

**Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова
Географический факультет**

На правах рукописи

Золотарёв Евгений Александрович

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
КАРТОГРАФО-АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ
ДИСТАНЦИОННОГО МОНИТОРИНГА
ОПАСНЫХ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ
ВЫСОКОГОРНЫХ ГЕОСИСТЕМ**

25.00.33 – Картография

Диссертация на соискание учёной степени
доктора географических наук

Научный консультант:
доктор географических наук, профессор
Книжников Юрий Фирсович

Москва – 2013

Оглавление

	стр.
Введение	5
Глава 1. Картографо-аэрокосмические технологии – основа мониторинговых исследований высокогорных геосистем	9
1.1. Сущность картографо-аэрокосмических исследований динамики природных объектов	9
1.2. Основные этапы картографо-аэрокосмических исследований высокогорных территорий на примере Приэльбрусья	12
1.3. Технологии картографо-аэрокосмических исследований динамики высокогорных геосистем	16
1.4. Развитие фотограмметрического метода для картографо-аэрокосмических исследований горных ледников	19
1.5. Составление цифровой ортофотокарты Эльбруса	20
Выводы	22
Глава 2. Стереоскопическое измерительное дешифрирование разновременных снимков при мониторинге высокогорных геосистем	24
2.1. Проблема совмещения материалов разновременных съемок при мониторинге динамики природных объектов	24
2.2. Схема обработки разновременных снимков при стереоскопическом измерительном дешифрировании	26
2.3. Применение стереоскопического измерительного дешифрирования при оценке динамики различных природных процессов в высокогорье	29
2.3.1. Определение скорости сползания снега на лавиноопасном склоне фотограмметрическим методом	29
2.3.2. Исследование скорости движения лавин	39
2.4. Особенности стереоскопического измерительного дешифрирования при оценке динамики ледников	42
2.4.1. Результаты исследования динамики ледника Кюкюртлю (Западный склон Эльбруса) по разновременным аэрофотоснимкам	49
2.4.2. Выявление пульсирующего характера динамики ледника Большой Азау (Юго-западный склон Эльбруса) по разновременным	

космическим снимкам	53
Выводы	56
Глава 3. Индикационно-картографическая реконструкция оледенения Эльбруса во время малого ледникового периода	58
3.1. Методические аспекты лихенометрии в Приэльбрусье	58
3.2. Эволюция оледенения Эльбруса с конца XIX в. по картографическим данным	65
3.3. Разграничение I и II исторических стадий оледенения Эльбруса	68
3.4. Максимальное распространение оледенения Эльбруса во время малого ледникового периода	71
Выводы	80
Глава 4. Исследование эволюции оледенения Эльбруса картографо-аэрокосмическими технологиями в связи с глобальными климатическими изменениями	81
4.1. Колебания фронта ледника Большой Азау на Эльбрусе с середины XIX века	81
4.2. Гляцио-климатические причины колебания фронта ледников (по исследованиям на леднике Джанкуат)	94
4.3. Колебания фронта ледников Эльбруса в XX столетии	100
4.4. Сокращение оледенения Эльбруса в XX столетии	102
4.4.1. Изменение площади оледенения	105
4.4.2. Оценка изменений объёма оледенения Эльбруса в различные периоды его эволюции	114
4.5. Цифровое картографирование изменения оледенения Эльбруса и оценка баланса его массы за 40 и 50 лет после МГГ	116
Выводы	124
Глава 5. Исследование условий формирования катастрофических селей в Приэльбрусье на основе картографо-аэрокосмических технологий	126
5.1. Эволюция оледенения и формирование катастрофических селей в Приэльбрусье	126
5.2. Причины и оценка вероятности формирования катастрофических селей в современных ледниково-моренных комплексах Приэльбрусья	131

5.2.1. Долина р. Адылсу	131
5.2.2. Долина р. Герхожан-су	134
5.2.3. Южный склон Эльбруса	139
5.2.4. Северо-восточный склон Эльбруса	139
5.2.5. Долина р. Кубасанты	140
5.3. Возможные способы борьбы с катастрофическими селями	145
Выводы	147
Глава 6. Определение границ лавиноопасных зон по морфометрии лавиносборов и крупномасштабное картографирование лавиноопасных территорий	148
6.1. Деградация оледенения и катастрофические лавины Приэльбрусья	148
6.2. Экспериментальные исследования точности определения запасов снега на лавиноопасных склонах дистанционными методами	151
6.3. Оценочное картографирование катастрофических лавин в Приэльбрусье с применением дистанционных методов	157
6.4. Определение максимально возможного пути катастрофической лавины в Приэльбрусье	160
6.5. Исследование дальности выброса катастрофических лавин в зависимости от морфометрии лавиносборов	163
6.6. Ошибки определения дальности выброса катастрофических лавин по морфометрическим параметрам лавиносборов	173
6.7. О вероятности достижения лавиной заданных границ	174
6.8. Расчет коэффициентов общего сопротивления движению лавины заданной обеспеченности	178
6.9. Картографирование лавиноопасных территорий при инженерных изысканиях	184
Выводы	194
Заключение	196
Литература	198

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Одним из приоритетных направлений развития науки и техники Российской Федерации является экология и рациональное природопользование, что вызвано глобальным изменением природной среды, обуславливающим процессы, принимающие нередко катастрофический характер. Это вызывает необходимость мониторинга этих процессов и, в свою очередь, предполагает развитие дистанционных методов их наблюдения и оценки, которые позволяют охватывать значительную площадь труднодоступных территорий и в значительной степени снимают опасность для жизни исследователя. Приоритетными будут при этом исследования динамики различных природных систем, особенно высокогорных, где широко развиты опасные гляциальные явления. Подвижки ледников, снежные и ледяные лавины, катастрофические гляциальные сели образуются в зоне тектонически активного высокогорного рельефа с оледенением. Причём быстрое изменение последнего влияет на масштабы этих стихийно-разрушительных процессов природы. Значительная часть регионов России вынуждена тратить большие средства, чтобы приспособить своё хозяйство к закономерно проявляющимся, а нередко и внезапно происходящим природным стихий. Исследование процессов формирования и динамики опасных явлений, решение вопросов прогнозирования надёжно согласуется только на основе получения количественных параметров, которые можно получить при интеграции методов картографии, информатики и дистанционного зондирования.

Степень разработанности темы. Мониторинговые исследования опасных гляциальных процессов в высокогорье в настоящее время проводятся в основном на локальных территориях с ограниченным периодом наблюдений, что не всегда позволяет получить достоверные сведения об их параметрах. Практическое применение для этих целей повторных аэро- и космических снимков, которые позволяют охватывать значительные территории, находится в зачаточном состоянии.

Цель и задачи исследования. Основная цель работы – разработка картографо-аэрокосмических технологий мониторинговых исследований

высокогорных территорий при организации их защиты, что является научной проблемой, имеющей важное хозяйственное значение.

В соответствии с поставленной целью в работе решались задачи разработки и применения:

- картографо-аэрокосмических технологий для дистанционного мониторинга высокогорных геосистем;

- способа стереоскопического измерительного дешифрирования разновременных снимков для изучения динамики опасных склоновых процессов высокогорных территорий;

- метода определения границ лавиноопасных зон и содержания оценочных и оценочно-прогнозных карт лавиноопасных территорий на различных этапах инженерных изысканий;

- применения разработанных технологий при оценке деградации горного оледенения на примере Эльбруса, как возможного источника катастрофических процессов в высокогорье;

- оценки условий формирования и динамики катастрофических процессов в высокогорье (снежных лавин и гляциальных селей) на основе картографо-аэрокосмических технологий.

Научная новизна работы. Способ стереоскопического измерительного дешифрирования разновременных аэро- и космических снимков при оценке динамики ледников, метод расчёта границ лавиноопасных зон заданной обеспеченности не имеют аналогов и разработаны впервые. Впервые составлены карты изменения оледенения Эльбруса за 40 и 50 лет после МГГ, рассчитан его кумулятивный баланс массы за этот период. Получены достоверные количественные данные об его эволюции за более чем 100-летний период, которые не подтверждают гипотезу об антропогенных причинах глобального потепления климата.

Теоретическая и практическая значимость работы. Разработанные технологии картографо-аэрокосмических исследований позволяют проводить необходимый и достаточный комплекс работ для определения динамики высокогорных геосистем, получать с необходимой точностью параметры их изменений, составлять оперативные оценочные и оценочно-прогнозные карты, т. е. осуществлять дистанционный мониторинг.

Способ стереоскопического измерительного дешифрирования разновременных снимков, разработанный нами в процессе исследований, позволяет определять скорость движения льда на поверхности ледников, их пространственное изменение и позволяет выбрать наиболее рациональное расположение точек измерения за счёт визуального наблюдения этих изменений. Модификации этого метода применялись также и для определения динамики различных стихийно-разрушительных процессов (оползней, снежных лавин и гляциальных селей).

Разработанный метод расчёта границ лавиноопасных зон заданной обеспеченности по морфометрии лавиносборов позволяет проектируемые объекты строительства в лавиноопасных районах размещать в безопасных зонах, либо обезопасить их при помощи рационально выбранных соответствующих противолавинных сооружений и мероприятий.

Методология и методы исследования. Все перечисленные задачи решались на основе полевых экспериментальных работ, проводившихся на Центральном Кавказе в течение 40 лет с применением повторных стереофотограмметрических съёмок с стационарных базисов. Обработка разновременных наземных, аэро- и космических снимков проводилась цифровыми методами. Цифровые методы использовались и при сравнении разновременных карт. При реконструкции размеров оледенения Эльбруса во время малого ледникового периода использовался лихенометрический метод.

Положения, выносимые на защиту.

1. Разработана система картографо-аэрокосмических технологий мониторинговых исследований высокогорных геосистем.
2. Предложен и разработан способ стереоскопического измерительного дешифрирования, составляющий основу картографо-аэрокосмических технологий мониторинговых исследований.
3. Получены количественные параметры эволюции оледенения Эльбруса за 120 лет, которые показывают что современное потепление климата началось ещё в XIX в., что означает его преимущественно естественные, а не антропогенные причины.

4. Применение разработанных технологий позволило выявить особенности формирования катастрофических селей гляциального генезиса на современном этапе деградации оледенения и определить границы лавиноопасных зон заданной обеспеченности в лавиноопасных районах.

Степень достоверности и апробация результатов. Оценка достоверности результатов исследования выявила, что результаты, полученные высокоточными фотограмметрическими измерениями снимков, цифровыми методами измерения карт имеют высокую степень достоверности и подтверждаются другими независимыми исследованиями.

Основные положения диссертации были доложены на

- Международной конференции Интеркарто 2 в г. Иркутске 26–29 июня 1996 г.;
- 1 Всероссийской конференции по картографии в Москве 7–10 октября 1997 г.;
- XI–XIV Гляциологических симпозиумах 1996, 2000, 2004, 2008 гг. и специализированных гляциологических симпозиумах в 1998, 2002, 2004 гг.;
- международной конференции «Мониторинг криосферы» 20–23 апреля 1999 г. в Пушино;
- IV Международной конференции «Устойчивое развитие горных территорий» во Владикавказе 23–26 сентября 2001 г.;
- международной конференции по механизму формирования и динамике селей в Давосе, Швейцария, 10–12 сентября 2003 г.;
- заседании Русского географического общества (отделение картографии и аэрокосмических методов), Москва, 25 марта 2009 г.;
- научной конференции МГУ «Ломоносовские чтения», секция географии, 23 апреля 2009 г.;
- международной научной конференции «Гляциология в начале XXI века», Москва, 15–16 октября 2009 г.

По теме диссертации опубликовано 99 научных трудов, из них 3 монографии, 20 статей в научных журналах, рекомендованных ВАК, 5 статей в иностранных журналах.

Глава 1. КАРТОГРАФО-АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ – ОСНОВА МОНИТОРИНГОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЫСОКОГОРНЫХ ГЕОСИСТЕМ

1.1. Сущность картографо-аэрокосмических исследований природных объектов

Необходимым условием выявления глобальных закономерностей в изменении природы Земли является получение достоверной информации в любой пространственной размерности и реальном масштабе времени. Такую возможность дают материалы аэрокосмических съёмок, которые одновременно можно использовать и для решения конкретных задач.

Природа горных геосистем с интенсивными экзогенными процессами очень быстро реагирует на воздействие естественных и антропогенных факторов, к тому же в горах с современным оледенением можно получить достоверную информацию и о прошлом, что является необходимым условием для моделирования глобальных изменений. Поэтому актуальной проблемой является организация систем картографо-аэрокосмического мониторинга различных природных условий и ресурсов.

Мониторинг окружающей среды предполагает наблюдение за состоянием объекта, его оценку, прогноз развития во времени и пространстве, а также разработку системы мероприятий по фактическому использованию благоприятных факторов среды или снижению ущерба от неблагоприятных.

Аэрокосмические методы исследований позволяют решать многие задачи, связанные с оценкой состояния и динамики природных объектов, в том числе с их помощью можно изучать эволюцию и динамику ледников, что, в свою очередь, позволяет производить оценку, например, таких глобальных географических явлений, как изменение климата на Земле.

Одним из достижений лаборатории аэрокосмических методов кафедры картографии и геоинформатики географического факультета МГУ является разработка принципов и методов картографо-аэрокосмического мониторинга для нужд горной гляциологии, которые основаны на многолетних исследованиях высокогорных территорий (Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Лабутина И.А. Картографо-аэрокосмический мониторинг системы оледенения Эльбруса //

Материалы гляциологических исследований. – 1988. – Вып. 62. С. 153-156). На современном этапе чаще применяется гляцио-картографический, или комплексный мониторинг, который подразумевает непрерывное наблюдение за массоэнергообменом ледника и периодический контроль его пространственных (площади, мощности, объёма) и динамических (скорость движения льда) параметров.

Помимо режимных гляциологических наблюдений, программа комплексного мониторинга предусматривает периодические стереофотограмметрические съёмки и геодезические измерения. На их основе составляются крупномасштабные (1:10 000 и крупнее) топографические карты ледникового бассейна, карты изменения высоты поверхности и карты скорости движения льда на поверхности ледников (Винников Л.П., Лабутина И.А. Изменение ледника Кюкюртлю на Эльбрусе за четверть века // Материалы гляциологических исследований. – 1987. – Вып. 60. С. 147-152).

