

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КАТАСТРОФЫ

Том II

**ГЕОЛОГИЯ УРАНА,
ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГЛЯЦИОЛОГИЯ**

Москва
2011

УДК 504.0
ББК 26.2
Г35

Экстремальные природные явления и катастрофы : в 2 т. / Отв. ред. А.О. Глико;
ИФЗ РАН. – М. : ИФЗ РАН, 2010; 2011.

ISBN 978-5-91682-012-6

Г35 Т. 2 : **Геология урана, геэкология, гляциология** / Отв. ред. В.М. Котляков, ИГ РАН;
отв. сост. А.Л. Собисевич, ИФЗ РАН; – М. : ИФЗ РАН, 2011.

ISBN 978-5-91682-014-0

Во втором томе коллективной монографии изложены результаты теоретических и экспериментальных исследований, связанных с изучением актуальных проблем современной геологии урановых месторождений, геэкологии и гляциологии, имеющих целью обеспечение безопасности населения и важных промышленных объектов на территории Российской Федерации. Анализируются основные промышленно-генетические типы урановых месторождений; рассмотрены новые прогрессивные технологии добычи радиоактивных материалов; изучено поведение актинидов в условиях долгосрочного хранения и захоронения отработанного ядерного топлива. Полученные научные результаты отражают современные проблемы безопасности атомной энергетики.

Приведены новые научные данные, связанные с изучением эволюции Антарктического и арктических ледниковых покровов, от состояния которых зависит уровень Мирового океана. Достаточно внимания уделено геэкологическим проблемам Северного Кавказа. Анализируются уникальные данные, полученные при проведении глубокого кернового бурения ледника на Западном плато вулканической постройки Эльбруса.

Изучены наиболее опасные геэкологические процессы на территории РФ, которые могут привести к гибели людей, ранениям и потере здоровья, а также к значительным материальным ущербам; разработан специальный ГИС-проект, который является готовым к использованию продуктом со всеми элементами, присущими автоматизированной информационной системе специального назначения, содержащей развернутые базы данных.

Полученные новые научные результаты и разработанные технологии уже востребованы на практике.

Для специалистов в области наук о Земле, строительства и чрезвычайных ситуаций.

УДК 504.0
ББК 26.2

The Volume II of the collective monograph presents the results of both theoretical and experimental studies of actual problems of modern geology of uranium deposits, geoecology and glaciology in order to mitigate issues on public safety and potentially hazardous industrial facilities and consequent risks on the territory of Russian Federation. Primary types of industrial uranium ore deposits are analysed, new progressive technologies of prospecting of radioactive materials are considered, the behaviour of actinides in long-time storages and nuclear waste burial sites are studied. The results obtained represent modern safety problems of nuclear power engineering.

New scientific data related to evolution of glaciers in Arctic and Antarctica governing the global level of world ocean are presented. Specific attention is paid to geoecological problems in Northern Caucasus. Genuine data gathered in the course of deep core drilling on the Western plateau of the Elbrus volcano.

Most significant hazardous geoecological processes on the territory of Russian Federation, threatening populated areas in terms of human health and injury, substantial property damage are studied. The specialized geographical information system (GIS) is the database driven product with high level of automation and it has been developed in frames of the actual research initiative.

The new fundamental scientific results obtained and the new technologies developed are of particular interest for practical applications.

The book will satisfy the needs of specialists in Earth sciences, industrial construction applications and hazard assessment.

ISBN 978-5-91682-014-0
ISBN 978-5-91682-012-6

© Российская академия наук, 2011
© Коллектив авторов, 2011

Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев

ВОДА В ПОЛИТЕРМИЧЕСКИХ И ТЕПЛЫХ ЛЕДНИКАХ

Учреждение Российской академии наук Институт географии РАН

Приведены результаты исследований последних лет на ледниках Ханс, Фритьоф и Тавле и ледниковом плато Амундсена на о. Шпицберген в Арктике и на ледниках Джонсонс и Хард на о. Ливингстон в Антарктике с участием ученых из России, Польши, Испании, Норвегии, Финляндии и Швеции. Обсуждаются результаты выполненных исследований, показывающие заметные пространственные и временные вариации содержания воды в ледниках и их тесную связь с режимом и динамикой ледников. На ледниковом плато Амундсена обнаружены подледниковые скопления воды, которые могут служить аналогами дренирующихся подледниковых озер в Антарктиде. По данным исследований на леднике Фритьоф, один из возможных механизмов его прошлых подвижек может быть связан с изменениями в геометрии его поверхности, приводящими к большим напряжениям сдвига на ложе на границе зон накопления и разгрузки.

ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени проблема воды в ледниках рассматривалась в основном с точки зрения стока воды в реки с ледниковым питанием. Развивалось два основных направления исследований – гидрология ледников [Голубев, 1976] и гидрология ледниковых бассейнов [Коновалов, 1985]. В последние 20–30 лет стало активно развиваться новое направление в гляциологии – гидрология и динамика ледников. Первоначально оно касалось в основном горных и полярных ледников теплого, полигорного и пульсирующего типа и базировалось на данных гидрологических и трассерных измерений и измерениях уровня и давления воды в скважинах. Позже все шире стали применяться радиолокационные методы и высокоточные GPS-измерения высоты поверхности и скорости движения ледников [Fountain, Walder, 1998].

В последние годы все большее внимание уделяется исследованиям влияния воды на динамику ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии, в особенности быстро движущихся ледяных потоков и выводных ледников с использованием данных спутниковой радиоинтерферометрии и лазерной альtimетрии. В связи с открытием в Антарктиде большого числа дренирующихся подледниковых озер активно обсуждается вопрос об их влиянии на динамику ледникового покрова в целом и динамическое поведение ледяных потоков и выводных ледников и питаемых ими шельфовых ледников [Smith *et al.*, 2009]. Заметный вклад в понимание этих крупномасштабных процессов вносят исследования влияния воды на режим и динамику горных и субполярных ледников [Fountain, Walder, 1998], где эти процессы протекают быстрее и охватывают меньшие площади и поэтому более доступны для детальных исследований, включая наименее изученную составляющую движения – скорость скольжения по подстилающему ложу.

Становится ясным, что вода в ледниках служит важнейшим элементом быстрой передачи и, возможно, усиления климатического сигнала от поверхности ледника в его толще и к ложу. Такой процесс проявляется в разных временных масштабах: включая внутрисезонные, внутригодовые и многолетние изменения как гидрологического режима, так и динамики ледников.

Современное потепление климата, вероятно, может с течением времени привести к глубокой перестройке всей гидротермической структуры ледников, причем, в зависимости от конкретных условий, – как к их выхолаживанию, так и отеплению. Такая структурная перестройка также влечет за собой изменения условий на ложе, реологических свойств льда и скоростей движения ледников.

В рамках работ по программам фундаментальных исследований Российской академии наук и программе Международного полярного года 2007–2008 несколько проектов было посвящено исследованиям воды



Рис. 1. Объекты исследований на архипелаге Шпицберген (1999–2007 гг.) (а) и на о. Ливингстон (1999–2006 гг.) (б).

Буквами на рис. 1, а обозначены: Х – ледник Ханс, Ф – ледник Фритьоф, А – ледниковое плато Амундсена, Т – ледник Тавле

в теплых и политермических ледниках с применением радиолокационных и радиофизических методов. К ним относятся проект GLACIODYN в рамках МПГ и проект по программе № 14 Отделения наук о Земле РАН. Эти проекты выполнялись на архипе-

лаге Шпицберген в Арктике и на ледниках Джонсонс и Хард на о. Ливингстон в Антарктике (рис. 1). В этих проектах, наряду с российскими учеными, принимали участие ученые из Польши, Испании, Норвегии, Финляндии и Швеции.

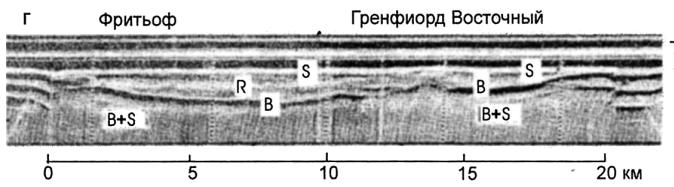


Рис. 2. Отражения от границы раздела сухого холодного и теплого водосодержащего льда (R) на леднике Фритьоф по данным аэрорадиозондирования 1979 г. на частоте 620 МГц.

Подобные отражения отсутствуют на соседнем леднике Восточный Грэнфиорд и могут рассматриваться как индикатор двухслойной (политермической) структуры ледника Фритьоф и других ледников Шпицбергена, где были получены такие отражения. Помимо зондирующего импульса (T), зарегистрированы также отражения от поверхности (S), ложа (B) и кратные отражения от поверхности и ложа (B+S) [Мачерет и др., 1992]

Основной целью исследований было выяснение связи пространственно-временных вариаций содержания воды в ледниках с их движением и изучение механизма подвижек политермических ледников. Последнее обусловлено тем, что многие из таких ледников, по данным предыдущих исследований на Шпицбергене [Мачерет и др., 1992; Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2007; Jiscoot et al., 2000], относятся к ледникам пульсирующего типа и их важным индикатором служат отражения от протяженной границы раздела верхнего слоя сухого холодного льда и нижнего слоя теплого водосодержащего льда, регистрируемые на радарных записях (рис. 2).

Другой важной характеристикой служит более низкая скорость распространения радиоволн в теплом льду [Kotlyakov, Macheret, 1987; Macheret et al., 1993; Macheret, Glazovsky, 2000] по сравнению с вышеизложим холодным льдом (рис. 3).

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для радиолокационных и радиофизических исследований применялась разная аппаратура: моноимпульсные локаторы ВИРЛ разных модификаций (ВИРЛ-2, ВИРЛ-6) с центральной частотой 20 МГц [Мачерет и др., 2006; Vasilenko et al., 2002], моноимпульсный локатор RAMAC шведской фирмы Måla с центральной частотой 25 МГц и 200 МГц и локатор с синтезированной апертурой с частотой 850 МГц [Hamran, Aarholt, 1993]. Эти локаторы снабжены системой цифровой регистрации радарных и навигационных GPS-данных и системой запуска либо от одометра с интервалом 0,4–1,7 м, либо в автоматическом режиме с интервалом от 0,1–1 с (ВИРЛ-6) до 1–99 с (ВИРЛ-2) и монтировались на санях, транспортируемых снегоходом (рис. 4).

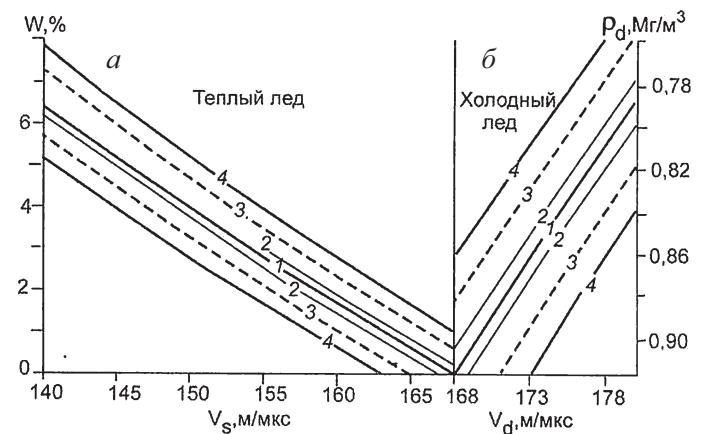


Рис. 3. Скорость распространения радиоволн V_d и V_s в теплом (a) и холодном (б) льду как функция плотности ρ_d холодного льда и содержания воды w в теплом льду.

Данные измерений скорости могут служить для оценки гидротермического состояния ледников: в холодных ледниках $V_d > 168$ м/мкс, в теплых ледниках $V_s < 168$ м/мкс [Macheret, Glazovsky, 2000]

В локаторах ВИРЛ использовалась система синхронизации по оптоволоконному кабелю, что позволяло выполнять наклонное радиозондирование с разносом приемной и передающей антенн на расстояние до 500 м. Соответствующее программное обеспечение [Кульницкий и др., 2001] позволяет визуализировать радарные записи и выполнять их последующую обработку и интерпретацию, используя соответствующие модули, обеспечивающие амплитудную коррекцию, частотную фильтрацию, пикировку отражений в интерактивном режиме и определение временных и амплитудных характеристик отраженных сигналов, а также построение соответствующих профилей и карт [Василенко и др., 2001].

РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ И РАДИОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ледник Ханс

На леднике Ханс исследования проводились летом 2003 г. и весной 2004 г. [Янина и др., 2005] и включали:

- 1) повторные измерения с 25 МГц локатором RAMAC в период таяния (между 17 июля и 4 августа 2003 г.) вдоль поперечного профиля, расположенного в районе границы питания;
- 2) повторные измерения скорости распространения радиоволн методом наклонного радиозондирования с общей глубинной точкой (ОГТ) с шагом 5 и 10 м в теплый (23 июля, 8 августа 2003 г.) и холодный (11 апреля 2004 г.) периоды;
- 3) измерения амплитуды отраженных сигналов в фиксированной точке с интервалом 1 мин в период таяния (с 25 июля по 1 августа 2003 г.);

а*б*

Рис. 4. Монопульсные локаторы ВИРЛ-6 (а) и ВИРЛ-2 (б) с центральной частотой 20 МГц

- 4) синхронные измерения в этот же период температуры воздуха и скорости поверхностного таяния с интервалом 1 час с помощью автоматической метеостанции;
- 5) измерение поверхностной скорости ледника во время 30-минутных сессий с интервалом 1–3 часа с помощью дифференциального GPS-приемника, установленного вблизи этой станции (рис. 5, а).

Все эти измерения выполнены на участке, где регистрировались отражения от ложа и границы раздела холодного и теплого льда (рис. 5, б).

Повторные измерения на поперечном профиле. Результаты повторных измерений мощности нормированных по толщине льда отраженных сигналов от ложа BRPN и границы раздела холодного и теплого льда IRE на этом профиле приведены на рис. 6. Локальный максимум отражений BRPN на участке 150–200 м интерпретирован как индикатор большего количества воды у границы раздела лед – ложе в районе углубления ложа. Большие величины IRE и почти постоянные величины BRPN соответствуют участку профиля 725–900 м, расположенному в зоне с хорошо разработанной дренажной системой в виде трещин и ледниковых колодцев, проникающих через холодный лед. Однако по краям этой зоны получены относительно низкие значения IRE, а увеличивающееся количество воды у границы лед – ложе проявляется в высоких величинах BRPN. Низкие величины IRE, особенно на участке вблизи 650 м по обе стороны от системы трещин и ледниковых колодцев, коррелируют с положением самого толстого слоя холодного льда, в котором рассеяние/ослабление радиоволн намного меньше, чем в теплом льду.

Область трещин, видимая на радарном профиле на дистанции около 300 м, обнаруживается на графиках BRPN как локальный максимум, но не проявляется на графике IRE. В противоположность этому тре-

щина на дистанции 430 м соответствует локальному максимуму на графике IRE, но не проявляется на графике BRPN. Очевидно, трещина на дистанции 300 м имеет хорошую связь с ложем через дренажную систему и поставляет к нему большее количество воды, обусловливая более высокую отражательную способность границы раздела лед–ложе, тогда как трещина на дистанции 330 м может не иметь такой связи.

Анализ метеорологических данных показал, что положительный тренд мощности отражений BRPN и IRE в первые дни измерений связан с уменьшении температуры воздуха, а их экстремально низкие уровни, отмеченные 4 августа, – с сильным потеплением во время феновых ветров и увеличением поверхностного таяния, приведшими к увеличению слоя талой воды на поверхности ледника и к ослаблению мощности излучаемого в ледник сигнала.

Измерения в фиксированной точке. В период таяния в течение 8 дней (с 25 июля по 1 августа 2003 г.) с интервалом 1 мин регистрировались амплитуды отраженных сигналов от ложа (BRP), границы раздела холодного и теплого льда (HRP) и из всей толщи между поверхностью и ложем ледника (IRP). Для измерений применялся локатор ВИРЛ-2, приемная и передающая антенны которого были разнесены на расстояние 60 м относительно центральной точки С4 наклонного радиозондирования (см. рис. 5, а). Полученные данные, осредненные с интервалом 1 час в соответствующих временных окнах, служили основой для определения мощности излученных сигналов (рис. 7, а – ТР), отражений из слоя холодного льда (рис. 7, б – IRPC), от границы раздела холодного и теплого льда (рис. 7, в – HRP), из слоя холодного льда и от границы холодного и теплого льда (рис. 7, г – IPRC & HRP), из слоя теплого льда (рис. 7, д – IRPT), из всей толщи ледника между поверхностью и ложем (рис. 7, е – IRP) и от ложа (рис. 7, ж – BRP).

