

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
имени В.И. ВЕРНАДСКОГО
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



Красильников Сергей Сергеевич

**Эволюция слоистых грунтово-ледяных массивов в высоких
широтах северного полушария Марса**

Специальность 25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Москва – 2020

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Лаборатории сравнительной планетологии.

Научный руководитель:

Кузьмин Руслан Олегович

кандидат географических наук, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник лаборатории сравнительной планетологии Института геохимии и аналитической химии РАН имени В.И. Вернадского.

Официальные оппоненты:

Рогов Виктор Васильевич

доктор географических наук, профессор, профессор кафедры криолитологии и гляциологии Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Родионова Жанна Федоровна

кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник отдела исследования Луны и планет Государственного астрономического института имени П.К. Штернберга МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литвак Максим Леонидович

доктор физико-математических наук, профессор РАН, заведующий лабораторией нейтронной и гамма-спектроскопии отдела ядерной планетологии Института космических исследований РАН.

Защита диссертации состоится «25» марта 2021 г. в 15 часов 00 минут на заседании диссертационного совета МГУ.11.04 Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова по адресу: 119991, ГСП-1, Москва, Ленинские горы, д. 1, ГЗ МГУ, Географический факультет, аудитория № 2109.
E-mail: malyn2006@yandex.ru

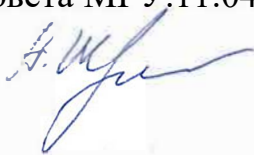
Диссертация находится на хранении в отделе диссертаций научной библиотеки МГУ имени М.В. Ломоносова (Ломоносовский просп., д. 27). Со сведениями о регистрации участия в защите в удаленном интерактивном режиме и с диссертацией в электронном виде можно ознакомиться, перейдя на страницу диссертационного совета по ссылкам:

https://istina.msu.ru/dissertation_councils

<https://www.msu.ru/science/dis-sov-msu.html>

Автореферат разослан «10» февраля 2021 г.

Ученый секретарь диссертационного совета МГУ.11.04,
кандидат географических наук



А.Л. Шныпарков

Актуальность исследования

В настоящий момент исследованию планет, спутников и малых тел Солнечной системы, на поверхности которых обнаружена вода в различных агрегатных состояниях, уделяется большое внимание. Интерес к данной теме вызван основополагающей ролью воды в составе живого вещества и ее участии в большом количестве химических и физических процессов. Вода в том или ином агрегатном состоянии присутствует или могла присутствовать в природных системах различных объектов Солнечной системы, начиная с астероидов и комет, заканчивая планетами земной группы и спутниками планет гигантов. Марс обладает большими объемами поверхностного и грунтового льда, значительная часть которого сконцентрирована в северной полярной шапке. На равнинах, окружающих полярную шапку, обнаружен большой объем массивов слоистого льда, в некоторых случаях перекрытых эоловыми отложениями.

Проверка гипотез эволюции северной полярной области Марса, описывающих изменение границ и площади полярной шапки, является актуальной задачей в рамках фундаментальной проблемы климатической истории развития планеты. В диссертации всесторонне оценивается гипотеза о генетической связи ледяных массивов и полярной шапки, которые из-за изменения климата частично сублимировали и были перекрыты более молодыми эоловыми отложениями. Эти процессы привели к формированию останцов древней полярной шапки, которые в настоящий момент маркируют ее палеограницы. Важным результатом диссертационной работы является определение максимально возможного смещения границ северной полярной шапки на более низкие широты в течение последних нескольких миллионов лет.

Определение объема поверхностного и погребенного льда в высоких северных широтах Марса является важным компонентом планирования последующего освоения планеты. Кроме того, природные системы, в составе которых присутствует вода в различных агрегатных состояниях, имеют потенциал к развитию и функционированию жизни за пределами Земли. В настоящий момент поиск следов внеземной жизни является одной из приоритетных задач по исследованию космоса, что также делает актуальным исследование, представленные в настоящей работе.

Цели и задачи работы

Цель работы – реконструкция эволюции современной северной полярной шапки Марса.

В рамках поставленной цели было выделено несколько **задач**:

1. Разработка классификации ледяных массивов. Составление карты распространения ледяных массивов на высоких северных широтах Марса и уточнение границ отложений северной полярной шапки;
2. Выявление общих морфологических, литологических и спектральных характеристик между ледяными слоистыми отложениями и отложениями полярной шапки Марса;
3. Оценка мощности ледяных массивов и определение объемов поверхностного и погребенного льда по секторам вокруг северной полярной шапки;
4. Морфологический анализ современных и древних форм гляциального и криогенного происхождения на высоких северных широтах Марса;
5. Реконструкция смещения границ полярной шапки и обособленных ледяных массивов на более низкие широты в предыдущие климатические эпохи.

Объект и предмет исследования

Объектом исследования является лед в северной полярной области Марса ($>60^\circ$ с.ш.). **Предмет** исследования – эволюция ледяного покрова в северных широтах Марса за последние пять миллионов лет.

Научная новизна работы

В диссертации впервые был произведен комплексный анализ слоистых ледяных массивов, расположенных в диапазоне $70^\circ - 83^\circ$ северной широты. Выполнены детальный морфометрический и структурный анализы ледяных массивов. Проведено сравнение полученной информации с результатами исследований отложений полярной шапки. Впервые был выполнен послойный анализ спектральных данных по массивам. Построены карты распространения льда в северных широтах по полосе поглощения твердой фазы H_2O 1.5 мкм с использованием новых данных спектрометров CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) и OMEGA (Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite).

Была проведена оценка объема поверхностного и погребенного льда, содержащегося в обособленных массивах. Методика исследования включала в себя два подхода: (1) вычисление объема поверхностных массивов льда при помощи данных альтиметра MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter); (2) верификация данных MOLA и вычисление объема погребенных слоистых отложений при помощи радарных данных системы SHARAD (Shallow Radar). Для возможности использования данных альтиметрии в расчете объемов ледяных массивов, было разработано два метода: расчет мощности и объемов льда малого размера на плоской поверхности равнин и расчет массивов льда в ударных кратерах.

Предложена модель генетической связи слоистых ледяных массивов, расположенных на равнинах в широтном диапазоне $70^\circ - 83^\circ$ с.ш. и отложений полярной шапки. Эта модель подкрепляется результатами исследований, описанных в этой работе, и анализом литературных данных. Ряд форм рельефа северных равнин (например, уступы полярной шапки в Olympia Undae, мореноподобные гряды дальнепробежных ледово-каменных лавин на широтах $\sim 60^\circ$ с.ш.) имеют гляциальное или криогенное происхождение, что смещает границы полярной шапки на более низкие широты в прошлые климатические эпохи. В результате всестороннего анализа слоистых ледяных массивов вокруг полярной шапки с привлечением литературных данных по климатическим моделям и наклонам оси вращения планеты, был предложен временной отрезок последнего максимального смещения границы современной полярной шапки на более низкие широты.

Защищаемые положения

В рамках диссертационной работы были выдвинуты следующие защищаемые положения:

1. Останцовые ледяные массивы в высоких северных широтах Марса разделяются на пять морфологических подтипов.
2. Останцовые массивы и отложения полярной шапки имеют схожий состав и физические характеристики, состоят из льда с незначительной примесью пылевого силикатного материала.
3. Анализируемые уступы, выходящие на поверхность в области Olympia Undae, и лопастевидные мореноподобные гряды, образовавшиеся за счет дальнепробежной ледово-каменной лавины или быстрого сёрджа, являются палеогляциальными формами рельефа, связанными с распространением полярной шапки на более низкие широты.
4. Границы полярной шапки и ареал распространения ледяных массивов неоднократно смещались на более низкие широты.

Теоретическая и практическая значимость работы

Разработанная модель накопления и сохранения слоистых ледяных массивов и их связь с полярной шапкой позволяет составить более полное представление о климатических изменениях на Марсе. Составленная автором диссертации карта пространственного распространения ледяных массивов позволяет проследить процессы конденсации/сублимации воды на поверхности северных равнин.

Предложенная модель эволюции северной полярной области позволяет обозначить временные рамки развития гляциальных комплексов и более точно определять возраст геологических процессов в этом регионе.

Полученные оценки объема поверхностного и погребенного льда, а также его региональное распределение могут быть использованы как важный критерий при выборе места посадки роботизированных и пилотируемых миссий на Марс. Поверхностный лед является важным ресурсом для функционирования базы, поскольку разработка исследуемых ледяных массивов является менее трудозатратой задачей, чем использование грунтового льда. Криогенные комплексы могут являться перспективными местами поиска внеземной жизни на уровне микроорганизмов в рамках роботизированных и пилотируемых миссий.

Личный вклад автора

В диссертации приведены результаты анализа ледосодержащих слоистых отложений на высоких северных широтах Марса. Работы по типизации, картографированию и морфоструктурному анализу выполнены лично автором. Анализ спектральных и геофизических данных также был выполнен автором. Обработка картирующих данных OMEGA была проведена автором на основе программного кода, написанного кандидатом физ.-мат. наук Евдокимовой Н.А. в институте космических исследований РАН. Используемая в работе программа для построения усредненных топографических профилей для кратеров была написана доктором геол.-мин. наук Ивановым М.А. в институте Геохимии и аналитической химии РАН. Моделирование схода лавины методом случайных кинетических энергий было проведено совместно с доктором геогр. наук Бюлером У. в институте исследования снега и лавин (WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Давос, Швейцария). Моделирование схода лавины с использованием графо-аналитического метода проводилось совместно с Забалуевой Е.В., сотрудницей лаборатории Сравнительной планетологии института Геохимии и аналитической химии РАН.

