

МОЩНОСТЬ ЛЬДА РАННИХ СТАДИЙ ОТСТУПАНИЯ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ РАННИХ МЕЖСТАДИАЛОВ В ЛАТВИИ

И. Вейнбергс, А. Саввантов, В. Стелле, А. Цериня

Среди восстанавливаемых характеристик ледниковой среды важное значение имеет реконструкция величин мощности льда отступающего ледникового покрова. Рассматриваемый и принимаемый способ определения мощности отступающего ледника предлагает для этих целей применять гипсометрическое расположение вершинных поверхностей, именуемых в литературе платообразными озерно-ледниковыми возвышениями или звонцами. Генетические представления о строении звонцев и их внутриледниковом происхождении излагались И. Данилансом [1965], В. Куршс [1967] и В. Куршс, А. Стинкуле [1969]. Лимногляциальные отложения звонцов образовались во внутриледниковых водоемах. Платообразная вершинная поверхность лимногляциальных отложений звонцов, а также вершинная пологовыпуклая поверхность лимногляциальных отложений валов, очевидно, были относительно близки к поверхности льда. Можно предполагать, что вершинные поверхности как звонцов, так и валов являлись дном существовавших на их месте внутриледниковых водоемов, в которых очень быстро накапливались лимногляциальные осадки. Дно этих бассейнов располагалось примерно на 20–25 м ниже поверхности окружающего льда.

Звонцы – это своеобразные внутриледниковые платообразные формы рельефа. Основными характерными признаками для них являются: 1) относительно плоская верхняя поверхность и 2) достаточно мощная толща лимногляциальных отложений, залегающая преимущественно на моренном приподнятом цоколе. В восточной части фенноскандинавской области распространения ледникового покрова последнего оледенения звонцы были детально охарактеризованы Д. Малаховским и М. Вигдорчиком [1963].

В Латвии подобные образования были известны ранее и, не имея специального особого названия, рассматривались, как возвышающиеся платообразные формы ледникового рельефа. Они были описаны И. Сарканбиксе при разведке Ве-

явского месторождения глин и Я. Селицкой в пределах Центрально-Видземской возвышенности, а также К. Берзиньшем при разведке Тумужского месторождений глин в пределах Латгальской возвышенности [Ансберг, Ринкс, Селицкая, 1955]. Последующими исследованиями было установлено, что возвышающиеся платообразные формы, перекрытые с поверхности озерно-ледниковыми отложениями широко распространены в пределах Видземской [Даниланс, 1965; Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975; Aboltinš, 1998; Markots, Aboltinš, 1999; Markots, 2000], Латгальской [Мейронс, 1975] и Алуксненской возвышенностей [Ванага, 1970]. Характеристика этих своеобразных форм на отдельных возвышенностях была изложена при геоморфологическом обзоре Латвии Я. Страуме [1979, 1984].

Первые и основополагающие морфогенетические исследования таких форм рельефа были выполнены И. Вейнбергсом в северной части Латгальской возвышенности в 1959 г. Позже была выдвинута принципиальная трактовка генезиса этих образований [Вейнбергс, Крукле, 1965]. Возникновение моренного цоколя у платообразных форм было объяснено за счет выдавливания снизу донного моренного материала в возникшие в толще льда трещины, оставшийся объем которых сверху был заполнен озерно-ледниковыми осадками. В трещины снизу могли выдавливаться и более древние отложения ледникового ложа.

Широкое распространение перечисленных внутриледниковых форм создает реальные предпосылки для ориентировочной оценки мощности ледникового покрова, для периода времени, когда на возвышенностях происходило образование лимногляциальных внутриледниковых образований, слагающих вершины платообразных возвышений. В это время при исчезновении последнего ледникового покрова [Аболтиньш, Вейнбергс, Стелле, Эберхардс, 1972; Аболтиньш, Вейнбергс, Эберхардс, 1974], сначала стали высвобождаться от сплошного ледникового покрова возвышенности в центральной и восточной

Латвии. В первый этап общее направление движения ледникового покрова предположительно выдерживалось преимущественно с СЗ на ЮВ. Позднее, во второй этап, произошла значительная престройка в направлениях движения льда [Savvaitovs, Veinbergs, 1996; Veinbergs, Savvaitov, Stelle et al., 1996; Savvaitov, Veinbergs, 1998].

Ключевым районом для восстановления возможных альтитуд поверхности отступавшего ледника на территории Латвии в докалдебрунские этапы дегляциации следует рассматривать Центрально-Видземскую возвышенность. С одной стороны, Центрально-Видземская возвышенность отличается значительным распространением платообразных форм с лимногляциальной покрывкой и, с другой стороны, что особенно важно, – в ее пределах располагается наиболее высокая для Латвии поверхность лимногляциальных глин на звонце Гайзинькалнс (плюс 311, 8 м). Изучением строения Гайзинькалнс в различные годы занимались Я. Майоре (Селицкая), К. Лука, В. Куршс, В. Стелле. Особенности строения этого платообразного ледникового возвышения рассмотрены И. Даниланс [1965, 1972], О. Аболтиньш [1975] и В. Зелчс [1980].