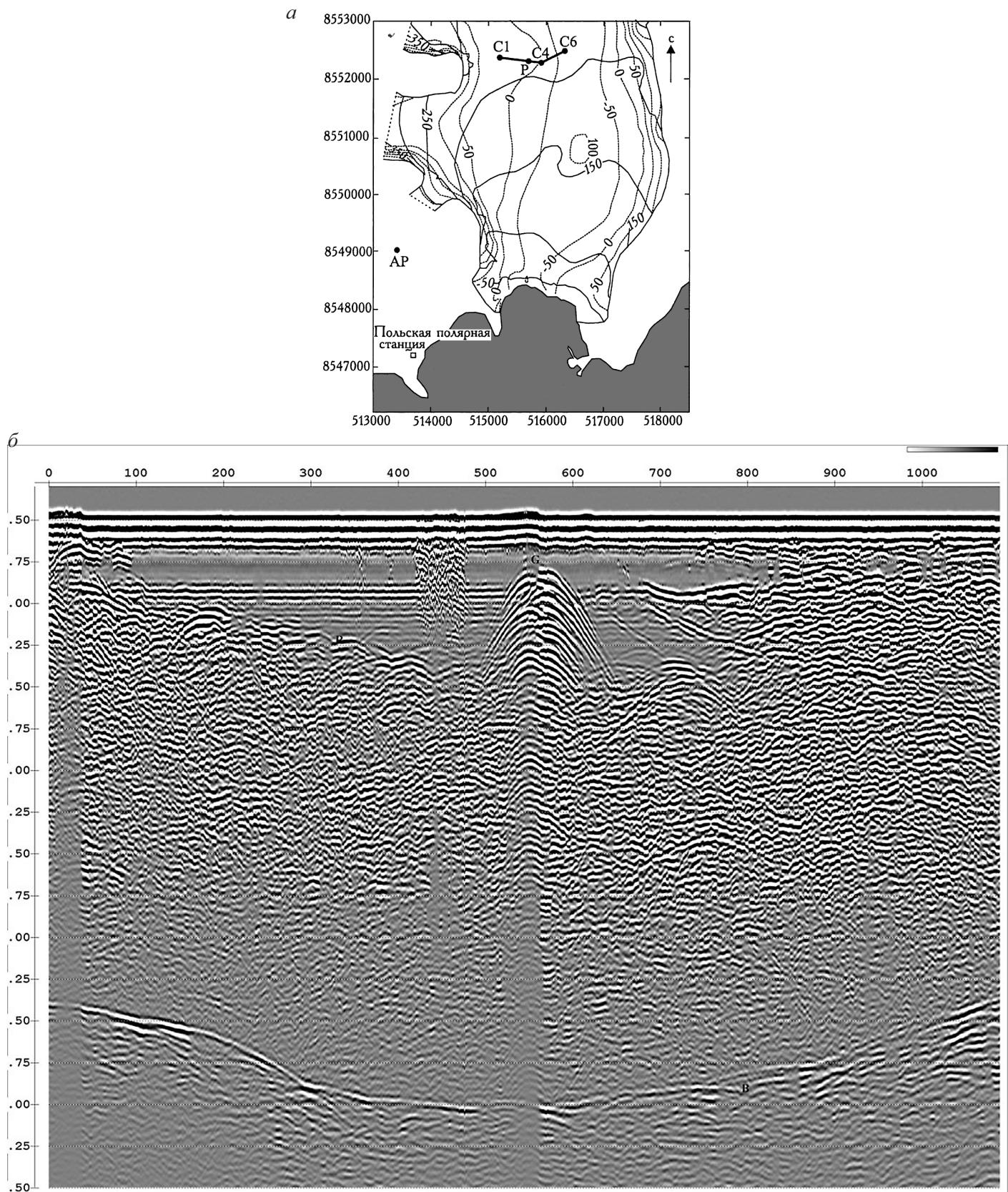


Рис. 5. Радиолокационные и радиофизические исследования на леднике Ханс в 2003 и 2004 гг. а – C1-C6 – поперечный профиль, где в период таяния с 17 июля по 4 августа 2003 г. проводились повторные измерения, C4 – центральная точка ОГТ-измерений, Р – положение автоматической метеостанции, DGPS-приемника и радарных измерений в фиксированной точке в период таяния с 25 июля по 1 августа 2003 г.; б – строение ледника Ханс по данным радиозондирования на поперечном профиле с локатором ВИРЛ-6. Р – отражения от границы раздела холодного и теплого льда, В – отражения от ложа [Янина и др., 2005]

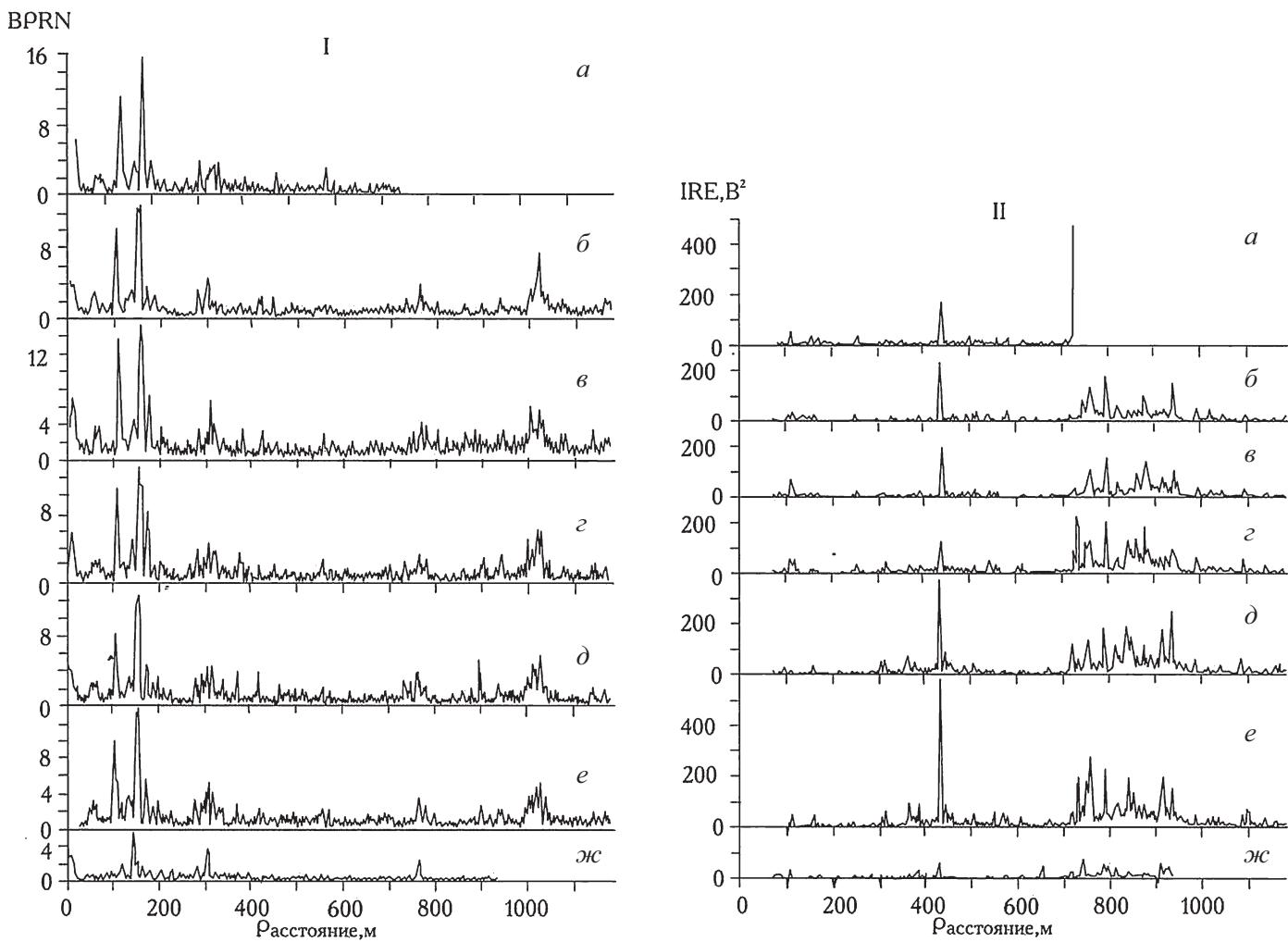


Рис. 6. Изменение мощности отраженных сигналов от ложа BPRN (I) и из толщи теплого льда IRE (II) вдоль поперечного профиля ледника Ханс в период таяния 2003 г. (а – 17 июля, б – 19 июля, в – 20 июля, г – 23 июля, д – 25 июля, е – 26 июля, ж – 4 августа) [Янина и др., 2005]

Чтобы учесть временные изменения мощности излученных сигналов ТР и получить временные ряды, характеризующие изменения отражающих свойств ложа, границы раздела холодного и теплого льда и слоя теплого льда, из каждого указанного выше ряда был вычен временной ряд ТР и определены мощности отражений из слоев холодного (IRPC) и теплого (IRPT) льда, из слоя холодного льда и от границы раздела холодного и теплого льда (IRPC & HRP).

Сравнение изменений во времени мощности излученных сигналов ТР (см. рис. 7, а) с температурой воздуха (рис. 8, а) показало, что за период измерений мощность излученного сигнала ТР уменьшалась с ростом температуры воздуха и наоборот. Это поведение может быть объяснено вариациями количества воды на поверхности ледника, которые следуют изменениям температуры воздуха. За 176 часов наблюдений уровень ТР понизился примерно на 3 дБ. Эти данные

были использованы для оценки толщины слоя воды d на поверхности ледника с учетом зависимости ослабления N сигнала при двукратном прохождении этого слоя от частоты зондирования f [Smith, Evans, 1972]

$$N = 4,8fd. \quad (1)$$

Для частоты $f = 20$ МГц эта зависимость дает величину $d = 3$ см, в предположении, что в начале измерений воды на поверхности льда не было. Понижение высоты поверхности ледника за тот же период составило 33 см, а общее таяние по данным измерений температуры воздуха – 23 см в. э., что при плотности льда $0,9$ г/см 3 дает близкую величину $d \sim 4$ см.

Как и мощность излученного сигнала (см. рис. 7, а), отражения HRP–IRPC также показывают общий тренд уменьшения приблизительно на 3 дБ за весь период наблюдений (см. рис. 8, в). Это может быть объяс-

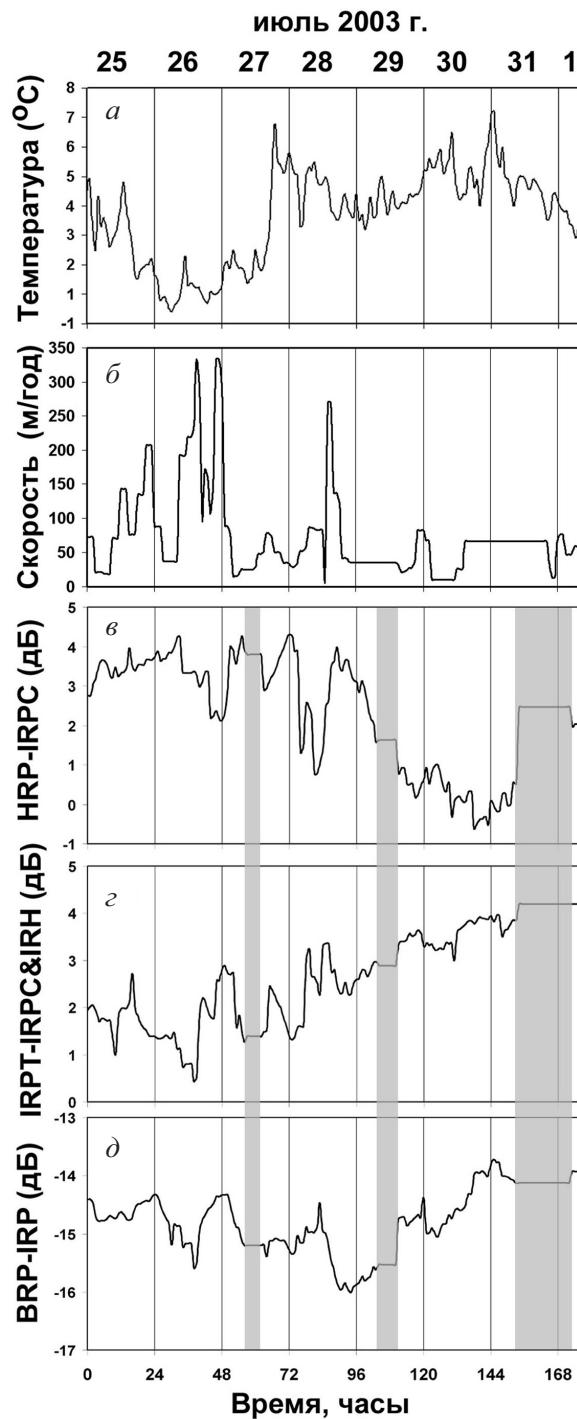
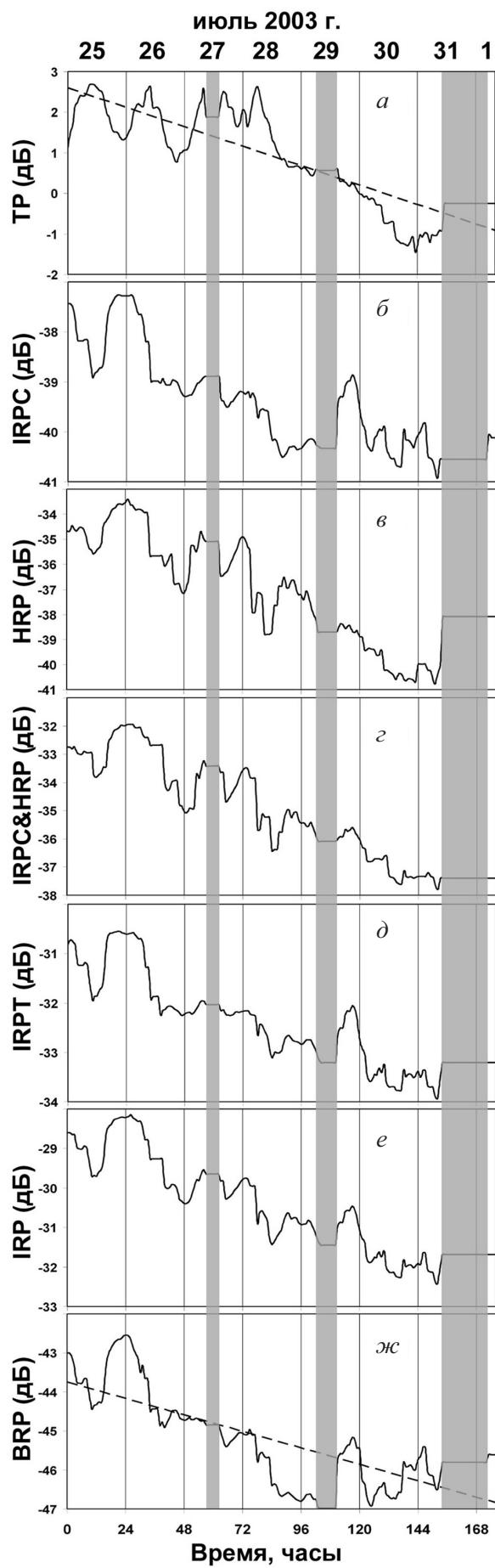


Рис. 8. Изменение температуры воздуха (а), поверхности скорости (б), мощности отражений из слоя холодного льда и от границы раздела холодного и теплого льда HRP-IRPC (в), из слоя холодного и теплого льда IRPT-IRPC&IRH (г), из слоя теплого льда и ложа BRP-IRP (д) в период таяния с 27 июля по 1 августа 2003 г. [Янина и др., 2005]

◀ **Рис. 7.** Изменение в период таяния с 27 июля по 1 августа 2003 г. мощности излученных сигналов TP (а), отражений из слоя холодного льда IRPC (б), от границы раздела холодного и теплого льда HRP (в), из слоя холодного льда и от границы раздела холодного и теплого льда IRPC и HRP (г), из слоя теплого льда IRPT (д), из всей толщи ледника IRP (е) и от ложа BRP (ж) [Янина и др., 2005]

нено двумя возможными причинами. Первая из них может быть связана с увеличением содержания воды в теплом льду [Bamber, 1987; Macheret, Glazovsky, 2000], вторая – с ростом размеров водных включений у границы раздела холодного и теплого льда. Этот эффект был продемонстрирован Д. Бамбером [Bamber, 1988]: для частоты 60 МГц увеличение радиуса водных включений в верхней части слоя теплого льда на 3 см (от 22 до 25 см) без изменения общего содержания воды (принятое равным 10 %) уменьшает коэффициент отражения от границы холодного и теплого льда примерно на 15 дБ, что соизмеримо с эффектом увеличения содержания воды на 1–2 % [Macheret, Glazovsky, 2000]. Последнее согласуется с приведенными в следующем разделе данными ОГТ-измерений скорости распространения радиоволн, показывающими увеличение содержания воды в этой части слоя теплого льда в период таяния.

В этот же период с помощью автоматической метеостанции с интервалом 5 мин и часовым осреднением измерялись температура воздуха и смещение поверхности ледника с помощью дифференциального GPS-приемника с интервалом 3 часа. Временная серия отражающих свойств слоя теплого льда и ложа BRP-IRP (см. рис. 8, *д*) в целом следует за вариациями температуры воздуха (см. рис. 8, *а*) приблизительно с 11-часовым временным лагом (коэффициент корреляции $R^2 = 0,6$). Этот временной лаг может быть интерпретирован как время запаздывания поступления воды с поверхности ледника к слою теплого льда через хорошо разработанную дренажную систему, проникающую через весь слой холодного льда и способную поддерживать такую скорость поступления воды к ложу.