Публикации и апробации работы, достоверность полученных результатов

Результаты диссертационной работы были представлены в рамках всероссийских и международных конференций в виде устных и стендовых докладов: (1) Международная конференция «Lunar and Planetary Science Conference», г. Вудландс, США, 2016 – 2017 и 2019 г. (2) Международный симпозиум «Moscow Solar System Symposium», ИКИ РАН, г. Москва, 2015 и 2019 г. (3) Международный симпозиум «Lunar and Planetary Science», г. Ухань, КНР, 2016 г. (4) XIII конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования», ИКИ РАН, г. Москва, 2016 г.

Достоверность полученных результатов подтверждается публикацией 4 статей по теме диссертации в рецензируемых научных журналах, рекомендованных аттестационной комиссией МГУ. Опубликовано 9 развернутых (более 2 стр.) тезисов докладов конференций.

Объем и структура работы

Работа состоит из введения, пяти глав, раздела основных результатов, выводов, приложения и списка литературы из 258 цитируемых источников. Общий объем диссертации составляет 151 страница, в том числе 58 рисунков и 11 таблиц.

Работа выполнена в Лаборатории сравнительной планетологии Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН. Часть исследований проведена в Институте Max-Planck-Institute of Solar System Research, Гёттинген, Германия. Обработка спектральных данных OMEGA частично проведена в Институте космических исследований РАН. Некоторый объем расчетов проведен на компьютерном кластере кафедры кристаллографии и кристаллохимии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Благодарность

Автор выражает благодарность научному руководителю диссертационной работы кандидату географических наук Кузьмину Р.О. за помощь в работе над диссертацией и конструктивную критику. Автор работы благодарен научному консультанту, доктору географических наук Лукашову А.А. Автор благодарен за проведение совместных исследований кандидату физ.-мат. наук Евдокимовой Н.А., а также коллегам и соавторам: доктору геол.-мин. наук Базилевскому А.Т., доктору физ.-мат. наук Скорому Ю.В., доктору геогр. наук Бюлеру У., кандидату физ.-мат. наук Зароднюк А.В., Брусникину Е.С. и Забалуевой Е.В. Отдельную благодарность автор выражает кандидату хим. наук Марченко Е.И. и Радаевой А.А. Автор глубоко признателен коллегам: д.г.-м.н. Иванову М.А., к.г.-м.н. Яковлеву О.И., к.г.-м.н. Гусевой Е.Н. За помощь в работе над публикациями автор благодарен Бразьер Д. За помощь в обработке данных автор благодарит к.г.н. Тарасова М.К. и Азбукину Н.В. За предоставление рабочего времени на компьютерном кластере кафедры Кристаллографии и кристаллохимии Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова автор благодарит проф., д.х.н. Еремина Н.Н.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во **введении** обосновывается актуальность темы, формулируются цели, задачи и выносимые на защиту положения диссертационной работы, отражается научная новизна, теоретическая и практическая значимость, достоверность результатов и личный вклад автора.

Глава 1. Материалы и методы исследования. Особенности строения и эволюция криосферы Марса.

Данный раздел является обзорным, где кратко рассматривается современное состояние исследований поверхности Марса, используемые в работе данные и методы анализа. Представлен литературный обзор физических параметров Марса, связанных с объектом исследования. Отдельно рассматривается эволюция полярных шапок, с акцентом на шапку северного полушария.

Вокруг северной полярной шапки, на широтах 70° – 83° с.ш., располагаются слоистые ледяные массивы (далее ледяные массивы или останцовые массивы), упоминающиеся в ряде работ (Kreslavsky и Head 2011; Brown и др. 2012, 2014), однако, до сих пор не подвергавшиеся всестороннему морфологическому, структурному и вещественному изучению.

Глава 2. Ледяной покров северного полушария Марса и морфологическая типизация слоистых ледяных массивов.

Вторая глава посвящена анализу пространственного распределения ледяных массивов в пределах северных равнин, а также их типизации, морфологическому и структурному анализу.

Объект изучения представляет собой слоистые ледяные массивы большого объема, расположенные за пределами границ полярной шапки Марса. Слоистая структура льда связана с изменением процентного отношения конденсируемого водяного пара и осаждающихся из атмосферы пылевых силикатных частиц. В климатические периоды с более запыленной атмосферой накапливаются более темные слои льда, в периоды с менее активной атмосферой, более светлые. Ледяные массивы представляют собой обособленные отложения льда, морфология которых зависит от подстилающей поверхности. Рассматриваемые ледяные массивы сравниваются с отложениями полярной шапки по структуре и морфологии.

На основе анализа данных видимого диапазона съемочных систем MOC (Mars Orbiter Camera), CTX (Context Camera) и HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) была составлена карта распространения ледяных массивов слоистых отложений (рис. 1). Для тщательного картографирования области распространения покрова изморози использовалась мозаика дневных тепловых снимков THEMIS (Thermal Emission Imaging System), с помощью которой были закартографированы участки даже с незначительной мощностью покрова изморози.

Из-за разницы принципов накопления и сохранения льда, приуроченного к кратерам и располагающегося на равнине, останцовые массивы в широтном поясе 70° - 83° с.ш., можно разделить на следующие подтипы по положению в рельефе (Красильников и др., 2018):

- а. Массивы, расположенные на равнине;
- б. Массивы, полностью или частично перекрывающие вал кратера;
- в. Массивы, расположенные на дне и на внешнем теневом склоне кратера;
- г. Массивы, расположенные на дне кратера;

Многолетний покров изморози обладает меньшей мощностью, не имеет слоистой структуры и имеет более пористое строение (рис. 1). Из-за отсутствия слоистой структуры, данные отложения имеют сравнительно молодой возраст и могут являться маркером распространения оледенения в последний ледниковый период (Head и др., 2003; Schorghofer, 2007).

Для исследуемых ледяных массивов характерна широтная зональность, связанная с увеличением прихода солнечной радиации на поверхность равнин при движении с севера на юг. В северных широтах можно наблюдать картину сплошного перекрытия подстилающей поверхности массивами льда, при движении на юг данная картина сменяется равнинными массивами с меньшей мощностью и сохранением льда только на теневых склонах кратера. Южнее массивы на теневых склонах заменяются многолетним покровом изморози.

При картографировании ледяных отложений была выделена краевая зона NPLD, характеризующаяся малой мощностью отложений слоистого льда/изморози и сильным влиянием эрозионной деятельности (Fanara и др., 2019), связанной в основном с сублимацией и ветровой эрозией (например Warner и Farmer 2008). Для нее типично частичное перекрытие эоловыми отложениями и увеличенное количество пылевого силикатного материала на поверхности. Зона имеет прерывистый характер со средней шириной первые десятки километров (с максимумом до ~ 200 км).

Глава 3. Физико-химические особенности льда в северных широтах Марса.

В этой главе представлены результаты анализа спектральных данных различных съемочных систем с целью определения физических и химических особенностей ледяных массивов в сравнении с отложениями полярной шапки.

Для определения физико-химических свойств льда NPLD и ледяных массивов были использованы спектральные данные среднего и ближнего ИК диапазона, полученные спектрометрами OMEGA, CRISM и THEMIS. На основе данных спектрометра OMEGA (по полосе поглощения 1.5 мкм) была составлена мозаика снимков для северной полярной области и проведено сравнение спектров ледяных массивов со спектрами NPLD (рис. 2). Данные спектрометра OMEGA также использовались для анализа отражательной способности поверхности – альbedo в ИК-диапазоне. Для более детального анализа состава ледяных массивов использовались данные спектрометра CRISM, который работал в двух режимах: картирующем (с разрешением 200 м/пикс) и высокого разрешения (до 20 м/пикс). Картирующие снимки были использованы для составления мозаики мультиспектральных данных с упором на линию поглощения льда 1.5 мкм (рис. 3). Снимки высокого разрешения использовались для анализа вариаций состава слоистых отложений ледяных массивов, а также их послойного анализа. Температура (рис. 4) и излучательная способность поверхности была получена при помощи данных атомно-абсорбционной спектроскопии камеры THEMIS.

В разделе 3.1. для анализа ледяных массивов слоистых отложений и их окрестностей была построена карта распространения льда в рассматриваемом регионе (рис. 2). При построении карты использовались данные 25 орбит (с 1001 по 1090) за летний период, соответствующий $L_S \sim 107.7^\circ - 119.2^\circ$ (L_S – Solar Longitude, $0^\circ - 90^\circ$ – весна и т.д.) – всего 36 массивов данных (спектральных кубов) (Красильников и др. 2018). В результате была построена карта сектора от $85^\circ - 260^\circ$ в.д. и $70^\circ - 90^\circ$ с.ш., демонстрирующая расположение ледяных массивов слоистых ледяных отложений в полярной области и их состав (рис. 2).