Исходя из высотного положения вершины звонца Гайзинькалнс и отмеченных выше возможных превышений ледниковых берегов вокруг внутрiledниковых палеобассейнов относительно их дна, можно предположить альтитуду поверхности ледникового покрова для этого времени, как около плюс 340 м. Вероятно, Гайзинькалнс – наиболее раннее, зафиксированное в морфогенезе, проявление дегляциации последнего ледникового покрова в Латвии [Zelčs 1980].

Схемы мощности льда для разных этапов последнего ледникового покрова в Латвии приведены на рис. 1.

Региональная реконструкция мощности льда для ледникового покрова в более раннее время может быть выполнена с использованием непосредственно гипсометрического положения субчетвертичной поверхности только на низменностях. На превалирующих площадях низменностей субчетвертичная поверхность в это время служила непосредственным ложем ледникового покрова. Мощность льда была неодинакова в различных районах Латвии. Беря за основу схемы рельефа субчетвертичной поверхности Латвии [Мейронс, Страуме, Юшкевичс, 1974], Рижского залива [Juskevics, Stiebriņš, Talpas, 1997] и экономической зоны Балтийского моря [Savvaitov, Veinbergs, Goldfarb, 1997, 1999] и учитывая предполагаемую альтитуду поверхности ледникового покрова, величины мощности

льда для более раннего времени отступления последнего ледникового покрова соответственно могут быть оценены следующим образом. В зоне Балтийского моря в пределах Готландской впадины мощность льда составляла – от 500 м до 610 м и в пределах Латвийского подводного плато – от 410 м до 340 м. На территории собственно Латвии мощность льда составляла для Привентской низменности – от 320 м до 300 м, Южно-Курземской равнины – от 260 м до 280 м, Земгальской низменности – от 310 м до 360 м, Средне-Латвийской равнины – от 260 м до 320 м, Северной Видземе – от 270 м до 340 м, Восточно-Латвийской равнины – от 240 м до 270 м. На площади Рижского Залива мощность ледникового покрова составляла от 340 до 460 м.

На возвышенностях реконструкция мощности покрова льда для рассматриваемого периода, по сравнению с низменностями, более затруднительна. Связано это с тем, что в строении остова возвышенностей принимают участие и более древние плейстоценовые ледниковые отложения. Отделение более древних плейстоценовых ледниковых отложений от отложений последнего ледникового покрова зачастую может быть осуществлено достаточно условно. Применение для оценки мощности льда, имеющихся по отдельным возвышенностям построений структуры четвертичного покрова [Аболтиньш, 1975; Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975; Мейронс, 1975] показывает, что, по сравнению с низменностями, мощность льда на возвышенностях имела более дифференцированный характер и в центральных зонах возвышенностей отличалась в целом значительно меньшими величинами.

На Центрально-Видземской возвышенности, согласно гипсометрическому положению предшествующего рельефа [Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975], мощность льда, повидимому, изменялась от 150–180 м до 250 м. Минимальные и относительно близкие к ним мощности льда были приурочены к центральной зоне возвышенности, а максимальные и близкие к ним мощности – к периферийной зоне.

В пределах Латгальской возвышенности, исходя из особенностей предшествующего подледникового рельефа [Мейронс, 1975] и установленной альтитуды поверхности ледяного покрова, мощность льда в это время, повидимому, изменялась соответственно от 175 до 240 м. Минимальные мощности льда были во внутренних районах Латгальской возвышенности.

Согласно данным О. Аболтиньш [1975] по разрезу Алуксненской возвышенности (меридиональный профиль через Корнети), ложе лед-

