунные фации, соответствующие ледниковым, и безвалунные, соответствующие межледниковым. Приведенный материал показывает, что весьма трудно решить вопрос, с чем связано увеличение в осадках содержания грубообломочного материала, с эпохами похолоданий и потеплений или с фациальными условиями осадконакопления. Вероятно, последние играли более определяющую роль.

Существует также мнение, что количество содержащегося в морских осадках грубообломочного материала определяется скоростью осадконакопления [Попов, 1965]. Более глубоководные медленно накапливающиеся глины и суглинки содержат поэтому большее количество грубообломочных включений, а быстро накапливающиеся песчаные и алевритовые породы - меньшее количество. Предполагается, что разнос грубообломочного материала припайными льдами и айсбергами оставался в течение времени относительно постоянным. Несмотря на убедительность в целом такой трактовки различий в содержании грубообломочного материала в морских осадках остается непонятным его отсутствие в хорошо сортированных глинах с глубоководной фауной.

Концепция отнесения валунных мореноподобных фаций к эпохам похолоданий и безвалунных - к эпохам потеплений исходит из предположения, что увеличение ледовитости морского бассейна приводит к увеличению количества поступающего на дно грубообломочного материала. Однако это соотношение имеет далеко не всегда прямой характер. В этой связи обратимся к современным донным осадкам арктических морей. Увеличение содержания в них включений грубообломочного материала происходит до определенного предела ледовитости [Сакс, 1952]. Карское море менее ледовито, чем море Лаптевых и Восточно-Сибирское, а Баренцево море еще менее, чем Карское. Однако грунты в Баренцевом и Карском морях более грубые, содержат значительно большее количество грубообломочного материала, чем в море Лаптевых и Восточно-Сибирском [Самойлов, Горикова, 1924; Сакс, 1952; Кленова, 1948; и др.].

Для того чтобы грубообломочный материал, унесенный льдами морского припая и айсбергами, мог поступать в донные грунты, лед должен растаять в пределах акватории моря. Этот процесс в условиях холодноводных морей (Лаптевых и Восточно-Сибирского) происходит исключительно медленно, благодаря чему донные осадки почти не содержат грубообломочных включений, хотя галечно-валунные пляжи по берегам имеются в не меньшем количестве, чем в Карском море с его отмельными берегами полуостровов севера Западно-Сибирской низменности.

В более теплых Карском и Баренцевом морях несмотря на их меньшую ледовитость (особенно в Баренцевом море) припайные льды успевают растаять и обогащают донные осадки. Активно тают здесь и айсберги. Бассейн Белого моря никак нельзя отнести к высокоарктическим, однако донные осадки его содержат большое количество грубообломочного материала, вес которого на площади  $0,5 \text{ м}^2$  составляет 100-500 г, достигая 1209 г [Горикова, 1931].

Общей закономерностью можно считать, что те моря, в которых ледовый покров распространен наиболее широко, мощный и существует большую часть года, оказывая консервирующее влияние на развитие волнений, где лед малоподвижен и медленно тает (вследствие охлаждения приповерхностных вод), отличаются однородным тонким составом донных осадков, лишенных включений грубообломочного материала [Сакс, 1952]. Накопление тонких илов возможно на глубине 10 м и менее.

В тех арктических морях, ледовый режим которых менее суров, отлагаются более грубые осадки, содержащие большое количество включений грубообломочного материала. Накопление тонких илов возможно во впадинах донного рельефа на

сравнительно большой глубине [Кленова, 1948; Сакс, 1952; Шупард, 1951, 1969; Emery, 1969].

Таким образом, увеличение содержания в морских осадках грубообломочного материала не есть доказательство, как это принято думать, увеличения ледовитости и холодноводности арктических морских бассейнов, т.е. не является следствием увеличения суровости климата. Для того, чтобы донные осадки обогащались грубообломочным материалом, морской бассейн должен быть относительно холодноводным и иметь вдоль берегов достаточно мощные припайные льды и в то же время быть сравнительно тепловодным (для арктических условий), чтобы льды успевали растаять в пределах акватории моря, а не выносились за его пределы.

Выделение эпох похолоданий (ледниковий) и потеплений (межледниковий) основывается иногда на данных минералогического анализа. Критерием для отнесения тех или иных горизонтов к эпохам похолоданий и потеплений является коэффициент устойчивости  $K_y$ , который вычисляется по отношению устойчивых и неустойчивых к химическому выветриванию минералов в легкой и тяжелой фракциях. Некоторые авторы выделяют в осадках ямальской серии низовий Оби до шести циклично повторяющихся минералогических зон, связанных с климатическими изменениями [Гольберт и др., 1965, с. 71]. Однако, согласно Г.И. Лазукову [1970], «Сравнение результатов анализов отложений салехардской свиты с данными по полуйской и казымской свитам позволяет делать вывод о том, что все они в минералогическом отношении сходны» (с. 38). Критикуя положения, выдвинутые в работе А.В. Гольберта, В.И. Гудиной, Г.М. Левковской, Г.И. Лазуков отмечает, что «в скв. 12 (нижняя Обь) отнесены к эпохам потеплений отложения с  $K_y$  1,5-1,8, а в скв. 77 (Северная Сосьва) отложения с такими же  $K_y$  - к эпохам похолоданий. Для скв. 24 Туруханского профиля отложения с  $K_y = 2$  относят к эпохам похолоданий, а в скв. 5 (Большая Хета) к ним отнесены отложения с  $K_y$  0,5-0,7. Отложения же с  $K_y$  1,3-1,4 отнесены к эпохам потеплений» (с. 40). В результате критического рассмотрения данных минералогического анализа Г.И. Лазуков делает вывод о невозможности их использования для целей климатостратиграфического расчленения морских отложений севера Западной Сибири.