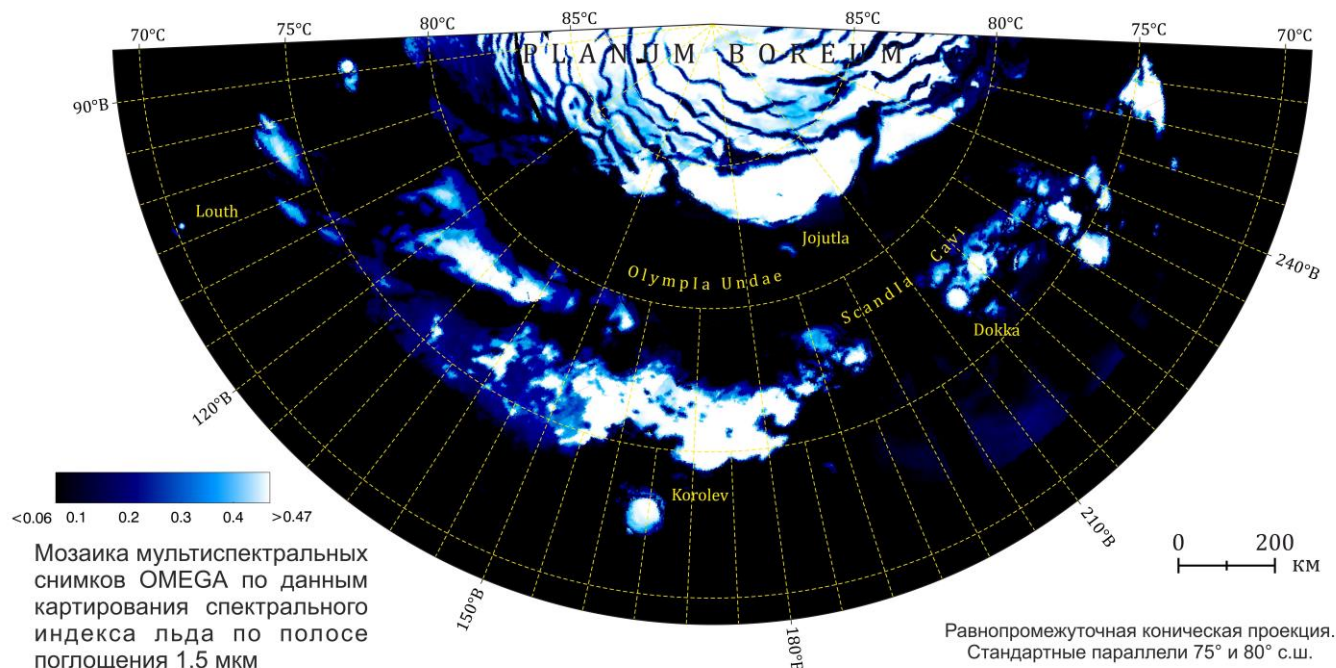


Рис. 2. Мозаика мультиспектральных снимков OMEGA с распространением отложений льда.

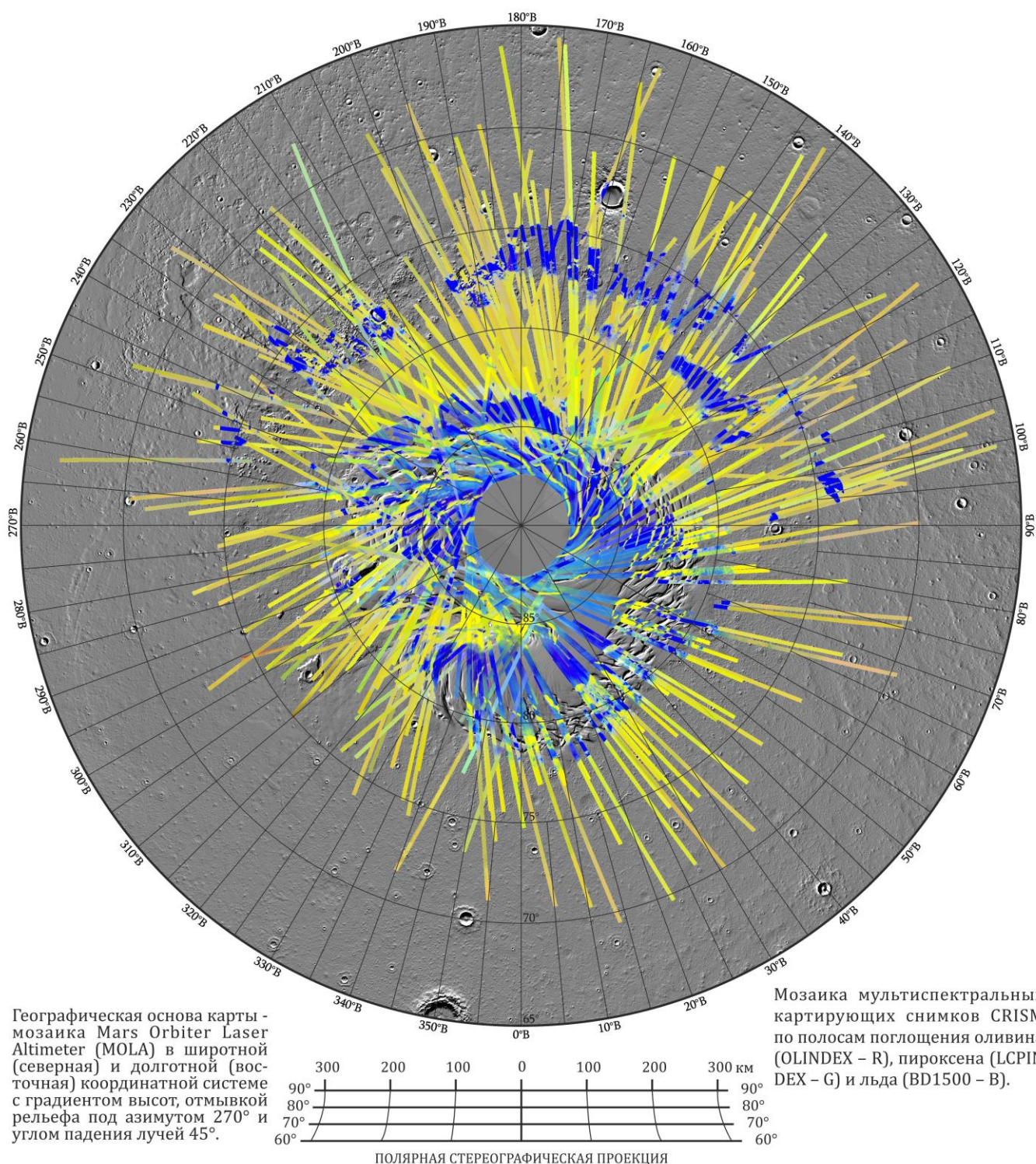


Рис. 3. Мозаика картирующих снимков прибора CRISM по полосам поглощения оливина (OLINDEX – красный), пироксена (LCPINDEX – зеленый) и льда (BD1500 – синий).

В разделе 3.2. приведены результаты определения вещественного состава ледяных массивов при помощи спектрометра CRISM. Для детализации мозаики мультиспектральных снимков прибора OMEGA была построена карта распространения льда с использованием картирующих снимков, полученных спектрометром CRISM с пространственным разрешением 200 м/пикс (рис. 3). Было отобрано 379 снимков, полученных во временном отрезке 100 – 150 Ls. Для детального исследования состава ледяных массивов вокруг полярной шапки и отложений NPLD, были использованы целевые гиперспектральные снимки CRISM.

Одним из участков исследования вещественного состава поверхности был выбран уступ полярной шапки с координатами 87.1° с.ш. и 93.5° в.д. В ИК диапазоне было обнаружено усиление спектра магнезиально-железистого пироксена и оливина, в состав которых входит Al^{3+} и группа OH^- минералов. Также было выявлено наличие высококальциевого пироксена (HCP) в некоторых ледяных слоях и гидратированных сульфатов (SINDEX). Признаки наличия данных сульфатов были выявлены в слоях с высокой концентрацией льда (~95%). В одном из нижних темноцветных слоев были обнаружены следы незначительного присутствия плагиоклаза с примесью Fe^{2+} .