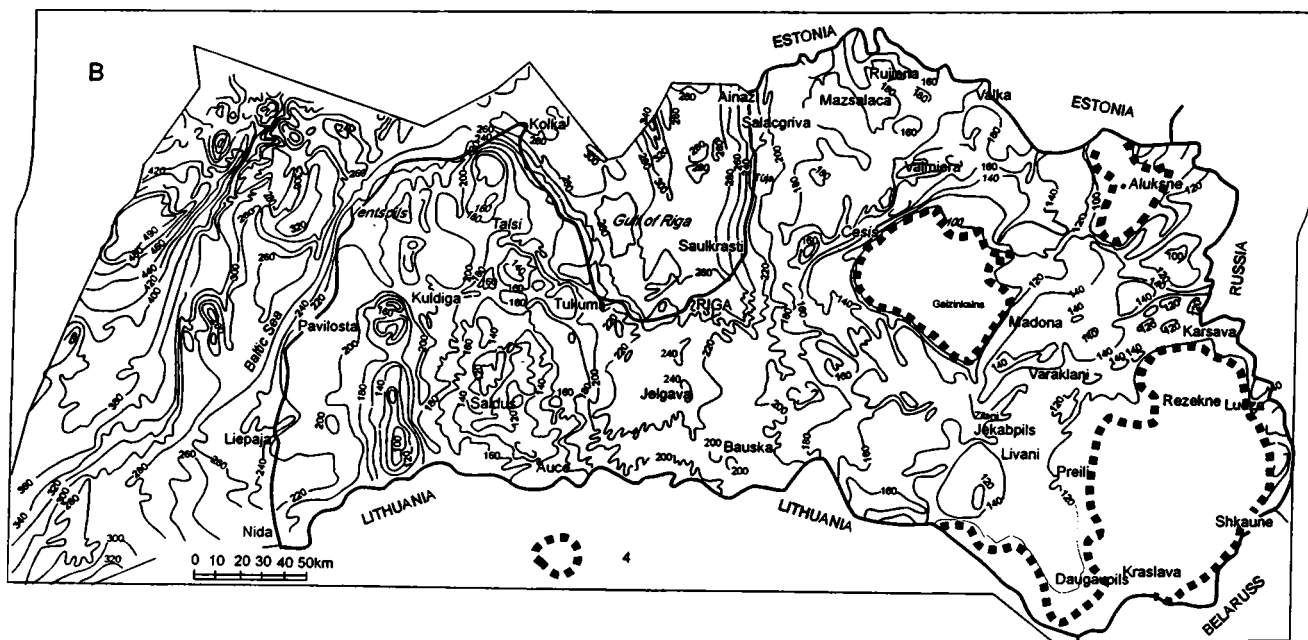
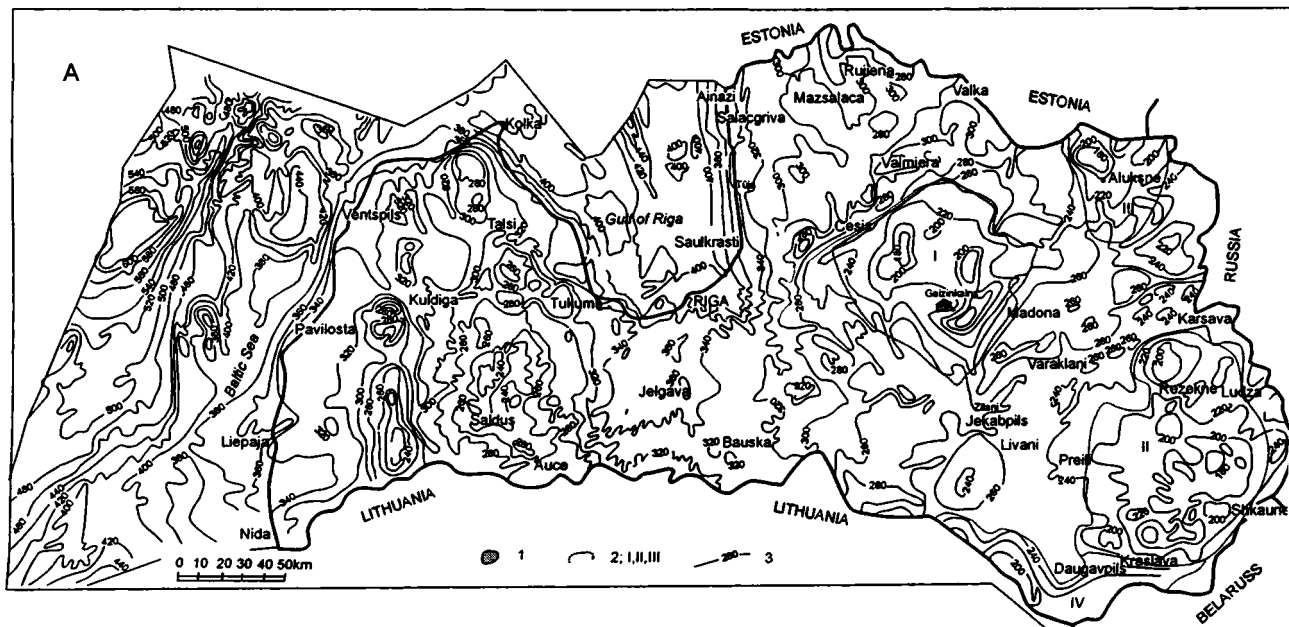


Рис. 1. Мощность ледникового покрова.