Периоды между съёмками зависят от поставленной задачи. Если между съёмками проходят десятилетия, то в результате мы имеем возможность определить пространственные изменения ледников, т. е. их эволюцию, для изучения динамики иногда достаточно производить съёмки через несколько дней, исключение составляет определение скоростей движения пульсирующих ледников по космическим снимкам. Здесь интервал между съёмками может быть от года до нескольких лет.

Из всех параметров, характеризующих пространственные изменения ледника, наиболее информативным является показатель среднего изменения его толщины по всей площади ледника, определяемый по материалам разновременных стереофотограмметрических съёмок. В этом случае он характеризует баланс массы ледника за период между съёмками и может заменить прямые гляциологические массбалансовые наблюдения.

Сравнение балансовых характеристик ледника, полученных при помощи прямых гляциологических измерений, и динамических показателей ледника, полученных по материалам повторных съёмок, даёт возможность определения реакции ледника на климатические изменения.

Картографическая составляющая комплексного мониторинга ледников включает в себя три уровня наблюдения: за концом ледника, за ледником в целом, включая область питания, и за ледниковой системой, состоящей из нескольких ледников. Наблюдение за концами ледников в Приэльбрусье производилось во время 2-го Международного полярного года (МПГ) (Орешникова Е.И. Ледники Эльбрусского района по исследованиям 1932-1933 гг. // Труды ледниковых экспедиций. Кавказ. – М., 1936. – Вып. 3. С. 239-297). Специальные режимные наблюдения и периодические стереофотограмметрические съемки (1 раз в 6-7 лет) начаты на репрезентативном для Центрального Кавказа леднике Джанкуат в 1968 г. во время Международного гидрологического десятилетия (МГД) и продолжают до сих пор (Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). – М.: Гидрометеиздат, 1978. – 183 с.). Во время Международного геофизического года (МГГ), лабораторией аэрокосмических методов географического факультета МГУ была произведена фототеодолитная съемка и составлена специальная 14-листная карта масштаба 1:10 000 Эльбрусской ледниковой системы, состоящей из 16 долинных ледников общей площадью более 130 км² (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.).

При комплексном мониторинге ледников широко применяются методы дистанционного зондирования: наземная стереофотограмметрическая съемка, аэро- и космическая съемка, так что правомерно говорить о картографо-аэрокосмической составляющей комплексного мониторинга.

В картографо-аэрокосмическом мониторинге принято различать съемки базовые и текущие (Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Лабутина И.А. Картографо-аэрокосмический мониторинг системы оледенения Эльбруса // Материалы гляциологических исследований. – 1988. – Вып. 62. С. 153-156). Базовые съемки завершаются составлением общегеографической базовой карты – картографической основы мониторинга, а текущие – составлением тематических карт динамики или количественных показателей темпа и интенсивности изменения ледников. К содержанию базовой карты предъявляются определенные требования. Помимо соответствующей масштабу точности необходимо подробнейшее изображение рельефа и ситуации, особенно ориентиров, которые в дальнейшем помогут совмещению текущих съемок с базовой.

При изучении эволюции ледников картографо-аэрокосмический мониторинг дополняется использованием старых карт и проведением палеогеографических исследований в перигляциальных зонах с целью определения максимального распространения ледников в прошлом. На основе этих исследований и текущих съёмок можно прогнозировать эволюцию ледников в связи с климатическими изменениями.

1.2. Основные этапы картографо-аэрокосмических исследований высокогорных территорий на примере Приэльбрусья

Приэльбрусье является уникальным высокогорным районом. Здесь расположено крупнейшее в Европе оледенение Эльбруса, инструментальное изучение которого было положено ещё в середине XIX в. Широко распространены и катастрофические склоновые процессы, снежные лавины, гляциальные сели, оползни. Некоторые ледники Эльбруса признаются пульсирующими, что не исключает их катастрофических подвижек в будущем. Таким образом, Приэльбрусье – идеальный полигон для отработки технологий дистанционного мониторинга высокогорных территорий.

Первая инструментальная (мензульная) съёмка всего оледенения Эльбруса была выполнена отрядом Корпуса военных топографов в 1887-1890 гг. По её результатам была составлена топографическая карта масштаба 1:42 000, которая впоследствии была нами использована для изучения его динамики. 31 июля 1890 г. А.В. Пастухов впервые выполнил геодезические наблюдения с Западной вершины Эльбруса, определив высоту двухсторонним геодезическим нивелированием (5633 м), завершив, таким образом, съёмку верхней части оледенения (Пастухов А.В. Сообщение о восхождении на Эльбрус 31 июля 1890 г. // Зап. Кавказского отдела Русского геогр. общества. – Тифлис, 1893. – Кн.15, с. 22-37). Во время 2 Международного полярного года была выполнена геодезическая съёмка концов некоторых его ледников (Орешникова Е.И. Ледники Эльбрусского района по исследованиям 1932-1933 гг. // Труды ледниковых экспедиций. Кавказ. – М., 1936. – Вып. 3. С. 239-297).

Впервые для исследования динамики горных ледников (скоростей движения льда на их поверхности) была применена повторная фототеодолитная съёмка. Принципы способа псевдопараллаксом, разработанные Р. Финстервальдером

(Finsterwalder R. Geschwindigkeitsmessungen an Gletscher mittels Photogrammetrie. – Zeitschrift für Gletscherkunde, Band XIX, 1931, p. 64-72) для определения скоростей движения льда, были модифицированы Ю.Ф. Книжниковым, что позволило ему составить карты скоростей движения ледников Ирик, Кюкюртлю, Уллучиран и др., а также внутренних потоков льда на Эльбрусе во время МГГ (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.). К этому же периоду относятся работы И.А. Лабутиной (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с., С. 273-282) по определению пространственного изменения ледника Ирик на Эльбрусе по материалам повторных фототеодолитных съёмок в 1959-1962 гг., а также ледника Б. Азау за период 1911-1957 гг. с использованием ранее составленной карты. Последнюю работу, по-видимому, следует отнести к пионерной, когда совмещались материалы современной съёмки с ранее составленной картой с другой геодезической и математической основой и точностью.

Особенным этапом в исследованиях динамики высокогорья следует считать фототеодолитную съёмку всего оледенения Эльбруса, выполненную во время МГГ (1957-1959 гг.) лабораторией аэрокосмических методов кафедры картографии и геоинформатики географического ф-та МГУ (в то время – лаборатории аэрометодов кафедры геодезии и картографии). В результате была составлена специальная 14-листная карта оледенения Эльбруса масштаба 1:10 000, которая стала базовой для дальнейшего мониторинга Эльбруса (Лаппо (Лабутина) И.А. Карта оледенения Эльбруса. В сб.: Инф. сборник о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963, с. 98-106).

Другое важное направление работ на Эльбрусе во время МГГ – картографо-географическое. Результаты комплексных гляциологических исследований в концентрированном виде были представлены в Атласе оледенения Эльбруса, включавшем 3 тома: фототеодолитные снимки ледников, общегеографические и тематические карты. В то время том с тематическими картами не был издан, но впоследствии часть из них, уже уточнённые, были опубликованы в Атласе снежно ледовых ресурсов Мира.

Важным этапом в исследовании динамики высокогорья являются работы по программе Международного гидрологического десятилетия (1965-1974 гг.),

которые продолжают и поныне. Особенностью этих работ являются непрерывные гляциологические измерения баланса массы ледника Джанкуат, являющегося репрезентативным для всего Центрального Кавказа, и его периодические (через 5-7 лет) фототеодолитные съёмки с последующим составлением как топографических, так и тематических карт (скоростей движения льда, изменения высоты поверхности ледника, его баланса массы и др.) в масштабе 1:10 000. То есть проводится мониторинг ледника, который мы назвали «комплексным» (Золотарёв Е.А., Поповнин В.В., Горецкий А.С., Харьковец Е.Г. Ледник Джанкуат за последние 25 лет // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1997. – № 1, с. 24-30).

В результате этого комплексного мониторинга были получены важные географические данные, а именно: 1) вычислена глубина залегания скального ледораздела между ледниками Джанкуат и Лекзыр, которая и определяет долю Джантуганского плато, являющегося областью питания ледника Джанкуат (Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. Распознавание ледораздела на переметных ледниковых комплексах (Джантуганское плато на Кавказе). // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 2002. – № 3, с. 36-43); 2) выявлено, что колебания фронта ледника зависят от баланса поступающего на язык льда из области аккумуляции вследствие движения и его расхода на языке вследствие абляции. Следовательно, в кратковременные периоды (до нескольких лет) колебания фронта ледника зависят от температуры воздуха, как основного фактора, влияющего на абляцию. Многоснежные зимы замедляют отступление ледника, так как сокращается период таяния глетчерного льда на языке (Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. О реакции ледника Джанкуат на изменения климата // МГИ. – 2003. – Вып. 95, с. 107-110).

Знаковым рубежом в исследовании динамики высокогорных геосистем стало создание на географическом факультете МГУ научного центра по изучению снежных лавин, селей, ледниковых катастроф – Проблемной лаборатории снежных лавин с двумя опытно-экспериментальными станциями в Хибинах и на Эльбрусе под руководством Г.К. Тушинского (Постановление Совмина РСФСР № 1004 от 16 августа 1964 г). Создаётся и получает развитие направление исследований и картографирования динамики снежного покрова и лавин, на основе применения аэро и наземной фотограмметрической съёмки (Акифьева

К.В., Кравцова В.И. Опыт применения материалов аэрофотосъёмки для картографирования лавин и вечных снегов // Труды 1-го Всесоюзного совещания по лавинам. Л.: Гидрометеиздат. 1965. С. 131-137; Брюханов А.В. Механизм и движения снежных лавин и его изучение в различных географических условиях методом специальной скоростной стереосъёмки. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 269-334; Золотарёв Е.А. Некоторые результаты анализа распределения снега сухих лавин на конусах выноса // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1975. – № 1, с. 99-101; Золотарёв Е.А. Определение скорости сползания снега на крутых склонах фотограмметрическим методом // Склоновые процессы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. – Вып. 3, с. 79-89.). В последние годы в исследовании ледников всё более внедряются цифровые методы обработки аэро- и космических снимков. Так, по материалам аэрофотосъёмки 1997 г. нами была составлена ортофотокарта оледенения Эльбруса в масштабе 1:10 000 (Золотарев Е.А., Харьковец Е.Г. Оледенение Эльбруса в конце XX в. (цифровая ортофотокарта Эльбруса на 1997 г.) // МГИ. – 2000. – Вып. 89, с. 175-181) (рис. 1.1). Таким образом, в исследования динамики высокогорных геосистем всё более внедряются количественные аэрокосмические и картографические методы.

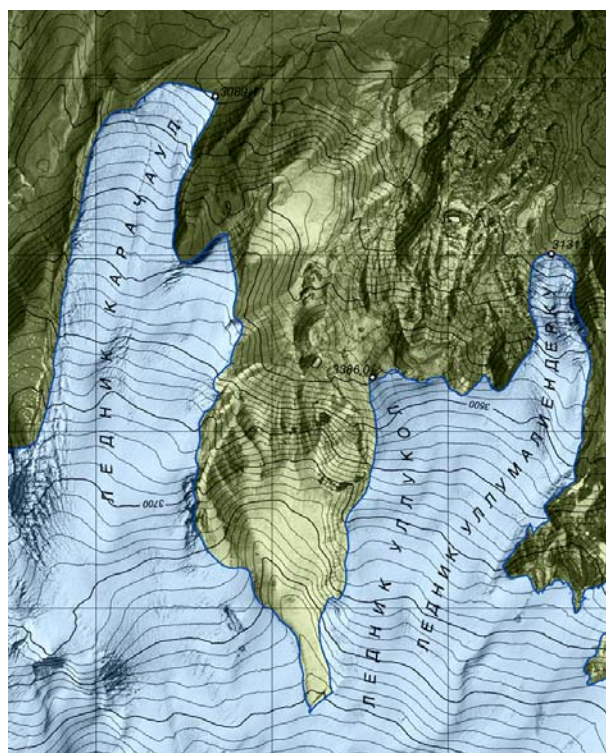


Рис. 1.1. Уменьшенный фрагмент цифровой ортофотокарты оледенения Эльбруса масштаба 1:10 000, съёмка 1997 г.

1.3. Технологии картографо-аэрокосмических исследований динамики высокогорных геосистем

Необходимость разработки единой технологии использования карт и снимков в исследовательских целях обосновывается ещё в 80-е годы в работах К.А. Салищева (Салищев К.А. Идеи и теоретические проблемы в картографии 80-х годов. // Итоги науки и техники. Серия картография. 1982. Т. 10. 135 с.), А.М. Берлянта (Интеграция картографического и аэрокосмического методов. Географическая картография. Взгляд в будущее. Изд. Моск. ун-та. 1980. С. 40-53) и Б.А. Новаковского (Новаковский Б.А. Проблемы и перспективы внедрения дистанционного зондирования и фотограмметрии в географическую картографию. Географическая картография. Взгляд в будущее. Изд. Моск. ун-та. 1986. С. 141-149). Принципы совместного использования картографического и аэрокосмического методов исследования разрабатываются и в лаборатории аэрокосмических методов. На примере мониторинга системы оледенения Эльбруса показана необходимость создания «базовой» карты объекта исследования и систематического получения информации при планомерном проведении повторных наземных, аэро- и космических съёмок (Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Лабутина И.А. Картографо-аэрокосмический мониторинг системы оледенения Эльбруса // Материалы гляциологических исследований. – 1988. – Вып. 62, с. 153-156). Как раз получение достоверной информации о текущих изменениях объекта наблюдения и есть сущность любого мониторинга, какими бы техническими средствами он ни проводился. Впервые общее требование к достоверности получаемых результатов сформулировано достаточно жёстко: «чтобы не принять погрешности измерений и их флуктуации за сами измеряемые величины и их изменения, нужно, чтобы определяемые величины были в 2-3 раза больше их средних ошибок, ибо в пределе они будут соразмерны» (Склоновые процессы. Выпуск 2. Фотограмметрический метод изучения склоновых процессов. Изд. Моск. ун-та. 1977. С. 70).

Используя предыдущий опыт, мы разработали схему совместного применения аэрокосмического, картографического и др. методов в исследовании динамики высокогорных геосистем и назвали её технологией картографо-аэрокосмических исследований. Термин *технология* определяется как

совокупность методов обработки, изготовления, измерения и способов их применения в процессе производства продукции (Советский энциклопедический словарь. М. 1984. С.1321-1322).