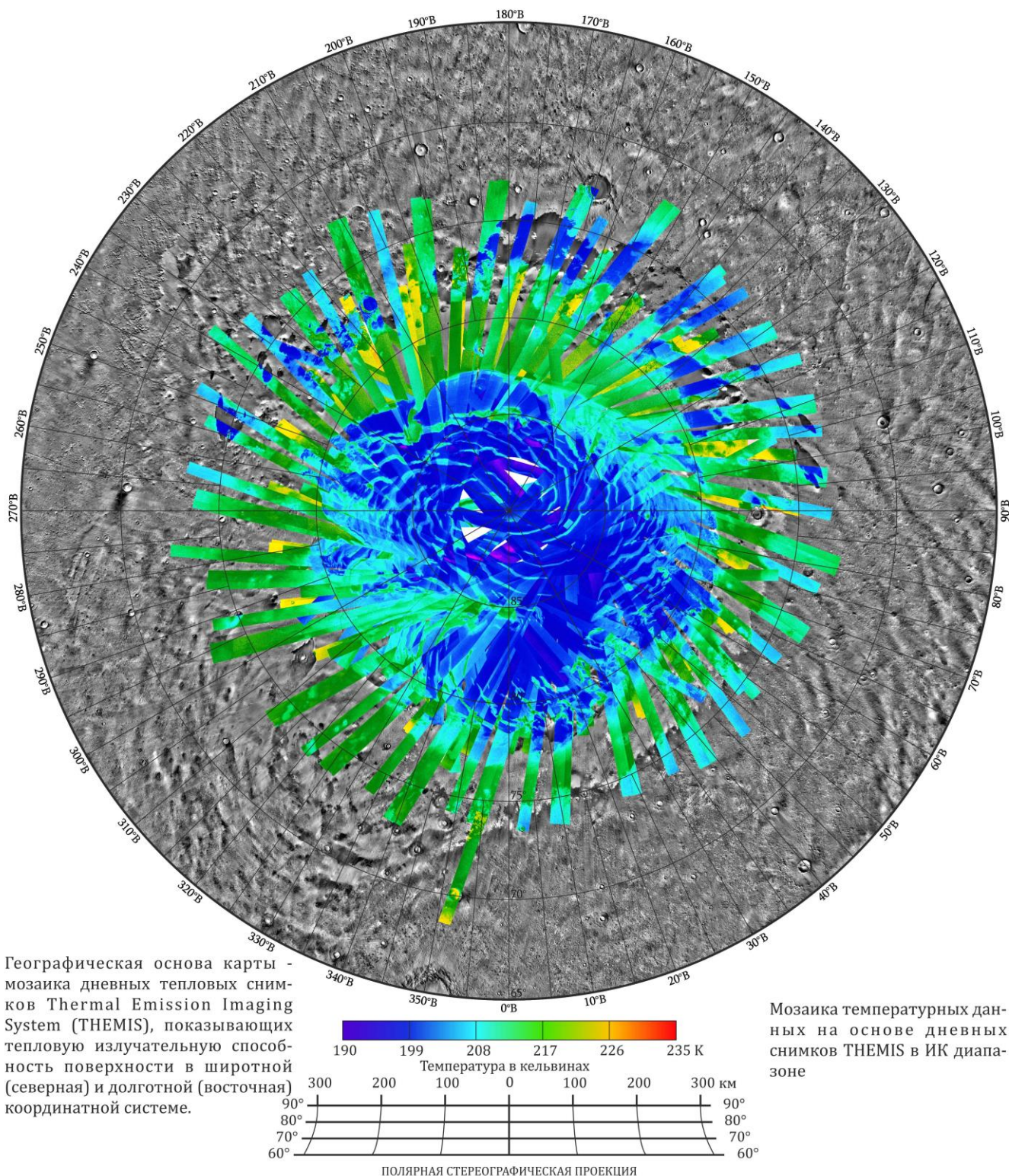


Рис. 4. Мозаика тепловых снимков полярной области Марса.

В разделе 3.3 представлены результаты определения теплофизических свойств ледяных массивов. Ледяные отложения показывают высокую отражательную способность в видимом диапазоне на мозаиках снимков МОС. Количественно показатель альбеда оценивался на примере данных спектрометра OMEGA. Значения альбеда варьируются от 0.35 – 0.4 для массивов, до 0.4 – 0.45 для полярной шапки.

Для получения температурных данных THEMIS были использованы алгоритмы обработки снимков в ИК-диапазоне в программе JMARS. В результате была построена мозаика тепловых снимков в диапазоне широт от $\sim 71^\circ$ до $\sim 87^\circ$ с.ш. с заданными параметрами по максимальному приходу солнечной радиации с 13:00 до 17:00 часов в период северного лета на Марсе L_s 130° - 140° (Рис. 4). Температура поверхности ледяных массивов составляет $\sim 195^\circ$ – 200° К, что в полной мере соответствует температурному диапазону поверхности полярной шапки.

Проанализировав данные по структурной слоистости и рассмотрев стадии накопления материала (раздел 2.1), проведя картографирование изучаемых объектов (раздел 2.2), изучив состав и некоторые физические свойства ледяных массивов, можно сделать вывод, что гипотеза о генетической связи ледяных массивов и отложений полярной шапки может считаться правдивой, а, следовательно, ледяные массивы могут являться останцами полярной шапки.

Глава 4. Расчет объемов поверхностного и погребенного слоистого льда вокруг северной полярной шапки.

Оценка объемов поверхностного и погребенного льда в высоких северных широтах Марса является важной научной задачей. Определение объемов льда в останцовых ледяных массивах осуществлялась двумя взаимодополняющими подходами: использование данных лазерного альтиметра MOLA и использование радарных данных инструмента SHARAD.

В разделе 4.1. описывается разработанная методика определения мощности и объемов ледяных массивов, расположенных внутри кратеров и на локальной плоской поверхности с использованием данных лазерной альтиметрии. Использование данного метода обусловлено относительной простотой обработки и получением качественных результатов. Данный подход применим для массивов, находящихся на ровной поверхности и занимающих относительно небольшую площадь.

Для локальных массивов на плоской поверхности мощность и объем вычислялся как разница высот между поверхностью ЦМР и плоскостью, находящейся в основании массива (базисной поверхностью). Базисная поверхность выбиралась при помощи оценки средней высоты поверхности вокруг ледяного массива в буферной зоне, соответствующей минимальной ширине массива, но не превышающей 3 км. Результаты по максимальной мощности были сравнены с радарными данными. С результатом учета погрешностей, данный метод применим для небольших по площади ледяных массивов, расположенных на плоской поверхности, мощностью менее 200 м.

Для ледяных массивов, находящихся внутри ударных кратеров, альтернативой радарным данным может являться геометрический анализ формы кратера с помощью данных MOLA. Существующая модель формы ударного кратера для Марса определяет зависимость глубины и формы кратера от его типа и диаметра согласно Garvin и др., (2003) и Garvin и Frawley, (1998). Усредненный топографический профиль через кратер (по данным MOLA), рассчитанный при помощи программы Guseva и Ivanov, (2019), сравнивался с модельным. Разница между предполагаемой глубиной кратера и реальным усредненным профилем является мерой мощности ледяного массива на днище кратера.

Путем сравнения модельного и фактического усредненного профилей кратера отрисовывалось основание ледяного массива. Полученный профиль ледяных массивов аппроксимировался двумя параболами, одна описывает подножие массива, а другая его кровлю. Объем массива определялся как сумма фигур вращения, описываемых этими параболами.

В разделе 4.2. рассматривается применение данных радара SHARAD для определения мощности и объема массивов с большой площадью, расположенных в местности с неровным рельефом. Также с использованием данных радара были исследованы предполагаемые уступы полярной шапки в районе Olympia Undae.

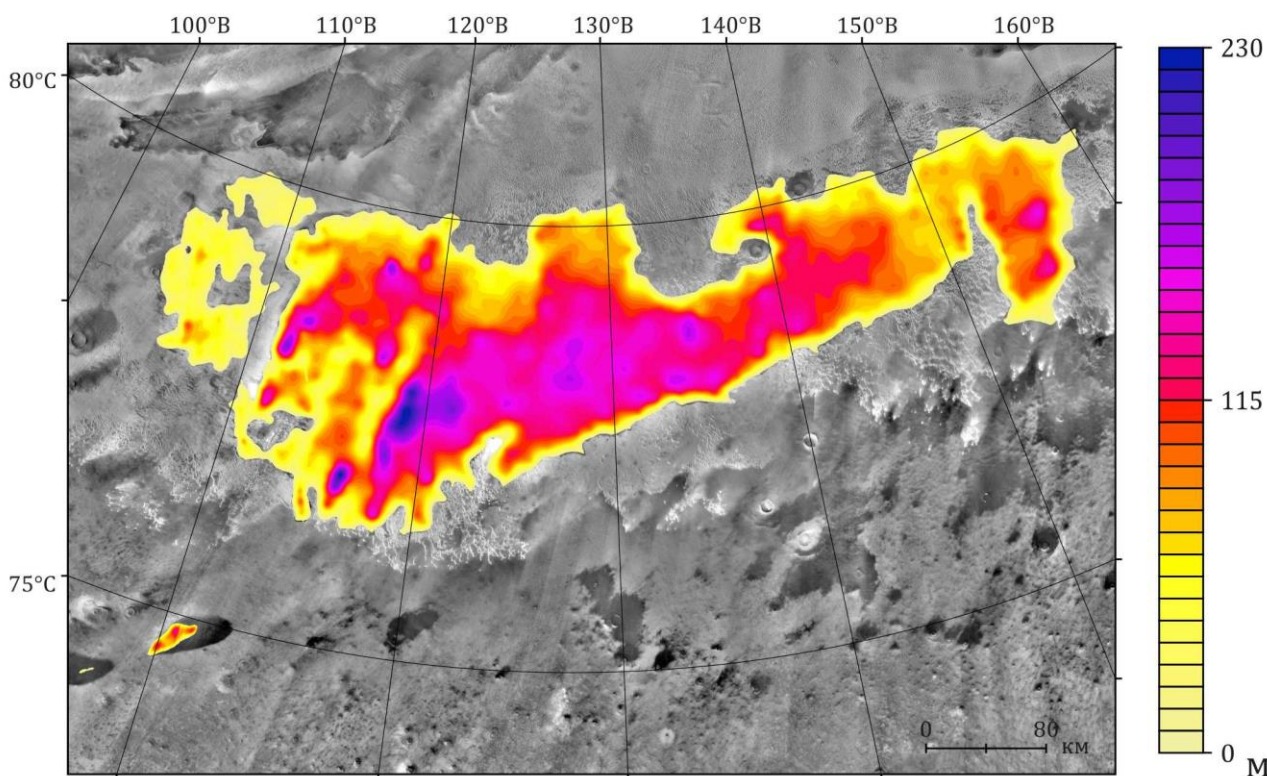


Рис. 5. Мощность ледяных слоистых массивов в секторе исследований $90^{\circ} - 160^{\circ}$ в.д. и $70^{\circ} - 83^{\circ}$ с.ш. по данным радара SHARAD.