A – наиболее ранний (гайзинькальский) этап дегляциации в докалдебрунское время (альтитуда поверхности льда 340 м), B – калдабрунская стадия (альтитуда поверхности льда 220 м), C – вайнодско-гулбенская стадия (альтитуда поверхности льда 130 м).

1 – проявление наиболее раннего морфогенеза (Гайзинькальнс); 2 – контуры восточных возвышенностей: Центрально-Видземская, Латгальская, Алуксненская, Аугшземская; 3 – изолинии мощности льда (м); 4 – площади, не покрывавшиеся активным ледниковым покровом. В том числе также в западной Латвии: 5 – Вайнодское поднятие, 6 – Шкедско-Лиелауцская полоса, 7 – наиболее возвышенные участки Курмалского холмистого массива, 8 – наиболее возвышенные участки Аклайсциемского холмистого массива, 9 – Зантский участок.

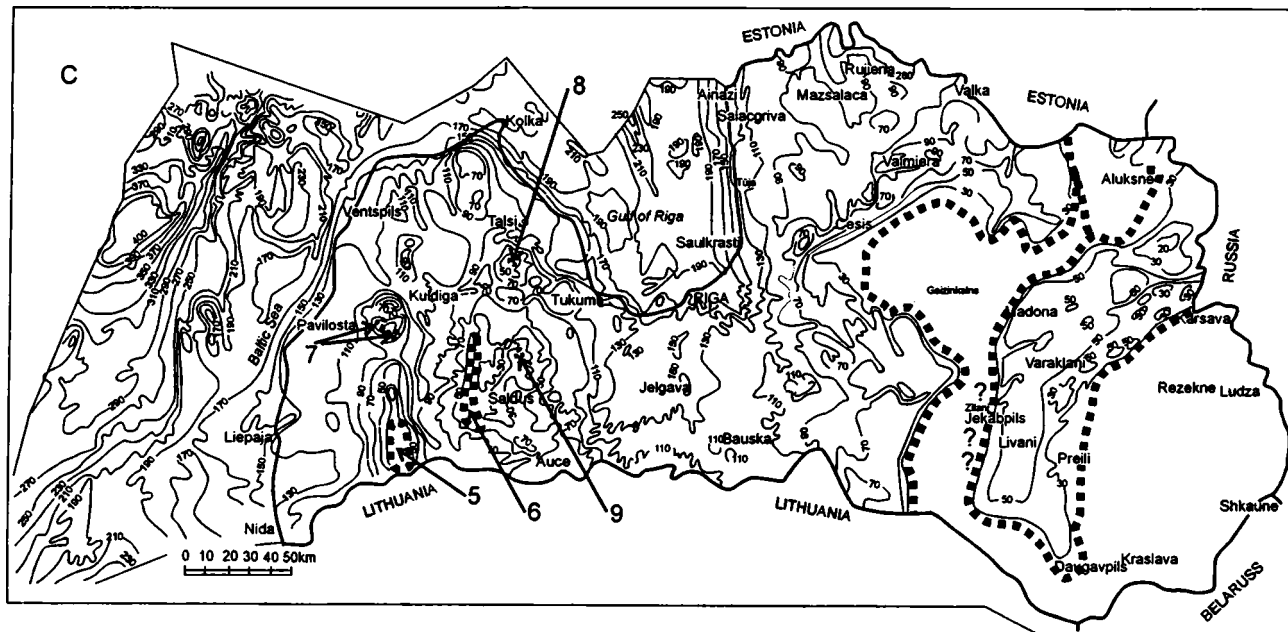


Рис. 1. (Окончание)

ника последнего ледникового покрова в пределах Алуксненской возвышенности располагалась на абсолютных отметках от плюс 120 м до плюс 150 м, а в северной части Алуксненской возвышенности, исходя из абсолютных отметок субчетвертичной поверхности [Мейронс, Страуме, Юшкевич, 1974], ложе ледника гипсометрически располагалось не ниже плюс 170 м. Эти показатели позволяют считать, что мощность льда ледникового покрова для рассматриваемого этапа дегляциации на территории Алуксненской возвышенности изменялась от 240 м до 170–180 м.

В пределах Восточно-Курземской возвышенности мощность льда для этого времени оценивается от 280–300 м до 240–260 м и на Северо-Курземской возвышенности от 300–320 м до 280–260 м. Относительно близкие мощности льда имели место и в пределах Западно-Курземской возвышенности, где они изменялись от 320–300 м до 200–220 м.

Изложенные представления о мощности ледникового покрова (рис. 1. А) основаны на гипсометрическом расположении лимногляциальных отложений на платообразном возвышении Гайзинькалнс и отражают мощность ледникового покрова для Гайзинькалнского этапа дегляциации в Докалдабруньское время. Однако, следует иметь в виду, что на Центрально-Видземской возвышенности, и в других районах (Эрглинском, Скуенском, Лаутерском, Друстском, Южном, Пиебалгском), платообразные возвышения поверхности лимногляциальных отложений располагаются гипсометрически значительно ниже

и на различных уровнях [Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975; Страуме, 1979; Markots, Abolitiņš, 1999].