Схема 1

Схема технологий картографо-аэрокосмических исследований динамики высокогорных геосистем

Методы исследований	Способы и приёмы применения методов на различных этапах исследований	Вид получаемой продукции
Аэрокосмический	Разновременные наземные аэро- и космические съёмки	Разновременные наземные, аэро- и космические снимки и карты
Аэрокосмический + фотограмметрический	Преобразование снимков	Разновременные ортофотоизображения или цифровые модели
	Стереоскопическое измерительное дешифрирование	Количественные показатели динамики геосистем
Аэрокосмический + географический	Географический анализ количественных показателей по снимкам	Уточнённые и согласованные показатели динамики геосистем
Картографический + математико-статистический	Математико-картографическое моделирование	Расчётные вероятностные показатели динамики геосистем
Картографический	Оперативное геоинформационное картографирование	Оперативные оценочные и оценочно-прогнозные карты

Разумеется, схема не является абсолютно жёсткой, однако, по нашему мнению, может помочь проводить необходимый и достаточный комплекс работ по определению динамики высокогорных геосистем, т. е. осуществлять их дистанционный мониторинг.

На первом этапе при организации дистанционного мониторинга важно правильно определить вид съёмки – наземной (фототеодолитной), аэро- или

космической. Современные космические снимки сверхвысокого разрешения, например, со спутника GeoEye (0.4 м) не уступают по точности материалам аэрофотосъёмки и решающим фактором, очевидно, будут экономические. Для локальных территорий скорее всего подойдёт наземный вид съёмки. Важен и период между повторными съёмками, который может быть от нескольких секунд (для движущейся лавины), суток (для сползающего снега) или нескольких лет (для динамики ледников).

Второй этап – преобразование (стереофотограмметрическая обработка) снимков. В зависимости от размеров территории и объекта исследования мы можем получить топографические карты, ортофотопланы, цифровые модели.

На третьем этапе происходит выявление динамики изучаемой территории, или объекта исследований и при этом важно не принять за показатели динамики собственно ошибки измерений. Для этого и разработан способ стереоскопического измерительного дешифрирования разновременных снимков. Что касается последних трёх этапов, то чёткой границы между ними нет. Прежде всего следует убедиться в достоверности полученных показателей и их соответствии существующим на данный момент теоретическим представлениям об изучаемом явлении. Например, баланс массы ледника, полученный гляциологическим методом, теоретически должен быть равен изменению объёма ледника за данный период, полученного фотограмметрическим или картографическим методами (в пределах точности измерений).

Следует подчеркнуть, что в основе всякого анализа полученных геоизображений или показателей их динамики всегда лежит их чтение и визуальное распознавание, что позволяет оптимизировать дальнейшие исследования. Методы математической статистики позволяют по выборкам полученных показателей определять средние величины и вариации, рассчитывать их вероятные значения, например, границы лавиноопасных зон заданной обеспеченности (Золотарёв Е.А. О расчёте границ лавиноопасных зон заданной обеспеченности на основе морфометрии лавинных очагов // МГИ – 1979. – Вып. 37, с. 193-198). Математическое моделирование предполагает более углублённый анализ, нежели просто вычисление количественных показателей, и определяет построение модели динамики геосистем и прогноза их дальнейшего

развития. Это развитие происходит в конкретных пространственных условиях, которые отражаются на картах, т.е. можно говорить о математико-картографическом моделировании. Конечным продуктом технологии картографо-аэрокосмических исследований геосистем являются оценочные и прогнозныe карты их динамики (Золотарёв Е.А. Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир. 2009. 238 с.).

1.4. Развитие фотограмметрического метода для картографо-аэрокосмических исследований горных ледников

Использование фотограмметрического метода при проведении картографо-аэрокосмического мониторинга горных ледников обеспечивает решение задачи картографирования и получение значимых для целей мониторинга пространственных и динамических характеристик изучаемых объектов. Можно выделить следующие основные задачи, решаемые этим методом: определение пространственного положения ледников, в том числе установление границ ледников при стереоскопическом дешифрировании и измерении снимков высокогорных ландшафтов; определение изменения высоты поверхности ледника; определение скорости движения льда на поверхности ледника. Рассмотрим далее как происходит решение представленных задач и какое влияние на применение фотограмметрического метода для мониторинга ледников оказало общее развитие теории и техники фотограмметрии.

Создание *стереофотограмметрического метода* обработки снимков относится к началу XX века, тогда же появились первые фотограмметрические приборы – стереокомпаратор, а затем стереоавтограф. Соответственно определились и основные методы обработки снимков – аналитический, основанный на измерении снимков и численном решении фотограмметрических задач, и метод аналогового, в основном механического, моделирования условий съёмки при помощи специальных фотограмметрических приборов. Аналитические фотограмметрические определения являются задачами высокой вычислительной сложности, поэтому применение аналитической фотограмметрии сдерживалось отсутствием вычислительных систем, что вызывало необходимость механического моделирования фотограмметрических вычислений и,

соответственно, развития фотограмметрического приборостроения. Под влиянием потребностей в обеспечении картографических работ по фототеодолитным и аэрофотоснимкам развивалась теория стереофотограмметрии, которая достигла в основном современного состояния ещё в середине прошлого века. С появлением ЭВМ, их все большем распространении, началось интенсивное применение аналитических методов, которое привело к появлению аналитических методов обработки цифровых снимков и созданию цифровых фотограмметрических систем. Соответственно, рассматривая развитие фотограмметрических методов применительно к задачам изучения ледников необходимо учитывать эти тенденции развития фотограмметрии.

До конца XX столетия для фиксации пространственного состояния горного ледника, как правило, использовали фототеодолитные съёмки, которые обрабатывались на стереоавтографе; результатом была детальная крупномасштабная карта, служившая для картометрических определений и основой для тематических карт. Примером является уже упомянутая выше карта Эльбрусской ледниковой системы в масштабе 1:10 000.

1.5. Составление цифровой ортофотокарты оледенения Эльбруса

Современный этап характеризуется *цифровой фотограмметрической обработкой* наземных и аэрокосмических снимков. С ним связано появление «цифровых снимков», которые для нужд горной гляциологии пока получают в основном путём сканирования и цифровой записи материалов фотографической аэро- или фототеодолитной съёмки.

Обработку стереопар цифровых снимков выполняют с помощью цифровых фотограмметрических программных комплексов, построенных на базе вычислительных систем, в том числе и персональных компьютеров. Более подробно рассмотрим цифровой метод картографирования ледников на примере составления цифровой ортофотокарты Эльбруса по материалам аэрофотосъёмки 1997 г. (Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г. Оледенение Эльбруса в конце XX в. (цифровая ортофотокарта Эльбруса на 1997 г.) // Материалы гляциологических исследований. – 2000. – Вып. 89, с. 175-181).

Составление карты проводилось с использованием цифрового фотограмметрического программного комплекса, который был разработан в

лаборатории аэрокосмических методов (автор Е.Г. Харьковец) на базе персонального компьютера и включал следующие основные компоненты: программный стереокомпаратор для измерения координат точек по цифровым снимкам; программы для проведения фотограмметрических расчётов, в том числе блочной фототриангуляции; программы для автоматического измерения параллаксов и набора точек цифровой модели рельефа; стереоредактор для редактирования стереомодели и цифрования контуров при визуальном дешифрировании стереомодели, наблюдаемой на мониторе персонального компьютера с помощью жидкокристаллических затворных стереоочков; программы построения ЦМР и создания ортофотоизображения. Фотограмметрическая обработка включала измерение опорных точек, фототриангуляцию, набор точек для цифровой модели рельефа и составление ортофотоплана. Предварительно, путём записи исходных аэрофотоснимков на фотограмметрическом сканере, были получены цифровые снимки с размером пиксела 14 мкм.

Решение задачи по определению элементов ориентирования снимков и вычислению пространственных координат измеряемых точек основывалось на проведении блочной фототриангуляции с использованием большого количества опорных точек по всей площади аэрофотосъёмки, что позволило достичь точности определения координат порядка 1,5 м в плане и по высоте, достаточной для создания карты в масштабе 1:10 000 (рис. 1.1).

Основными элементами содержания созданной ортофотокарты являются ортофотоизображение с разрешением 1 м на местности, рельеф, изображаемый горизонталями с сечением 10 м и отдешифрированная граница ледников.

Картографирование рельефа проводилось с использованием в качестве промежуточных данных цифровой модели рельефа (ЦМР). Набор точек ЦМР проводился по стереопарам взаимно ориентированных снимков. Соотношение масштабов снимка и карты в среднем составляло один к пяти, поэтому для построения детального рельефа возникла необходимость набора большого количества точек. Эта задача оказалась практически осуществимой только при автоматизации стереоизмерений. Измерения затруднялись большим перепадом высот в пределах стереопар (разность параллаксов доходит до 80% величины поперечного перекрытия снимков) и малой степенью детальности заснеженной

поверхности, особенно в областях высокой фотографической плотности негативов исходных аэрофотоснимков. Тем не менее, 96% точек ЦМР получено путем автоматического измерения параллаксов. Остальные точки были набраны во время визуального контроля результатов измерений, проводившегося с помощью стереоредактора после обработки каждой из стереопар. Общее количество измеренных точек составляет около 1 000 000 на всю обрабатывавшуюся территорию. Полученная ЦМР использовалась для построения горизонталей и при ортотрансформировании аэрофотоснимков.

Границы оледенения проводились в режиме визуального дешифрирования при стереоскопическом рассмотрении снимков, увеличенных в стереоредакторе приблизительно до масштаба 1 : 5 000, что дало возможность изобразить их достаточно подробно. При определении границ оледенения использовались методы дешифрирования высокогорных ландшафтов, разработанные в лаборатории аэрокосмических методов во время составления карты оледенения Эльбруса (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.). Дополнительно в границы оледенения включались и не показанные на карте 1957-1959 гг., покрытые сплошным моренным чехлом льды на концах языков некоторых ледников (Большой Азау, Уллучиран), которые в то время считались мёртвыми.

Выводы

Мониторинг окружающей среды предполагает наблюдение за состоянием объекта, его оценку, прогноз развития во времени и пространстве, а также разработку системы мероприятий по фактическому использованию благоприятных факторов среды или снижению ущерба от неблагоприятных.

Для нужд горной гляциологии на современном этапе чаще применяется гляциокартографический или комплексный мониторинг, который подразумевает непрерывное наблюдение за массоэнергообменом ледника и периодический контроль его пространственных (площади, мощности, объёма) и динамических (скорости движения льда) параметров.

При комплексном мониторинге ледников широко применяются методы дистанционного зондирования: наземная стереофотограмметрическая съёмка,

аэро- и космическая съемки, так что правомерно говорить о картографо-аэрокосмической составляющей комплексного мониторинга.

В картографо-аэрокосмическом мониторинге принято различать съёмки базовые и текущие. Базовые съёмки завершаются составлением общегеографической базовой карты – картографической основы мониторинга, а текущие – составлением тематических карт динамики или количественных показателей темпа и интенсивности изменения ледников.

При изучении эволюции ледников базовые и текущие съёмки дополняются использованием старых карт и проведением палеогеографических исследований в перигляциальных зонах с целью определения максимального распространения ледников в прошлом. На основе этих показателей и текущих съёмок можно прогнозировать эволюцию ледников в связи с климатическими изменениями. Подробнее этот вопрос изложен в главах 3 и 4.

До конца XX столетия для фиксации пространственного состояния горного оледенения, как правило, использовали фототеодолитные снимки, которые обрабатывались на стереоавтографе; результатом была детальная крупномасштабная карта, служившая для картометрических определений и основой для тематических карт.

Современный этап характеризуется цифровой фотограмметрической обработкой наземных и аэрокосмических снимков. С ним связано появление «цифровых снимков», которые для нужд горной гляциологии пока получают в основном путем сканирования и цифровой записи материалов фотографической аэро- или фототеодолитной съёмки. В последнее время появилась возможность получения цифровых космических стереоснимков высокого разрешения.

Глава 2. СТЕРЕОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ РАЗНОВРЕМЕННЫХ СНИМКОВ ПРИ МОНИТОРИНГЕ ВЫСОКОГОРНЫХ ГЕОСИСТЕМ

2.1. Проблема совмещения материалов разновременных съёмок при мониторинге динамики природных объектов

Как было отмечено выше, особое значение при мониторинге ледников имеет решение задачи *определения изменения высоты поверхности ледника*. Традиционно используются картометрические способы определения изменения высоты по разновременным картографическим материалам. Однако, большая трудоёмкость картографирования ледников на основе материалов фототеодолитной съёмки или аэрофотоснимков и стремление повысить точность определения изменений за счёт использования непосредственных материалов повторных съёмок без предварительного создания по ним карт вызвали необходимость искать новые пути, обратившись к непосредственному совмещению материалов повторных съёмок на универсальных приборах. При таком способе стереопары повторной съёмки ориентировались по картам, составленным по более ранним съёмкам. Измерения проводились при наведении визирного устройства координатографа на горизонталь карты или узел регулярной сетки и одновременном наведении марки стереоавтографа на поверхность стереомодели. Наведение на горизонталь исключает необходимость интерполяции рельефа по карте. Измерения в узлах регулярной сетки, напротив, предусматривают такую интерполяцию, но могут быть предпочтительнее при необходимости восстановления непрерывной поверхности изменения высоты. Обе разновидности этого способа позволяют определять изменения высоты точнее, чем картометрическими способами. Такая работа была выполнена для определения изменений ледников Эльбруса за 1957-1987 гг. (Золотарёв Е.А. Изменения ледников Эльбруса в последнем столетии // Материалы гляциологических исследований. – 1997. – Вып. 83, с. 146-153). Стереопары съёмки 1986-1987 гг. ориентировались непосредственно по базовой карте 1957-1959 гг., которая позволяла это сделать благодаря подробному изображению на ней рельефа и ситуации. Изменение высоты поверхности ΔH определялось по

точкам регулярной сетки 100×100 м на местности с контролем по точкам на неизменившихся склонах. В некоторых случаях для выявления особенностей изменения высоты поверхности сетка сгущалась. Результаты этих исследований изложены ниже, в разделе об эволюции оледенения Эльбруса.