Для определения объема поверхностных и погребенных слоистых ледяных отложений были проанализированы данные SHARAD в области Olympia Mensae $\sim 77^{\circ}$ с.ш. $\sim 120^{\circ}$ в.д. При обработке профилей была построена сеть точек с измерениями мощности с разрешением $\sim 5 \times 5$ км. Аппроксимация полученных измерений позволила получить карту мощности ледяных массивов. Мощность отложений основного массива достигает 230 метров (рис. 5). На основе полученных оценок был рассчитан объем поверхностного и погребенного слоистого льда в секторе $90^{\circ} - 160^{\circ}$ в.д. и $70^{\circ} - 83^{\circ}$ с.ш., который составляет 6740 км^3 с максимальной мощностью отложений 420 м.

При изучении радарных и оптических данных области Olympia Undae было обнаружено несколько мест с обнажением слоистого льда. Слоистые отложения обнажаются в стенке уступов, в основании которых расположены вытянутые ложбины глубиной до 80 метров и длиной в несколько десятков километров. Район Olympia Undae располагается в долготном диапазоне $110^{\circ} - 250^{\circ}$ в.д. и на широтах $80^{\circ} - 83^{\circ}$ с.ш. (рис. 6). Район перекрыт песчаными отложениями, южнее полей дюн располагается область Scandia Cavi с расчлененным рельефом и реликтовыми ледяными массивами. Существует гипотеза, что ресурсом приполярных дюнных полей являются отложения

полярной шапки и, в частности, отложения BU (Fishbaugh и Head 2005; Massé и др. 2010). Силикатный материал, освободившийся после сублимации льда, может составлять значительную часть песчаного материала данной области. По приблизительным оценкам, мощность эолового покрова составляет несколько десятков метров, что соответствует мощности сублимированных отложений NPLD более 100 – 400 м.

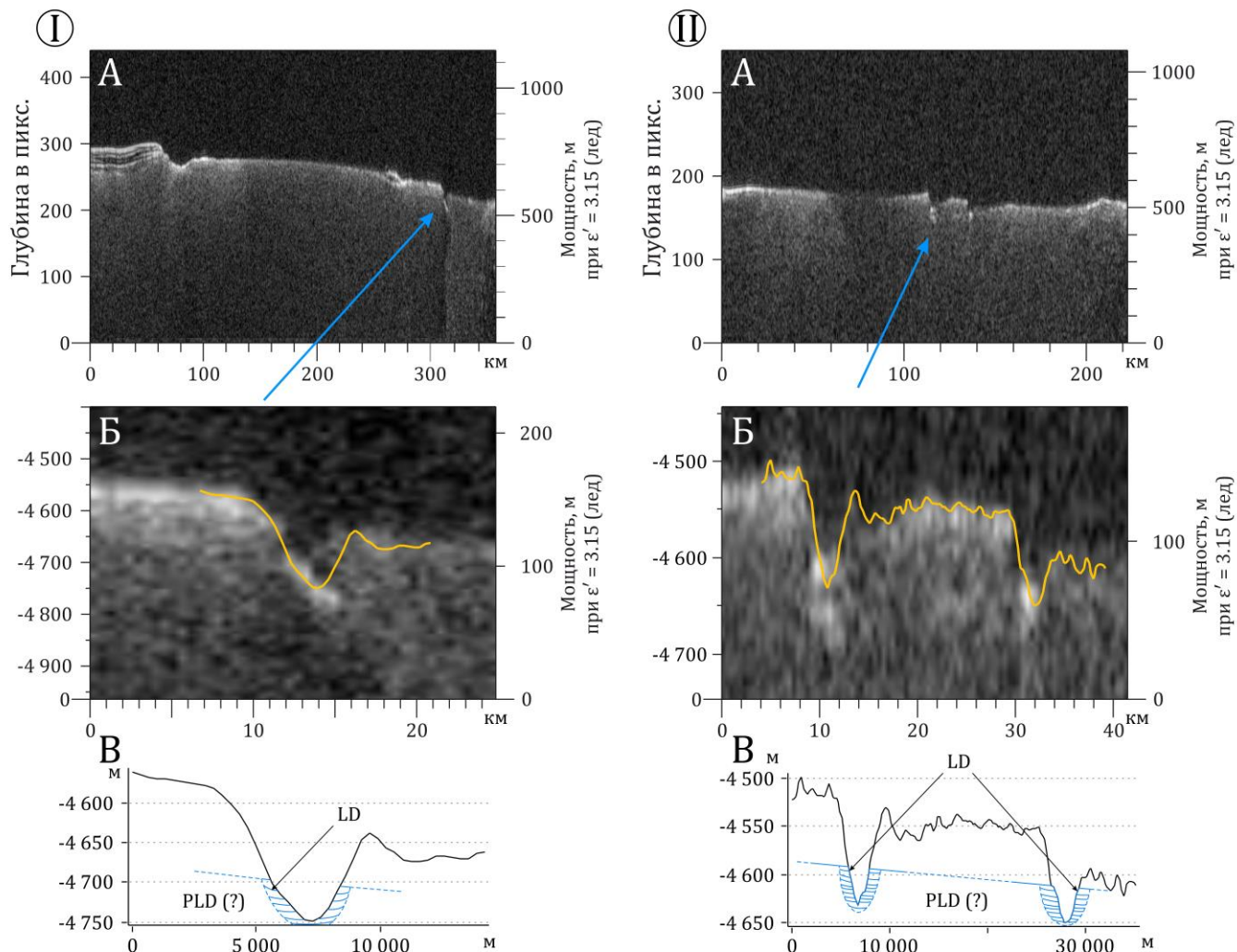


Рис. 6. Обработка радарных данных на предполагаемые уступы полярной шапки в области Olympia Undae. I – уступ 80.5° с.ш. 159° в.д., II – уступ 81.3° с.ш. 137° в.д. А – обработанный профиль с приведением оси ординат к глубине с использованием диэлектрической проницаемости для льда 3.15. Б – наложение гипсометрического профиля по данным альтиметрии. Светлый тон на радарограмме показывает присутствие льда в нижней части уступов и в ложбинах. В – интерпретация радарных данных.

Данные SHARAD показали отражательную способность, свойственную для льда, анализ мультиспектральных данных и данных видимого диапазона также подтверждает присутствие ледяной составляющей и слоистой структуры. Мощность ледяных отложений в пределах уступов составляет ~50 м (I) и ~70 м (II), соответственно. Предполагается, что данные уступы являются реликтовыми уступами полярной шапки.

Глава 5. Эволюция северной полярной шапки Марса и палеогляциальные формы рельефа.

Климатические условия и формирование границы полярной шапки Марса сильно зависят от наклона оси вращения планеты. По существующим моделям (Laskar и др. 2004) наклон за последние 20 млн. лет менялся от $\sim 0^\circ$ до 45° . За данный период происходили значительные изменения в криосфере планеты. При низком наклоне оси вращения основная часть солнечной энергии приходится на экваториальную зону, мощность полярных шапок возрастает за счет сублимации H_2O на более низких широтах и ее переноса в полярные области (Newman и др. 2005). При наклоне оси $\sim 27^\circ - 35^\circ$ контраст сезонов увеличивается, что приводит к увеличению мощности атмосферы и возрастанию ее запыленности. При наклоне оси $\sim 40^\circ - 60^\circ$ контраст температур летнего и зимнего полушария возрастает еще больше. Атмосфера становится более активной и запыленной. Полярные шапки полностью сублимируются, на их месте образуются сезонные покровы из CO_2 и H_2O .

В рамках диссертационного исследования изучались массивы, расположенные вокруг полярной шапки на широтах $70^\circ - 83^\circ$ с.ш., формирование и сохранение которых могло происходить только при наклоне оси вращения $< 35^\circ$.

В разделе 5.1. рассматриваются формы рельефа, связанные с распространением поверхностного и грунтового льда на более низкие широты в предыдущие климатические эпохи. К таким формам рельефа относятся овраги и промоины, сформированные тальми водами мерзлоты (Malin и Edgett 2000; Milliken и др. 2003), полигональный рельеф (например Seibert и Kargel 2001; Krasilnikov 2015), предполагаемые бугры пучения (например, Burr и др. 2009; Demidov и др. 2019), кратеры на пьедестале (Kadish и др. 2010; Kadish и Head 2011). Формы рельефа на средних и низких широтах, связанные с вязкопластическим течением льда – лопастевидные шлейфы обломочного материала (LDA), структуры вязкопластического течения (VFF) и тропические ледники (TMG) (Squyres 1978; Lucchitta 1984; Squyres и Carr 1986). Кратеры с концентрическим заполнением можно встретить на широтах $\sim 30^\circ - 50^\circ$ с.ш. Процесс формирования таких отложений схож с предложенным механизмом заполнения полярных кратеров ледяными отложениями. В период большого наклона оси вращения планеты, в северном полушарии формировался постоянный покров H_2O , распространявшийся до $\sim 30^\circ$ с.ш. (Fastook и Head 2014). Большие и средние кратеры способствовали сохранению и накоплению льда. При уменьшении наклона оси вращения, лед в кратерах начинал сублимировать, оставляя на валах кратера формы, схожие с земными боковыми моренами. Криогенные и гляциальные формы рельефа, расположенные в средних и низких широтах, могли формироваться только в периоды с большим наклоном оси вращения ($> 35^\circ$), что соответствует временному отрезку более 5 млн. лет (Laskar и др. 2004).