Вершинные поверхности платообразных образований на Латгальской возвышенности [Вейнбергс, Крукле, 1965; Мейронс, 1975; Страуме, 1979] и на Алуксненской возвышенности [Страуме, 1979] располагаются также на различных гипсометрических уровнях.

Сопоставление уровней поверхностей лимногляциальных отложений на платообразных возвышениях и соответственно предполагаемых уровней поверхности льда, как в пределах отдельных возвышенностей, так и между ними, представлены в сводной таблице 1. Эти данные могут указывать, что образование лимногляциальных покрывок платообразных возвышений, как и самих в целом платообразных возвышений, происходило на разных региональных этапах деградации последнего ледникового покрова в до-калдабруньское время

Вторая разновидность внутриледниковых озерно-ледниковых образований образует валы и весьма широко распространена на Восточно-Латвийской низменности [Куршс, 1967; Куршс, Стинкуле, 1969; Эберхардс, 1969, 1972; Даниланс, 1972; Страуме, 1979, 1984; Мейронс, 1975], а также на восточном склоне Латгальской возвышенности [Мейронс, 1975]

Морфологическая выраженность второй разновидности озерно-ледниковых образований, особенности строения и состава однозначно указывают, что формирование их происходило во

внутриледниковых палеобассейнах, существовавших в открытых и вытянутых на значительные расстояния трещинах в толще льда.

По сравнению с платообразными возвышениями на возвышенностях, озерно-ледниковые образования валов Восточно-Латвийской низменности являются по возрасту более молодыми – моложе докалдабрунского времени. Формирование их происходило в период деградации ледникового покрова гулбенско-вайнедской стадии.

Рассматривая высотные положения вершинных частей валов как альтитуды дна внутриледниковых палеобассейнов, и учитывая возможные превышения ледяных берегов над ним в пределах таких же величин, которые были приняты для палеобассейнов на возвышенностях, аналогично может вычисляться альтитуда поверхности льда, характеризующая ледниковый покров гулбенско-вайнедской стадии. Опорным для этой реконструкции принят вал, известный к западу от Варакляны (Шкелес – Куршс, Стинкуле, 1969, Чечейниекс – Даниланс, 1973). Дно палеобассейна, располагавшегося в трещине льда, характеризовалось альтитудой около плюс 108 м. Альтитуда поверхности непосредственно окружающего льда могла иметь значение около плюс 130 м. Ложе ледника здесь располагалось на отметках около 100 м и мощность льда составляла около 30 м. Подобные валы, сложенные лимногляциальными безвалунными глинами, распространены в пределах Восточно-Латвийской низменности между Гайгалава и Рикава [Мейронс 1975], у Ливаны [Страуме 1979] и севернее Варакляны у Идени и Сала. У Гайгалава вершинная поверхность их составляет плюс 112 м. Принимаемая альтитуда поверхности ледникового покрова - плюс 137 м. Мощность льда - до 37 м. У Ливаны вершины валов располагаются на абсолютных отметках около плюс 100 м. Поверхность ледникового покрова могла иметь отметки около плюс 130 м. Ориентировочно мощность льда у Ливаны оценивается до 50 м. Во всех рассмотренных случаях формирование лимногляциальных отложений в валах происходило при одинаково гипсометрически расположенной поверхности льда ледникового покрова, характеризующейся отметками плюс 130–135 м.

На восточном склоне Латгальской возвышенности располагается весьма протяженный Штяунский вал, сложенный, как и валы рассмотренные выше, лимногляциальными глинами [Мейронс, 1975]. Однако, Штяунский вал и его вершинная поверхность гипсометрически расположены намного выше, ввиду чего образование его

могло быть связано с отступанием ледникового покрова калдабрунской стадии. Альтитуда вершины Штяунского вала составляет около плюс 190 м. Ложе отступающего ледника располагалось здесь на отметках около плюс 120 м, и мощность льда в эту стадию в районе Штяунского вала могла быть до 100 м. По этим данным расчетная альтитуда поверхности льда ледникового покрова калдабрунской стадии составляла около плюс 220 м.

Таким образом, различия в альтитудах поверхности льда, а также различия в мощностях льда отступающих ледников для докалдабрунских этапов, калдабрунской и вайнедско-гулбенской стадий, как наглядно иллюстрируется на схемах рис. 1 А, В, С, были весьма существенными.