Высокая трудоёмкость способа и его ограничения, связанные с недостаточными техническими возможностями совмещения повторных снимков и карт, определили необходимость перехода к аналитическим способам обработки снимков. Предпринимались попытки определения изменения высот путем сравнения ЦМР, построенных по разновременным стереопарам. Экспериментально было установлено, что при наборе точек по регулярной или какой-либо произвольной сетке, при использовании структурных линий или каких-либо других способов детализации поверхностей, полученных по независимо измеряемым стереопарам, не удастся значительно повысить точность определений, а аналитически полученная поверхность изменений существенно отличается от реальной. Выход был найден в проведении согласованных измерений стереопар – в одних и тех же точках с предварительно заданными плановыми координатами (Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г. Применение методов автоматизированного картографирования и цифровой фотограмметрии для мониторинга ледника Джанкуат в Приэльбрусье // Интеркарто 2: ГИС для изучения и картографирования окружающей среды. Материалы международной конференции (Иркутск, 26-29 июня 1996 г.). – 1996, с. 90-92). В этом случае значение изменения высоты в точке получают непосредственно, без промежуточных интерполяций, с существенно более высокой точностью, обеспечиваемой применением аналитических способов. При необходимости расположение точек может соответствовать узлам регулярной сетки в плановой системе координат. Реализация этого способа стала возможной после появления стереокомпараторов, передающих значения измеряемых координат снимков непосредственно на вычислительную систему, что позволяет при известных элементах внешнего ориентирования снимков производить взаимный пересчёт координат снимков и местности непосредственно во время наведения стереоскопической марки на поверхность ледника. Таким образом корректируются координаты марки и достигается её положение на поверхности

ледника в точке с необходимыми плановыми координатами. Этот способ был также применен нами при изучении накопления снега в лавиносборах.

В настоящее время для получения показателя изменения высоты поверхности ледников мы использовали разновременные ЦМР, которые были получены путем цифрования топографических карт 1887 и 1957 гг. и при цифровой обработке аэрофотоснимков 1979 и 1997 гг. При этом все ЦМР были построены в единой системе координат, что значительно облегчало их совмещение.

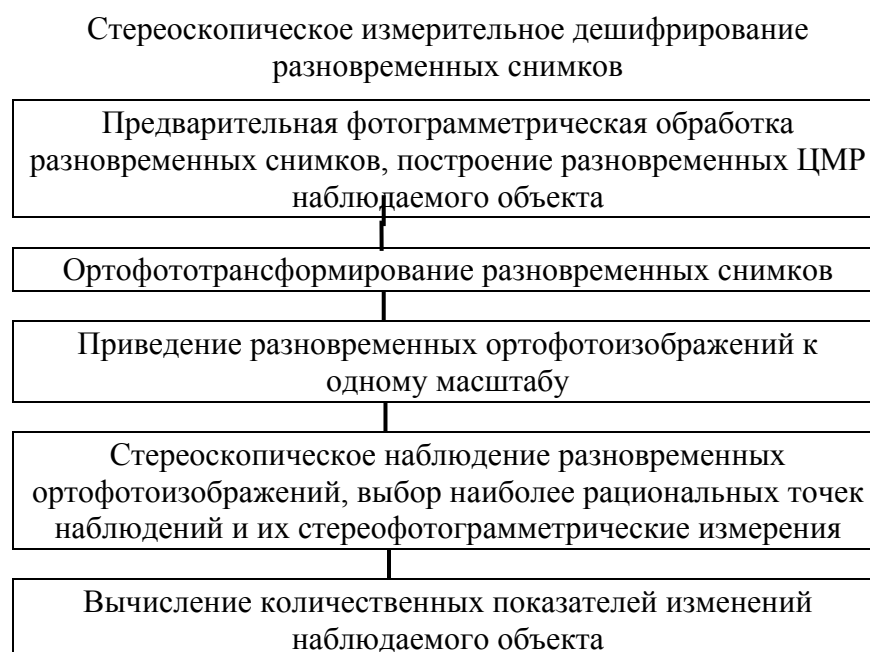
2.2. Сущность метода стереоскопического измерительного дешифрирования и схема обработки разновременных снимков при его использовании

Сравнение материалов повторных съёмки может идти несколькими путями. Наибольшее распространение получило сравнение топографических карт, составленных по снимкам или без них, т. е. методы картометрии. Этот метод даёт ряд важных количественных показателей изучаемых процессов: изменения площади, высоты поверхности, объёмов, линейных размеров, формы, пространственного размещения. Существенным недостатком разновременных карт является, как правило, неодинаковая математическая и геодезическая основа и точность, а также разное содержание, ограниченное принятыми в момент их создания нормами, методами и научными представлениями. К тому же само составление карт – процесс достаточно трудоёмкий, а значимые изменения объекта наблюдения, определяемые достоверно, иногда могут происходить только в незначительной его части, что предопределяет низкий коэффициент полезного действия при сравнении разновременных карт. Отсюда и стремление к разработке таких методов и способов их применения, которые могли бы выявить именно изменившиеся части наблюдаемого объекта, которые и следует затем измерять.

Нами разработана такая технология, которая позволяет выявить изменившиеся объекты наблюдения непосредственно при сравнении разновременных снимков, минуя составление карт (схема 2). Изменение наблюдаемого объекта может происходить: 1) за счёт смещения его поверхности, например, при оползневых процессах на склоне или в результате движения льда на поверхности ледника; 2) за счёт изменения формы – при деградации или, наоборот, наступании ледника, сходе лавины в лавиносборе; 3) за счёт того и другого фактора, что чаще всего и происходит. При разработке нового способа мы опирались на извест-

ные и широко апробированные способы: 1) способ псевдопараллакс для изучения движения ледников (Finsterwalder R. Geschwindigkeitsmessungen an Gletscher mittels Photogrammetrie. – Zeitschrift für Gletscherkunde, Band XIX, 1931, p. 64-72); 2) его модифицированный вариант (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.); 3) способ эпиполярных смещений для изучения движения осыпей и оползней на склонах (Никулин Ф.В. Новый метод изучения механизма и скорости движения чехла обломков на крутых склонах // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1975. – № 3, с. 82-88; Никулин Ф.В., Федоренко В.С. Характерные особенности смещения крупных оползневых массивов. – Формирование оползней, селей и лавин. Инженерная защита территории. – М., 1987, с. 64-79). Новый способ получил рабочее название *Стереоскопическое измерительное дешифрирование разновременных снимков*. Его сущность состоит в том, что при стереоскопическом рассмотрении разновременных снимков изменившиеся части наблюдаемого объекта воспринимаются наблюдателем объёмно на плоском фоне неизменившихся. При этом измеряются только изменившиеся части. Способ предполагает достаточную обзорность и может применяться при работе как с наземными, так и с аэро- и космическими снимками. Периоды между съёмками также могут варьироваться достаточно широко: секунды – для движущейся лавины; сутки – для сползающего снега на лавиноопасном склоне (при наземной съёмке); годы – для изучения движения ледника (при аэро- и космической съёмке).

Схема 2



Например, при изучении динамики ледников оцениваются две составляющие: 1) движение льда на поверхности ледника; 2) пространственное изменение ледника. Каждую из этих составляющих можно обнаружить и измерить при помощи способа стереоскопического измерительного дешифрирования разновременных снимков. В данном случае рекомендуется использовать материалы аэро- или космической съёмки с периодом между съёмками от одного года до нескольких лет (схема 3).

Схема 3

Варианты применения стереоскопического измерительного дешифрирования разновременных снимков при мониторинге горных ледников



При этом стереопару, составленную из разновременных аэрофотоснимков, в идеальном виде мы, как правило, получить не можем, поскольку при повторной съёмке невозможно оказаться точно в той же точке, что и в предыдущей. Практически можно составить стереопару с так называемого пространственно-временного базиса (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.), то есть когда повторный снимок получен с другой точки пространства. Это приводит к тому, что параллаксы смещения суммируются с обычными, возникающими из-за рельефа при несовпадении точек съёмки. Для выделения

параллакс смещения из суммарных и вычисления, таким образом, величины смещения поверхности ледника разработаны различные измерительные методы (Гельман Р.Н., Книжников Ю.Ф. Определение смещения точек по разновременным аэрофотоснимкам // Геодезия и картография. – 1991. – № 12, с. 17-20), которые всё же не предполагают дешифрирования стереомодели смещения.

Разновременные снимки при способе измерительного дешифрирования обрабатываются в два этапа. На первом с применением методов цифровой фотограмметрии производится построение неискажённой стереомодели смещения, для чего предварительно выполняется ортофототрансформирование повторных снимков, которое ликвидирует искажения масштаба стереомодели, обусловленные наклоном снимка и рельефом местности, и позволяет получить изображение в удобном для работы масштабе. Особенностью второго этапа является возможность проводить одновременное дешифрирование и измерение стереомодели смещения на относительно простых приборах, позволяющих выполнять измерения параллакса смещения, например, стереокомпараторах. При этом следует помнить о необходимости разворота снимков, при котором направление движения ледника было бы параллельным главному базису.

2.3. Применение стереоскопического измерительного дешифрирования при оценке динамики различных природных процессов в высокогорье

2.3.1. Определение скорости сползания снега на лавиноопасном склоне фотограмметрическим методом

Исследования по сползанию снега осуществлялись на основании экспериментальных работ (Королёв А.И. Медленное сползание снега на склоне // Труды 1 Всесоюз. совещания по лавинам. – Л.: Гидрометеиздат, 1965, с. 40-42), разрабатывались датчики для определения скорости сползания снега (Багов М.М. Давление и сползание снега на склоне // Труды ВГИ.– М.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 37, с. 40-42; Берри Б.Л., Суханов Л.А. Датчики для регистрации физических параметров и процессов в лавинных очагах. В сб.: Снежные лавины (прогноз и защита). – М.: Изд. Моск. ун-та. 1974, с. 118-124). Однако, применение этих методов ограничивается недоступностью

лавиносборов в зимнее время, а также тем, что датчики, устанавливаемые в лавиносборах, быстро выходят из строя после первых же сошедших лавин. В связи с этим несомненный интерес вызывает возможность дистанционного определения скорости сползания снега с помощью фотограмметрического метода.

Сведений об исследовании скорости сползания снега методом наземной фотограмметрии в литературе не встречается. Автором были использованы новейшие разработки лаборатории аэрокосмических методов Географического факультета МГУ в области применения наземной фотограмметрии в высокогорных географических исследованиях, которые привели к получению новых данных в изучении движения таких природных явлений как оползни, осыпи (Никулин Ф.В. Новый метод изучения механизма и скорости движения чехла обломков на крутых склонах // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1975. – № 3, с. 82-88). Наиболее эффективным оказался метод, основанный на стереоскопическом наблюдении снимков, полученных с одной и той же точки при повторных съёмках (способ псевдопараллакс или смещений). При этом становится возможным воспринимать смещения в виде наглядной стереоскопической модели, дешифрирование которой, наряду с измерением является основным способом использования повторных снимков. Для того, чтобы получать устойчивый стереозффект смещения, Ф.В. Никулиным было предложено производить взаимное ориентирование снимков по линиям движения на них, то есть разворачивать снимки в своей плоскости на некоторый угол. Это даёт возможность применять фронтальную съёмку для изучения таких процессов на крутых склонах, как движение оползней, осыпей, лавин, сползание снега.

В данном разделе рассматривается применение способа стереоскопического измерительного дешифрирования для определения величины скорости сползания снега перед сходом лавины (Золотарёв Е.А. Определение скорости сползания снега на крутых склонах фотограмметрическим методом // Склоновые процессы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. – Вып. 3, с. 79-87).

Экспериментальная съёмка производилась 23-27 декабря 1973 г. с интервалом в 24 часа с постоянно закреплённых штативов. Снимался склон

южной экспозиции, крутизной 47° , в районе Эльбрусской станции МГУ. 26 декабря через два часа после съёмки со склона сошла лавина (рис. 2.1). Появилась возможность проследить изменение скорости сползания снега перед сходом лавины.

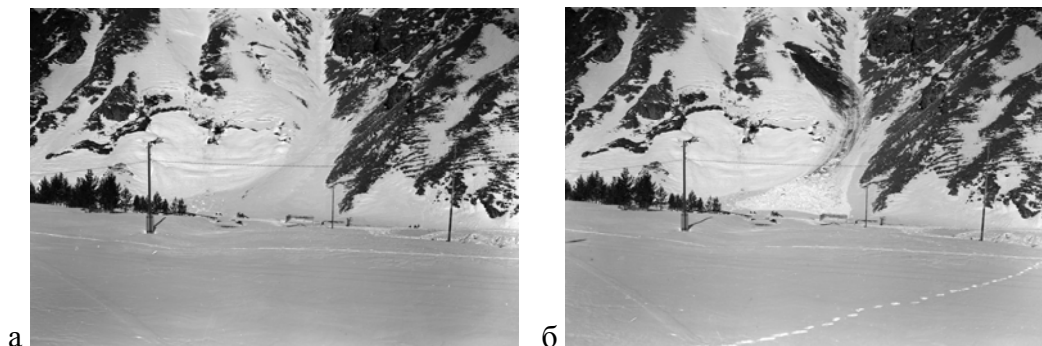


Рис. 2.1. Сползание снега на лавиноопасном южном склоне Эльбруса: а) до схода лавины, б) после схода лавины

Обработка материалов производилась с использованием в качестве измерительного прибора стекометра. Остановимся подробнее на методике измерений.

Основным отличием стереомодели смещения движущегося снега от подобных динамических стереомоделей ледников, оползней и осыпей является её очень малая контурность, поэтому опознать измеренные точки при наблюдении на обычной или суммарной стереомодели можно только по координатам снимка. В связи с этим возникает вопрос точного взаимного ориентирования при развороте снимков по линиям движения. Предложенный Ф.В. Никулиным (Никулин Ф.В. Новый метод изучения механизма и скорости движения чехла обломков на крутых склонах // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1975. – № 3, с. 82-88) способ, связанный с вычислением угла разворота и пересчетом координат неудобен из-за большого количества дополнительных вычислений, которые к тому же могут являться и источником дополнительных ошибок. Поэтому нами была разработана методика измерений снимков на стекометре, где разворот снимков осуществляется оптическим путем. Для исключения систематической ошибки измерение параллакса смещения производилось при прямом и обратном стереоэффекте, которого добиваются только путем оптического разворота снимков.

Так как из-за особенностей конструкции счетного механизма на стекометре нельзя выставлять марку на заранее известные координаты, что нам необходимо было при обработке обычной стереопары, то мы предлагаем способ измерений при помощи сетки, нанесенной на прозрачную основу.