Временная серия отражающих свойств ложа BRP (см. рис. 7, *ж*) показывает изменчивость в диапазоне 7 дБ. Эти вариации могут быть отнесены к изменениям условий на ложе, в частности толщины слоя воды, который может быть оценен количественно по величине коэффициента отражения [Macheret, 2006]. Обращает на себя внимание прямая связь отражающих свойств слоя теплого льда (IRPT) и ложа (BRP) с высоким коэффициентом корреляции – около 0,9. Это может свидетельствовать о том, что количество воды в слое теплого льда и на ложе в период эксперимента менялось почти синхронно. При этом отражающие свойства слоя теплого льда и ложа (BRP-IRP) (см. рис. 8, *д*) также изменяются и следуют изменениям скорости движения льда (см. рис. 8, *б*). Близкое соответствие максимумов и минимумов на обеих кривых особенно заметно в интервале записи 0–132 часа. Эти данные указывают на то, что содержание воды в слое теплого льда и у ложа достаточно быстро реагирует на интенсивность поверхностного таяния и свидетельствуют о высокой степени разработанности внутритечниковой дренажной системы, обеспечивающей сравнительно быстрое поступление талой воды с поверхности к ложу ледника и ускорению

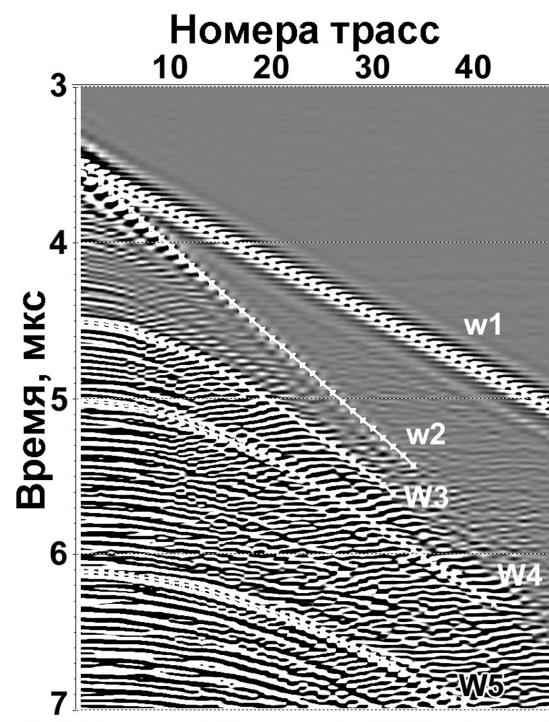


Рис. 9. Пример радарной записи, полученной при ОГТ-измерениях на леднике Ханс летом 2003 г. Типы волн: W1 – прямая воздушная волна, W2 – волна, распространяющаяся вдоль поверхности ледника, W3 и W4 – отраженные волны от скоплений воды в слое теплого льда, W5 – отраженная волна от ложа ледника [Янина и др., 2005]

скорости движения ледника из-за увеличения скорости скольжения по ложу.

Наклонное радиозондирование. Пример радарных записей, полученных при измерениях методом ОГТ с локатором ВИРЛ-6, приведен на рис. 9. На записи выделяются пять типов волн:

- 1) прямая волна W1, распространяющаяся по воздуху от передающей к приемной антенне; эта волна была использована для определения времени задержки в оптоволоконном кабеле, которое, в свою очередь, использовалось при введении статической поправки;
- 2) прямая волна W2, распространяющаяся в приповерхностной толще ледника;
- 3) волна W3, отраженная от менее глубокого внутреннего отражателя 1 на границе раздела слоев холодного и теплого льда;
- 4) волна W4, отраженная в толще теплого льда от более глубокого внутреннего отражателя 2 в слое теплого льда;
- 5) волна W5, отраженная от ложа ледника.

Волна W2 служила для определения скорости V_{dir} в приповерхностной толще ледника, волна W5 – для определения скорости V_b во всей толще ледника (между его поверхностью и ложем) и толщины ледника h_b , волна W3 – для определения скорости V_1 в холодном льду (между поверхностью ледника

Таблица 1. Средняя скорость распространения радиоволн V (м/мкс) и глубина отражателей h (м) по данным ОГТ-измерений на леднике Ханс

Волна	Параметр	ОГТ-1 23 июля 2003	ОГТ-3 7 августа 2003	ОГТ-4 11 апреля 2004
W2 прямая волна во льду	V_{dir}	$167,1 \pm 0,2$	$169,5 \pm 0,6$	$171,2 \pm 0,1$
W3 отражатель 1	V_1 h_1	$168,6 \pm 0,3$ 91,3	$170,0 \pm 1,3$ 91,2	$171,3 \pm 0,2$ 86,6
W4 отражатель 2	V_2 h_2	$161,3 \pm 0,5$ 161,5	$176,2 \pm 0,9$ 175,8	$173,8 \pm 0,4$ 132,7
W5 ложе	V_b h_b	$162,1 \pm 1,2$ 207,8	$168,214 \pm 1,2$ 213,2	$170,0 \pm 0,1$ 223,1

и отражателем 1) и глубины h_1 отражателя 1; волна W4 – для определения скорости V_2 между поверхностью ледника и отражателем 2 и глубины h_2 отражателя 2. Волны W3, W4 и W5 служили также для определения пластовых скоростей V_{1b} (между отражателем 1 и ложем), V_{2b} (между отражателем 2 и ложем) и V_{12} (между отражателями 1 и 2) и толщины соответствующих слоев: поверхность – отражатель 1 (H_{s1}), отражатель 1 – ложе (H_{1b}), отражатель 2 – ложе (H_{2b}) и отражатель 1 – отражатель 2 (H_{12}).

Для определения скорости V распространения радиоволн по данным ОГТ были использованы два метода: «стандартный», основанный на приближении геометрической оптики [Трепов, 1970] и скоростной анализ с применением метода подобия (semblance), разработанный для обработки сейсмических данных ОГТ [Хаттон и др., 1989].

«Стандартный» метод основан на вычислении двукратного времени t пробега волны, отраженной от плоской границы раздела двух сред как функции расстояния (оффсета) L между передающей и приемной антеннами:

$$t^2 = (L^2 \cos^2 \beta + 4h^2)/V^2, \quad (2)$$

где β – разность углов наклона поверхности ледника и отражающей границы, V – средняя скорость распространения радиоволн между поверхностью ледника и отражающей границей, h – глубина отражающей границы.

В нашем случае поверхность ледника вдоль профиля измерений ОГТ неплоская и изменения ее высоты по данным измерений с дифференциальной GPS и геодезическим методом [Василенко и др., 2006; Navarro *et al.*, 2009] достигают 10–20 м, поэтому в измеренные времена запаздывания для каждой пары оффсетов вводилась поправка

$$\Delta t' = \Delta H/V_{\text{dir}}, \quad (3)$$

где ΔH – относительная высота поверхности ледника над самой низкой точкой на всем участке ОГТ-измерений, определяемая как сумма относительных высот в точках излучения и приема, V_{dir} – скорость радиоволн прямой волны W2. Уравнение (2)

может быть преобразовано в линейный вид $y = ax + b$ путем замены

$$y = t^2, \quad x = L^2, \quad (4)$$

$$\text{откуда } a = \cos^2 \beta/V^2, \quad b = 4h^2/V^2, \quad (5)$$

$$V = (1/a)^{1/2} \cos \beta; \quad h = (1/2)(b/a)/\cos \beta. \quad (6)$$

Полученные таким образом скорости для волн W2, W3, W4 и W5 определяют средние скорости распространения радиоволн между поверхностью ледника и соответствующими отражателями у границы раздела холодного и теплого льда, внутри слоя теплого льда и на ложе.

Для определения (пластовых) скоростей в слоях теплого льда между отражателями 1 и 2 и отражателем 2 и ложем использовались соотношения вида

$$V_{ij} = (h_j - h_i)/[(h_j/V_j) - (h_i/V_i)], \quad (7)$$

справедливые для плоских границ раздела.

В нашем случае в формуле (7) индексы i и j соответствуют верхнему и нижнему отражателям 1 и 2; отражателем 1 может быть отражатель на границе холодного и теплого льда, отражателем 2 – либо более глубокий отражатель в слое теплого льда, либо ложе (b).

Вычисленные по формулам (3)–(7) скорости V_{dir} прямой волны в приповерхностном слое ледника и средние скорости распространения радиоволн во льду между поверхностью ледника и внутренними отражателями 1 и 2 и ложем (V_1 , V_2 , V_b) и глубины этих отражателей (h_1 , h_2 , h_b) приведены в табл. 1.

Эти данные использованы для вычисления по формуле (7) пластовых скоростей V_{ij} распространения радиоволн в отдельных слоях и их толщины H_{ij} (м) и оценки содержания воды w (%) в слоях теплого льда с применением формулы Луэнги [Looyenga, 1965] для двухкомпонентных (лед – вода) диэлектрических смесей.

Полученные таким путем оценки содержания воды w в слоях теплого льда в леднике Ханс приведены в табл. 2.

Для определения скорости распространения радиоволн был также применен интерактивный скоростной анализ, основанный на вычислении спектра скорости путем расчета коэффициента подобия (semblance).

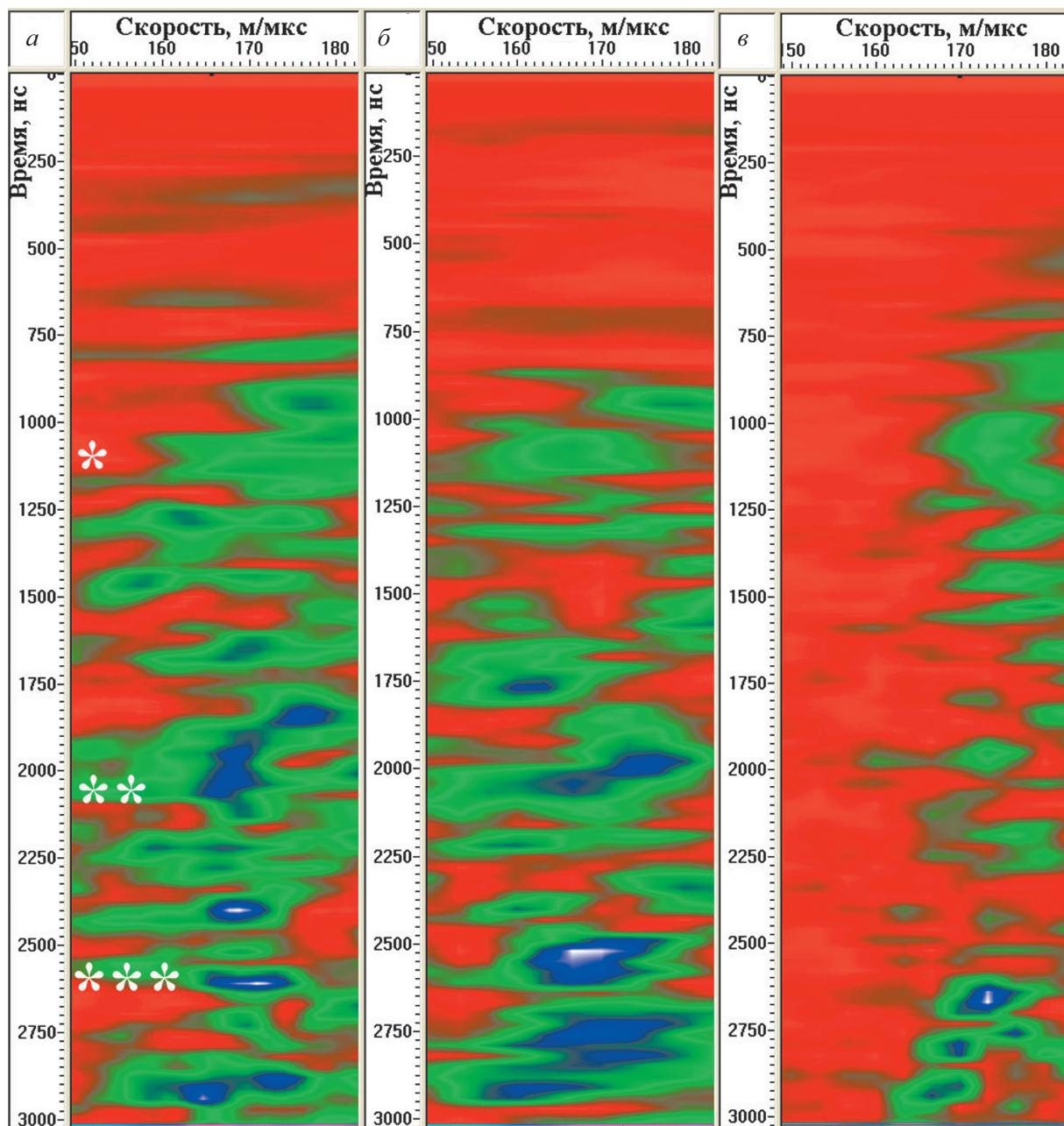


Рис. 10. Скоростной профиль ледника Ханс по данным двухпозиционных ОГТ-измерений и интерактивного скоростного сембланс-анализа: весной 2003 г. (а), летом 2003 г. (б) и весной 2004 г. (в) [Янина и др., 2005]

Под спектром скорости понимается график некоторой меры когерентности как функции кинематической скорости и времени запаздывания отраженных сигналов [Хаттон и др., 1989]. Такой подход позволил оценить также распределение скорости по глубине ледника (рис. 10).

По данным ОГТ-измерений с 25 июля по 7 августа 2003 г. содержание воды во всем слое теплого льда изменилось незначительно – от 2,2 до 2,1 %, но заметно увеличилось в нижней части этого слоя – от 0,6 до 6,8 %, а почти через год, к 11 апреля 2004 г. уменьшилось до 0,6 % (рис. 11). Примерно такое же содержание воды (0,5 %) в этой части слоя теплого льда было

найдено в апреле 1988 г. [Macheret, Glazovsky, 2000], т. е. сезонные вариации содержания воды в придонном слое теплого льда оказались большими, чем межгодовые вариации, что не могло не сказаться на скорости движения ледника Ханс в эти периоды.

Ледник Фритьоф

Ледник Фритьоф дважды, в 1861–1863 гг. и в 1990-х годах, испытывал подвижки (Сёрджи) [Murray et al., 2003]. Именно на этом леднике в 1974 г. при аэро-радиозондировании на частоте 440 МГц экспедицией

Таблица 2. Скорости V_{ij} и V_{dix} радиоволн (м/мкс) в отдельных слоях политермического ледника Ханс толщиной H_{ij} и содержание воды w в этих слоях, оцененное по скорости распространения радиоволн

Слой	Параметр	ОГТ-1 23 июля 2003	ОГТ -3 7 августа 2003	ОГТ -4 11 апреля 2004
от поверхности до отражателя 1	V_{S1}	168,6	170,0	171,3
толщина слоя	V_{dix}	168	170	170
содержание воды (%)	H_{S1}	91,3	91,2	86,6
	w_{S1}	0	0	0
от отражателя 1 до ложа	V_{1b}	157,4	166,9	169,2
толщина слоя	V_{dix}	157	167	169
содержание воды (%) м.в.э.	H_{1b}	116,5	122,1	136,5
	w_{1b}	$2,2 \pm 0,4$	$2,1 \pm 0,2$	$0,4 \pm 0,01$
		$1,0 \pm 0,2$	$2,6 \pm 0,1$	$0,6 \pm 0,1$
от отражателя 2	V_{2b}	164,2	138,8	164,8
до ложа толщина слоя	V_{dix}	165	140	167
содержание воды, %	H_{2b}	46,3	37,4	90,5
содержание воды, м.в.э.	w_{2b}	0,6	6,8	$0,6 \pm 0,1$
		$0,3 \pm 0,3$	$2,5 \pm 0,1$	$0,6 \pm 0,1$
между отражателями 1 и 2	V_{12}	152,8	183,3	178,6
толщина слоя	V_{dix}	153	183	180
содержание воды, %	H_{12}	70,2	84,6	46,1
содержание воды, м.в.э.	w_{12}	$3,2 \pm 0,2$	0	0
		$1,5 \pm 0,1$	0	0

Института географии АН СССР РАН впервые на архипелаге Шпицберген были зарегистрированы отражения от внутреннего отражающего горизонта (ВОГ) [Мачерет, Журавлев, 1980], которые позднее были отмечены на многих других ледниках архипелага при аэророндировании на частотах 620 МГц (см. рис. 2) и 60 МГц [Мачерет и др., 1992; Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2007; Dowdeswell et al., 1984; Jisoo et al., 2000].