Альтитуда поверхности льда при образовании Гайзинькалнс в докалдабрунское время, по изложенным выше представлениям, в Латвии составляла около плюс 340 м, и ледниковый покров имел практически сплошное распространение. В стратиграфическом понимании этап, связанный с формированием Гайзинькалнс, может быть выделен, как гайзинькалнский. В последующие этапы деградации в докалдабрунское время происходило формирование остальных платообразных возвышений, распространенных на территориях Центрально-Видземской, Латгальской и Алуксненской возвышенностей и, как показывает гипсометрическое расположение уровней платообразных возвышений (табл. 1), поверхность ледникового покрова снижалась, а мощность льда соответственно уменьшалась. В общем докалдабрунском интервале дегляциации, начиная от гайзинькалнского этапа до конца докалдабрунского времени, поверхность ледникового покрова снизилась от плюс 340 м до плюс 180–220 м.

На модели Эхлерс [Satkūnas, 1997] мощность льда при максимальном распространении последнего ледникового покрова обозначена для территории Латвии в пределах от 1500 до 1800 м. До начала проявления наиболее раннего островного морфогенеза в Латвии (гайзинькалнский этап докалдабрунского времени) в результате дегляциации происходило также значительное утоньшение ледникового покрова. За промежуток времени от максимального распространения последнего ледникового покрова, фиксируемая на модели Эхлерс, до гайзинькалнского этапа докалдабрунского времени мощность льда, по сравнению с отмеченной выше его первоначальной мощностью, уменьшилась в целом на 1200–1400 м. В этот самый начальный интервал

Таблица 1. Уровни поверхностей лимногляциальных отложений на платообразных возвышениях и соответствующие им реставрируемые уровни поверхности льда.

Основные уровни поверхностей лимногляциальных отложений на платообразных возвышениях и поверхности льда (м)	Участки платообразных возвышений в пределах отдельных возвышенностей. Уровни поверхности лимногляциальных отложений на платообразных возвышениях и поверхности льда (м).		
	Видземская возвышенность	Алуксненская возвышенность	Латгальская возвышенность
I) 311*, 340**	Гайзинькалнский 311, 340		
II) 240-280, 270-310 III) 210-240, 240-270	Лаутерский (Лиззерский) 210-240, 240-270 250-280, 280-310 Скуенский 220-250, 250-280 Южный (Савитский) 240-250, 270-280 Пиебалгский 220-230, 250-260		оз.Резнас-оз. Эжэзерс-Рундени 220-265, 250-295 Ромули 208-230, 240-270 Андрупене-Дагда 180-220, 210-250
IV) 190-215, 220-240 V) 150-190, 180-220	Эрглинский 190-215, 220-240	Маринькалнский 190-225, 210-255 Зелтиньский 190-205, 220-235 160-190, 190-220	Северный (Бурзавский) 200-215, 230-245 170-186, 200-215 к югу от Истсална 160-196, 190-225 Окраинные части Срединной гряды 170-200, 200-230 Фейманский 150-180, 180-210 к западу от Штяуне 160-190, 190-220

* уровни поверхности лимногляциальных отложений

** уровни поверхности льда

дегляциации последнего ледникового покрова пространство Латвии еще было полностью перекрыто активным сплошным ледниковым покровом.

В период деградации последнего ледникового покрова калдабруньской стадии альтитуда поверхности льда составляла около плюс 220 м, а в период отступления вайнодско-гулбенской стадии она снизилась до отметок плюс 130 м.

Только начиная с гайзинькалнского этапа до калдабруньского времени от активного общего ледникового покрова стали высвобождаться и расширяться отдельные участки и районы восточных возвышенностей. Начиная с вайнодско-гулбенской ледниковой стадии, помимо районов, не покрывавшихся ледником в восточной Латвии, в западной Латвии также появились отдельные разрозненные площади, располагающиеся выше поверхности ледникового покрова.

Установленные значительные снижения в гипсометрическом положении поверхности ледникового покрова свидетельствуют, что уже на ранних этапах отступления ледникового покрова мощность ледника значительно уменьшалась, что несомненно объясняется глобальным потеплением климата. Климато-стратиграфические признаки, позволяющие идентифицировать и коррелировать ранние этапы отступления и повторных стадийальных наступаний последнего ледникового покрова, в Латвии пока изучены недостаточно.

Принятая концепция образования лимногляциальных отложений платообразных возвышений и валов в толще льда при различных ледниковых стадиях позволяет оценивать их как соответствующие межстадиальные отложения.