В данной работе выдвигается гипотеза, что при смещении широтной зональности на юг, ледяные массивы внутри кратеров и на их бортах могли накапливаться на более низких широтах, достигая $\sim 65^\circ$ с.ш. Одним из возможных подтверждений данной гипотезы являются обнаруженные серии лопастевидных мореноподобных гряд на трех участках исследования. Было выдвинуто предположение, что формирование гряд связано с чрезмерным накоплением льда на наклонной поверхности и сходом дальнепробежной ледокаменной лавины или быстрого сёрджа. Основной гипотезой является образование гряд в результате схода лавины (Krasilnikov и др., 2020), моделирование которой было произведено в диссертации.

На высоких широтах северного полушария Марса располагаются два кратера (70.3° с.ш. 266.45° в.д. (А) и 67.25° с.ш. 249.45° в.д. (Б)) с диаметром ~ 30 км, с наличием на их внутренних склонах характерных лопастевидных конечных мореноподобных гряд (LMLR) (Krasilnikov и др., 2016). На поверхности равнин, в районе 74° с.ш. 95° в.д. (В), располагается ледяной массив с характерным для NPLD послойным накоплением материала (Красильников и др., 2018). На расстоянии ~ 20 км к северо-западу от массива присутствуют валы, подобные по морфологии, ориентировке и количеству серий валам LMLR в кратерах. Сходство валов на равнине и в кратерах может свидетельствовать о едином генезисе.

Для подтверждения предположения о возникновении лопастевидных мореноподобных гряд в результате схода ледово-каменной лавины, было проведено моделирование схода лавины в кратере А с использованием метода случайной кинетической энергии (RKE) (рис. 7) (Christen и др. 2010).

Моделирование схода ледяного тела методом RKE было проведено в программе Rapid Mass Movement Simulation (RAMMS) в программном модуле RAMMS::Avalanche, описывающим движение потока снежной массы вниз по склону в трехмерном пространстве (Christen и др. 2010). В результате ряда тестов по моделированию процесса схода лавины в кратере А, была проведена экстраполяция данных и получена модель схода ледяного тела с начальными параметрами мощности массива ~ 200 м (Krasilnikov и др., 2016).

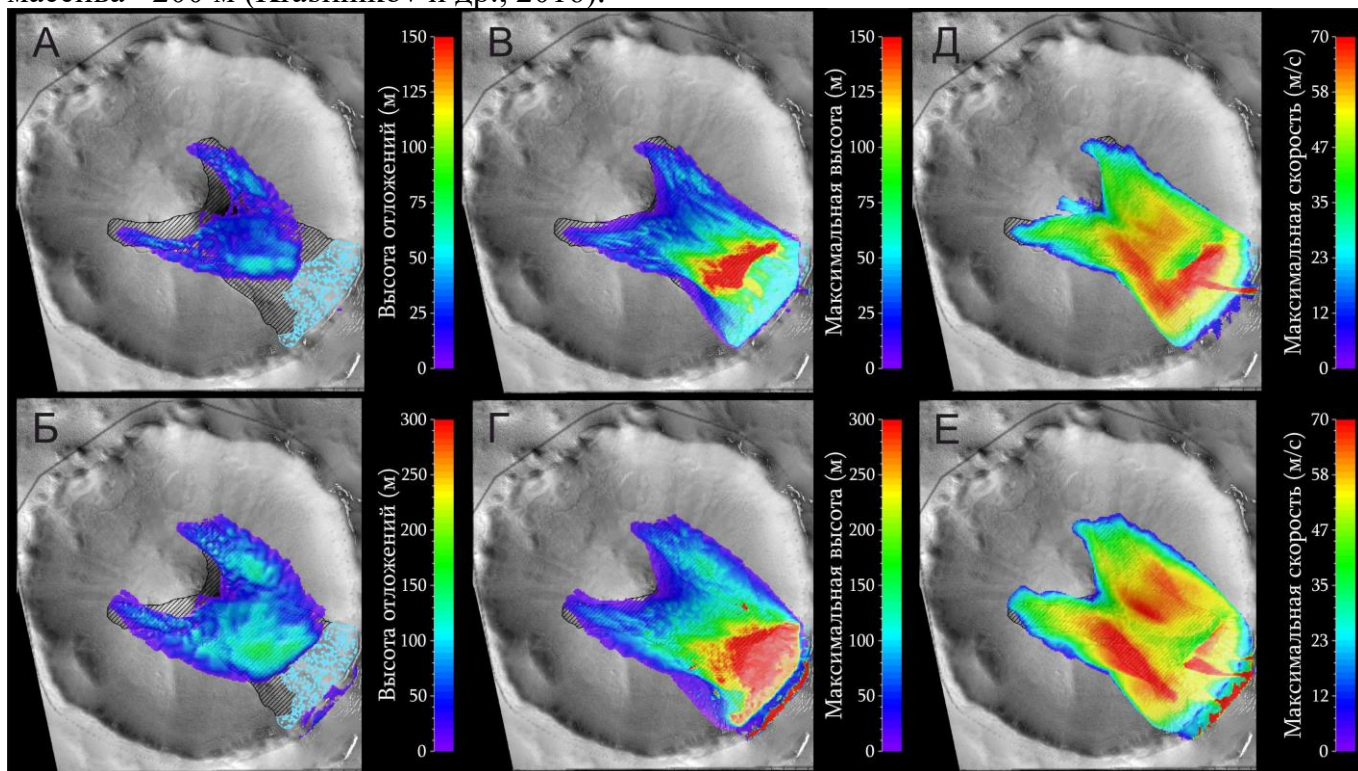


Рис. 7. Результаты моделирования методом RKE (Christen и др. 2010) при помощи RAMMS::Avalanche на внутреннем склоне кратера А (70.3° с.ш. 266.45° в.д.). В верхнем ряду (А, В, Д) показаны результаты для исходного тела с мощностью 100 м, в нижнем (Б, Г, Е) – с мощностью 500 м. А и Б – высота сорвавшегося материала после прохождения лавины. В и Г – максимальная высота потока. Д и Е – максимальная скорость потока (Krasilnikov и др., 2020).

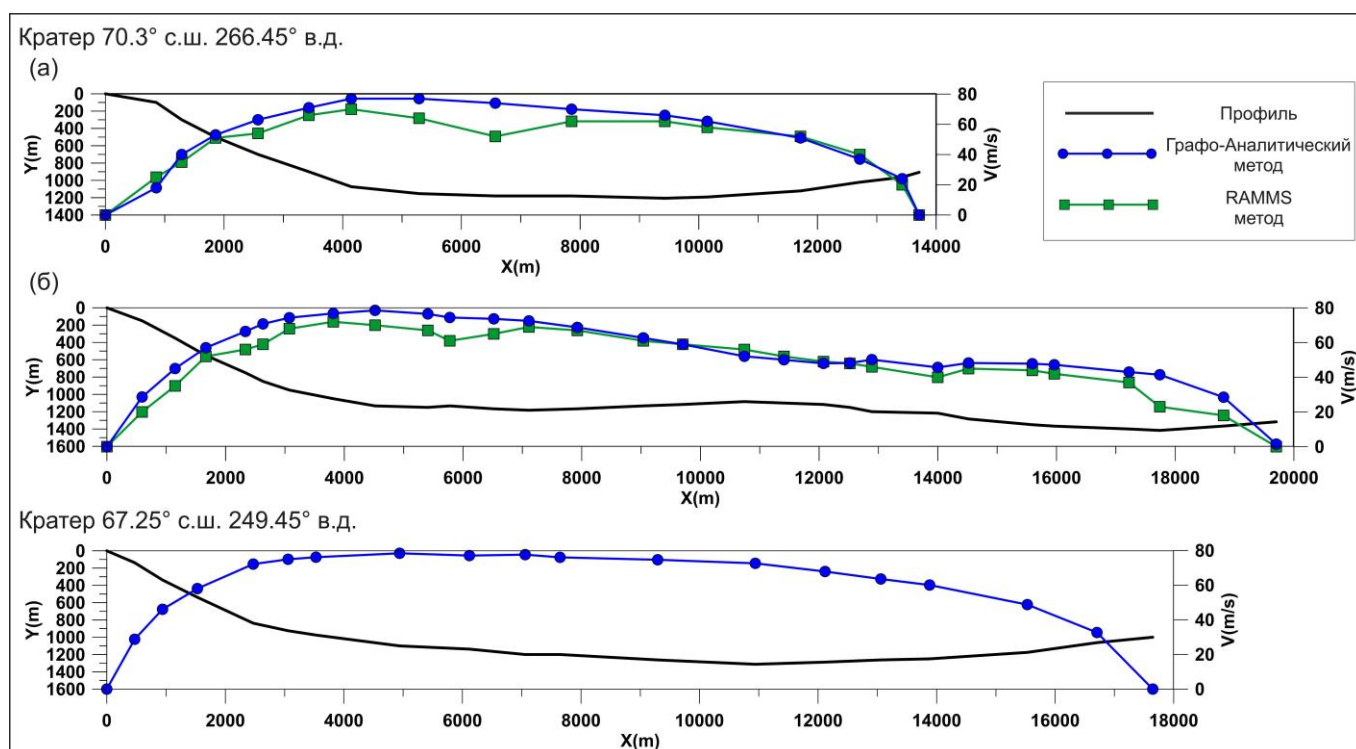


Рис. 8. Профили распределения скорости схода лавины в кратере А с центральной горкой (а) и в обход центральной горки (б), рассчитанные с использованием графо-аналитического метода и метода RKE (Krasilnikov и др., 2020).