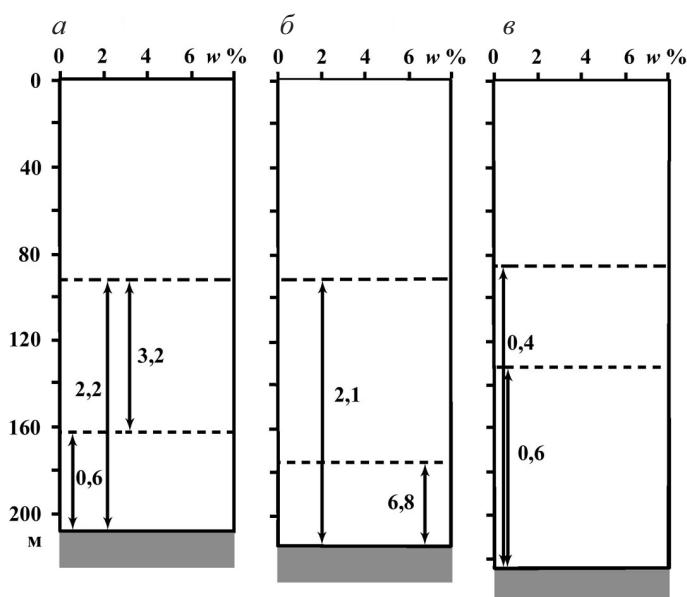


Рис. 11. Сезонные и годовые изменения содержания воды в леднике Ханс по данным ОГТ-измерений весной 2003 г. (а), летом 2003 г. (б) и весной 2004 г. (в) [Янина и др., 2005]

Изменение гидротермической структуры. В 1977, 1978, 1979 и 1988 гг., до начала второй подвижки, на леднике Фритьоф были выполнены:

- 1) наземные радиолокационные измерения на частоте 620 МГц на поперечном профиле в районе ледораздела с ледником Восточный Грёнфиорд [Мачерет и др., 1980];
- 2) площадная съемка на частоте 8 МГц [Глазовский, Москалевский, 1989; Глазовский и др., 1991];
- 3) измерения скорости распространения радиоволн путем сравнения данных радиозондирования и бурения скважины 1а на ледоразделе [Мачерет и др., 1980], радиолокационного каротажа скважины 2а в 3 км от ледораздела [Мачерет и др., 1984, 1992; Мачерет, Журавлев, 1985; Kotlyakov, Macheret, 1987] и ОГТ-измерений в точках 1b в 2b вблизи этих скважин [Глазовский, Москалевский, 1989] (рис. 12).

До подвижки объем придонного слоя теплого льда в леднике Фритьоф, согласно оценкам [Macheret, Glazovsky, 2000], составлял $5,2 \text{ км}^3$, а среднее содержание воды здесь достигало 2,4 %. Следовательно, максимальный запас воды в этом слое мог составлять $0,12 \text{ км}^3$.

В 2005 г. (рис. 13), после завершения второй подвижки, на леднике Фритьоф с применением локатора ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц были выполнены повторные радиолокационные измерения на поперечном профиле А1-А2 в районе ледораздела и на продольном профиле Б1-Б2, а также ОГТ-измерения вблизи скважины 1а (ОГТ-2) и скважины 2b (ОГТ-1) с целью установить изменения в толщи-

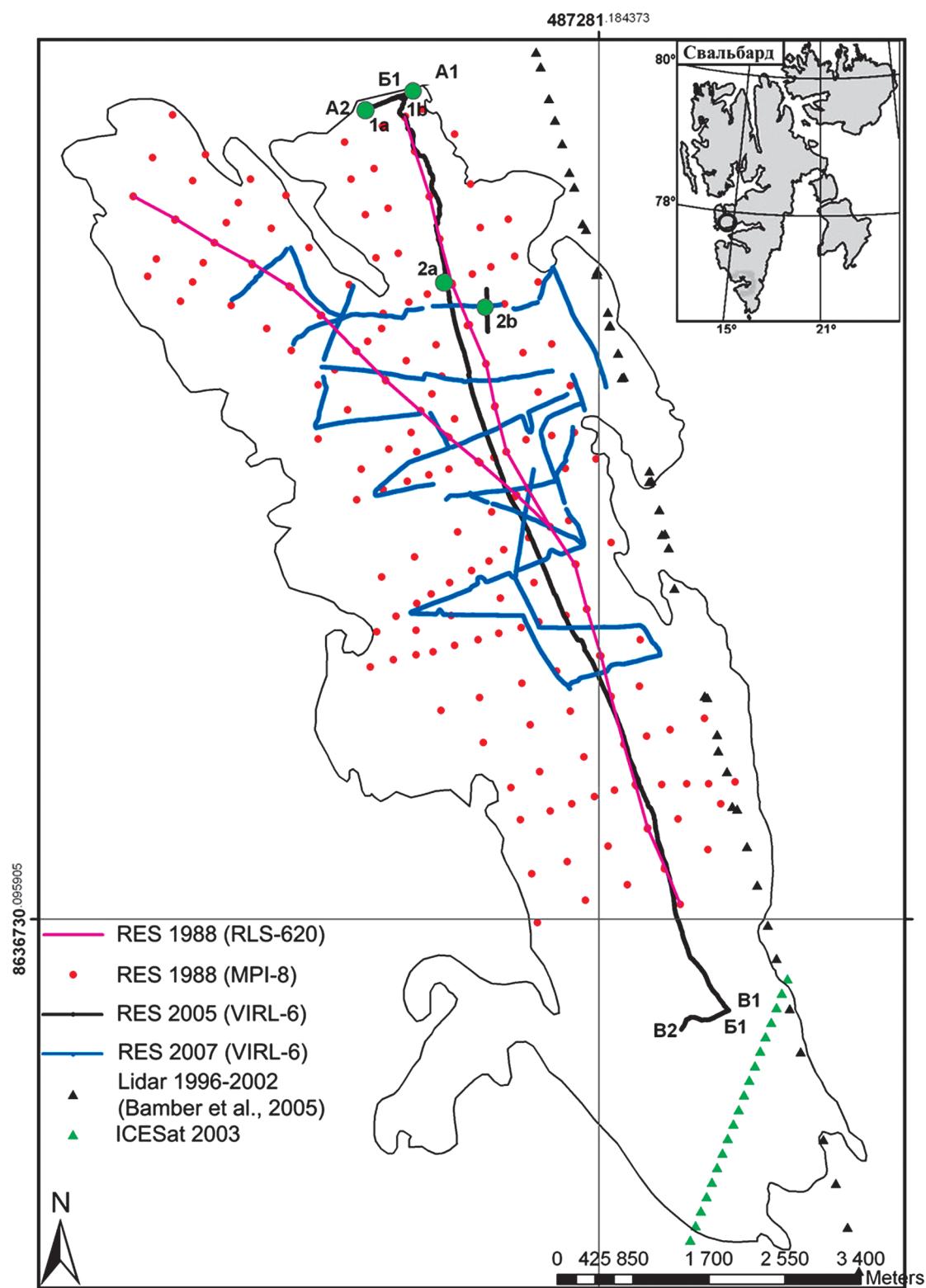


Рис. 12. Радиолокационные и радиофизические исследования на леднике Фритсøе в 1977–1988 и 2005 гг.
[Василенко и др., 2006]

не и гидротермической структуре ледника, произошедшие за период до и после его второй подвижки [Василенко и др., 2006]. Данные радиозондирования показали заметные изменения в гидротермической структуре и толщине ледника (рис. 14). В част-

ности, на радарных записях отсутствовали отражения от границы холодного и теплого льда, отмеченные на всем протяжении продольного профиля в 1979 г. и полученные с такой же аппаратурой на леднике Ханс.

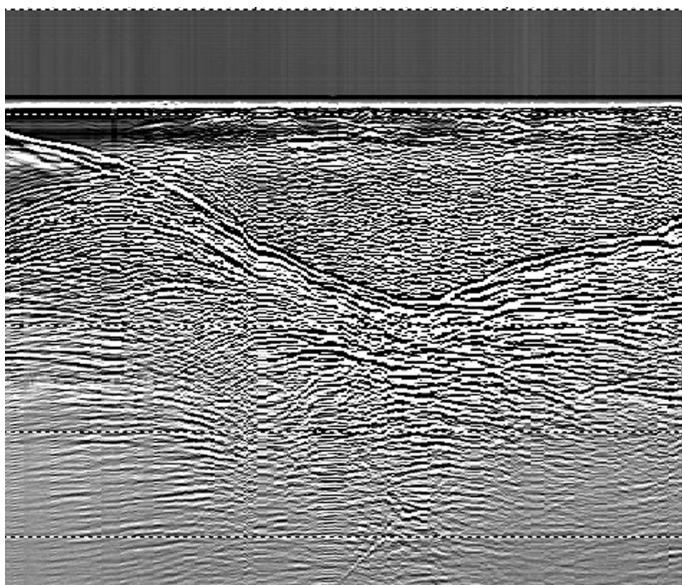


Рис. 13. Строение ледника Фритьоф по данным радиозондирования 2005 г. с локатором ВИРЛ-6 на поперечном профиле А1–А2 в районе ледораздела (а) и на продольном профиле Б1–Б2 (б). [Василенко и др., 2006]

Как и для ледника Ханс, для интерпретации данных ОГТ-измерений были использованы два метода: «стандартный» метод годографов для плоской (simple)

и реальной (topo) поверхности ледника и интерактивный скоростной анализ (semblance). Из-за более сложной картины отражений, данные ОГТ-измерений не позволяют сделать однозначный вывод о гидротермическом состоянии ледника Фритьоф после его подвижки в 1990-х годах, поскольку значения скорости радиоволн V варьируют в диапазоне от 161 до 179 м/мкс, характерном как для холодного, так и теплого льда [Macheret, Glazovsky, 2000]. Тем не менее, весь комплекс данных указывает на существенную перестройку внутреннего строения ледника, что, очевидно, связано не только с изменениями климата, но и в первую очередь с подвижкой ледника. Такие изменения могли быть вызваны как перестройкой поверхности и внутриледниковой дренажной системы, приведшей к увеличению оттока воды из слоя теплого льда, так и перераспределением теплого льда вниз по леднику во время самой подвижки. Эта гипотеза нуждается в дальнейших исследованиях.

Изменение высоты поверхности и напряжения сдвига на ложе. По уточненным данным радиозондирования 1988 г. [Глазовский, Москалевский, 1989; Глазовский и др., 1991; Лаврентьев, 2008], аэрофотосъемок 1969 и 1990 гг., лидарных измерений 2005 г. [Murray *et al.*, in press] были построены цифровые модели поверхности (рис. 15, а), подледного рельефа, изменений высоты и наклона поверхности за 1969–1990 (рис. 15, б, в) и 1990–2005 гг. (рис. 15, г, д), которые послужили основой для оценки изменений напряжений сдвига на ложе ледника за эти же периоды, т. е. до и после его подвижки в 1990-х годах (рис. 15, е, ж).

Эти данные позволили высказать некоторые соображения о спусковом механизме подвижки ледника Фритьоф в 1990-х годах [Murray *et al.*, in press]. Карты на рис. 15, б–е показывают, что в первый период высота поверхности повышалась в области питания и понижалась в области расхода, а во второй период картина была обратной. Судя по всему, подвижка ледника могла быть инициирована в двух местах (см. рис. 15, е, ж):

- 1) в области увеличения сдвиговых напряжений на ложе в утончающихся верхних частях ледниковых притоков, где ледниковая поверхность становится более крутой;
- 2) в пограничной зоне между областями накопления и расхода, где крутизна поверхности максимальна и происходит увеличение напряжений сдвига на ложе.

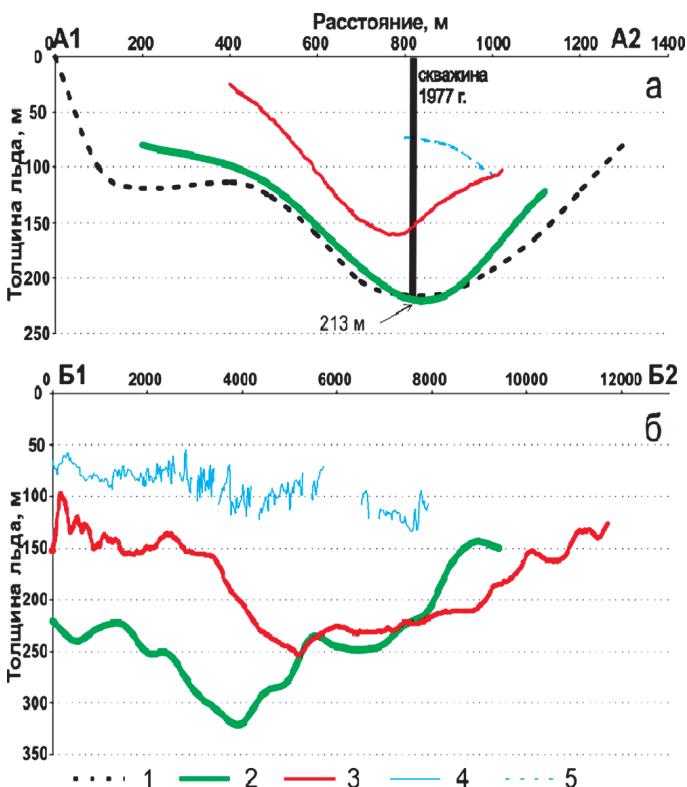


Рис. 14. Изменение толщины и гидротермической структуры ледника Фритьоф на поперечном профиле в районе ледораздела (а) и на продольном профиле (б) за период с 1977 по 2005 г. 1 – ложе в 1977 г., 2 – ложе в 2005 г., 3 – ложе в 1988 г., 4 – граница раздела холодного и теплого льда в 1977 г., 5 – граница раздела холодного и теплого льда в 1988 г. [Василенко и др., 2006]

Ледниковое плато Амундсена

На ледником плато Амундсена по данным радиолокационных и GPS-измерений в 2004 и 2006 гг. [Гловацкий и др., 2008] (рис. 16, а) построены карты высоты поверхности, толщины льда, подледного рельефа и гидравлического потенциала

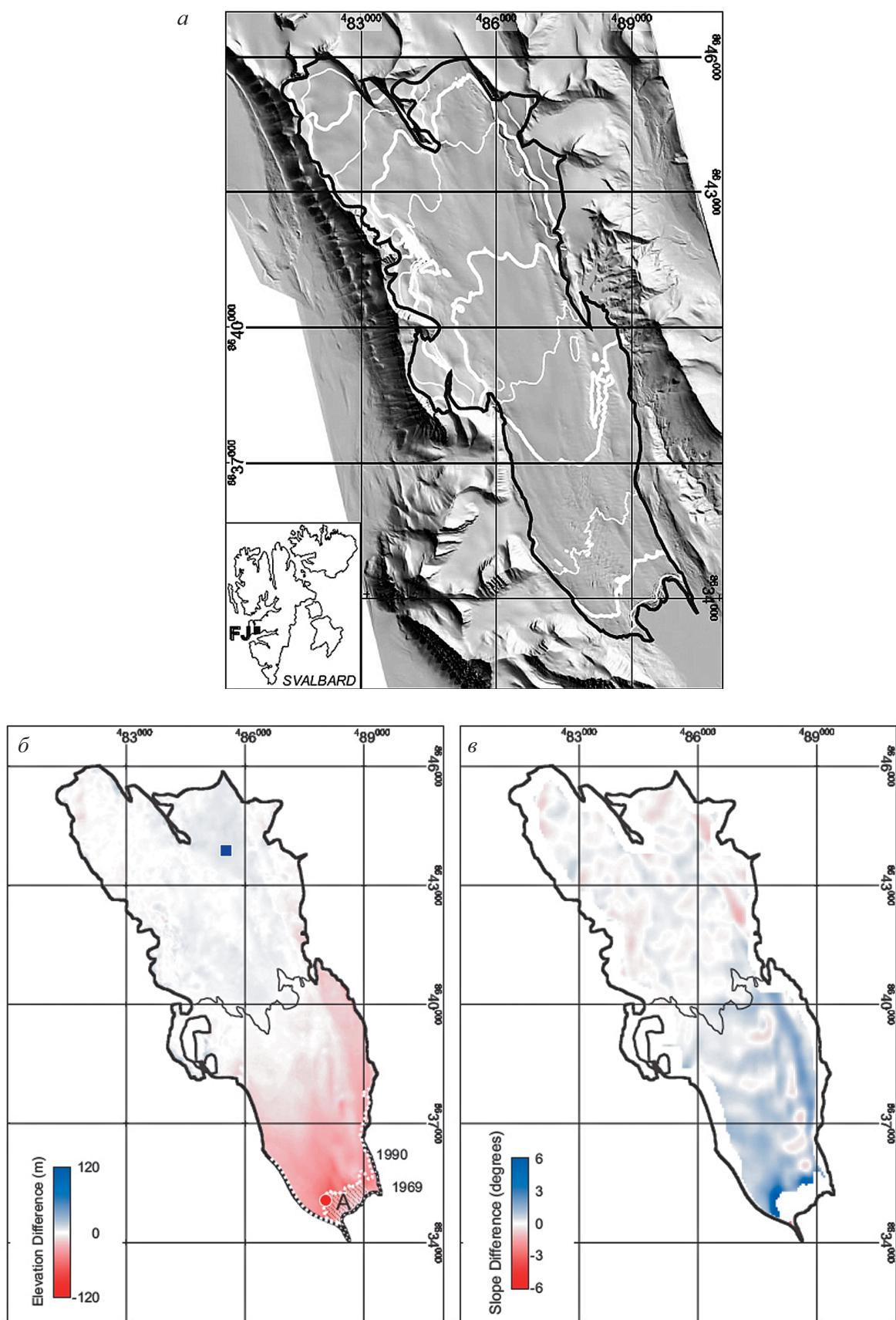


Рис. 15. Результаты исследования ледника Фритьоф (*Murray et al., in press*): *а* – цифровая модель поверхности ледника по данным самолетных лазерных измерений 2005 г.; *б* – высота ложа по данным радиозондирования 1988 г.; линиями показано положение фронта ледника в 1969–2005 гг.; изменения высоты и наклона поверхности ледника за 1969–1990 (*в*, *г*) и 1990–2005 гг. (*д*, *е*); изменение напряжения сдвига на ложе за 1969–1990 (*ж*) и 1990–2005 гг. (*з*) (начало)