Наши данные также показывают, что минералогический состав морских плейстоценовых отложений по всему разрезу весьма сходный, и делать на его основе стратиграфические заключения нет оснований. Кроме того, следует учитывать возможную смену во времени питающих терригенно-минералогических провинций, которая влияет на изменение количественного значения коэффициента устойчивости.

Наиболее широко применяемым методом климатостратиграфического расчленения плейстоценовых отложений, как известно, является спорово-пыльцевой анализ. Однако даже авторы, строящие стратиграфию в значительной степени с учетом данных спорово-пыльцевого анализа, признают недостаточную убедительность этих данных для толщ морских отложений. Так, Г.И. Лазуков [1970] констатирует для района низовий Оби: «Несмотря на длительность аккумуляции морских отложений спектры довольно однообразны, что уменьшает их роль в стратиграфическом расчленении. Это усугубляется тем, что по всему разрезу довольно много явно переотложенной пыльцы и спор палеозойских, мезозойских, палеогеновых и неогеновых растений. Их содержание часто достигает 40-50, а иногда 80-90%» (с. 273). И далее (с. 274): «Все это делает спорово-пыльцевые анализы морских отложений ненадежными при корреляциях и не позволяет использовать их в качестве основы для стратиграфического расчленения. Однако совместно с другими данными они позволяют выделять отложения полуйской, казымской и салехардской свит».



Аналогичную точку зрения о практической неприемлемости метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфии морских отложений высказывает В.А. Зубаков [1972] - один из наиболее последовательных сторонников климатостратиграфического направления в расчленении плейстоцена. В.А. Зубаков отмечает, что климатостратиграфическое расчленение новейших отложений на горизонты ледниковый и межледниковый по материалам одной только зоны морских трансгрессий практически почти невозможно. Оно выполнимо только после корреляции осадков этой зоны с ледниковой зоной.

Вполне понятно стремление многих авторов увязать стратиграфию морских отложений севера Западной Сибири со ставшей широко признанной ледниковой схемой Европы, построенной главным образом на палинологической основе. На практике же сделать это оказывается крайне затруднительным, что признают сами представители климатостратиграфического направления.

В осадках морских бассейнов споры и пыльца «местного» происхождения отсутствуют. Пыльца и споры, синхронные морским осадкам, приносятся реками и ветром с прилегающей суши. Такими крупными транзитными реками, как Обь и Енисей, несомненно существовавшими в плейстоцене, споры и пыльца могут приноситься из очень отдаленных районов. Реки переносят вместе с влекомыми и взвешенными наносами пыльцу из более древних, размытых ими отложений, являющихся источником терригенного материала современных донных морских осадков. Переотложенная пыльца поступает в морские осадки за счет размыва побережий, а также вместе с материалом, вытаявающим из айсбергов.

Большое количество переотложенной пыльцы в плейстоценовых (доказанцевских) морских отложениях низовьев Енисея отмечает Ф.М. Левина [Загорская и др., 1965] «... в каждом образце от 50 до 90% общего состава пыльцы обычно представлены переотложенными спорово-пыльцевыми комплексами. В этой переотложенной части спектра находится пыльца таких растений, как *Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Castanea*, *Tsuga*, *Myrica*, *Carya*, *Pterocarya*, *Rhus*, *Nissa*, *Ilex* и др., относимые к третичной части спектра» (с. 75).

Показательно, что к переотложенной третичной пыльце относят обычно только экзотические виды, что в общем-то и естественно. Однако данные А.П. Лисицына [1961] по айсберговым отложениям близ побережья Антарктиды показывают, что переотложенной из третичных отложений может быть и пыльца березы, ольхи, хвойных (вероятно, сосны, ели, пихты, др.), поскольку эти виды произрастали в неогене.

Из этого следует вывод, что в составе спорово-пыльцевых спектров часть, может быть весьма значительная, пыльцы растений, относимая к четвертичной, в действительности является переотложенной из более древних неогеновых пород. Это обстоятельство делает спорово-пыльцевые спектры более «лесными». На данном уровне развития спорово-пыльцевого метода трудно (вероятно, невозможно) отличить пыльцу тех видов берез, сосен, елей, которые произрастали в неогеновое и четвертичное время. Если же количество переотложенной дочетвертичной пыльцы в морских доказанцевских отложениях на севере Западной Сибири часто достигает 40-50, а иногда 80-90% [Лазуков, 1970] или обычно составляет от 50 до 90% [Загорская и др., 1965], то в составе спорово-пыльцевых спектров несомненно содержится также переотложенная пыльца третичных растений, относимая к непереотложенной четвертичной пыльце.