Обрабатываются последовательно модели

- 1) смещения с левой точки A_1A_2
- 2) обычная A_1B_1
- 3) суммарная A_1B_2

Сетка подкладывается под левый снимок (A_1), который устанавливается на левый снимкодержатель. Координатные линии снимка ориентируются относительно определенных линий сетки. На правый снимкодержатель кладётся снимок (A_2) и производится взаимное ориентирование стереопары смещения (A_1A_2). Затем осуществляется совместный оптический разворот изображения стереомодели до получения наилучшего стереоэффекта. В результате получаем стереомодель смещения с наложенным на неё изображением сетки. При этом производится её дешифрирование и измерение. В нашем случае разворот был близок к 90° , поэтому основная часть смещения измеряется по счётчику P_Y . Нулевой отсчёт по этому счётчику устанавливается на неподвижные предметы вблизи наблюдаемого объекта; начальные отсчёты по счётчику X на оси ZZ снимка, по счётчику Y – на метке объектива. Счётчик P_X при этом способе в работе не участвует. Визирование марки производится на узлы сетки. Если в результате изменения направления движения в пределах стереопары стереоэффект ухудшается, то следует повторить оптический разворот и продолжить наблюдения.

После наблюдения стереопары смещения левый снимок оставляют без изменения, а на правый снимкодержатель ставится снимок B_1 и производится обработка нормальной стереопары (A_1B_1) по тем же узлам сетки, что и в первом случае. При этом снимаются только отсчеты горизонтального параллакса (P_X). Отсчёты по оси X остаются без изменений, по оси Z меняются на величину вертикального параллакса, обусловленного разными абсолютными высотами левой и правой точек съёмки. В силу особенности конструкции измерение координат по оси Z снимка на стекометре производится не на левом, как на стереокомпа-

раторе, а на правом снимке. Поэтому для вычисления координат точек, в которых производится измерение смещения, в нашем случае следует пользоваться отсчётами X и Y по стереопаре (A_1A_2) и отсчётом P_X по стереопаре (A_1B_1) .

Следующий этап – обработка суммарной стереопары. Левый снимок по-прежнему остаётся без изменения, а на правый снимкодержатель ставится снимок B_2 . При обработке стереопары (A_1B_2) также измеряется только горизонтальный параллакс, который в этом случае равен геометрической сумме обычного параллакса и параллакса смещения (P_X+P_{SX}) . Параллакс смещения по горизонтальной оси для левой точки (P_{SX}) вычисляется как разность горизонтальных параллаксов стереопар (A_1B_1) и (A_1B_2) .

Определение смещений производится по строгим формулам классического способа псевдопараллаксов (способ двух моделей смещения), которые можно привести к виду

$$\begin{aligned}\Delta X &= M \left(\Delta x_1 + \frac{x_1}{P} \delta x \right), \\ \Delta Z &= M \left(\Delta z_1 + \frac{z_1}{P} \delta x \right), \\ \Delta Y &= f \frac{B}{P_2} \delta x = M \frac{f}{P} \delta x.\end{aligned}\tag{2.1}$$

Здесь x_1 , z_1 – координаты точки наблюдения на левом снимке первой стереопары смещения;

P – продольный параллакс этой точки;

Δx_1 , Δz_1 – смещения вдоль координатных осей снимка на левой стереомодели смещения;

$\delta x = \Delta x_2 - \Delta x_1$ – разность смещений на левой и правой стереомоделях смещения по оси X ;

$M = \frac{Y}{f} = \frac{B}{P}$ – знаменатель масштаба изображения на снимке в точке наблюдения;

B – базис фотографирования;

f – фокусное расстояние камеры.

Как видно из этих формул, для определения составляющих необходимо знать величину δx – разность горизонтальных параллаксов смещения на левой и правой стереомоделях смещения. Эта разность получается за счёт изменения

отстояния до определяемой точки и её положения на снимке. Однако, в практическом отношении эта величина, равная в нашем случае, при обработке фронтальной съёмки, в среднем – 0,01 мм лежит на пределе точности измерений даже на стекометре. Поэтому для расчёта нами был разработан следующий метод.

В работе Ю.Ф. Книжникова (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.) рассмотрено соотношение отстояний нормальной и суммарной стереомоделей.

$$Y_C = f \frac{B}{P + P_{SX}} ,$$

$$\Delta Y = P_{SX} \frac{Y}{f} \cdot \frac{Y_C}{B} .$$

Подставляя значение Y_C , получим $\Delta Y = Y \frac{P_{SX}}{P + P_{SX}}$. Величина $\frac{P_{SX}}{P + P_{SX}}$, равная

отношению параллакса смещения по оси X к горизонтальному параллаксу суммарной стереомодели характеризует деформацию координат точки смещения и может быть названа коэффициентом деформации (K_D). Наибольшую деформацию получает отстояние, действие же этого коэффициента на другие координаты сказывается лишь на краях снимка. Определение коэффициента деформации K_D по измерениям горизонтального параллакса обычной и суммарной стереомоделей весьма надёжно, так как практически зависит только от точности стереоскопического визирования и показателя съёмки. Введём этот коэффициент вместо $\frac{\delta x}{P}$ в формулах (2.1). Тогда строгие формулы определения смещения будут выглядеть таким образом:

$$\begin{aligned} \Delta X &= \frac{Y}{f} (P_{SX} + xK_D) , \\ \Delta Z &= \frac{Y}{f} (P_{SZ} + zK_D) , \\ \Delta Y &= YK_D , \\ \Delta S &= \sqrt{\Delta X^2 + \Delta Z^2 + \Delta Y^2} . \end{aligned} \tag{2.2}$$

Здесь X и Z – координаты точки наблюдения на левом снимке;

P_{SX} и P_{SZ} – параллаксы смещения вдоль координатных осей левой стереопары смещения;

P – горизонтальный параллакс точки наблюдения на обычной стереопаре (A_1B_1);

Y – отстояние;

f – фокусное расстояние камеры;

ΔS – перемещение.

Так как для крутых склонов абсолютная величина смещения при фронтальной съёмке определяется через вертикальную составляющую точнее, чем по всем трём координатам, то в практической работе использовались формулы:

$$\Delta Z = \frac{Y}{f} (P_{SZ} + zK_d),$$
$$\Delta S = \frac{\Delta Z}{\sin \alpha}, \quad (2.3)$$

где α – средний угол наклона склона, вычисляемый непосредственно по фотограмметрическим координатам в окрестности точки.

Представляется целесообразным в практической работе производить обработку снимков комбинированным способом, наблюдая стереопару смещения на стекометре, а обычную и суммарную стереопары – на стереокомпараторе, идентифицируя точки наблюдения по координатам снимка. В этом случае точки наблюдения выбираются не случайно (в узлах сетки), а целенаправленно, руководствуясь обликом стереомодели смещения.

Абсолютная величина смещения ΔS , полученная по формулам (2.3), может быть результирующей двух составляющих. Одна из них – собственно величина смещения по наклонной поверхности, а другая – изменение высоты поверхности снега под влиянием абляции или уплотнения. Эта величина может быть определена сравнением двух разновременных стереомоделей. При обработке на стекометре показателем изменения высоты поверхности являются изменения отсчётов горизонтального параллакса, что влечёт за собой изменение фотограмметрических координат определяемой точки. Методика измерения высоты поверхности изложена в предыдущем разделе. И в этом случае преимущество остаётся за комбинированным способом, так как изменение высоты снега на стереокомпараторе определяется непосредственно в

наблюдаемой точке. Наши исследования доказали, что высота снега, измеренная на снимках при обработке стереопар бесснежной и заснеженной поверхностей, определяется с ошибкой порядка 0,10 м при отстоянии съёмки до 1,5 км. Учитывая, что в нашем случае обе поверхности являются ровными и отстояние равно 300 м, можно с уверенностью измерять изменение высоты снега (Δh) в 0,05 м. Найденную величину Δh необходимо вычитать из вертикальной составляющей смещения и затем уже определять ΔS . Практически по результатам измерений за трое суток в период с 23 по 26 декабря изменения высоты снега не произошло. Это хорошо согласуется и с метеорологическими данными. Съёмка проводилась спустя две недели после снегопада и уплотнение снега уже произошло, а отрицательные среднесуточные температуры воздуха препятствовали аблиции.

На рис. 2.2 показана эпюра скоростей сползания поверхности снега за интервалы 23-24.12.1973 г., 24-25.12.1973 г., 25-26.12.1973 г. на участке склона длиной около 60 м и средней крутизны 47°. Толщина снежного пласта 1,1 м. Подстилающая поверхность представляет собой травянистый покров. Распределение скоростей за первый и второй интервал практически аналогично. Равны и средние скорости 0,33 м/сутки (или 1,4 см/час). За последний интервал (за сутки перед сходом лавины) скорости резко возросли. Средняя скорость на участке составила 0,78 м/сутки или 3,2 см/час. Нулевая скорость на точке № 2 объясняется смещением линии отрыва снежного пласта. Уменьшение скорости на участке между S , м 30 и 40 м во всех трёх интервалах времени связано скорее всего с резким уменьшением угла наклона склона, который здесь составляет 31°. Несмотря на то, что в дальнейшем угол наклона снова увеличивается, скорость сползания быстро затухает, что, возможно, связано с подпором слоев снега, упирившихся в конус выноса сошедшей ранее лавины. В общем виде эпюра скоростей сползания снега напоминает пульсации скоростей переднего фронта движущейся лавины (Брюханов А.В. Механизм и движения снежных лавин и его изучение в различных географических условиях методом специальной скоростной стереосъёмки. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 269-334). О пульсирующем характере упоминает и А.И. Королёв (Королёв А.И. Медленное сползание снега на склоне // Труды 1 Всесоюз.

совещания по лавинам. – Л.: Гидрометеиздат, 1965, с. 40-42), определявший медленное сползание снега к А основе.

Отрыв снежного пласта произошёл по всей длине участка, где наблюдалось сползание снега (рис. 2.2).

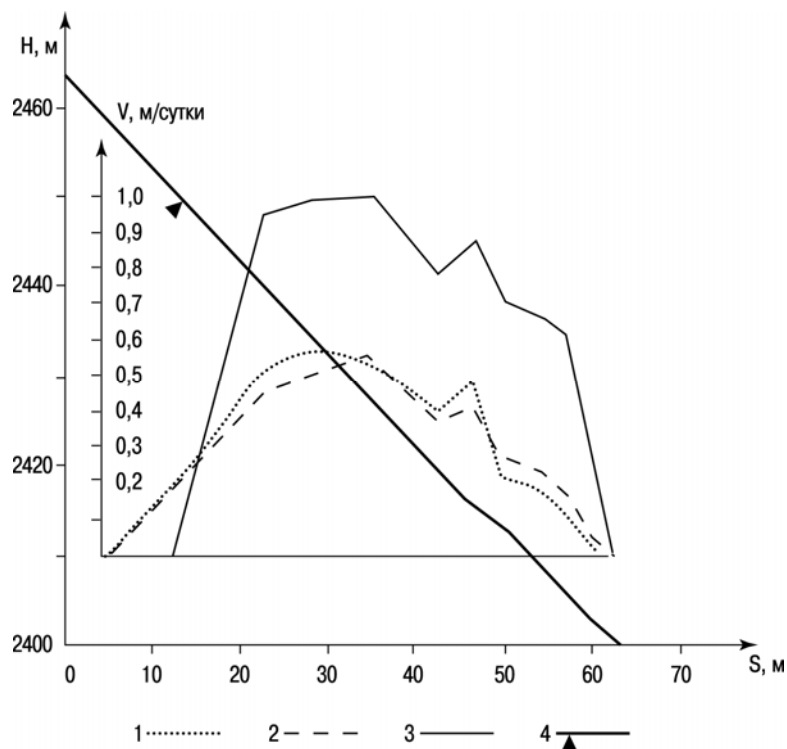


Рис. 2.2. Этюра скоростей сползания снега на лавиноопасном склоне
1-3 – скорости, м/сутки: 1 – 23-24 декабря 1973 г.; 2 – 24-25 декабря; 3 – 25-26 декабря; 4 – точка линии отрыва на продольном профиле

Для контроля правильности измерений на 6 точках из 12 удалось отнаблюдать смещение на стереопаре 23-26 декабря, которая является результирующей смещения за 3 суток. Результаты приведены в таблице 1.

Таблица 1

Контрольные измерения смещений по разным интервалам времени

№ точек	23-24.12 $S_1, \text{ м}$	24-25.12 $S_2, \text{ м}$	25-26.12 $S_3, \text{ м}$	$\sum S_{1-3},$ м	23-26.12 $S_4, \text{ м}$	$\Delta, \text{ м}$	$\Delta^2, \text{ м}$
3	0,52	0,46	0,94	1,92	1,93	-0,01	0,0001
4	0,57	0,50	1,01	2,08	2,09	-0,01	0,0001
5	0,53	0,56	1,09	2,18	2,18	0,00	0,0000
6	0,40	0,35	0,77	1,52	1,53	-0,01	0,0001
7	0,48	0,42	0,92	1,82	1,82	0,00	0,0000
8	0,22	0,28	0,72	1,22	1,22	0,00	0,0000

Если считать измерения $\sum S_{1-3}$ и S_4 независимыми и равноточными, то точность определения смещения будет характеризоваться средней квадратической ошибкой $\pm 0,005$ м, вычисляемой по формуле:

$$m = \pm \sqrt{\frac{\Delta^2}{2n}}. \quad (2.4)$$

Однако, в нашем случае эта величина фактически характеризует только точность получения относительного изменения смещения по времени. Абсолютные величины смещения могут иметь систематическую ошибку за счёт ошибки в определении угла наклона склона, которая может достигать, по экспериментальным данным, $2-3^\circ$. Для выявления этой ошибки по 10 точкам смещения были вычислены дважды:

- 1) по строгим формулам с учетом всех 3-х координат (S_1);
- 2) по вертикальной составляющей смещения и углу наклона (S_2).

Результаты, приведенные в таблице 2, действительно показывают наличие систематической ошибки в сравнении двух способов.