Наиболее ранними межстадиальными образованиями во время последнего ледникового по-

кровы в Латвии, по-видимому, являются образованиям гайзинькалнского межстадиала. Гайзинькалнский межстадиал отражает период формирования внутриледниковой толщи глин на платообразном возвышении Гайзинькалнс. Существенно важным является то, что глины не являются немymi и лишенными каких-либо палинологических и палеонтологических признаков. В спорово-пыльцевых спектрах этой толщи по данным отдельных проанализированных образцов зафиксировано преобладание пыльцы *Pinus*, обнаружены также водоросли *Pediastrum borianum*. Наряду с этим, в буровато-серых разновидностях глин содержатся видимые разложившиеся остатки органического материала, а также мелкие ракушки пресноводных моллюсков.

Каких-либо биостратиграфических сведений об межстадиале Штяуне пока не имеется, так как соответствующие ему образования с этих позиций еще не изучались. Межстадиал выделяется условно, он отделяет калдабруньскую ледниковую стадию от вайнодско-гулбенской ледниковой стадии.

Межстадиальными отложениями, образовавшимися при отступании вайнодско-гулбенской ледниковой стадии, следует рассматривать внутриледниковые глины валов, широко распространенные на Восточно-Латвийской равнине, так и

глины Крустпилсского приледникового бассейна [Эберхардс, 1972]. Палинокомплексы глин приледникового бассейна детально изучались у Зиланы и внутриледниковых глин у Варакляны. По наименованиям изученных разрезов межстадиал назван Вараклянско-Зиланским. Характерным признаком оптимальной палинозоны для Вараклянско-Зиланского межстадиала является существенное преобладание в ее спорово-пыльцевых спектрах пыльцы *Pinus*. Палинозона *Pinus* соответствует коричнево-бурым глинам, облегающим буровато серые глины внутриледниковых валов. Доминированием пыльцы *Pinus* характеризуется торф, прослой которого был ранее обнаружен и изучен А. Дрейманисом в глинах в районе Биржи у Ауджи [Dreimanis, 1939] и образование которого может быть связано с временем вараклянско-зиланского межстадиала. Прослой торфа – свидетельство существования местной растительности во время этого межстадиала. Буровато-серые глины валов и коричневые глины приледникового Крустпилсского бассейна характеризуются палинозоной *Betula* и отражают начало межстадиала. Вараклянско-зиланский межстадиал в кривой последнего ледникового покрова в Латвии [Savvaitovs, Veinbergs 1996] занимает стратиграфический интервал между вайнодско-гулбенской и последующей пампальско-ранской ледниковыми стадиями.

Литература

- Аболтиньш О. П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии // Вопросы четвертичной геологии, вып. 8. Редактор Даниланс, И. Я., Рига: Зинатне, 1975. С. 5–24.
- Аболтиньш О. П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1975. 285 с.
- Аболтиньш О. П., Вейнбергс И. Г., Стелле В. Я., Эберхард Г. Я. 1972: Основные комплексы маргинальных образований и отступление ледника на территории Латвийской ССР // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972. С. 30–37.
- Аболтиньш О., Вейнбергс И., Эберхард Г. 1974: О формировании предфронтальных водноледниковых бассейнов и долинно-речной сети во время деградации ледника последнего оледенения на территории Латвийской ССР // Предфронтальные краевые ледниковые образования. АН Лит. ССР, Вильнюс: Минтис, 1972. С. 60–85.
- Аболтиньш О. П., Страуме Я. А., Юшкевичс В. В. Особенности рельефа и основные этапы морфогенеза Центрально-Видземской возвышенности // Вопросы четвертичной геологии, вып. 8. Редактор Даниланс И. Я. Рига: Зинатне, 1975. С. 31–48.
- Ансберг Н. А., Ринкс Э. Б., Селицкая Я. Я. Важнейшие четвертичные глины Латвийской ССР. АН Латвийской ССР, Рига. 1955. 48 с.
- Ванага А. Я. О морфологии и некоторых особенностях развития рельефа Алуксненской возвышенности // Вопросы четвертичной геологии, вып. 5. Редактор Даниланс И. Я. Рига: Зинатне, 1970. С. 77–93.
- Вейнбергс И., Крукле М.: О генезисе холмистых и грядовых форм ледникового рельефа северной части Латгальской возвышенности // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 73–87.
- Даниланс И. Я. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогенеза на территории Латвии // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 65–73.
- Даниланс И. Я. Четвертичные отложения Латвии., Рига: Зинатне, 1972. 312 с.
- Крукле М. Я., Яунпутнынь А. И. Основные черты строения покрова четвертичных отложений и морфологии Агшземской возвышенности // Вопросы четвертичной геологии, вып. 7. Редактор Даниланс И. Я. Рига: Зинатне, 1974. С. 22–32.