Все сказанное показывает сложность и ненадежность восстановления палеогеографических и палеоклиматических условий по спорово-пыльцевым спектрам морских отложений. Всеми исследователями констатируется невыразительность,

слабая изменчивость спорово-пыльцевых спектров по разрезу основных толщ морских отложений. Применяя спорово-пыльцевой метод при стратиграфии морских отложений низовьев Оби, Г.И. Лазуков делает вывод, что в отложениях казымской свиты довольно много пыльцы древесных растений (сосны, сибирского кедра, ели, древовидной березы), в отложениях же салехардской свиты количество древесной пыльцы уменьшается, в ней преобладает пыльца березы (древовидной и особенно кустарниковой). Однако далее автор отмечает, что «в некоторых разрезах различия весьма слабы и диаграммы получаются однообразными». И еще ниже: «Следует указать, что в некоторых разрезах салехардской свиты преобладает пыльца древесных пород» [Лазуков, 1970].

Более надежные результаты дает применение спорово-пыльцевого анализа при изучении морских террас, сложенных прибрежно-морскими отложениями, ибо здесь возможные источники переотложенной пыльцы ограничены. Поэтому третичная часть спектра в казанцевских отложениях ничтожна [Загорская и др., 1965]. По-видимому, еще более достоверно палеоландшафтные условия могут быть восстановлены по спорово-пыльцевым спектрам из озерных, лагунных, эстуарных, аллювиальных, иными словами, континентальных субаквальных отложений и, конечно, торфяников.

Расчленение плейстоценовых отложений на основе климатостратиграфического принципа производится также по смене комплексов фауны морских моллюсков. Наличие таких представителей арктической и высокоарктической фауны, как *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Joldiella lenticula* (Möll.), *J. fraterna* (Vecrill et Bush), *J. hyperborea* Torrell, *Portlandia arctica* и др. связывается с условиями холодноводного бассейна позднеледникового [Троицкий, 1964] или ледникового [Архипов, 1960; Лаврушин, 1959] времени. Вместе с тем другие авторы слои, вмещающие вышеуказанную фауну, откосят к межледниковым эпохам [Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1945, 1953; Стрелков, 1965; и др.], а некоторые даже к плиоцену [Загорская и др., 1965] или к неогену в целом [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966].

Столь существенные различия в понимании палеогеографического (вернее палеоэкологического), а следовательно, и палеоклиматического значения комплексов морских моллюсков являются результатом того, что холодолюбивые виды преимущественно глубоководные. Во многих случаях трудно решить, с чем связано появление этого комплекса: с увеличением глубины бассейна или с ухудшением климатических условий. То же в значительной степени относится к комплексу бореальной теплолюбивой фауны с *Cyprina islandica* L., *Cardium edule* L., ибо она всегда приурочена к прибрежно-морским мелководным фациям.

В этой связи представляет интерес тот факт, что толщи относительно глубоководных глин и суглинков с арктической и аркто-бореальной фауной в Печорской низменности и реже на севере Западной Сибири содержат довольно частые обломки раковин *Cyprina islandica*, рассеянные по разрезу отложений. Следовательно, в период накопления глубоководных отложений с арктической фауной в прибрежных районах морского бассейна существовала бореальная фауна с *Cyprina islandica*. Согласно данным А. Кларка [Шварцахер, Ханкинс, 1964], раковины из глубоководных донных осадков Северного Ледовитого океана являются мелководными формами и большинство из них перенесено льдами из мелководных зон шельфовых морей.

Один из высокоарктических видов, который принято считать показателем суровых ледниковых климатических условий на Севере Евразии (*Portlandia arctica*), «широко распространен среди современной бентальной фауны открытых частей Енисейского залива» [Троицкий, 1966, с. 121]. Известно, что условия в современном Енисейском заливе не приледниковые.

Холодноводный арктический и высокоарктический комплекс моллюсков часто сочетается с наиболее богатым в видовом и количественном отношении комплексом фораминифер (туруханско-колвинским), говорящем о нормальных условиях солёности [Гудина, 1969] и относительной тепловодности морского бассейна [Загорская и др., 1965].

В некоторых случаях удастся наблюдать сочетание в одних и тех же слоях (в одном обнажении) арктической и бореальной фауны. Смешанный комплекс фауны морских моллюсков обнаруживается, например, по всему разрезу плейстоценовых отложений юго-западных склонов Пай-Хоя в низовьях р. Хей-Яга (правого притока р. Коротаиха).

Вскрывающиеся в основании разреза сизовато-серые глины с валунами содержат остатки таких представителей высокоарктической и арктической фауны, как *Serripes groenlandicus* (*Cardium groenlandicum*), *Cardium ciliatum* Fabr., преобладает преимущественно арктический относительно глубоководный вид *Astarte montagui* var. *striata* Leach. Вместе с тем в глинах присутствуют бореальные виды *Balanus hameri* (Asc.), *Mytilus edulis* L., *Cyprina islandica*, богатый комплекс микрофауны фораминифер (26 видов, до 629 экземпляров в образце) и морских остракод (7 видов). В залегающих выше тонкозернистых песках, наряду с высокоарктическими *Serripes groenlandicus* и *Cardium ciliatum*, встречены бореальные *Buccinum undatum* L. и *Cyprina islandica*. Сочетание *Serripes groenlandicus* и *Cyprina islandica* характерно и для вышележащей толщи темно-серых слабо сортированных мореноподобных суглинков. Остатки *Cyprina islandica* во всех типах рассмотренных отложений представлены исключительно обломками. В песках обломки многочисленны, в глинах и суглинках они редки, но достаточно постоянны. Наличие редких, постоянно встречающихся обломков раковины циприн по всему разрезу плейстоцена близ юго-западных подножий Пай-Хоя и в том числе в глубоководных глинах и суглинках, наряду с арктической и высокоарктической фауной, связано с тем, что в близко расположенных предгорьях Пай-Хоя проходила береговая линия. В литоральных условиях обитала прибрежная мелководная и в то же время относительно тепловодная фауна, остатки которой выносились из зоны литорали волнениями и припайным льдом. Обломки раковин *Cyprina islandica* обычно оглажены и происходят от крупных толстостенных экземпляров, раковины арктических и высокоарктических видов мелкие и тонкостенные, как правило, давленные.