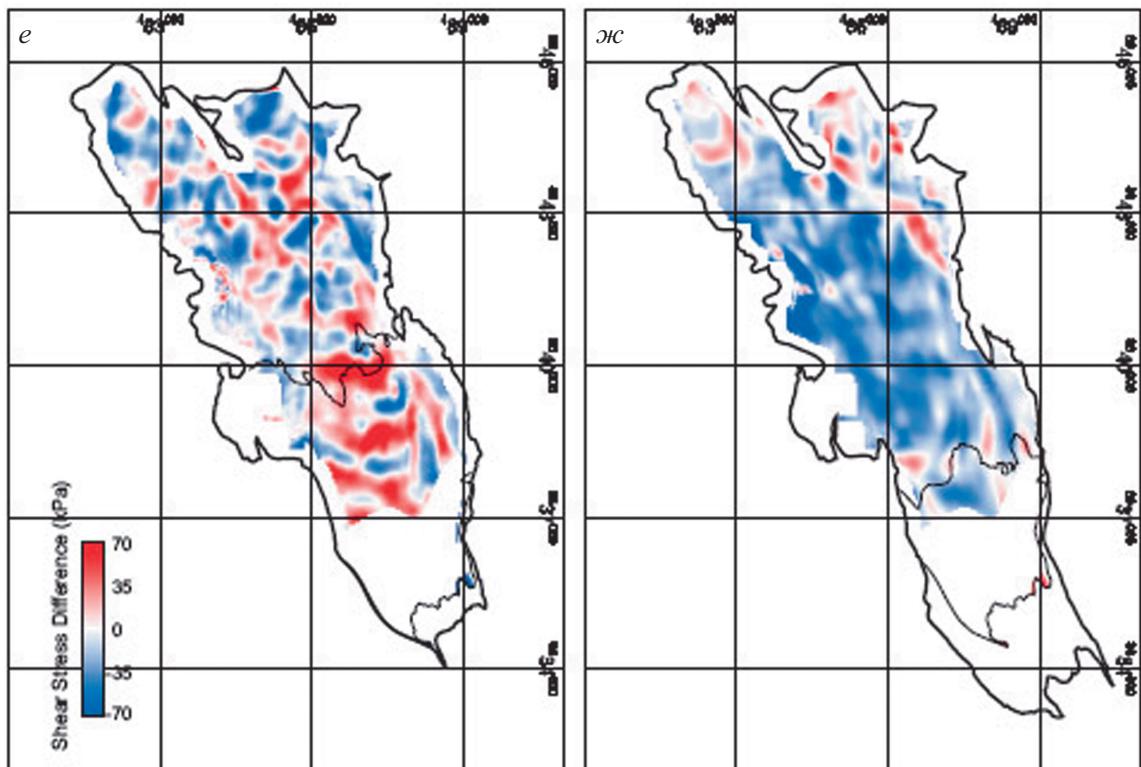
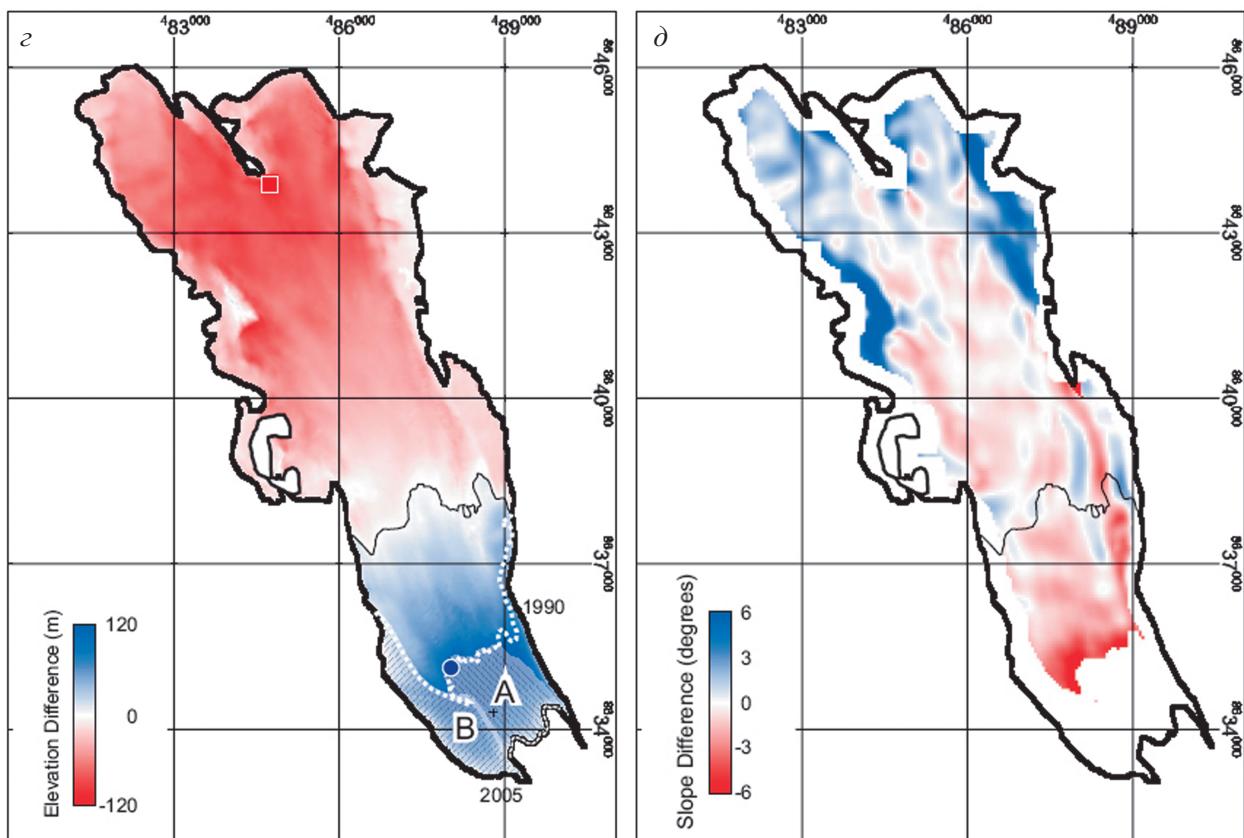


Рис. 15. (окончание)

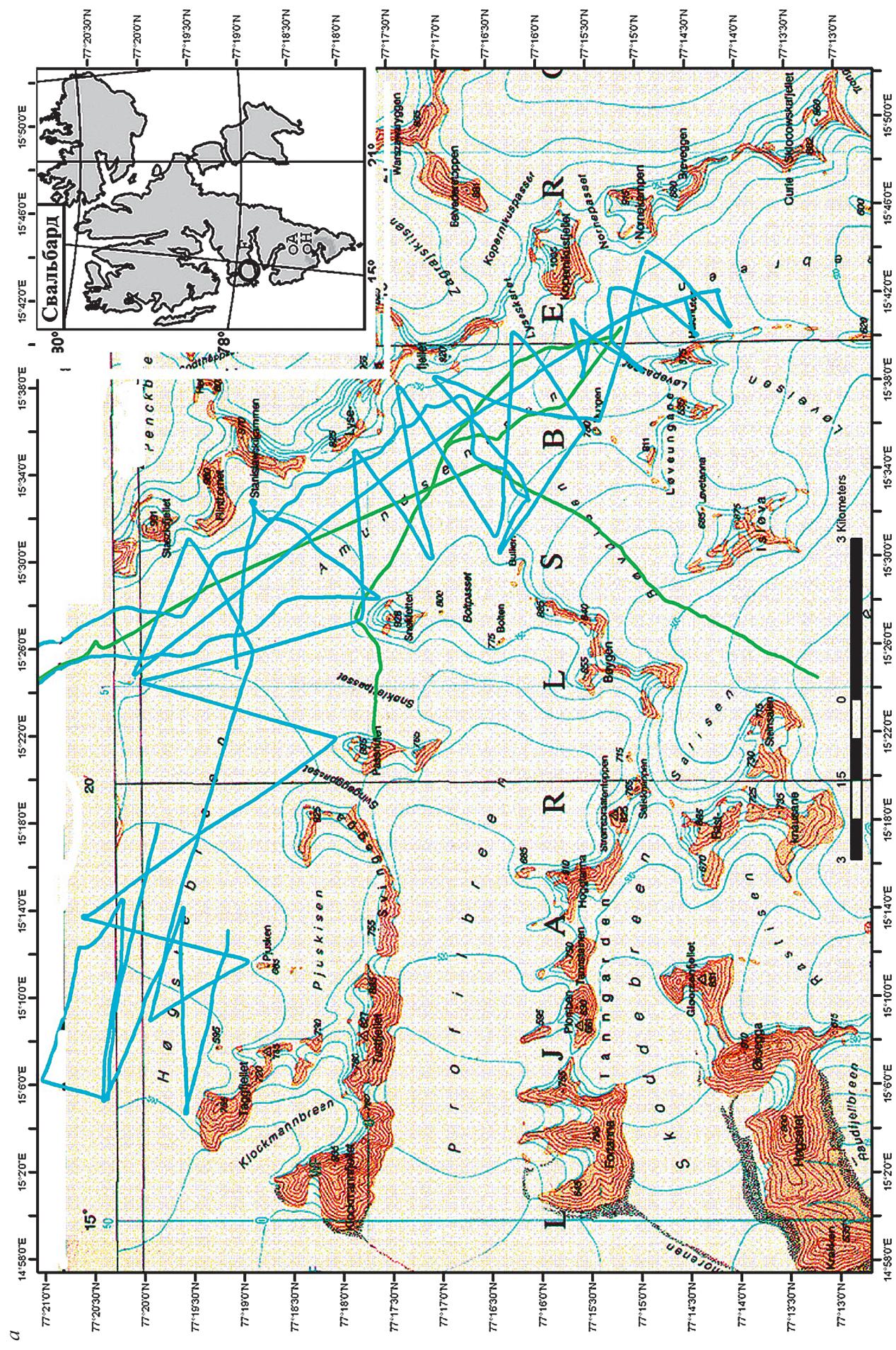


Рис. 16. Строение ледникового плато Амундсена по данным наземного радионаведения и DGPS-измерений 2004–2006 гг.: а – профили измерений, б – высота поверхности, в – подледный рельеф с участками регистрации отражений от «плоского» ложа [Гловацкий и др., 2008] (начало дигрологического потенциала и положение участков профилей с отражениями от «плоского» ложа [Гловацкий и др., 2008] (начало

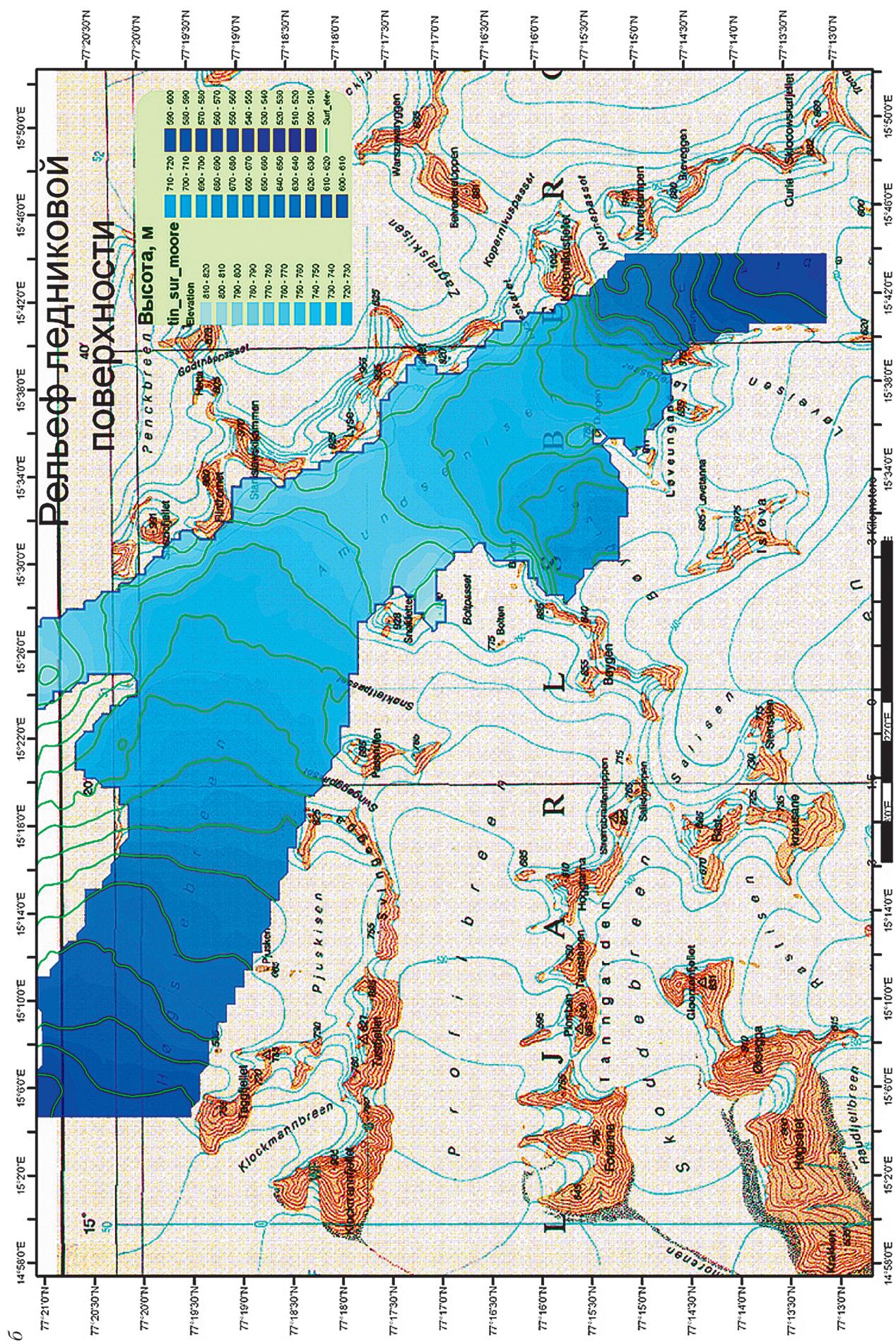


Рис. 16 (продолжение)

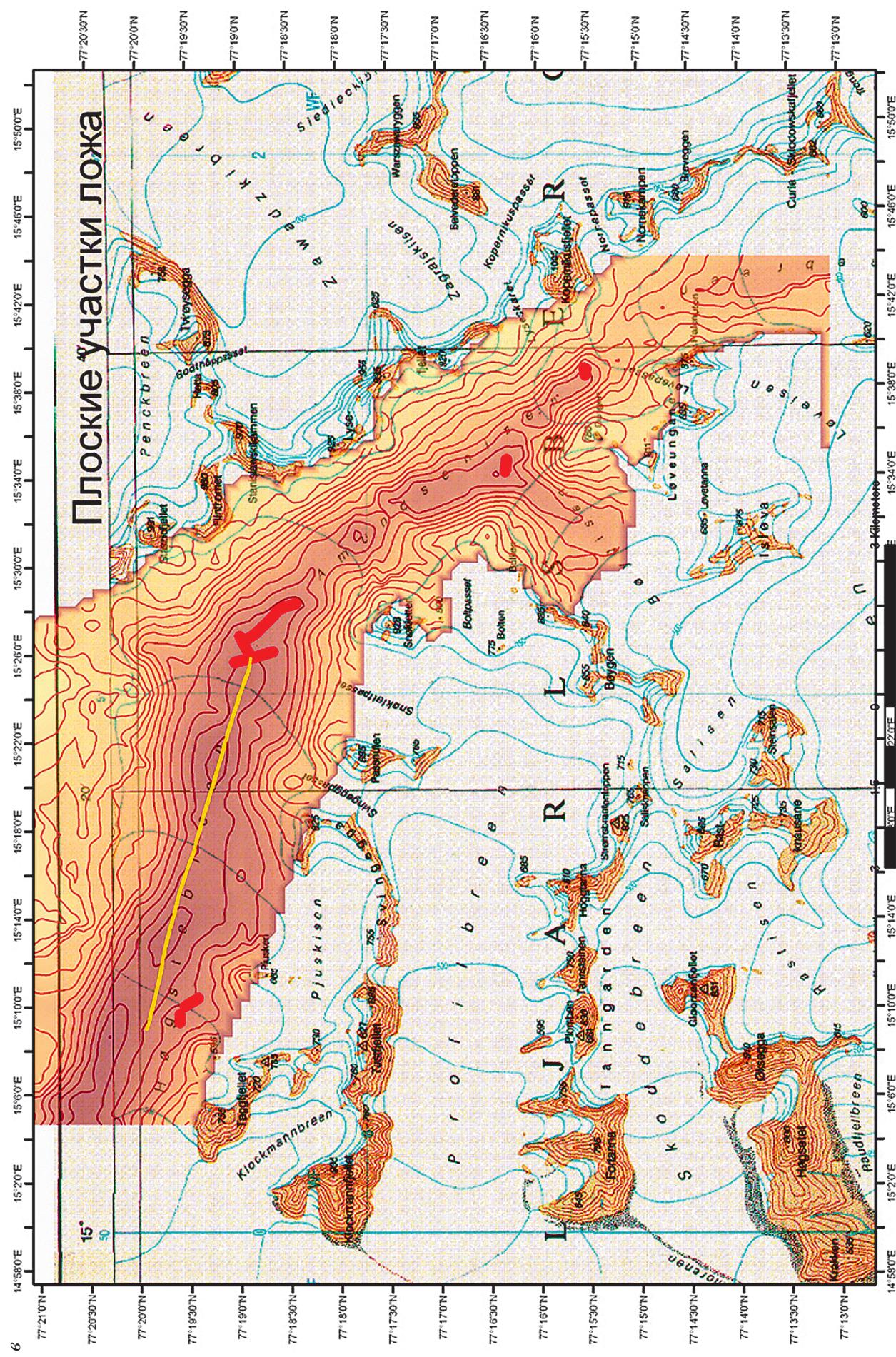


Рис. 16 (продолжение)