Для подтверждения результатов, полученных методом RKE, и проведения экспериментов по сходу лавины в кратере Б и районе В, был использован графо-аналитический метод расчета движения лавины (рис. 8) (Войтковский К.Ф. 1989).

Метод включает в себя аналитический и графический подходы, где движение лавины рассматривается как движение твердого тела по наклонной поверхности с некоторым постоянным уклоном под действием силы тяжести и силы трения. Основной движущей силой является сила тяжести, которая затрачивается на преодоление инерции лавины, силы трения поверхности и сил сопротивления окружающей среды.

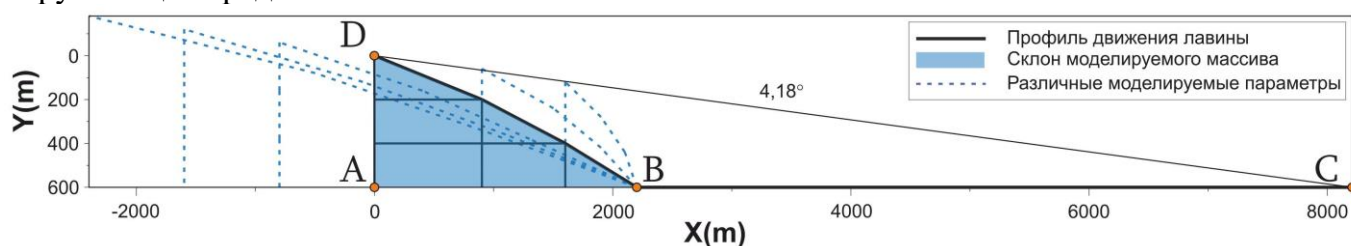


Рис. 9. Моделирование лавинообразования на материнском ледяном массиве (74° с.ш. 95° в.д.) с использованием графо-аналитического метода. Было подобрано несколько вариантов моделируемых параметров по высоте и длине склона (пунктирная линия). Жирная линия показывает путь моделируемой лавины с началом в точке D, выходом на равнину в точке В и конечной точкой С. $AC=L$ (пробег лавины), $AD=H$ (высота массива) (Krasilnikov и др., 2020).

Если предположить, что валы нагнетания на равнине (74° с.ш. 95° в.д.) имеют схожий с LMLR в кратерах механизм образования, то при помощи графо-

аналитического метода можно рассчитать приблизительные параметры склона, на котором зародилась данная лавина. Из-за отсутствия материнского тела, на котором зародилась лавина, приходится отталкиваться от параметров LMLR на равнине с протяженностью ~6 км от хорошо различимой линии старта (участок В). Таким образом, зная начальную и конечную точку на равнине, можно варьировать высоту и длину склона материнского массива для достижения лавиной конечной точки. Была выполнена серия моделей изначальных параметров ледяного массива, на котором зародилась лавина (рис. 9). По результатам нескольких моделей была выбрана наиболее вероятная мощность родительского массива льда ~600 м с длиной склона 2 000 м (рис. 9). Данные значения были выбраны как усредненные возможные параметры для рассчитываемого массива.

После анализа представленных данных, формирование вытянутых лопастевидных мореноподобных гряд на восточном и юго-восточном внутреннем склоне кратера А (70.3° с.ш. 266.45° в.д.) и Б (67.25° с.ш. 249.45° в.д.), а также гряд на поверхности равнины в районе В (74° с.ш. 95° в.д.), можно отнести к единому генезису из-за схожих геоморфологических и морфометрических параметров. Формирование ледяных массивов льда на исследуемых широтах могло происходить в период распространения северной полярной шапки на более низкие широты (Красильников и др., 2018). В данную климатическую эпоху локальные метеорологические условия позволили накопить массив льда с мощностью ~200 м на борту кратера и ~600 м на равнине. Превышение пороговой нагрузки на нижележащие слои льда привело к сдвиговой деформации нижнего слоя льда/изморози и сходу дальнепробежной лавины (Krasilnikov и др., 2020).

Раздел 5.2 посвящен анализу представленной в диссертации информации и оценке возможного временного отрезка, в течение которого наблюдалось смещение границы полярной шапки на более низкие широты.

Основываясь на работе Smith и др. (2016), в диссертации рассматриваются следующие периоды развития северной полярной области: А – от 2.8 до 4.1 млн. лет; В – от 2.1 до 2.8 млн. лет; С – от 0.37 до 2.1 млн. лет; D – от 0 до 0.37 млн. лет. Проведенное в данной диссертации исследование по сравнению структуры, состава, морфометрических параметров полярной шапки и слоистых ледяных массивов показало генетическое сходство отложений, что говорит об активном формировании существующих останцов в момент максимального накопления льда в полярной области, а именно в периоды А (2.8 – 4.1 млн. лет) и С (0.37 – 2.1 млн. лет). Период С можно разделить на два временных отрезка со сравнительно одинаковыми циклами наклона оси вращения: С₁ (1.3 – 2.1 млн. лет) и С₂ (0.37 – 1.3 млн. лет). Таким образом, гляциальные и криогенные формы рельефа, образованные в период С₁, перекрывались более молодыми образованиями в период С₂. Рассматриваемое в данной работе последнее смещение границы полярной шапки на более низкие полярные широты происходило во временном промежутке С₂ (0.37 – 1.3 млн. лет). При минимальном наклоне оси вращения покров изморози достигал 75° с.ш. с фрагментарным формированием покрова изморози на широтах 65° – 70° с.ш. Ледяные массивы, приуроченные к кратерам, также спускались до широты ~65°, формируя современные формы кратеров с концентрическим заполнением в полярной области. Отложения полярной шапки перекрывали область Olympia Planum и Olympia Undae, в пределах которых обнаружены уступы палео-полярной шапки и выходы слоистых ледяных отложений из-под эолового покрова. Области Olympia Mensae и Scandia Cavi расположены вплотную к этим регионам и являлись краевой зоной полярной шапки

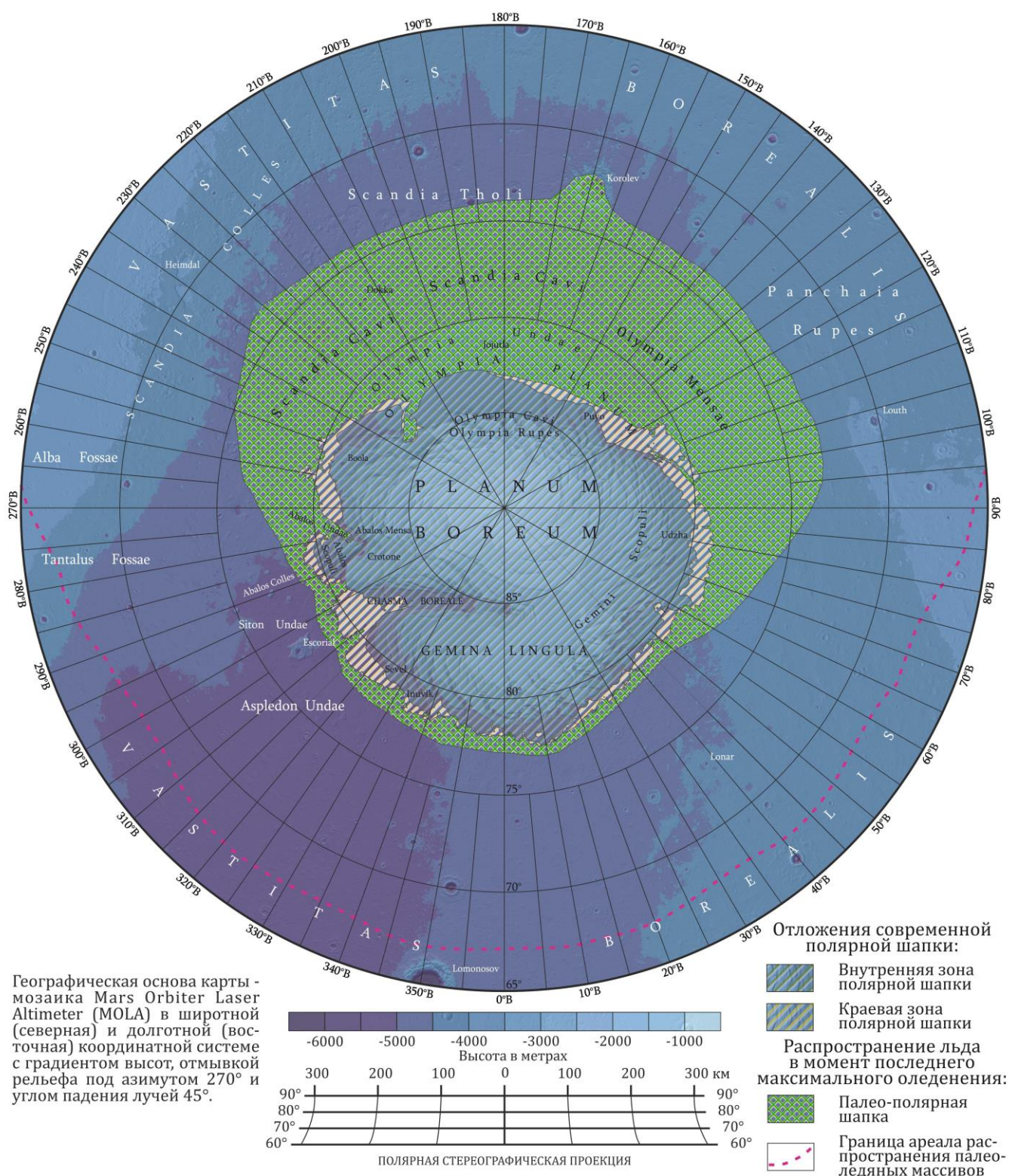


Рис. 10. Границы распространения палео-полярной шапки и обособленных ледяных массивов.