Все вышеизложенное позволяет сделать заключение, что в условиях одного бассейна в одно и то же время возможно сочетание холодноводных (глубоководных) и тепловодных (мелководных) фаун. Иными словами, состав фаунистических комплексов определяется главным образом фациальными (палеоэкологическими) условиями осадконакопления.

Недоучет этого обстоятельства приводит к противоречивым выводам. Так, обычно все пески, содержащие бореальную фауну с *Cyprina islandica*, в низовьях Енисея и на западе Таймырской низменности рассматриваются как казанцевские. Отнесенные к ним пески с бореальной фауной в верховьях р. Агапы на западе Таймырской низменности [Троицким, 1966] получили, согласно данным В.А. Зубакова [1972a], абсолютную датировку возраста по  $U^{234}/U^{238}$  в  $164\,000 \pm 5\,000$  лет, т.е. возраст их более древний, чем казанцевский. Аналогичным образом к бореальным относились отложения с *Cyprina islandica* близ с. Пупкова в низовьях Енисея, возраст которых оказался по  $U^{234}/U^{238}$  равным  $170\,000 \pm 10\,000$  лет. С бореальной трансгрессией связывались пески и галечники с теплолюбивой фауной в бассейне р. Коротаихи на северо-востоке Печорской низменности. Исследования последних лет с применением бурения показали, что они уходят в глубь водораздельных пространств и перекрыты



мощной толщей валунных (роговских) суглинков [Воллосович, 1966]. Возраст их с учетом данных бурения определяется как палимеевский, пески и галечники отражают регрессивную стадию развития бассейна, отложившего глинистые осадки с колвинским комплексом фауны.

Количество примеров можно было бы умножить, но и приведенные наглядно показывают, что состав бентосной фауны моллюсков в значительной степени определяется фаціальными и палеоэкологическими условиями бассейна. В пределах одного и того же бассейна, но в разных его частях, состав бентосной фауны может быть существенно различным. И видоизменяется он не столько в результате похолодания или потепления климата, сколько в результате общих процессов миграции фауны, обуславливающих эволюцию комплексов, и смены экологических условий бассейна, которые определяются не только температурой, но и питанием, глубиной, грунтами, газовым и гидрологическим режимом, соленостью и т.д. На это обстоятельство обращают внимание И.Л. Кузин и Н.Г. Чочиа [1965].

О большом значении экологии в формировании современных комплексов донной фауны Баренцева моря пишут В.А. Броцкая и Л.А. Зенкевич [1939]. Среди главных факторов, определяющих количество и состав бентосной фауны, авторы отмечают питание, газовый режим среды, температуру, среди второстепенных - химические и физические явления в морской воде, цвет, циркуляцию вод, рельеф дна к глубину, химические и механические свойства грунта.

Хорошо иллюстрируют влияние грунтов на состав донной фауны наблюдения в заливе Фанди [Kindle, 1916]. На мягком черном илу на глубине 2,6 м обнаружено 14 видов моллюсков, на дне из каменистых пород и песка (глубина от 3,6 до 10,2 м) - 26 видов. При этом общими оказались только 3 вида. В ископаемом состоянии два современных фаунистических комплекса вполне могли быть отнесены к различным стратиграфическим горизонтам. Тот же автор [Kindle, 1930] отмечает, что раковины *Cardium edule* на литорали восточного побережья Англии имеют угнетенную форму в песках черного цвета, обогащенных разлагающимся органическим веществом и, следовательно,  $H_2S$ . Их раковины вдвое меньше, чем раковины того же моллюска, живущего на песках светлого цвета.

Подводные наблюдения М.В. Проппа [1962] на сублиторали Баренцева моря в районе Восточного Мурманского побережья показывают, что на каменистых грунтах обнаруживаются участки с богатой теплолюбивой фауной, тогда как остальная площадь дна характеризуется преобладанием холодноводных видов. По сезонам (летом и зимой) границы отдельных видов заметно мигрируют по горизонтали и глубине.

В последнее время стратиграфия морских плейстоценовых отложений севера Западной Сибири и Печорской низменности в значительной степени строится на результатах микрофаунистического анализа [Загорская и др., 1965; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Гудина, 1966, 1969; и др.] и, в основном, по смене комплексов фораминифер. Микрофаунистический анализ существенно способствовал установлению широкого распространения морских отложений на равнинах севера Евразии (как по разрезу, так и на площади). Он несомненно может быть использован при решении стратиграфических задач. Однако основывать стратиграфию морских отложений только (или даже в основном) на данных микрофаунистического анализа вряд ли рационально.

В.И. Гудина [1966] пишет о полном несоответствии комплексов фораминифер и литолого-стратиграфических горизонтов севера Западно-Сибирской низменности. Наблюдения показывают, что в пределах одного и того же горизонта пород,

отвечающего определенному этапу развития морского бассейна, комплексы микрофауны могут быть весьма различны.