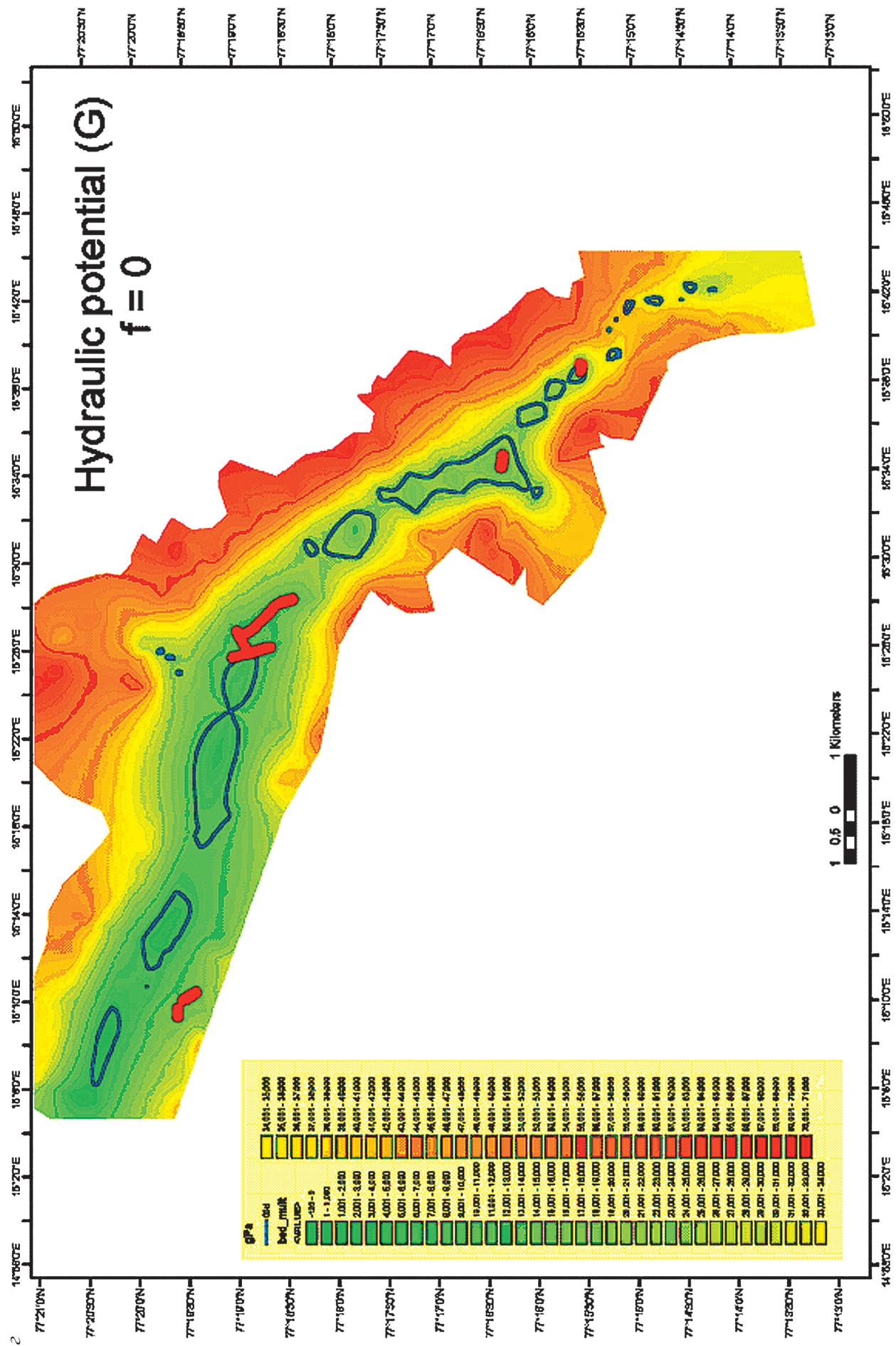


Рис. 16 (окончание)

(рис. 16, *б–г*). Особый интерес представляют обнаруженные на отдельных участках профилей зондирования протяженностью до 1500 м отражения от

«плоского» ложа (рис. 17, *а*) с большей на 6–8 дБ мощностью по сравнению с соседними участками ложа (рис. 17, *б*).

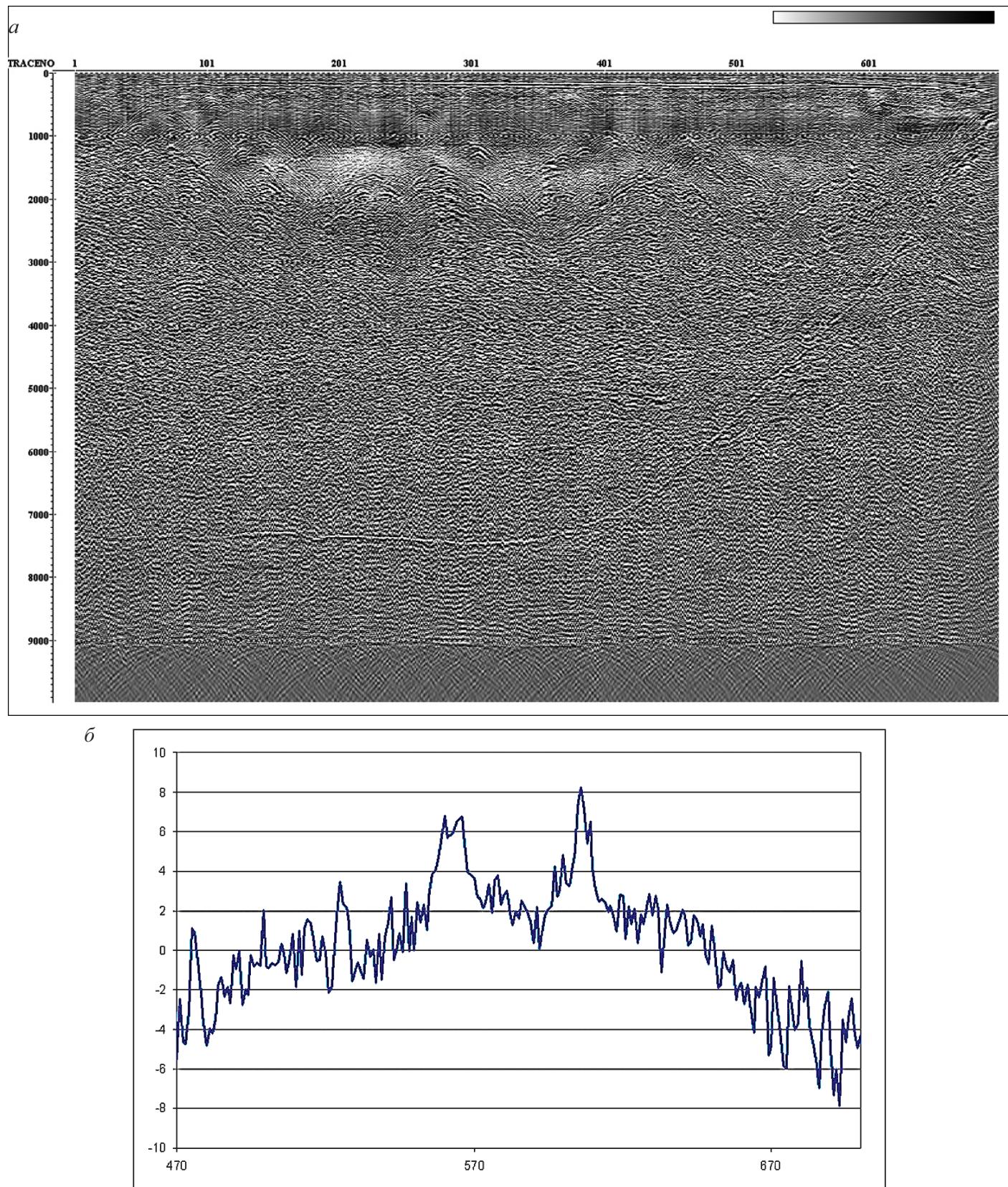


Рис. 17. Отражения от «плоского» ложа на радарной записи (*а*) и их мощность по данным измерений амплитуды донных сигналов (*б*) [Гловацик и др., 2008]

Эти отражения похожи на отражения от подледниковых озер в Антарктиде, хотя их мощность больше и составляет 20–30 дБ [Siegert *et al.*, 1996]. Поскольку участкам «плоского» ложа соответствуют рассчитанные области низкого гидравлического потенциала, можно также полагать, что они связаны с подледниковыми скоплениями воды, которые служат мини-аналогами подледниковых озер в Антарктиде.

Ледник Тавле

Весной и летом 2007 г. на леднике Тавле (площадью 9,15 км²) были выполнены радиолокационные исследования (рис. 18, *a*) с применением шведского локатора 850 МГц и локатора ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц [Лаврентьев, 2008]. На большинстве профилей зондирования, помимо отражений от

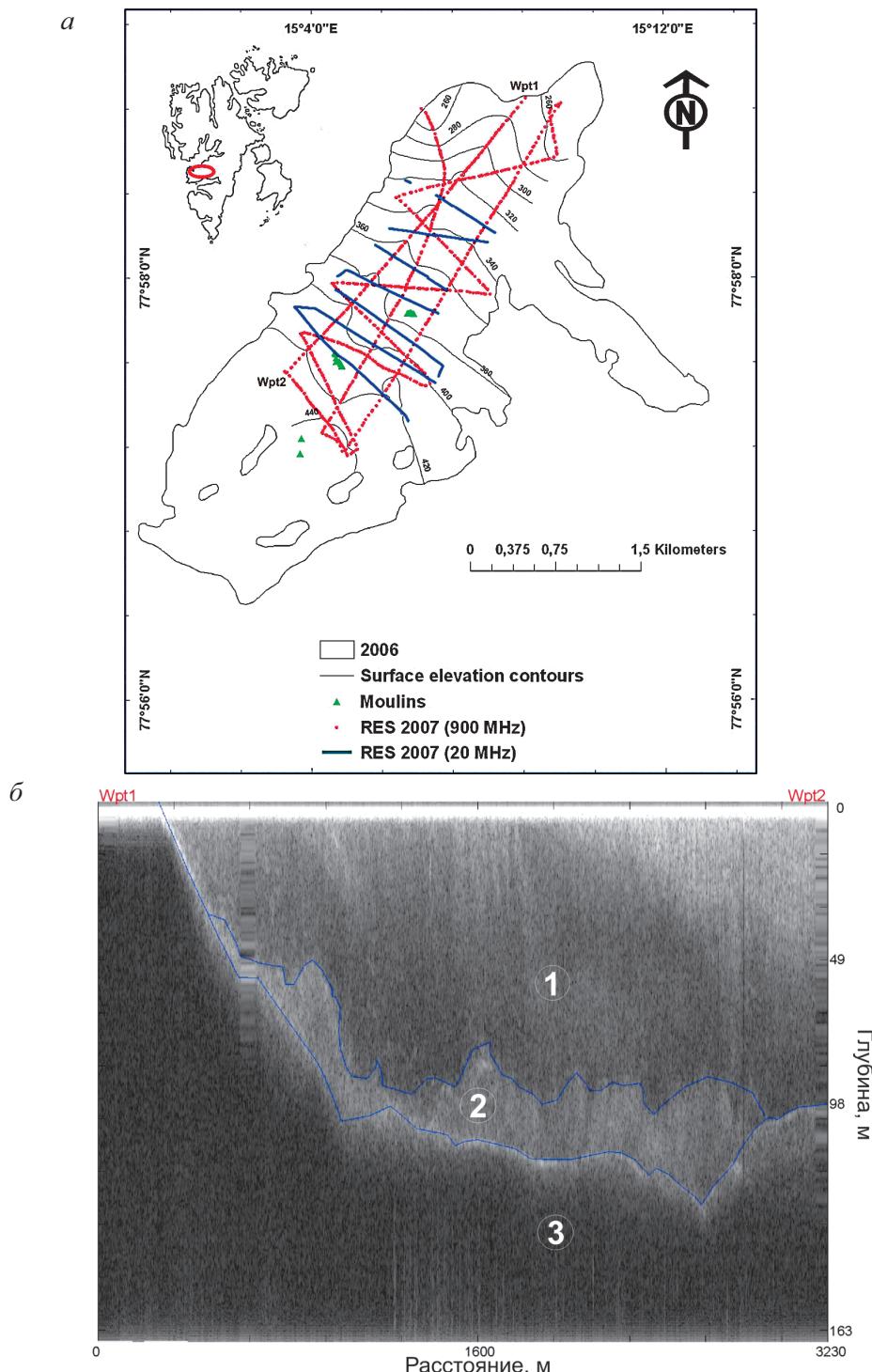


Рис. 18. Радиолокационные исследования на леднике Тавле весной и летом 2007 г. (*a*) и пример радарной записи, полученной с применением шведского локатора с синтезированной частотой 850 МГц. 1 – отражения из слоя холодного льда, 2 – отражения из слоя теплого льда, 3 – отражения от ложа (*б*)

ложа, были зарегистрированы отражения от границы раздела холодного и теплого льда (рис. 18, б). Это дало основание отнести этот ледник к политермическому типу и определить его геометрию и глубину границы раздела холодного и теплого льда. Были

также получены карты поверхности, толщины льда, подледного рельефа, глубины слоя холодного льда и толщины слоя теплого льда (рис. 19).

Была выполнена реконструкция системы подледникового стока на разные временные срезы на основе

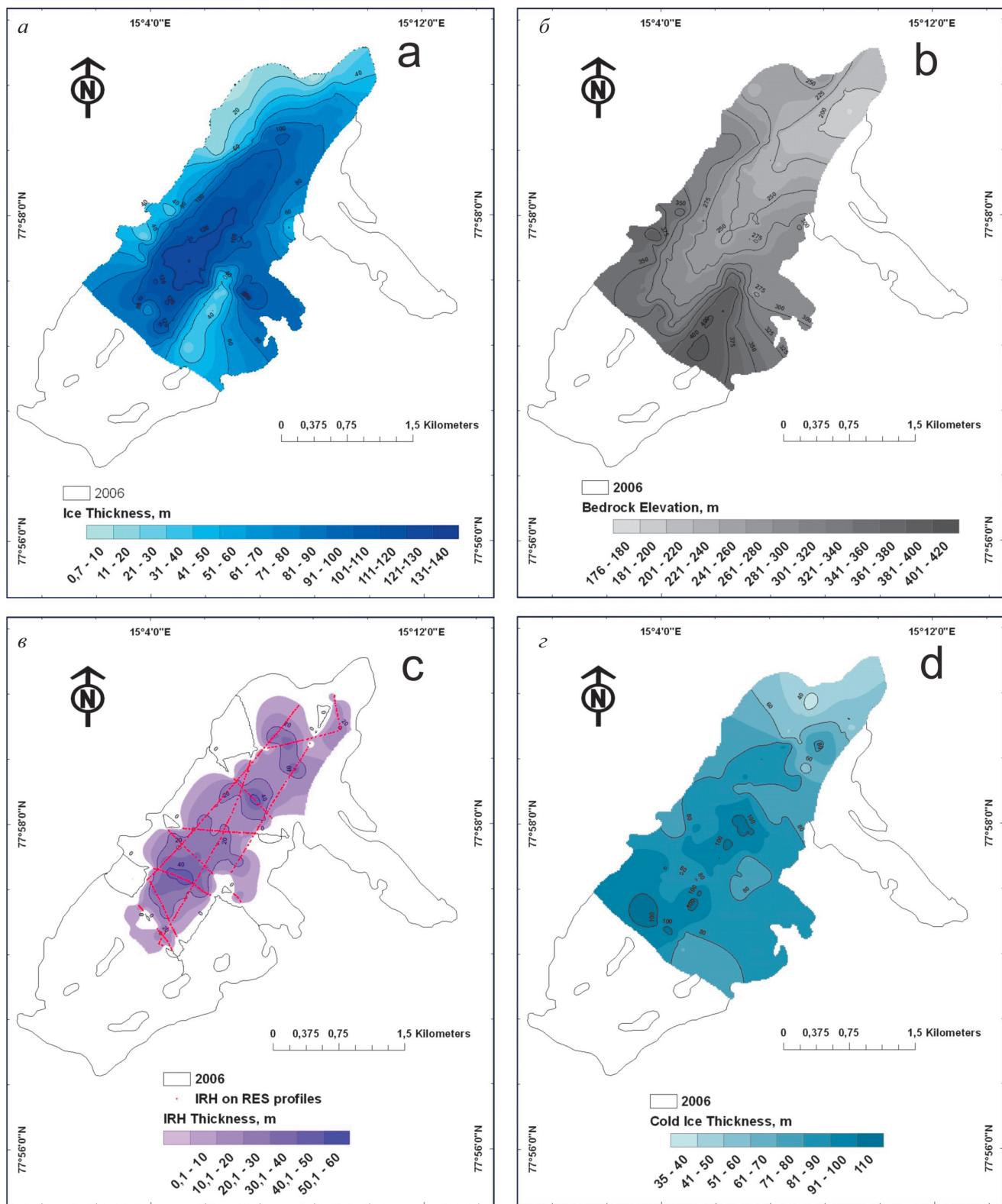


Рис. 19. Строение ледника Тавле по данным наземного радиозондирования весной и летом 2007 г.: а – толщина льда, б – высота ложа, в – глубина границы раздела холодного и теплого льда, г – толщина слоя холодного льда

данных о толщине льда и топографии его поверхности в 1936, 1990 и 2007 гг. Эти результаты были сопоставлены с данными наблюдений за положением ледниковых колодцев и теплого ледяного ядра, обнаруживаемого по радарным данным.