Таблица 2

Сравнение смещений, определённых по формулам 2.2 и 2.3

№ точки	Δx^2	Δz^2	Δy^2	S_1	S_2	Δ	Δ^2
1	0,0037	0,0179	0,0292	0,22	0,22	0,00	0,0000
2	0,0017	0,0265	0,0712	0,31	0,26	-0,05	0,0025
3	0,0011	0,0368	0,0761	0,34	0,31	-0,03	0,0009
4	0,0008	0,0852	0,0364	0,35	0,34	-0,01	0,0001
5	0,0016	0,0800	0,1169	0,44	0,44	0,00	0,0000
6	0,0033	0,0707	0,1376	0,46	0,43	-0,03	0,0009
7	0,0057	0,0882	0,1730	0,50	0,46	-0,04	0,0016
8	0,0060	0,0967	0,1849	0,53	0,50	-0,03	0,0009
9	0,0068	0,1253	0,2500	0,61	0,58	-0,03	0,0009
10	0,0125	0,1211	0,2652	0,62	0,57	-0,03	0,0025

Средняя квадратическая ошибка, рассчитанная по формуле (2.4), дает величину $\pm 0,022$ м. Именно она и характеризует полученные нами результаты. С учётом этого можно сказать, что с относительной ошибкой не более 10% фотографическим методом можно мерить смещения поверхности снега по абсолютной величине порядка 20 см.

2.3.2. Исследование скорости движения лавин

Инженерная защита от лавин предполагает точное измерение скорости движения лавин. Впервые инструментальное измерение скоростей лавин в движении осуществил А.В. Брюханов (Брюханов А.В. Механизм и движения снежных лавин и его изучение в различных географических условиях методом специальной скоростной стереосъёмки. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 269-334). Сущность его метода заключается в синхронной съёмке движущейся лавины двумя аэрофотоаппаратами АФА-39, снабжёнными ориентирующими устройствами, приспособленными для наземного фотографирования и находящимися на разных концах базиса съёмки. Съёмочный комплект был спроектирован, изготовлен и отъюстирован в лаборатории аэрокосмических методов (в то время – аэрометодов кафедры картографии и геодезии).

Материалы съёмок в Хибинах и в Средней Азии позволили выявить важную особенность движения лавин – пульсирующий характер их скорости, причем характер пульсации напрямую зависел от высоты переднего фронта лавины. Объяснения этому феномену найдено не было.

В феврале 1974 г. В.А. Самойлов в Хибинах с помощью такого же комплекта аппаратуры для синхронной съёмки заснял три лавины. Максимальные скорости первой лавины составили 38,2 м/сек, второй – 36,3 м/сек, третьей – 29,8 м/сек, причём наблюдались они при выходе из зоны транзита в зону отложений. Здесь также наблюдалась пульсация скорости, наиболее чётко у третьей лавины (Самойлов В.А. Стереофотограмметрическая съёмка движущихся лавин в Хибинах // Материалы гляциологических исследований. – 1976. – Вып. 28, с. 128-133).

29 марта 1989 г. нами была осуществлена съёмка лавины в движении в Приэльбрусье с помощью той же аппаратуры, что и в Хибинах (рис. 2.3). Максимальная скорость, которая была зафиксирована, составляет 30,7 м/сек. Процесс движения фиксировался только в зоне отложения (выше аппаратура объект съёмки просто не захватывала). Пульсация скорости составляла до 20% (Рис. 2.4). Мы попытались объяснить этот феномен. В процессе обработки материалов съёмки способом стереоскопического измерительного дешифрирования в характерных точках микрорельефа поверхности лавины было

замечено, что движущаяся лавина состоит из нескольких потоков. Головной поток притормаживает, захватывая новые порции снега. В результате следующий поток догоняет головной и гораздо большая масса снега концентрируется вблизи переднего фронта лавины, в результате чего его скорость снова увеличивается. Об этом можно было догадаться по материалам фототеодолитной съёмки 9 февраля 1970 г. Лавина была заснята всего через несколько часов после её схода и микрорельеф поверхности в зоне отложений представляет собой как бы застывшие волны (рис. 2.5). На другой день, после снегопада, который продолжался всю ночь, об этом микрорельефе уже ничего не напоминало (рис. 2.6). Как правило, большинство лавин сходит во время снегопада, поэтому случай со съёмкой 9 февраля 1970 г. является уникальным.

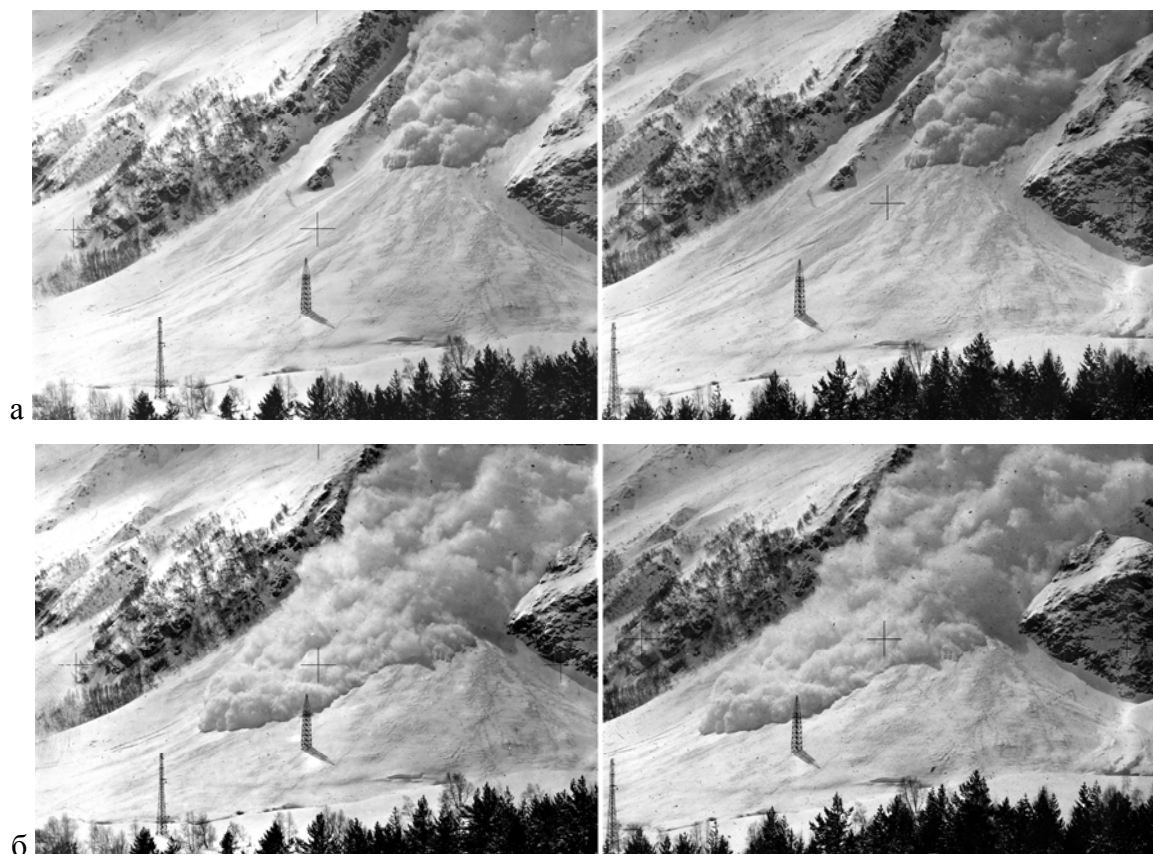


Рис. 2.3. Стереопары лавины в движении в зоне отложений лавиносбора №2 сев. склона г. Чегет 29 марта 1989 г.: а) спустя 10 сек. после начала съёмки; б) спустя 15 сек.

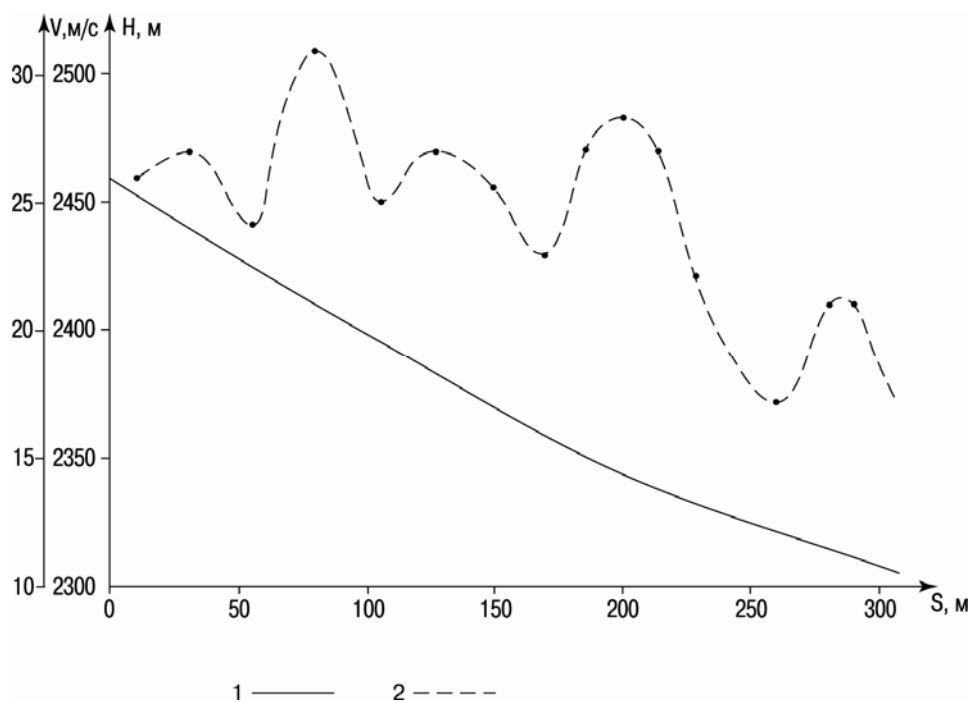


Рис. 2.4. Скорость движения переднего фронта лавины 29 марта 1989 г.: 1 – профиль подстилающей поверхности движения лавины; 2 – эюра скоростей движения лавины

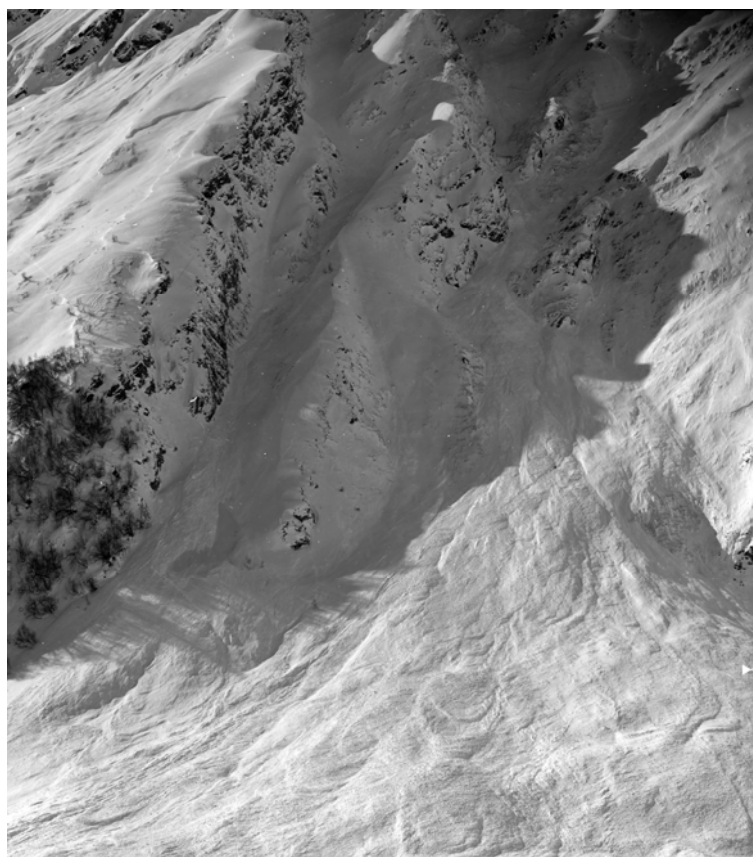


Рис. 2.5. Поверхность лавинных отложений через несколько часов после схода 9 февр. 1970 г.

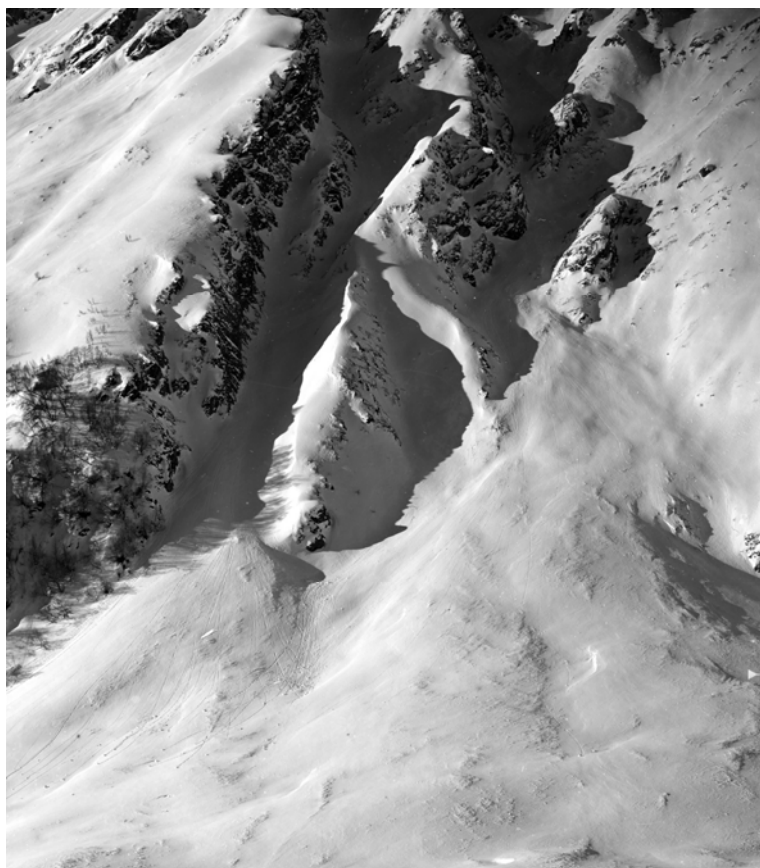


Рис. 2.6. Та же поверхность 10 февраля 1970 г. после снегопада

2.4. Особенности стереоскопического измерительного дешифрирования при оценке динамики ледников

Рассмотрим подробнее наиболее сложную задачу, решаемую с помощью метода стереоскопического измерительного дешифрирования при обеспечении мониторинга ледников – *определение скорости движения льда*. Используемые здесь методы практически не имеют аналогов в классической фотограмметрии и во многом отражают специфику динамики ледников, являющейся результатом сложного взаимодействия процессов перемещения и абляции ледниковой поверхности. Несмотря на то, что различными исследователями было предложено большое количество методик определения скоростей, задача ещё далека от окончательного решения.