В единой толще темно-серых глин и суглинков Печорской низменности и санчуговских глинах и суглинках северо-востока Западной Сибири комплексы фораминифер меняются на площади, что отражает изменение палеоэкологических условий обитания микрофауны. В Печорской низменности отчетливо прослеживается обеднение микрофаунистических комплексов к ее окраинам по мере приближения к предполагаемым берегам бассейна. Комплексы фораминифер меняются даже в одном и том же обнажении, но в разных его частях. В известном разрезе Лабуй-Надо на правом берегу р. Мессо-Яха (юг Гыданского полуострова) вскрывается толща темно-серых оскольчатых суглинков с валунами и фауной моллюсков, отнесенная В.Н. Саксом [1945] к санчуговскому горизонту. Толща суглинков непрерывно прослеживается в обрывах правого берега р. Мессо-Яха на протяжении около 2 км и, безусловно, представляет собой единый стратиграфический горизонт. В нижней по течению реки части обнажения комплекс фораминифер по всему разрезу суглинков насчитывает 11 видов, количественное содержание раковин в образце - 5-7, максимум 12 экземпляров. Фораминиферы представлены в основном эльфидиидовой группой (см. таблицу).

В верхней по течению реки части того же обнажения суглинки содержат комплекс фораминифер, включающий 19 видов, эльфидиидовая группа не преобладает столь резко, как в первом случае, количественное содержание раковин в образце достигает 136-174 экземпляров. Рассмотренное обнажение расположено в низовьях р. Мессо-Яха. В среднем ее течении (в 50 км выше от обнажения Лабуй-Надо) в суглинках, аналогичных по строению и условиям залегания вышеописанным, содержится еще более богатый комплекс фораминифер, насчитывающий 34 вида. Количество раковин в образце достигает 147 экземпляров. Комплекс микрофауны включает также 7 видов морских остракод.

Если в первом обнажении (Лабуй-Надо) комплекс микрофауны близок санчуговскому [Загорская и др., 1965; Гудина, 1969], то во втором он обнаруживает большое сходство с туруханским и включает таких характерных представителей последнего, как *Alabaminoides mitis* и *Glandulina laevigata*.

Таким образом, налицо существенные изменения состава комплексов фораминифер в одном и том же стратиграфическом горизонте на площади. Однако в различных горизонтах, соответствующих различным циклам трансгрессий, присутствуют иногда близкие комплексы фораминифер. Показателен в этом отношении разрез плейстоценовых отложений близ д. Кипиево на широтном отрезке нижнего течения Печоры. Здесь скважинами Гидропроекта с абс. высоты 42,3 м и до глубины 59 м ниже уровня моря вскрыты два горизонта темно-серых слабо сортированных оскольчатых суглинков с включениями грубообломочного материала, разделенных горизонтально- и ленточно-слоистыми глинами. Темно-серые суглинки обоих слоев содержат богатые комплексы фораминифер, что говорит об их формировании в морских условиях. Ленточные и горизонтально-слоистые глины фораминифер не содержат, единичные экземпляры встречены лишь в одном образце в прослое алевроитового состава близ контакта с суглинками.

Следовательно, в разрезе присутствуют два горизонта относительно глубоководных морских суглинков и разделяющие их пресноводные глины. Это позволяет говорить о наличии двух трансгрессивных ритмов, разделенных регрессивным. Продолжительность ритмов была достаточно большой, ибо вскрытая мощность верхнего слоя суглинков 13 м, нижнего 68 м, а разделяющих глин около 18 м.

Таблица. Содержание фораминифер в санчуговских суглинках нижнего и среднего течения р. Мессо-Яха (юг Гыданского полуострова)

Фораминиферы	Обн. Лабуи-Надо, низовья р. Мессо-Яха		Обн. в средней части течения р. Мессо-Яха
	нижняя по течению часть	верхняя по течению часть	
<i>Gordiospira arctica</i>			1
<i>Quinqueloculina circularis</i>		2	
<i>Quinqueloculina</i> sp.			1
<i>Miliolinella</i> cf. <i>subrotunda</i>			1
<i>Pyrgo williamsoni</i>		1-2	1
<i>Globulina glacialis</i>			2
<i>Lagena</i> ex. gr. <i>costata</i>		1	
<i>Lagena</i> sp.			1
<i>Polymorphina curta</i>		1	1
<i>Fissurina</i> sp.			1
<i>Parafissurina</i> cf. <i>tectulostoma</i>			1
<i>Glandulina laevigata</i>			1
<i>Buccella hannai arctica</i>	1		1-3
<i>Buccella frigida</i>		1	
<i>Buccella insitata</i>		1	
<i>Buccella troitzkyi</i>			2
<i>Alabaminoides mitis</i>			1
<i>Pninaella pulchella</i>		3	1-4
<i>Cribrononion obscurus</i>		2	1-4
<i>Cribrononion incertus</i>		1	
<i>Nonionellina labradorica</i>		1	1-2
<i>Elphidium obesum</i>			1-4
<i>Elphidium boreale</i>			1-3
<i>Elphidium subclavatum</i>	1-3	2-83	2-26
<i>Elphidium granatum</i>	1	1-10	1-6
<i>Elphidium</i> sp.			1
<i>Protelphidium asterotuberculatum</i>	2	1-4	1-4
<i>Protelphidium orbiculare</i>	1-2	1-94	1-6
<i>Protelphidium lenticulare</i>	1	1-8	1-3
<i>Protelphidium parvum</i>	1		1
<i>Cribroelphidium goësi</i>	2-3	1-3	1
<i>Stainforthia loeblichii</i>	1	1	1-6
<i>Stainforthia convexa</i>	1		
<i>Fursenkoina glacialis</i>			1
<i>Buliminella elegantissima</i>			1-2
<i>Bulimina marginata</i>			2
<i>Cassidulina subacuta</i>	1-4	1-17	2-32
<i>Cassandra teretis</i>		1	1-5
<i>Planocassidulina norcrossi</i>			1
Содержание раковин в образце	1 - 12	2-174	10-147
Количество видов	11	19	34