Средняя общая толщина льда составляет 93 м, а максимальная – 130 м. При этом средняя толщина придонного слоя теплого льда равна 20 м, а наибольшая его толщина составляет 50 м.

Сравнение изменений ледника за 1936–1990 и 1990–2007 гг. показало почти 10-кратное увеличение скорости убыли ледника за это время. Скорости отступания языка ледника увеличились от 2,2 до 18,7 м/год, а скорость сокращения площади ледника уменьшилась с 0,17 до 0,10 км²/год.

Реконструированная дренажная система хорошо совпадает с картиной ледниковых колодцев и формой теплого ледяного ядра (рис. 20). При этом от 1990 к 2007 г. заметно увеличиваются количество и особенно площадь замкнутых минимумов в поле гидравлического потенциала, которые могут быть благоприятны для скопления воды на ложе.

Ледники Джонсонс и Хард

На теплых ледниках Джонсонс и Хард на о. Левингстон (см. рис. 1, б) радиолокационные исследования начали проводиться с 1999 г. вместе с геодезическими и высокоточными GPS-измерениями высоты поверхности [Navarro *et al.*, 2009]. Ранее, в 1997–1998 гг., на леднике Джонсонс на нескольких профилях были также выполнены сейсмические измерения методом отраженных волн (МОВ), позволившие определить толщину льда и скорость распространения продольных сейсмических волн и по ней оценить содержание воды в теплом льду [Navarro *et al.*, 2005]. Для этой цели были также использованы гиперболические отражения от включений воды в теплом льду и данные ОГТ-измерений [Navarro *et al.*, 2005, 2009].

Толщина льда и подледный рельеф. По данным радиозондирования (рис. 21, а) и геодезических и DGPS-из-

мерений были получены карты поверхности, толщины льда и подледного рельефа (рис. 21, б, в), которые послужили основой для выбора точек ОГТ-измерений в 2003 г. на участках с более ровным рельефом поверхности и ложа.

Содержание воды

Оценка по скорости распространения сейсмических волн. По данным измерений скорости распространения сейсмических волн V_s содержание воды w в леднике Джонсонс было оценено по формуле Ризниченко (1949) для двухкомпонентной смеси лед – вода. При этом принимались во внимание только скорости $V_s > 3500$ м/с, поскольку более низкие скорости относятся к холодному льду, к участкам с толстым снежно-фирновым слоем или к трещиноватым зонам. Эти скорости изменяются от 3530 до 3720 м/с и определены с погрешностью 20–192 м/с. По этим оценкам, содержание воды в теплом льду составляет от 0,2–3,2 % и в среднем равно $2,2 \pm 0,9$ %.

Оценка по гиперболическим отражениям. В теплых ледниках Джонсонс и Хард скорость радиоволн была оценена также по гиперболическим отражениям от внутриледниковых отражателей [Navarro *et al.*, 2009]. Для количественных оценок использованы 42 гиперболы симметричной формы, которые наиболее подходят для этой цели [Мачерет, 2000]. По этим данным, скорость радиоволн в теплом льду в интервале глубин от 28 до 162 м изменяется от 157 до 174 м/мкс (ее средняя величина равна $164 \pm 4,2$ м/мкс). Если же исключить скорости $V > 168$ м/мкс, типичные для холодных ледников, то в оставшихся 29 точках V изменяется в более узких пределах (157–167 м/мкс) и ее средняя величина составляет $162,8 \pm 2,9$ м/мкс. По этим данным, содержание воды в теплом льду составляет 0,4–2,3 % и в среднем равно $1,1 \pm 0,6$ %, что близко к оценкам по скорости сейсмических волн.

Оценка по данным ОГТ-измерений. Для определения скорости распространения радиоволн применены неплоская и плоская модели ложа [Navarro *et al.*, 2009], а для оценки среднего содержания воды w в толще ледников – формула Луэнги [Looyenga, 1965]. Из табл. 3 следует, что содержание воды в теплых

Таблица 3. Скорость распространения радиоволн V_s и содержание воды w в теплых ледниках Джонсонс и Хард по данным ОГТ-измерений в 2003 г.

СМР	Неплоская модель			Плоская модель		
	V_s , м/мкс	h , м	w , %	V_s , м/мкс	h , м	w , %
1	165,4	124	0,5	167,5	129	0,1
2	185,4	115	–	186,0	123	–
3	167,6	103	0,1	168,2	103	–
4	168,0	199	0,0	166,5	197	0,3
6	166,1	133	0,4	167,8	134	0,0
8	160,1	209	1,6	163,2	205	1,0
9	187,9	70	–	188,1	70	–
10	163,5	125	0,9	162,0	127	1,2

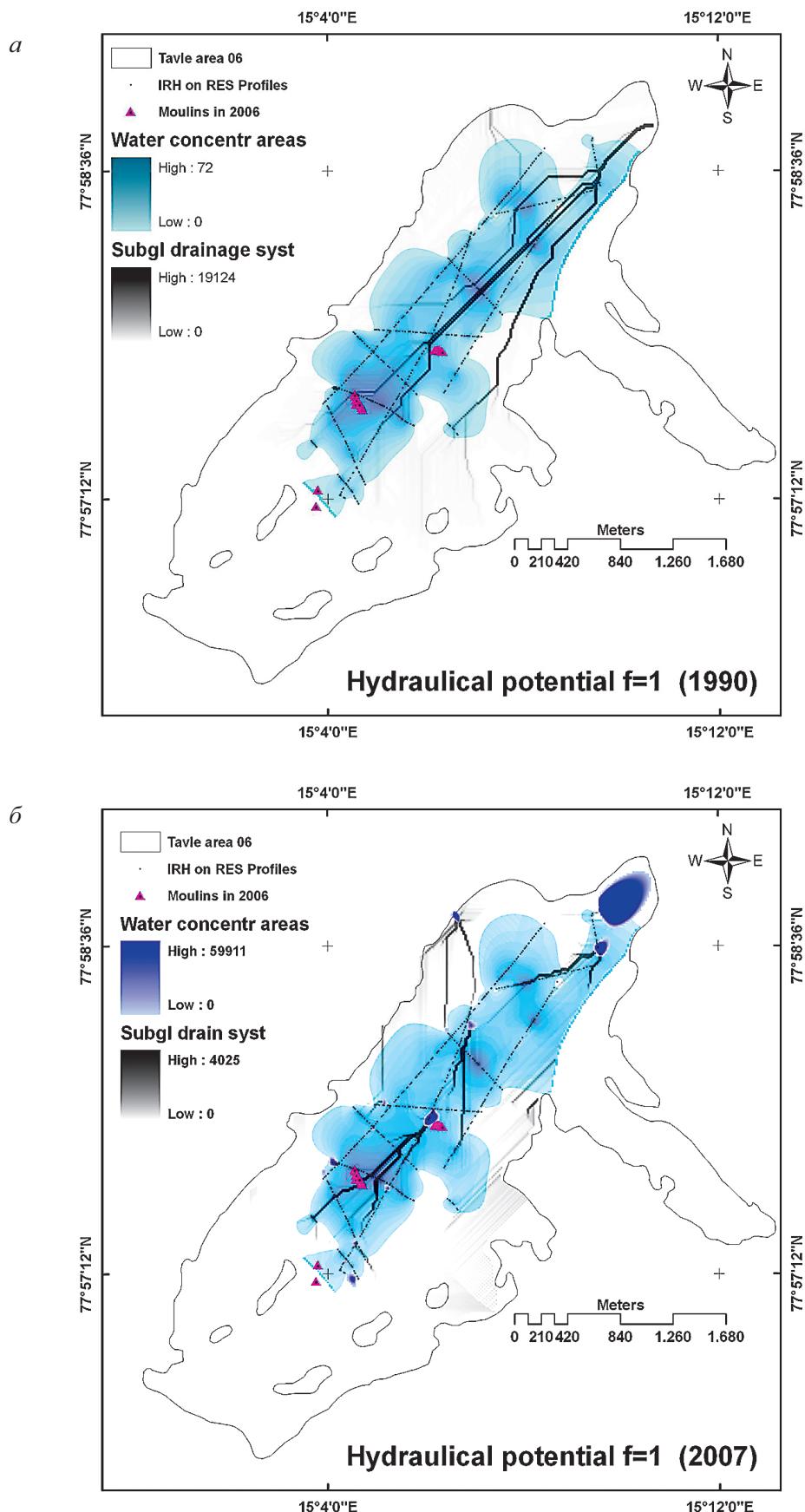
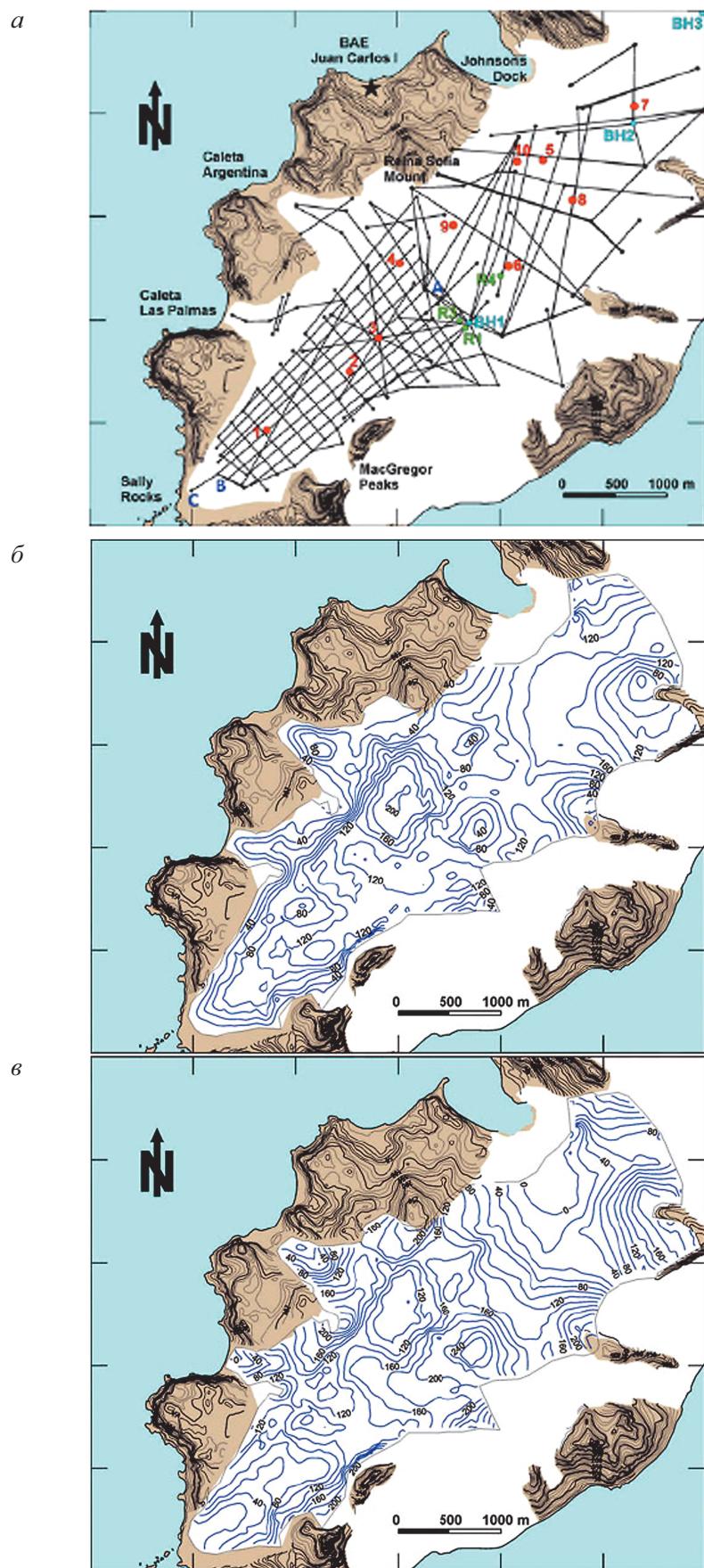


Рис. 20. Подледниковая дренажная сеть ледника Тавле по результатам расчетов гидравлического потенциала в 1990 (а) и 2007 гг. (б).

Область теплого ядра обозначена голубым цветом. Участки концентрации воды на ложе выделены синим цветом, а положение ледниковых колодцев на поверхности ледника – красным



ледниках Джонсонс и Хард изменяется по площади от 0 до 1,6 %. Согласно оценкам [Murray *et al.*, 2000], при постоянном приложенном напряжении скорость деформации увеличивается примерно в 3,8 раза при увеличении содержания воды на 1 %, что должно отражаться на динамике теплых и политермических ледников с придонным слоем теплого льда.

ОБСУЖДЕНИЕ

Для оценки влияния воды на режим и динамику политермических ледников впервые в практике гляциологических исследований на архипелаге Шпицберген был применен комплекс радиолокационных и радиофизических методов, позволяющий определять их толщину, топографию ложа и пространственно-временные вариации гидротермической структуры и условия на ложе. Исследования, выполненные по программе МПГ, показали, что для этого могут быть использованы данные о скорости распространения радиоволн и мощности отражений от включений воды в теплом льду и от ложа, которые позволяют судить о путях поступления воды в толщу и к ложу ледников.

В частности, исследования на леднике Ханс, выполненные летом 2003 и весной 2004 г. показали, что скорость распространения радиоволн заметно изменяется в сезонном и годовом масштабе. Это проявляется в вариациях содержания воды в слое теплого льда от 0,6 до 2 % для холодного (весеннего) и теплого (летнего) периодов и свидетельствует о быстром перераспределении воды внутри слоя теплого льда.

Отражающие свойства ложа в период наблюдений менялись в некотором согласии с изменениями скорости движения ледника, что, вероятно, обусловлено изменениями толщины слоя воды на ложе. Отражающие свойства слоя теплого льда имеют положительную корреляцию с температурой воздуха с примерно полусуточным лагом. Временной лаг был интерпретирован как доказательство хорошо развитой дренажной системы, соединяющей поверхность ледника со слоем теплого льда. Временная изменчивость мощности отражений от границы раздела холодного и теплого льда дает основание полагать, что у этой границы происходит укрупнение размеров водных включений и/или усиление стока из слоя теплого льда. Эта проблема требует дальнейших исследований.

Повторное радиолокационное профилирование показало, что пространственные изменения мощности отражений от ложа изменяются во времени. Они могут быть интерпретированы как вариации количества воды у границы лед – ложе, связанные с топографией ложа. Относительные изменения во времени мощности отражений от ложа и границы раздела холодного и теплого льда зависят от

вариаций поверхностного таяния, которые изменяют интенсивность излученных сигналов.

Пространственные вариации внутренних отражений хорошо коррелируют с толщиной слоя холодного льда и появлением дренажа через систему трещин ледниковых колодцев. Различие в вариациях мощности отражений от ложа и границы раздела холодного и теплого льда позволяет предположить различную гидрологическую связь системы трещин с ложем.

На леднике Фритьоф после его подвижки в 1990-х годах произошло существенное изменение его толщины и гидротермической структуры, проявившееся в исчезновении отражений от границы раздела холодного и теплого льда как индикатора политермического состояния ледника. Механизмом запуска его подвижки в 1990-х годах могло служить изменение рельефа поверхности и толщины льда, которое привело к изменению напряжений сдвига на ложе в нижней части ледника. Однако установить, была ли связана эта подвижка с возможным изменением гидротермического состояния ледника, пока установить не удалось в связи с неоднозначными результатами ОГТ-измерений.