- Курш В. М. О генетических разновидностях лимногляциальных глин Латвии // Известия АН Латв. ССР, 8 (241). Рига, 1967. С. 59–66.
- Курш В. М., Стинкуле А. В.: О разновидностях ленточной слоистости в лимногляциальных глинах Латвийской ССР // Вопросы четвертичной геологии, вып. 4. Редактор Даниланс. Рига: Зинатне, 1969. С. 83–101.
- Лаздане А. Я. Геоморфологическая характеристика Центрально-Видземской возвышенности. Автореферат дисс. ... канд. географ. наук. Рига, 1963. 25 с.
- Малаховский Д. Б., Вигдорчик М. Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины // Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Труды комиссии по изучению четвертичного периода, XXI, Москва. 1963. С. 47–53.
- Мейронс З.В. Рельеф Латгальской возвышенности и сопредельных районов Восточно-Латвийской низменности // Вопросы четвертичной геологии, вып. 8. Редактор Даниланс, И. Я. Зинатне, Рига. 1975. С. 48–82.
- Мейронс З.В., Страуме Я.А., Юшкевич В.В. Характеристика подчетвертичной поверхности Латвии и некоторые вопросы формирования погребенных "долин" // Вопросы четвертичной геологии, вып. 7. Редактор Даниланс. Зинатне, Рига. 1974. С. 9–21.
- Страуме Я. А. Геоморфология // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии Редакторы: Мисанс Я.П., Брангулис А.П., Даниланс И.Я., Курш В.М. Зинатне, Рига. 1979. С. 297–439.
- Страуме Я. А. Геоморфология // Геология Латвийской ССР. Редакторы: Мисанс, Я. П., Брангулис, А. П., Страуме, Я. А. Зинатне, Рига. 1984. С. 123–153.
- Эберхардс Г. Я. О некоторых особенностях морфологии, строения и развития рельефа Лубанской равнины в позднеледниковое время // Вопросы четвертичной геологии, 4. Редактор Даниланс, И. Я. Зинатне, Рига. 1969. С. 59–63.
- Эберхардс Г. Я. Строение и развитие долин бассейна реки Даугава. Зинатне, Рига. 1972. 132 с.
- Āboltiņš, O. Glacial Geology of the Vidzeme Upland. Introduction to stops 7–13 // Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia. Excursion Guide. Rīga. 1998. p. 49–62.
- Dreimanis, A.: Kūdras starpslānis leduslaikmeta slokšņu mālos Biržu pagasta audzēs. Daba un zinātne, 2. Rīga. 1939. p. 66–70.
- Juškevičs, V., Stiebriņš, O., Talpas, A.: Rīgas jūras līča kvartāra nogulumu karte, merogs 1: 200 000. VĢD. Rīga. 1997, 391 p.
- Markots, A. 2000: Vidzemes augstienes lielpauguru morfoģenētiskie tipi // LU 58. zinātniskā konference. Zemes un vides zinātņu sekcijas. Tēzes. Rīga. 95–99.
- Markots, A., Āboltiņš, O. 1999: Vidzemes augstienes zvoncu morfoloģiskie tipi. // LU 57. konference. Zeme. Daba. Cilvēks. Ģeogrāfijas, ģeoloģijas un vides zinātnes sekcija. Tēzes. Rīga. 95–99.
- Satkūnas, J. 1997: Outline of Quaternary stratigraphy of Lithuania. // The Late Pleistocene in eastern Europe: stratigraphy, palaeoenvironment and climate. Abstract Volume and excursion guide of the INQUA-SEQS Symposium. Vilnius. 65–68.
- Savvaitov, A., Veinbergs, I. 1996: Pēdējā ledāja dinamikas īpatnības Latvijas teritorijā dažādos tā attīstības etapos. // Latvijas devona un kvartāra nogulumu pētījumu materiāli, Latvijas Universitāte Ģeoloģijas institūts. Rīga. 47–57.
- Savvaitov, A., Veinbergs, I. 1998: The features of deglaciation of the Last Ice-sheet in Latvia // Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia. Abstracts. Rīga. 59–61.
- Savvaitov, A., Veinbergs, I., Goldfarb, Y. 1999: General features of the sub-Quaternary relief of the Baltic Sea in Latvian economic zone. // Baltica, Vol. 12. Editor Grigelis. A., Vilnius Academia. 99–102.
- Savvaitov, A., Veinbergs, I., Goldfarb, Y. 1997: Sub-Quaternary surface relief of the Baltic Sea in Latvian economic zone. // The fifth marine geological conference "The Baltic". Abstracts. Vilnius 81–81.
- Veinbergs, I., Savvaitov, A., Stelle, V., Jakubovska, I. 1996: The stratigraphical identification of the retreat of the Last ice-sheet from Western Latvia and adjacent area of the Baltic Sea. // The third Baltic stratigraphical Conference. Abstracts. Tartu. 70–71.
- Zelčs, V. Kas veido Gaiziņu? 1980: Dabas un vēstures kalendārs 1980. Zinātne, Rīga. 138–140.