Несмотря на смену морского осадконакопления пресноводным, а затем вновь морским, т.е. на перерыв в морском осадконакоплении, в верхнем и нижнем горизонте суглинков содержатся близкие комплексы фораминифер, сходные с падимейским комплексом Печорской низменности. Верхние суглинки содержат 40 видов фораминифер, количественно преобладают *Elphidium subclavatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Cassidulina subacuta* (Gudina). В заметных количествах и постоянно присутствуют *Buccella hannai arctica* Voloshinova, *Protelphidium lenticulare* Gudina, *P. asterotuberculatum* (Voorthuysen), *Elphidium subclavatum*, *Planocassidulina norcrossi* (Cushman). Характерно присутствие *Alabaminoides mitis*, *Phinaella pulchella* Parker. Количество раковин в образце составляет 100-150 (до 189) экземпляров.

Нижние суглинки, залегающие под ленточными глинами, содержат 59 видов фораминифер, количество раковин в образце достигает 526 экземпляров. Преобладающими и характерными являются те же виды, что и в верхних суглинках, к которым добавляется небольшое количество новых: *Haplophragmoides* sp., *Quinqueloculina borea* Gudina, *Miliolinella cf subrotunda* (Montagu), *M. grandis* (Gudina), *Pyrgo williamsoni* (Silvestri),

Смена ритмов осадконакопления в данном случае не привела к смене микрофаунистических комплексов, определяющими явились фациальные (палеоэкологические) условия осадконакопления. Максимум количественного содержания и видового разнообразия фораминифер падает на интервал глубин с абсолютными высотами от -24 до -34 м, что отражает оптимальные условия обитания микрофауны, соответствующие, по-видимому, максимуму трансгрессии. Однако в литологическом составе отложений это не нашло никакого отражения, суглинки не меняют своего облика, оставаясь слабо сортированными, мореноподобными.

Вышеизложенные материалы показывают, что стратиграфическое расчленение морских отложений по количеству содержащегося в них грубообломочного материала, на основе их палинологической характеристики, по составу содержащейся макро- и микрофауны не является достаточно основательным и убедительным. Более убедительные результаты дает сочетание названных методов, но и оно не в состоянии решить задачу стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений, поскольку различные методы приводят часто к противоположным выводам: несоответствие микрофаунистических комплексов литологическим [Гудина, 1966], богатые тепловодные комплексы фораминифер совместно с холодноводной арктической фауной моллюсков [Загорская и др., 1965; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966 и др.], арктическая фауна и лесные спорово-пыльцевые спектры [Загорская и др., 1965] и т.д.

Наиболее надежной основой стратиграфического расчленения толщ новейших отложений бассейнового происхождения представляется ритмостратиграфический метод, дополненный фаунистическими и флористическими характеристиками, позволяющими судить о палеоэкологической и, по мере возможности, в целом о палеогеографической обстановке осадконакопления в бассейнах седиментации и на прилегающей суше. Иными словами, в морском плейстоцене Севера выделяются крупные этапы трансгрессий и регрессий, запечатленные в общем строении толщ. Внутри этих крупных этапов выделяются более мелкие ритмы, соответствующие трансгрессивным или ингрессивным, регрессивным фазам, фазам максимума трансгрессий. Осадки каждой из соответствующих фаз на основе литологического и палеонтологического материала характеризуются с точки зрения палеогеографических условий их накопления. Морские и другие типы бассейновых отложений, слагающие современный рельеф, образуют четко выраженные террасовые уровни, прослеживающиеся на широких пространствах.

Можно возразить, что крупные эпохи похолоданий и потеплений в плейстоцене были более или менее синхронными, если они обусловлены общеземными или космическими причинами, а трансгрессии и регрессии - нет. Однако синхронность похолоданий и потеплений в различных зонах Земли доказана еще недостаточно. Тем более не доказана синхронность возникновения и деградации плейстоценовых ледников в различных регионах [Марков, 1974], на основе чего и выявляются главным образом холодные и теплые эпохи. Причины возникновения и исчезновения ледников в районах с различными, климатическими условиями не однозначны, что подчеркивал в своих работах еще А.И. Воейков. В условиях влажного морского климата - это похолодание. В условиях сурового континентального климата, например севера Сибири, - это увлажнение и увеличение количества выпадающих осадков. Существенные коррективы в процессы возникновения и развития ледников вносят рельеф, преобладающие направления воздушного переноса, морских течений и т.д. В то же время синхронные террасовые уровни прослеживаются на огромных пространствах в прибрежных зонах континентов.