По данным радиозондирования установлено, что ледник Тавле относится к политермическому типу. Как и ледник Средний Ловен на Шпицбергене [Willis *et al.*, 2007] и ледник Стур в Швеции [Pettersson *et al.*, 2003], где повторные радиолокационные исследования, выполненные с интервалом 18 и 12 лет, показали заметное изменение в положении теплого ледяного ядра и уменьшении толщины слоя холодного льда, связанные с долгопериодными изменениями климата, этот ледник также может служить для мониторинга таких изменений.

На ледниковом плато Амундсена по данным радиозондирования обнаружены отражения от «плоского» ложа, напоминающие отражения от подледниковых озер в Антарктиде. Это дало основание связать отражения от «плоского» ложа со скоплениями воды на ложе, образующими связанную подледниковую дренажную систему, и рассматривать их как микроаналоги дренирующих подледниковых озер в Антарктиде [Smith *et al.*, 2009].

ОГТ-измерения на теплых ледниках Джонсонс и Хард показали заметную пространственную изменчивость в содержании воды. Таким образом, гидротермическая неоднородность строения существует не только в политермических, но и в теплых ледниках, что важно учитывать при моделировании их динамики и реакции на изменения климата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все сказанное выше свидетельствует о высоком потенциале радиолокационных и радиофизических методов в исследованиях влияния воды на режим и динамику политермических и теплых ледников.

Полученные карты высоты поверхности, толщины льда и рельефа ложа исследованных ледников могут служить для моделирования их динамики и оценки реакции на изменения климата.

По нашему мнению, следует продолжить дальнейшие более детальные радиолокационные и радиофизические исследования в сочетании с высокоточными GPS-измерениями (с применением дифференциальных GPS-приемников) на ледниках Ханс, Фритьоф и ледниковом плато Амундсена. Для сравнения строения и режима ледников пульсирующего и обычного типа также целесообразно продолжить исследования на леднике Восточный Грёнфиорд, образующем двускатную систему с ледником Фритьоф.

ЛИТЕРАТУРА

- Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х. Изменения толщины и гидротермической структуры ледника Фритьоф с 1977 по 2005 гг. // Материалы гляциол. исследований. 2006. Вып.101. С. 157–162.
- Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 году // Материалы гляциол. исследований. 2001. Вып. 99. С. 86–99.
- Глазовский А.Ф., Константинова Т.Н., Мачерет Ю.Я., Москалевский М.Ю., Боброва Л.И., Санкина Л.В. Толщина и подледный рельеф ледника Фритьоф по данным наземной радиолокационной съемки // Материалы гляциол. исследований. 1991. Вып. 72. С. 161–166.
- Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Гидротермическое состояние и режим ледников // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. М.: Наука, 2007. С. 67–108.
- Глазовский А.Ф., Москалевский М.Ю. Исследования ледника Фритьоф на Шпицбергене в 1988 году // Материалы гляциол. исследований. 1989. Вып. 65. С. 148–153.
- Гловацик П., Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Мур Д.К., Хаген Й.У. Строение и гидротермическая структура ледникового плато Амундсена по данным наземного радиозондирования // Материалы гляциол. исследований. 2008. Вып. 105. С. 97–104.
- Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 248 с.
- Коновалов В.Г. Таяние и сток в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 282 с.
- Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 6–11.
- Лаврентьев И.И. Изменения структуры и динамики ледника Фритьоф на Шпицбергене за последние 70 лет по данным дистанционных исследований // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2008. № 6. С. 45–50.
- Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в ледниках по гиперболическим отражениям // Материалы гляциол. исследований. 2000. Вып. 89. С. 3–10.
- Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
- Мачерет Ю.Я., Берикашвили В.Ш., Василенко Е.В., Соколов В.Г. Широкополосный импульсный радар для зондирования ледников с оптическим каналом синхронизации и цифровой обработкой сигналов // Датчики и системы. 2006. № 12. С. 2–8.
- Мачерет Ю.Я., Василенко Е.В., Громыко А.Н., Журавлев А.Б. Радиолокационный картаж скважины на леднике Фритьоф, Шпицберген // Материалы гляциол. исследований. 1984. Вып. 50. С. 198–203.
- Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Игнатьева И.Ю., Красн М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалевский М.Ю. Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // Режим и эволюция полярных ледниковых покровов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. С. 48–115.
- Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б. Гляциология. Толщина, объем и строение ледников // Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. С. 7–35.
- Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б. Радиолокационное зондирование ледников Шпицбергена с вертолета // Материалы гляциол. исследований. 1980. Вып. 37. С. 109 –131.
- Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б., Громыко А.Н. Радиолокационные исследования ледников Шпицбергена в 1977 г. // Материалы гляциол. исследований. 1980. Вып. 38. С. 279–286.
- Ризнеченко Ю.В. О распространении сейсмических волн в дискретных и гетерогенных средах // Известия АН СССР. Сер. географическая и геофизическая. 1949. Т. 13. № 2. С. 115 –128.
- Трепов Г.В. Измерение скорости распространения электромагнитных волн в леднике // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 295. С. 60–63.
- Хаттон Л., Уэддингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных. Теория и практика. М.: Мир, 1989. 212 с.
- Янина Я., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Глазовский А.Ф., Василенко Е.В., Лапасаран Х., Гловацик П., Мигала К., Балут А., Пивовар Б.А. Вариации гидротермической структуры политермического ледника на Шпицбергене // Материалы гляциол. исследований. 2005. Вып. 99. С. 81–94.
- Bamber J.L. Enhanced reflecting scattering from water inclusions in ice // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. № 118. P. 293–296.
- Bamber J.L. Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 5–10.
- Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O. Airborne radio echo-sounding of sub-polar glaciers in Spitsbergen. Skrifter № 182. Norsk Polarinstitutt. Oslo, 1984. 41 p.
- Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperate glaciers // Review of Geophysics. 1998. V. 26. № 3. P. 299–328.
- Hamran S.-E., Aarholt E. Glacier study using wave number domain synthetic aperture radar // Radio Science. 1993. V. 28. № 4. P. 559–570.
- Jania J., Macheret Yu.Ya., Navarro F.J., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lapazaran J., Glowacki P., Migala K., Balut A., Piwowar B.A. Temporal changes in the radiophysical properties of a polythermal

- Spitsbergen glacier // *Annals of Glaciology*. 2005. V. 42. № 1. P. 125–134.
- Jisceot H., Murray T., Boyle P.* Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard // *Journ. of Glaciology*. 2000. V. 42. № 154. P. 412–421.
- Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya.* Radio-echo sounding of sub-polar glaciers: some problems and results of Soviet studies // *Annals of Glaciology*. 1987. V. 9. P. 151–159.
- Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture // *Physica*. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
- Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F.* Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data // *Polar Research*. 2000. V. 19. № 2. P. 204–216.
- Macheret Yu.Ya., Moskalevsky M.Yu., Vasilenko E.V.* Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime // *Journ. of Glaciology*. 1993. V. 39. № 132. P. 373–384.
- Murray T., James T.D., Macheret Yu.Ya., Lavrentiev I.I., Sykes H., Glazovsky A.F.* Changes in geometry and driving stresses during a surge cycle at a tidewater glacier: implications for the surge mechanism // *Journ. of Glaciology* (in press).
- Murray T., Luckman A., Strozzi T., Nutall A.-M.* The initiation of glacier surging at Fridtjovbreen, Svalbard // *Annals of Glaciology*. 2003. V. 36. P. 110–116.
- Murray T., Stuart G.W., Fry M., Gamble N. H., Crabtree M.D.* Englacial water distribution in a temperate glacier from surface and borehole radar velocity analysis // *Journ. of Glaciology*. 2000. V. 46. № 154. P. 389–398.
- Navarro F.J., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Lapazaran J.J., Ahlstrøm A., Machio F.* Radioglaciological studies on Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50. № 51. P. 17–24.
- Navarro F.J., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Corcueria M.I., Cuadrado M.L.* Ice-volume changes (1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen // *Annals of Glaciology*. 2005. V. 42. P. 158–162.
- Pettersson R., Jansson P., Holmlund P.* Cold surface layer thinning on Storglaciären, Sweden, observed by repeated ground penetrating radar surveys // *Journ. of Geophys. Research*. 2003. V. 108. F1. 9 p.
- Siegert M.J., Dowdeswell J.A., Gorman M.R., McIntyre N.F.* An inventory of Antarctic sub-glacial lakes // *Antarctic Science*. 1996. V. 8. P. 281–286.
- Smith R.E., Fricker H.A., Joughin I.R., Tulaczyk S.* An inventory of active subglacial lakes detected by ICESAT (2003–2008) // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. № 192. P. 573–595.
- Smith B.M.E., Evans S.* Radio echo-sounding: absorption and scattering by water inclusion and ice lenses // *Journ. of Glaciology*. 1972. V. 11. № 61. P. 133–146.
- Vasilenko E.V., Sokolov V.G., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Cuadrado M.L., Navarro F.J.* A digital recording system for radioglaciology studies // *Bull. of the Royal Society of New Zealand*. 2002. V. 35. P. 611–618.
- Willis J.C., Rippin D.M., Kohler J.* Thermal regime changes of the polythermal Midre Lovenbreen, Svalbard // *The dynamics and mass budget of Arctic glaciers. Proc. of workshop in Pontresina, Switzerland, 2007. IASC Publ.* P. 130–133.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ю.Г. Гатинский, Д.В. Рундквист, Г.Л. Владова, Т.В. Прохорова</i> СЕЙСМО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЛАВНЕЙШИХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ	13
<i>В.И. Осипов, Н.И. Фролова, С.П. Сущев, В.И. Ларионов</i> ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО И ПРИРОДНОГО РИСКА ДЛЯ НАСЕЛЕНИЯ И ТЕРРИТОРИЙ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	28
<i>В.И. Величкин, Б.П. Власов, М.В. Шумилин</i> ОСНОВНЫЕ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЫВШЕГО СССР И РОССИИ	49
<i>С.А. Дмитриев, В.И. Величкин, Б.И. Омельяненко</i> ОБЕСПЕЧЕНИЕ БЕЗОПАСНОЙ ИЗОЛЯЦИИ ЖИДКИХ ОТХОДОВ НИЗКОГО И СРЕДНЕГО УРОВНЕЙ РАДИОАКТИВНОСТИ	64
<i>В.И. Величкин, В.И. Мальковский, Н.Н. Тарасов, Ю.П. Диков</i> АНАЛИЗ УСЛОВИЙ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРАЧАЙ (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ)	77
<i>Б.И. Омельяненко, В.И. Величкин, С.В. Юдинцев</i> ПОВЕДЕНИЕ АКТИНИДОВ В УСЛОВИЯХ ДОЛГОСРОЧНОГО ХРАНЕНИЯ И ЗАХОРОНЕНИЯ ОТРАБОТАННОГО ЯДЕРНОГО ТОПЛИВА	86
<i>С.В. Юдинцев, Б.И. Омельяненко</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИЗОЛЯЦИИ ТЕХНЕЦИЯ	99
<i>И.Н. Соловов, А.К. Лисицын</i> ПОЛИЭЛЕМЕНТНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МЕТАЛЛЫ, ИЗВЛЕКАЕМЫЕ СЕРНОКИСЛОТНЫМ ПОДЗЕМНЫМ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕМ	109
<i>В.А. Петров, В.В. Полуэктов, Р.М. Насимов, А.А. Бурмистров, С.И. Щукин, Й. Хаммер</i> ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА УРАНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В ГРАНИТАХ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ДЛИТЕЛЬНОЙ ИЗОЛЯЦИИ ОЯТ	124
<i>В.М. Котляков, Л.Н. Васильев, М.Ю. Москалевский</i> БАЛАНС МАССЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА	139

<i>Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев</i> ВОДА В ПОЛИТЕРМИЧЕСКИХ И ТЕПЛЫХ ЛЕДНИКАХ	152
<i>В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, О.В. Нагорнов, С.А. Тюфлин, И.И. Лаврентьев, С.А. Марченко, В.И. Окопный</i> СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФИРНОВО-ЛЕДЯНОЙ ТОЛЩИ НА ЗАПАДНОМ ПЛАТО ЭЛЬБРУСА	180
<i>Ю.П. Масуренков, А.Л. Собисевич</i> ЭЛЬБРУССКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ – ИНДИКАТОР ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО И ФЛЮИДНОГО СОСТОЯНИЯ ВУЛКАНА	189
<i>А.Н. Хименков, Г.З. Перльштейн, Д.О. Сергеев, А.Н. Власов, В.П. Мерзляков, Ю.В. Халилова</i> ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ РИСКА ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРИОЛИТОЗОНЕ	205
<i>Е.В. Коротеева, Е.И. Вейсберг, Н.Б. Куюнцева, С.А. Лесина</i> ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ДИНАМИКУ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ВОСТОЧНЫХ ПРЕДГОРИЙ ЮЖНОГО УРАЛА	213
<i>А.Ю. Кудеярова</i> ТРАНСФОРМАЦИЯ ПРИРОДНЫХ СОРБЦИОННЫХ БАРЬЕРОВ ПРИ ЗАФОСФАЧИВАНИИ КИСЛЫХ ПОЧВ	223
<i>И.В. Галицкая, И.А. Позднякова, Л.С. Томс</i> МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ПРОГНОЗА И УПРАВЛЕНИЯ ТЕХНОПРИРОДНЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИМ РИСКОМ НА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ	239
<i>Л.С. Кучмент, А.Н. Гельфан</i> СОВМЕСТНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЕРОЯТНОСТНЫХ И ДЕТЕРМИНИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ МАШТАБОВ И РИСКА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ НАВОДНЕНИЙ НА ОСНОВЕ ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА	252
<i>В.В. Адушкин, П.П. Фирстов</i> ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В ВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЯХ В АТМОСФЕРЕ	264
<i>А.Ю. Озеров</i> МЕХАНИЗМ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ФОНТАНИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНОВ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ И ПРИРОДНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ)	279
<i>О.В. Руденко, А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич</i> О ФИЗИКЕ АКУСТИЧЕСКИХ НЕЛИНЕЙНОСТЕЙ И МЕДЛЕННЫХ ВОЛНАХ В ГРАНУЛИРОВАННОЙ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОЙ СРЕДЕ	299
<i>В.Н. Николаевский</i> ОЧАГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ – СОБЫТИЯ И ПРЕДВЕСТИКИ УДАРА	316
<i>Б.В. Левин, Г.В. Шевченко, В.М. Кайстренко, Т.Н. Ивельская, Т.К. Пинегина, Н.Г. Разжигаева</i> ПРОБЛЕМА ЦУНАМИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ (ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ АСПЕКТ)	332
<i>В.А. Семенов, И.И. Мохов, М. Латиф</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В РЕГИОНАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ	355

<i>Ю.Н. Авсюк, А.Л. Собисевич</i> ПРИЛИВНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ – ЛУНА – СОЛНЦЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ	373
<i>В.Ч. Хон, И.И. Мохов</i> ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ЦИКЛА К ИЗМЕНЕНИЮ ОРБИТАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ И КОНЦЕНТРАЦИИ АНТРОПОГЕННЫХ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ	392
<i>В.М. Григорьев, Л.В. Ермакова, А.В. Мордвинов, Ю.А. Наговицын, А.Г. Тлатов, В.Г. Иванов, Е.В. Милецкий, Е.Ю. Наговицына, А.И. Хлыстова, С.А. Язев</i> ВОЗНИКНОВЕНИЕ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ НА СОЛНЦЕ, ИЗМЕНЕНИЯ ЕГО ГЛОБАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ В 11-ЛЕТНЕМ ЦИКЛЕ И НА ДЛИТЕЛЬНОЙ ШКАЛЕ ВРЕМЕНИ	399
<i>С.И. Сороко, В.П. Рожков, Е.Г. Сергеева, С.С. Бекшаев, С.С.Андреева, И.В.Николаев</i> ОСОБЕННОСТИ МОРФОФУНКЦИОНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ НЕРВНОЙ СИСТЕМЫ И ГЕМОДИНАМИКИ МОЗГА У ДЕТЕЙ И ПОДРОСТКОВ В УСЛОВИЯХ ЕВРОПЕЙСКОГО И ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕВЕРА	413

Научное издание

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КАТАСТРОФЫ

В 2 томах

Том 2

ГЕОЛОГИЯ УРАНА, ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГЛЯЦИОЛОГИЯ

*Печатается по решению Научного совета Программы
фундаментальных исследований президиума РАН № 4*

Ответственный составитель д.ф.-м.н. Собисевич Алексей Леонидович

Технический редактор В.И. Горбенко
Компьютерная верстка К.А. Мордвинцев
Корректор С.Б. Суслова

Подписано в печать 05.09.11. Формат 60×90/8
Гарнитура Таймс. Бумага мелованная. Печать офсетная
Усл. печ. л. 54. Тираж 200 экз.

ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН
123995 ГСП-5, Д-242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10

Отпечатано в типографии издательства «ПРОБЕЛ 2000»
109544 Москва, ул. Рабочая, 91