Первоначально для определения суточных скоростей движения льда (их горизонтальной составляющей) использовались материалы повторных фототеодолитных съёмок, которые обрабатывались способом псевдопараллакса, предложенным Р. Финстервальдером (Finsterwalder R. Geschwindigkeitsmessungen an Gletscher mittels Photogrammetrie. – Zeitschrift für

Gletscherkunde, Band XIX, 1931, p. 64-72). Модификация этого способа (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.) расширила его возможности и позволила впервые составить карту скоростей движения льда для всего оледенения Эльбруса в период МГГ (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.).

При этом способе съёмка ледника производится с некоторым интервалом времени фототеодолитом с закрепленных точек, причем фототеодолитные станции располагают на бортах долины так, чтобы ось камеры была приблизительно перпендикулярна направлению движения льда. В этом случае при общепринятом ориентировании разновременных снимков на стереоприборе горизонтальная составляющая смещения поверхности ледника оказывается вдоль глазного базиса и её можно измерить, используя стереоэффект смещения.

Однако, существуют достаточно большие трудности измерения смещений по снимкам этим способом. Стереоэффект смещения можно наблюдать лишь в ограниченной зоне вокруг точки наблюдения. Основной причиной нарушения стереоэффекта считают абляцию льда, так как зачастую невозможно бывает отнаблюдать стереопару смещения, составленную из снимков с интервалом съёмки более недели (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.). С нашей точки зрения здесь действует комплекс причин, среди которых абляция не является основной.

Поскольку фототеодолитная съёмка для определения смещений, как правило, производится с недостаточно возвышенных и, следовательно, близко расположенных базисов, то изображение ледника на снимке получается в очень крупном масштабе, что ограничивает поле зрения стереоизображения перемещения поверхности ледника. При этом в стереоизображении появляются мёртвые зоны и близко располагаются точки с большим перепадом величин смещения. Если к этому добавить неизбежные различия в качестве снимков из-за разных условий съёмки и фотолабораторной обработки, то и без учёта абляции достаточно факторов для нарушения стереоэффекта смещения при наблюдении стереопары, составленной из разновременных снимков.

В результате возможны измерения в отдельных точках лишь короткопериодических (с интервалом в несколько суток) горизонтальных составляющих смещений, которые не могут служить основой для получения среднегодовых скоростей вследствие их значительных колебаний в различное время года (Цветков Д.Г., Соротокин М.М. Колебания скорости движения ледника Медвежьего в период его восстановления (1974-1979) // Материалы гляциологических исследований. – 1981. – Вып. 41, с. 133-142.).

Чисто измерительные функции, придаваемые здесь фотограмметрическому способу определения перемещения поверхности ледника, на наш взгляд, не дают ему преимущества перед геодезическим. Скорее наоборот, в последнем случае можно получить полный вектор перемещения точки на поверхности ледника (Цветков Д.Г. Проблемы натурного определения скорости перемещения изохронной поверхности ледников // Материалы гляциологических исследований. – 1983. – Вып. 47, с. 111-121), в то время как в первом – только его горизонтальную составляющую. При этом сохраняются те же затруднения при воссоздании общей картины из-за дискретности точек.

Между тем, большой объём дополнительной информации может принести дешифрирование стереомодели перемещения объекта, если удастся получить устойчивый стереоэффект. В лаборатории аэрокосмических методов Ф.В. Никулиным был разработан метод изучения механизма движения осыпей и оползней, при котором применяется фронтальная фототеодолитная съёмка с обзорных, высоко расположенных базисов (Никулин Ф.В. Новый метод изучения механизма и скорости движения чехла обломков на крутых склонах // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1975. – № 3, с. 82-88; Никулин Ф.В., Федоренко В.С. Характерные особенности смещения крупных оползневых массивов. – Формирование оползней, селей и лавин. Инженерная защита территории. – М., 1987, с. 64-79).

При этом в пределах стереопары находится не только движущийся объект, но и окружающие его неподвижные склоны. На фронтальных снимках линии движения обычно расположены или параллельно главной вертикали или, что гораздо чаще, под некоторым углом к ней. Полный параллакс перемещения, соответствующий линии движения, при обычном ориентировании снимков (по

координатным маркам) образует две составляющие – продольный (горизонтальный) и поперечный (вертикальный) наблюдаемые параллаксы перемещения. Поперечный параллакс мешает стереоскопическому восприятию, а поскольку при фронтальной съёмке он составляет большую часть от полного параллакса смещения, то при обычном ориентировании снимков стереоэффекта смещения можно и не увидеть.

Чтобы устранить мешающий поперечный параллакс и получить максимально четкий устойчивый стереоэффект, Ф.В. Никулин предложил развернуть снимки в своей плоскости так, чтобы линии движения были примерно параллельны главному базису. Использование дешифровочных и измерительных стереоскопических приборов позволяющих осуществлять разворот снимков оптическим путём, не нарушая их взаимного ориентирования, (интерпретоскоп, стекометр) значительно упрощает технологию обработки. При этом стереомодель смещения объекта воспринимается наблюдателем целиком и представляется объемным перспективным изображением на фоне плоских неподвижных объектов.

Этот способ был назван *способом экиполярных смещений* (Никулин, 1975). Он даёт возможность проводить измерения без предварительной маркировки точек, и более того, изучать и анализировать стереомодель смещения, делать заключения о характере движения, структуре объекта, целенаправленно выбирать места замеров и т. п.

Эффективность этого способа намного выше по сравнению с традиционными точечными замерами перемещений. К недостаткам относится искажение видимой картины движения за счёт разности в масштабах изображения склона вследствие большой глубины пространства.

Фронтальные снимки ледников с обзорных базисов в масштабе не крупнее 1:10 000 (при достаточно больших интервалах съёмки) также позволяют получать устойчивый стереоэффект перемещения их поверхности (Винников Л.П., Лабутина И.А. Изменение ледника Кюкюртлю на Эльбрусе за четверть века // Материалы гляциологических исследований. – 1987. – Вып. 60, с. 147-152). Это факт подтверждает предыдущие рассуждения о том, что абляция не

является главной причиной разрушения конгруэнтности изображения поверхности ледника на стереопаре смещения.

Стабильность относительно крупных форм рельефа, имеющих размеры в несколько метров, – бугров, ям, «муравьиных куч», русел водотоков, трещин и т. д. при одинаковых условиях освещенности, оптимальном ракурсе и масштабе съёмки является условием для получения конгруэнтных изображений ледниковой поверхности на одновременных снимках с интервалом съёмки до года. Следует заметить, что при больших интервалах наблюдений происходит генерализация стереомодели смещения, которая не только не уменьшает точность определения величины перемещения ледниковой поверхности, но и позволяет выделить его закономерную составляющую, свободную от случайных подвижек, характерных для короткопериодических наблюдений.

К сожалению, нельзя переносить напрямую методические разработки, пригодные для дешифрирования и измерений стереомодели смещения оползней и осыпей на ледники. Это связано с тем, что в этих разработках горизонтальная составляющая смещения поверхности объекта вычисляется на основе величин вертикального (поперечного) параллакса. Как известно, поперечный параллакс является разностью ординат соответственных точек стереопары. Для обычной стереопары он обусловлен разностью высот левой и правой точек центра фотографирования, а для стереопары смещения, составленной из одновременных снимков с одной фотостанции – тем, что данная точка поверхности объекта со временем изменила свою высоту.

Для ледника это изменение высоты происходит одновременно за счет смещения точки по уклону; за счет движения изохронной поверхности; за счёт абляции. Даже если учесть влияние абляции, используя гляциологические наблюдения, всё же нельзя разделить другие составляющие поперечного параллакса.

Отсюда следует, что горизонтальное перемещение поверхности ледника нужно рассчитывать на основе продольного параллакса смещения. С учётом изложенных выше требований к обзорности приходим к выводу о необходимости использования для этой цели аэрофотоснимков.

При этом стереопару смещения, составленную из разновременных аэрофотоснимков в чистом виде мы, как правило, получить не можем. Практически можно составить стереопару с так называемого пространственно-временного базиса (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.), то есть когда повторный снимок получен с другой точки пространства. Это приводит к тому, что параллаксы смещения суммируются с обычными, возникающими из-за несовпадения точек съёмки. Для выделения параллаксов смещения из суммарных и вычисления, таким образом, величины смещения поверхности ледника разработаны различные измерительные методы (Гельман Р.Н., Книжников Ю.Ф. Определение смещения точек по разновременным аэрофотоснимкам // Геодезия и картография. – 1991. – № 12, с. 17-20), которые всё же не дают нам возможности построения и дешифрирования стереомодели смещения.

В идеальном случае, если повторные съёмки осуществляются с одних и тех же точек пространства с неизменными элементами внутреннего и внешнего ориентирования, то все неподвижные точки, изображенные на повторных снимках, должны сохранять один и тот же масштаб. В реальности, даже при фототеодолитной съёмке с закрепленных точек получить такие идеальные повторные снимки весьма проблематично. Как правило, при стереофотограмметрической обработке повторных снимков в измеренные координаты и параллаксы приходится вводить поправки, которые вычисляются из геодезических наблюдений на опорные пункты. Практически это означает, что идеальную (неискаженную) стереопару смещения проще получить камеральным путём, преобразуя повторные аэрофотоснимки в плановые.

Разновременные снимки при этом обрабатываются в два этапа. На первом, с применением методов цифровой фотограмметрии производится построение неискаженной стереомодели смещения путём ортофототрансформирования повторных снимков, которое ликвидирует искажения масштаба стереомодели, обусловленные наклоном снимка и рельефом местности, и позволяет получить изображение в удобном для работы масштабе (см. схемы 2 и 3). Особенностью второго этапа является возможность проводить одновременное дешифрирование

и измерение стереомодели на относительно простых приборах, имеющих возможность измерения параллакса смещения, например, стереокомпараторах. Этот способ назван *способом стереоскопического моделирования* динамики ледников (Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г. Стереоскопическое моделирование перемещения поверхности ледников по разновременным аэрофотоснимкам // МГИ. – 1998. – Вып. 84., с. 48-51). В настоящее время мы заменили этот термин на *способ стереоскопического измерительного дешифрирования*, как более отвечающий сущности явления. Разрешения в 1 м трансформированного изображения вполне хватает для сохранения подобия ледниковой поверхности на повторных снимках с интервалом съёмки до 1 года и дешифрирования стереомодели.

Измерение стереопары смещения производят применяя различные способы наблюдения стереозэффекта непосредственно на мониторе персонального компьютера, например, анаглифический или с использованием стереочков с жидкокристаллическими затворами. При этом следует помнить о необходимости разворота снимков, при котором направление движения ледника было бы параллельным главному базису. Наблюдение и измерение точек проводят целенаправленно с учётом результатов дешифрирования стереомодели смещения. Рисовка изолиний производится также при стереоскопическом наблюдении стереомодели смещения.

При необходимости можно ограничиться упрощенным способом обработки, применяя для измерения стереоприборы, предназначенные для дешифрирования (стереоскоп с параллаксометром, интерпретоскоп). В этом случае используются трансформированные снимки, снабжённые координатной сеткой и выведенные при помощи принтера на бумагу в удобном для наблюдения масштабе.

Изучение динамики ледников фотограмметрическим методом вплоть до настоящего времени основывается на использовании материалов наземной (фототеодолитной) и плановой аэрофотосъёмки, как в оригинальном виде, так и в виде цифровой записи. Другие виды съёмки применяются значительно реже.

Использование космических снимков определяется, в основном, их разрешением. В то время как крупномасштабные снимки, с метровым разрешением, можно использовать вместо аэроснимков, при условии их

привязки, мелкомасштабные снимки используют в основном в региональных исследованиях. Дешифрирование космических снимков не позволяет детально изучать поверхность ледника на локальных участках, но оно стало основой региональных исследований, например, по выявлению пульсирующих ледников, в том числе на основе их идентификации методом псевдопараллакс. Космические снимки, полученные в конце периода абляции с годовым или более интервалом также можно использовать для оценки скоростей движения поверхности ледников.

Лабораторией аэрокосмических методов в 1980-х годах проводились перспективные аэрофотосъёмки ледников с борта вертолёт – «вертолётные съёмки». Вертолётная съёмка обеспечивает большую, по сравнению с аэрофотосъёмкой, гибкость в выборе точки и направления съёмки, что позволяет добиваться оптимального изображения ледниковой поверхности на снимках. Обратной стороной такой гибкости является невозможность использования для обработки вертолётных снимков большинства фотограмметрических приборов, рассчитанных на стандартизированные условия плановой аэрофотосъёмки. Поэтому применение вертолётных съёмок ранее сдерживалось трудоёмкостью аналитической обработки. При современном уровне развития цифровой аналитической фотограмметрии вертолётные съёмки могут получить большее распространение.

Таковы общие черты современного состояния применения фотограмметрического метода при мониторинге горных ледников, особенность которого заключается в переходе к аналитической обработке цифровых снимков. Покажем на примере мониторинга ледников Эльбруса разработки в области совершенствования этих технологий и их реализацию.

2.4.1. Результаты исследования динамики ледника Кюкюртлю (западный склон Эльбруса) по разновременным аэрофотоснимкам

Рассмотрим возможности практического применения способа стереоскопического измерительного дешифрирования при изучении динамики ледников. На рисунке 2.7 изображена ортофотокарта ледника Кюкюртлю (западный склон Эльбруса) с изолиниями горизонтальной составляющей перемещения поверхности, составленная по разновременным

ортофотоизображениям (см. схему 2) с годовым интервалом (рис. 2.8). Измерения производились по двум стереопарам трансформированных снимков при помощи стереоскопа с параллаксометром. Точность результатов измерений упрощенным способом можно приблизительно оценить относительной ошибкой в 8-10%. Именно такие величины получились в результате сравнения средних скоростей, измеренных в 10 точках одного и того же профиля по разным стереопарам (в зоне их перекрытия), то есть на краях снимков. В данном случае эта погрешность объясняется влиянием ошибок цифровой модели и неточностью стереоскопического визирования.