Ритмостратиграфический метод, дополненный палеонтологическими данными, уже достаточно широко применяется при расчленении плейстоценовых отложений Печорской низменности [Дедеев и др. 1966; Попов и др., 1969] и севера Западной Сибири [Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; Загорская и др., 1965; Слободин, Суздальский, 1969]. Выделенные на основе ритмостратиграфического принципа горизонты сопоставляются на достаточно обширных территориях.

Н.И. Николаевым [1962] показано геоморфологическое и стратиграфическое значение крупных колебательных неотектонических движений, которые охватывают более или менее одновременно крупные геотектонические структуры (складчатые зоны, материковые платформы) или даже материки. В неотектонический этап развития все континенты испытали в неогене общее воздымание, затем в нижнем и среднем плейстоцене - общее опускание и в верхнеплейстоценово - голоценовое время - вновь поднятие. Установленные закономерности проявления колебательных неотектонических движений в геологической истории Земли открывают широкие возможности для корреляции морских отложений и сложенных ими уровней рельефа на огромных пространствах, а, возможно, и для Земли в целом. Временные интервалы выделенных Н.И. Николаевым трех основных этапов неотектонического развития, возможно, требуют уточнения, но несомненна последовательность их проявления и общая синхронность.

Так, на севере Евразии практически повсеместно в неогене фиксируется этап регрессии и глубокого эрозионно-денудационного расчленения рельефа. Днища переуглубленных и ныне погребенных долин фиксируются на глубинах до 150-200 и даже свыше 300 м ниже современного уровня моря. Следовательно, в это время поверхность арктического шельфа была сушей, достаточно высоко поднятой над уровнем моря. В конце плиоцена (эоплейстоцене) начинается этап повсеместного опускания, который продолжался вплоть до конца среднего плейстоцена. Это привело к широкому развитию трансгрессий в западном секторе субарктической Евразии, сформировавших мощный покров морских осадков. На равнинах Северо-Востока СССР этот этап выразился в формировании озерно-аллювиальных толщ повышенной мощности, в строении которых принимают частичное участие лагунные и эстуарные фации, особенно в нижних частях разреза. После того как были накоплены осадки, слагающие наиболее возвышенные пространства аккумулятивных равнин, т.е. с верхнего плейстоцена, начинается новый этап восходящего неотектонического развития, выразившийся в формировании серии террасовидных геоморфологических водораздельный уровней, морских и речных террас.



На фоне отмеченных крупных ритмов, обусловленных макроколебаниями, прослеживаются колебательные движения второго порядка, с которыми связано ритмичное строение морских толщ, а также формирование отмеченных уровней рельефа и террасового комплекса [Николаев, 1962; Афанасьев, 1975]. Б.Л. Афанасьевым показана закономерная упорядоченность во времени и пространстве колебаний второго порядка, из чего следует, что неотектонический контроль осадочного процесса и рельефообразования в новейший геологический этап развития Земли осуществлялся на достаточно дробном таксономическом уровне. Количество колебаний мелкого порядка на фоне крупных непроизвольно и поддается учету по ритмам осадочных толщ или ярусам слагаемого ими рельефа. Установление временных интервалов каждого ритма колебательных движений второго порядка и закономерности их проявления во времени открывает широкие возможности для стратиграфического расчленения новейших отложений и их корреляции в пространстве.



Кривая колебательных движений на территории севера Западной Сибири и Печорской низменности в плейстоцене

Так, толщи бассейновых отложений, слагающие в основном равнины севера Западной Сибири и Печорской низменности, имеют четкую ритмичную последовательность в напластовании, отражающую изменение во времени характера колебательных движений и вызванных ими трансгрессий и регрессий (см. рисунок). В основании плейстоценового разреза залегают трансгрессивные мелководные фации, затем более глубоководные фации ингрессии (в пределах понижений древнего погребенного рельефа), выше залегают регрессивно-трансгрессивные фации, фации максимального развития трансгрессии; завершается разрез водораздельных пространств мощной толщей регрессивных отложений. В комплекс ниже- и среднеплейстоценовых осадков наиболее возвышенных водоразделов с абсолютными высотами до 200-250 м вложены более молодые верхнеплейстоценовые осадки

морских террасовых уровней на абсолютных высотах 60-80, 40-60, 20-30 м, а также низких голоценовых и современных террас.

## ЛИТЕРАТУРА

*Афанасьев Б.Л.* Закономерности колебательных движений и их роль в развитии рельефа Земли. - В кн.: Геология фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975.

*Архипов С.А.* Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. - «Труды ГИН АН СССР», 1960, вып. 30.

*Архипов С.А., Гудина В.И., Троицкий С.Л.* [Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валуносодержащих отложениях Западной Сибири в связи с вопросом об их происхождении.](#) - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968.

*Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н.* [Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области.](#) - В кн.: Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М., Изд-во МГУ, 1966.

*Броцкая В.А., Зенкевич Л.А.* Количественный учет донной фауны Баренцева моря. - «Труды ВНИРО», 1939, т. 4.

*Варсановьева В.А.* Четвертичные отложения Печорского края и Северного Урала. - «Труды Сов. секц. Международ. ассоц. по изучению четвертичного периода», 1939, вып. 4.

*Воллосович К.К.* Материалы для познания основных этапов геологической истории Европейского северо-востока в плиоцене - среднем плейстоцене. - В кн.: «Геология кайнозоя севера европейской части СССР». М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.

*Гольберт А.В., Гудина В.И., Левковская Г.М.* Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.