в момент ее максимального распространения.

В местах с наиболее благоприятными метеорологическими условиями, покров изморози сохранялся на время межледниковых периодов с наклоном оси вращения 30° – 35°. При этом основная часть изморози сублимировала, а для сохранившихся массивов характерно формирование более темных стратиграфических слоев льда, связанных с более активной атмосферой. В период В (2.1 – 2.8 млн. лет) и в настоящее

время (0 – 0.37 млн. лет) происходило и происходит постепенное накопление льда в пределах полярной шапки и в наиболее благоприятных для этого местах с метеорологической и орографической точки зрения.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ РАБОТЫ

В работе представлен обзор имеющейся информации по строению и эволюции криосферы Марса. Объектом изучения являются ледяные останцовые массивы слоистых отложений вокруг северной полярной шапки. Проведен анализ морфологии, структуры, физико-химических свойств и морфологических признаков эволюции данных массивов. В результате были сформулированы следующие выводы:

1. Ледяные останцовые массивы слоистых отложений залегают на поверхности равнины *Vastitas Borealis* в широтном диапазоне 70° - 82° северной широты за пределами северной полярной шапки. Основная группа массивов расположена в секторе 90° – 240° восточной долготы. Встречающиеся останцы были разделены по морфологическим признакам и характерного для них типа рельефа. Основными типами являются массивы, расположенные на поверхности равнины и приуроченные к кратерным структурам. Наилучшую сохранность имеют ледяные массивы, расположенные в теневых частях кратеров, на днище и внешних северо-восточных бортах. Наблюдается широтная зональность распространения различных типов останцов. Таким образом, в северных широтах можно наблюдать картину сплошного перекрытия подстилающей поверхности массивами льда, при движении на юг данная картина сменяется равнинными массивами с меньшей мощностью, сохранением льда только на теневых склонах кратера. При этом происходит постепенное замещение слоистого льда многолетним покровом изморози, являющимся маркером возможного перекрытия данной территории ледяным массивом в прошлом.
2. Ледяные массивы обладают слоистой структурой, связанной с конденсацией частиц водяного пара с осажденным силикатным материалом. Слоистая структура останцовых массивов полностью повторяет характер слоистости отложений полярной шапки (NPLD).
3. Исходя из температуры и давления на поверхности Марса лед слоистых массивов был отнесен к обычному гексагональному типу (I_h). Отражательная способность поверхности льда, зависящая в первую очередь от запыленности, несколько ниже для останцовых массивов, чем для полярной шапки (0.3 – 0.4 и 0.4 – 0.5 соответственно). На дневных тепловых снимках THEMIS поверхность ледяных останцов имеет ярко выраженный, по сравнению с окружающей равниной, темный оттенок, что говорит о высокой излучательной способности, схожей по своим значениям со значениями для NPLD. Изучение температуры поверхности вокруг полярной шапки показало, что средняя температура льда составляет $\sim 195^{\circ}$ – 200° К, что на 10° – 20° ниже значений для окружающей поверхности.
4. Вокруг полярной шапки наблюдаются значительные объемы поверхностного льда, сконцентрированного в слоистых ледяных массивах. Для рассчитанного сектора 90° – 160° в.д. и 70° – 83° с.ш. объем поверхностного льда составляет ~ 6740 км³. Мощность данных останцов достигает 420 метров.
5. Был произведен поиск и анализ палеогляциальных форм рельефа в высоких северных широтах Марса. Для ранее описанных лопастевидных

мореноподобных гряд (Garvin и др., 2006; Kreslavsky и Head, 2011) был предложен процесс их формирования в виде дальнепробежной ледово-каменной лавины или быстрого сёрджа. По результатам моделирования лавины с использованием метода случайной кинетической энергии и графо-аналитического метода, было выдвинуто предположение о возможном наличии ледяных массивов льда на широтах $\sim 70^\circ$ северной широты мощностью 150 – 200 м в более холодные (для полюсов) климатические эпохи, приуроченные к наименьшему наклону оси вращения планеты ($15^\circ - 20^\circ$).

6. Данные о мощности слоистых ледяных массивов, их составе, структуре и пространственном распределении, полученные в диссертационной работе, были связаны с результатами моделирования наклона оси вращения Марса по данным Laskar и др. (2004) и зависимостью от данного параметра климатических условий на поверхности планеты (Levrard и др., 2007). Комплексный анализ полученной информации позволил оценить возраст последнего максимального распространения границ полярной шапки на более низкие северные широты, который составляет 0.37 – 1.3 млн. лет. В данный период границы полярной шапки смещались на 75° с.ш. в областях Olympia Mensae и Scandia Cavi (сектор 90° в.д. по 260° в.д.). Ареалы распространения различных типов ледяных массивов могли достигать $\sim 65^\circ$ с.ш. и сохранялись на дне ударных кратеров. В исторический период времени активное смещение границ полярной шапки и накопление ледяных массивов в высоких северных широтах происходило в период наклона оси вращения $15^\circ - 20^\circ$. В настоящее время (0 – 0.37 млн. лет) происходит постепенное накопление льда в пределах полярной шапки и в наиболее благоприятных для этого местах с метеорологической и орографической точки зрения.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

В журналах Scopus, WoS, RSCI, а также в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 25.00.25:

1. *Brusnikin E.S., Kreslavsky M.A., Zubarev A.E., Patratiy V.D., Krasilnikov S.S., Head J.V., Karachevtseva I.P.* Topographic measurements of slope streaks on Mars // *Icarus*, 2016. 278. P. 52–61. (IF 3.51)
DOI: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2016.06.005>
2. *Красильников С.С., Брусникин Е.С., Зубарев А.Э., Бюлер У., Кузьмин Р.О.* Построение цифровой модели рельефа Марса по данным сканерной съемочной системы Context Camera (CTX) для дальнейшего геолого-геоморфологического анализа // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 2017а. Т. 14. № 4. С. 265–272. (IF 0.87)
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-4-265-272 – переводная версия.
3. *Красильников С.С., Кузьмин Р.О., Евдокимова Н.А.* Слоистые ледяные останцы в высоких северных широтах Марса // *Астрономический вестник*, 2017б. Т. 51. №6. С. 1–11. (IF 0.76)
DOI: <https://doi.org/10.1134/S0038094617060065> – переводная версия.
4. *Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Bühler Y., Zabalueva, E.V.* Formation of long-distance water ice avalanches on Mars // *Planetary and Space Science*, 2020. 186. P. 1–10. (IF 1.78)
DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2020.104917>

Иные публикации:

5. Krasilnikov S.S. Morphometric characteristics of polygonal structure of Mars depending on surface morphology // 6th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2015. PS-45. P. 265–266.
6. Красильников С.С. Формирование и численное моделирование схода ледяной H₂O лавины на северных широтах Марса // XIII конференция молодых ученых. Фундаментальные и прикладные космические исследования. ИКИ РАН, Москва. 2016. P. 50.
7. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Bühler Y., Zubarev A.E. Simulation of water ice glacial surges in north polar craters on Mars // 47th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2016. 1881. 2 p.
8. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. H₂O ice layered deposits on the northern plain of Mars // International Symposium on Lunar и Planetary Science. Wuhan, China. 2016. P. 126–127.
9. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Evdokimova N.A. Composition of remnant massifs of the bright layered deposits around the north polar cap of Mars // 48th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2017. 2102. 2 p.
10. Zabalueva E.V., Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. Graph-analytical method in ice avalanche streams modeling on Mars // 50th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2019. 1818. 2 p.
11. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. Measuring of thicknesses of remnant massifs of layered deposits at high northern latitudes of Mars // 50th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2019. 2370. 2 p.
12. Krasilnikov S.S., Zarodnyuk A.V., Ivanov M.A., Kuzmin R.O. Measuring of volume and thicknesses of remnant massifs of layered deposits on Mars, using altimetry data and math approximation // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019. PS-19. P. 296–298.
13. Demidov N.E., Demidov V.E., Gunar A.Yu., Karaevskaya E.S., Krasilnikov S.S., Liebner S. 2019. Pingos on Spitsbergen and on Mars as astrobiological target // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019. AB-15. P. 258–260.