*Горшкова Т.И.* Химико-минералогическое исследование осадков Баренцева и Белого морей. - «Труды Гос. океанограф. ин-та». Л., 1931. т. 1, вып. 2-3.

*Гудина В.И.* Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М., «Наука», 1966.

*Гудина В.И.* Фораминиферы Енисейского Севера. - В кн.: Морской плейстоцен Сибирских равнин. М., «Наука», 1969.

*Данилов И.Д.* Происхождение валунных плейстоценовых отложений Печорской низменности и роль ледово-ледникового фактора в их формировании. - В кн.: Изучение географических процессов в ландшафтах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.

*Данилов И.Д., Недешева Г.Н.* [Значение ледово-морского фактора в формировании рельефа и слагающих его отложений нижнего течения р. Енисея.](#) - В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.

*Дедеев В.А. и др.* Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. - «Труды ВНИГРИ», 1966, вып. 245.

*Загорская Н.Г. и др.* [Морские неоген \(?\) - четвертичные отложения нижнего течения реки Енисея.](#) М., «Недра», 1965.

*Заррина Е.П., Краснов И.И.* Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности. - «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1961, т. 64.

*Зубаков В.А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1972.

Зубаков В.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., «Наука», 1972а.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. О ледниковом происхождении санчуговской свиты Нижне-Енисейского района. - «ДАН СССР», 1975, т. 224, № 3.

Кленова М.В. Геология моря. М., 1948.

Краснов И.И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности. - «Бюлл. комисс. по изучению четвертичного периода», 1947, № 9.

Кузин И.Л., Рейнин И.В., Чочиа Н.Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенении. - «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1961, т. 64.

Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.

Кузнецова Л.А. Стратиграфия и основные генетические типы плейстоценовых отложений Печорского Приуралья. - «Тез. докл. рабочего Совещания по вопросу стратиграфии и генезиса кайнозойских отложений северо-востока европейской части СССР». АН СССР, Комиссия по изучению четвертичного периода. М., 1968.

Лавров А.С. К вопросу о генезисе валунных суглинков севера европейской части СССР. - «ДАН СССР», 1965, т. 163, № 5.

Лаврова М.А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. - «Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та. Сер. геогр. наук», 1949, № 6.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Лаврушин Ю.А. Стратиграфия четвертичных отложений долины среднего течения р. Турухан. - «Труды ГИН АН СССР», 1959, вып. 32.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970.

Ламакин В.В. Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины. - «Бюлл. комисс. по изучен. четвертичн. периода», 1948, вып. 12.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Марков К.К. Материковые оледенения и морские трансгрессии, в плейстоцене. - «Бюлл. комисс. по изучению четвертичн. периода», 1974, №42.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., «Недра», 1962.

Попов А.И. Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры. - В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963.

Попов А.И. и др. Четвертичные отложения Печорской низменности (генезиса, возраст, стратиграфия). - В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.

Пропп М.В. Подводные наблюдения в сублиторали Баренцева моря. - «Труды океаногр. комисс. АН СССР», 1962, т. 14.

Сакс В.Н. К стратиграфии четвертичных отложений в бассейне рек Мессо, Пур и Таз. - «Труды Горногеологич. управл.», 1945, вып. 16.

Сакс В.Н. Условия образования донных осадков в арктических морях СССР. - «Труды НИИГА», 1952, т. 35.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. - «Труды НИИГА», 1953, т. 77.

Сакс В.Н., Антонов К.В. [Четвертичные отложения и геоморфология Усть-Енисейского порта](#). - «Труды Горногеологич. управл.» М.-Л., 1945, вып. 16.

Самойлов Я.В., Горшкова Т.И. Осадки Карского и Баренцева морей. - «Труды плавучего морского научного ин-та», 1924, вып. 14.

Слободин В.Я., Михалюк Ю.Н. О генезисе и стратиграфическом положении «зырянского горизонта». - В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., 1967.

Слободин В.Я., Суздальский О.В. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Западной Сибири в зоне трансгрессий. - В кн.: Мат-лы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., 1969.

Станкевич Е.Ф. [О четвертичных отложениях района Вашуткиных озер и рек Лобегей-Ю и Няртей-Яги](#). - «Тез. докл. Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода 16-27 мая 1957 г. Русская равнина», М., 1961.

Станкевич Е.Ф. О происхождении валунных суглинков в Большеземельской тундре. - «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12.

Стрелков С.А. Север Сибири. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1965.

Троицкий С.Л. [Основные закономерности изменения фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии](#). - «Труды ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», 1964, вып. 9.

Троицкий С.Л. [Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор. Бырранга](#). М., «Наука», 1966.

Чернов Г.А. [Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры](#). - «Бюлл. комисс. по изучению четвертичного периода», 1947, № 9.

Шепард Ф.П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.

Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины, М., Госгеолтехиздат, 1956.

Emery K.O. The continental shelves. - «Sci. Amer.», 1969, vol. 221, N 3.

Kindle E.M. Bottom control of marine Fauna, as illustrated by dredging in the Bay of Fundy. - «Am. Journ. Sci.», 1916, vol. 41.

#### **Ссылка на статью:**



Данилов И.Д. **Принципы и методы стратиграфии морского плейстоцена субарктических равнин Западной Евразии.** В кн.: Исследования прибрежных равнин и шельфа Арктических морей. М.: Изд-во МГУ. 1979. С. 3-24.