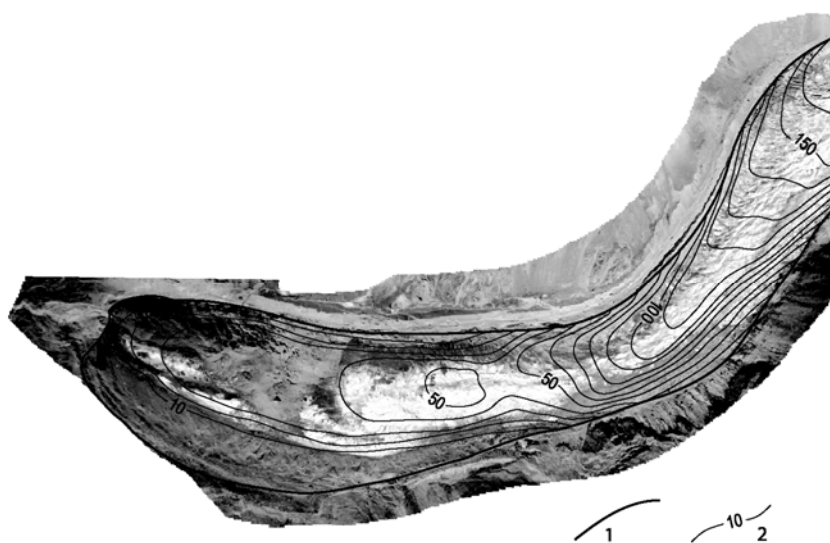


Рис. 2.7. Цифровая ортофотокарта ледника Кюкюртлю и скорости движения на его поверхности за период с 27 августа 1988 г. по 27 августа 1989 г.: 1 – граница ледника; 2 – изотахи, м/год

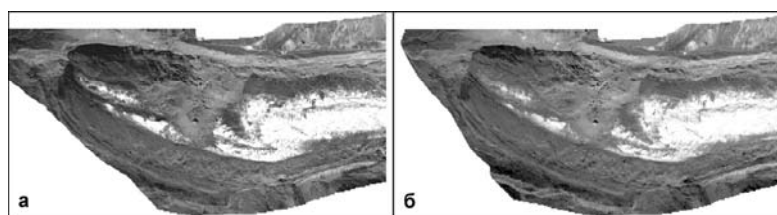


Рис. 2.8. Стереопара разновременных цифровых ортофотоизображений ледника Кюкюртлю (Западный склон Эльбруса): а) 27 августа 1988 г.; б) 27 августа 1989 г. Стереозэффект наблюдается за счёт движения льда на поверхности ледника

Результаты дешифрирования и измерения стереоскопической модели перемещения поверхности ледника Кюкюртлю за годовой интервал показали, что левая сторона языка до километра в длину и около 100 м в ширину представляет собой мёртвый лёд, потерявший связь с основным языком. Поверхность мертвого льда тоже движется. Но если на активной части ледника

средняя скорость движения в этом месте составляет 30-40 м/год, то скорость движения мёртвого льда не превышает 5 м/год.

Обращает на себя внимание и наличие замкнутого контура изолинии годовой скорости в 50 м в районе абсолютных отметок 3020-3050 м. На карте изменения высоты поверхности ледника Кюкюртлю за период с 1957 по 1987 гг. в этом месте начинается повышение поверхности до 5 м, которое к концу ледника доходит до 40 м. При этом язык ледника продвинулся до 100 м (Винников Л.П., Лабутина И.А. Изменение ледника Кюкюртлю на Эльбрусе за четверть века // Материалы гляциологических исследований. – 1987. – Вып. 60, с. 147-152). Не исключено, что замкнутый контур изолинии годовой скорости в 50 м по всей вероятности означает прохождение кинематической волны.

Следует также отметить преобладание глыбового скольжения льда над его течением, выше изолинии в 50 м (на краях ледника скорости не равны нулю, а по поперечным направлениям - почти постоянны).

На повороте ледника скорость резко падает от 100 до 50 м/год, что может быть связано с изменением направления движения и торможением потока льда.

Определённый интерес представляет сравнение среднесуточных скоростей, рассчитанных нами на основе среднегодовых 1988-1989 гг. скоростей, измеренных при короткопериодических съемках в августе 1961 и 1983 гг. (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.; Винников Л.П., Лабутина И.А. Изменение ледника Кюкюртлю на Эльбрусе за четверть века // Материалы гляциологических исследований. – 1987. – Вып. 60, с. 147-152). На пологой части от конца языка на протяжении около 1,2 км скорости практически совпадают, зато на крутой части, после поворота, среднесуточные скорости в 1961 г. в 2,5, а в 1983 - в 1,7 раза превышают скорости 1988-1989 гг. По-видимому, при преимущественно глыбовом характере движения льда в летнее время скорости могут быть значительно большими чем зимой, что подтверждается и другими работами (Цветков Д.Г., Соротокин М.М. Колебания скорости движения ледника Медвежьего в период его восстановления (1974-1979) // Материалы гляциологических исследований. – 1981. – Вып. 41, с. 133-

142). Из этого следует, что экстраполяция короткопериодических скоростей до среднегодовых должна производиться достаточно осторожно.

Следует заметить, что при больших отстояниях съёмки происходит оптическая генерализация стереомодели смещения, которая не только не уменьшает точность определения величины перемещения ледниковой поверхности, но и позволяет выделить его закономерную составляющую, свободную от случайных подвижек, характерных для короткопериодических наблюдений.

Измерение стереопары смещения производят применяя различные способы наблюдения стереоэффекта непосредственно на мониторе персонального компьютера, например, анаглифический или с использованием стереочков с жидкокристаллическими затворами или упрощённым способом с помощью параллаксометра. При этом следует помнить о необходимости разворота снимков, при котором направление движения ледника было бы параллельным главному базису. Наблюдение и измерение точек проводят целенаправленно с учётом результатов дешифрирования стереомодели смещения. Рисовка изолиний производится также при стереоскопическом наблюдении стереомодели смещения.

Вторая составляющая динамики ледника, а именно: пространственное изменение ледников – при наблюдении совмещённых разновременных стереомоделей в настоящее время может быть определена достаточно просто с использованием цифровых технологий обработки снимков и построения моделей рельефа. При этом любая из наблюдаемых разновременных моделей может быть представлена в виде дискретной стереоскопически визуализируемой поверхности, например, изолинейной, полученной по предварительно составленной цифровой модели рельефа, а другая является стереопарой. Возможность стереоскопического наблюдения изолиний, наложенных на изображение стереопары, существует во многих цифровых фотограмметрических системах для контроля построения горизонталей. В данном случае эту возможность следует использовать для целенаправленного измерения пространственных изменений ледника. Недостатком этого способа является его трудоёмкость, поэтому его использование рекомендуется на ключевых участках

и для оценки достоверности результатов, полученных другими методами, например, сравнением двух разновременных цифровых моделей рельефа.

2.4.2. Выявление пульсирующего характера динамики ледника Большой Азау (Юго-западный склон Эльбруса) по разновременным космическим снимкам

Возможность использования космических снимков для изучения динамики ледников определяется, в основном, их разрешением и масштабом. Крупномасштабные снимки сверхвысокого разрешения, например Cartosat-1 (2,5 м), GeoEye (0,4 м), можно использовать взамен аэроснимков, при условии их координатной привязки (Золотарёв Е.А. Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир. 2009. 238 с.). Такие космические снимки, полученные в конце периода абляции с годовым или более интервалом, можно использовать также для оценки динамики ледников. Так, например, совместное стереоскопическое измерительное дешифрирование разновременных космических снимков Cartosat-1 (2007 г.) (рис. 2.9) и GeoEye (2009 г.) показало, что ледник Большой Азау к

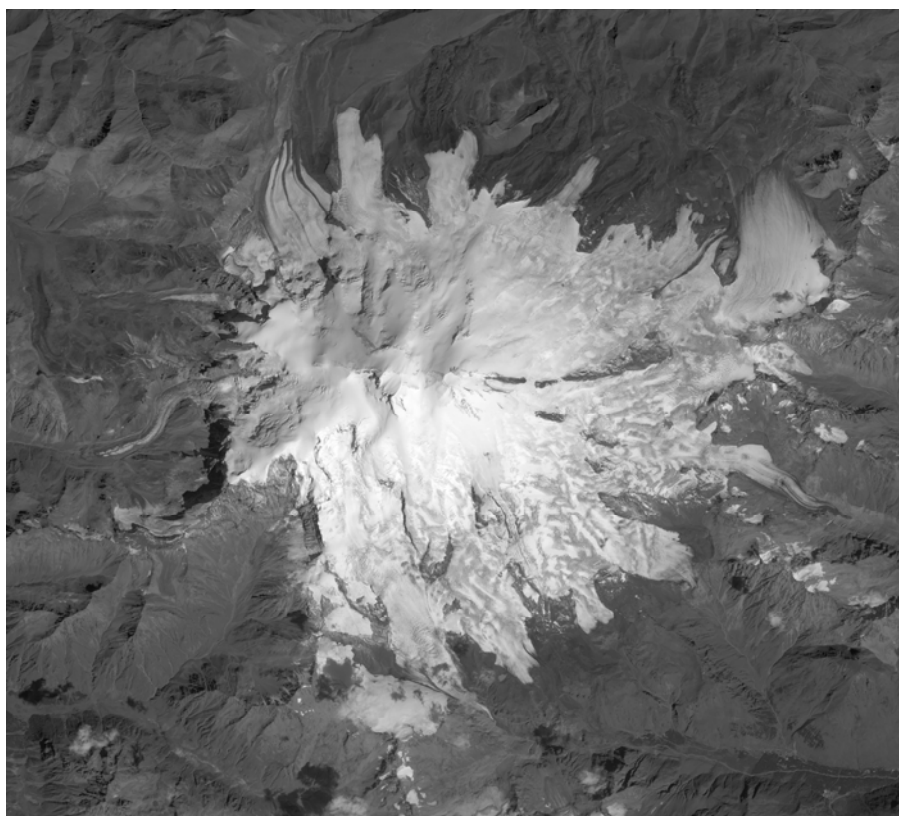


Рис. 2.9. Космический снимок Эльбруса со спутника Cartosat с разрешением 2,5 м. 12 сентября 2007 г.

2007 г. распался на 3 отдельных ледника: 1) собственно ледник Большой Азау, имеющий площадь 14,07 км², область питания которого начинается на Западном плато Эльбруса; 2) малый ледник вблизи перевала Хотю-тау площадью 1,17 км²; 3) ледниковое плато Азау – западная часть бывшего общего ледника Большой Азау (площадь 3,29 км²) (рис. 2.10). На малом леднике и ледниковом плато движение поверхности не дешифрируется. На самом леднике Большой Азау в районе языка измеренные скорости в отдельных точках достигают 50-60 м/год. При сравнении материалов съёмки 1957-1997-2007 гг. были обнаружены значительные площади повышения поверхности (до 20 м), которые перемещаются вниз по леднику Большой Азау со скоростью около 150 м/год, т. е. в 3 раза быстрее, чем вокруг (рис. 2.11а и 2.11б). Не исключено, что эти повышения являются кинематическими волнами, которые и приводят к пульсациям ледника, о возможности которых мы упоминали ранее (Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г. Оледенение Эльбруса в конце XX в. (цифровая ортофотокарта Эльбруса на 1997 г.) // МГИ. – 2000. – Вып. 89, с. 175-181). Впоследствии пульсирующий характер ледника был подтверждён и другими исследователями (Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // Материалы гляциологических исследований. – 2003. – Вып. 95, с. 111-121). Следует заметить, что способ стереоскопического измерительного дешифрирования открывает возможность прогнозирования катастрофических подвижек ледников, горных обвалов, снежных лавин по космическим снимкам высокого разрешения. Не исключено, что обвалы висячих ледников со склона г. Джимарай-Хох, которые в конечном итоге привели к Геналдонской катастрофе в сентябре 2002 г., можно было бы предсказать на основе аэрокосмического мониторинга.

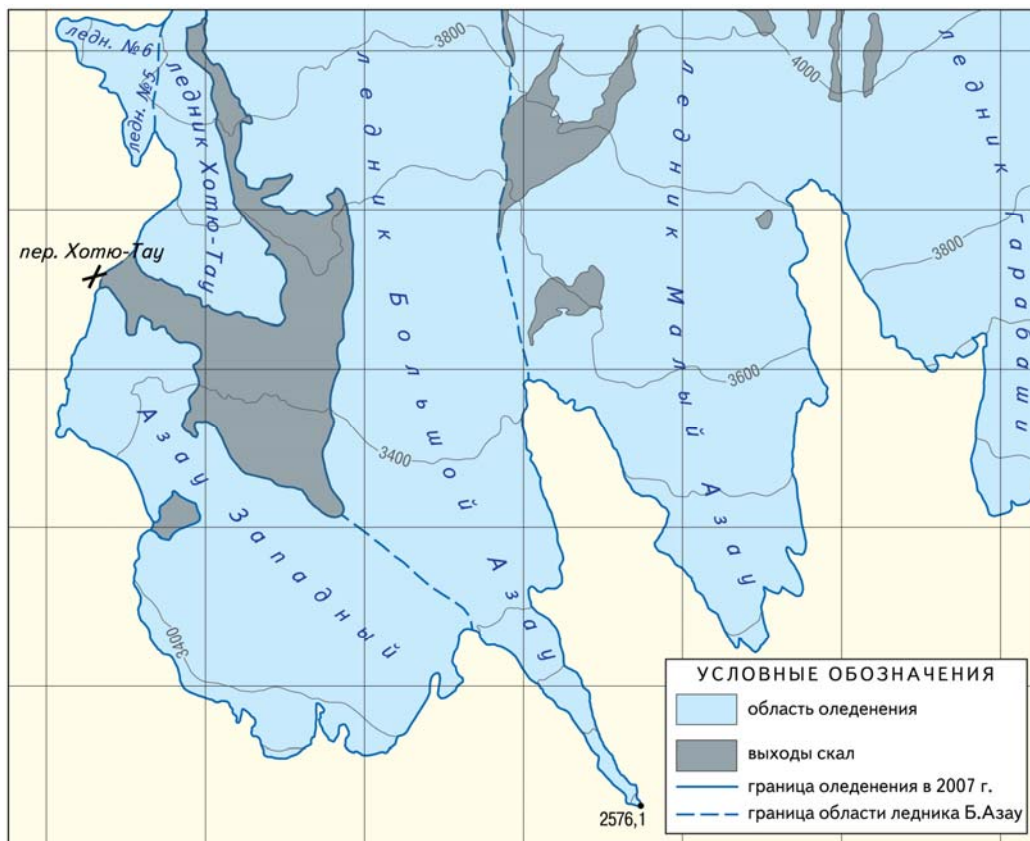


Рис. 2.10. Состояние ледника Большой Азу в 2007 г.

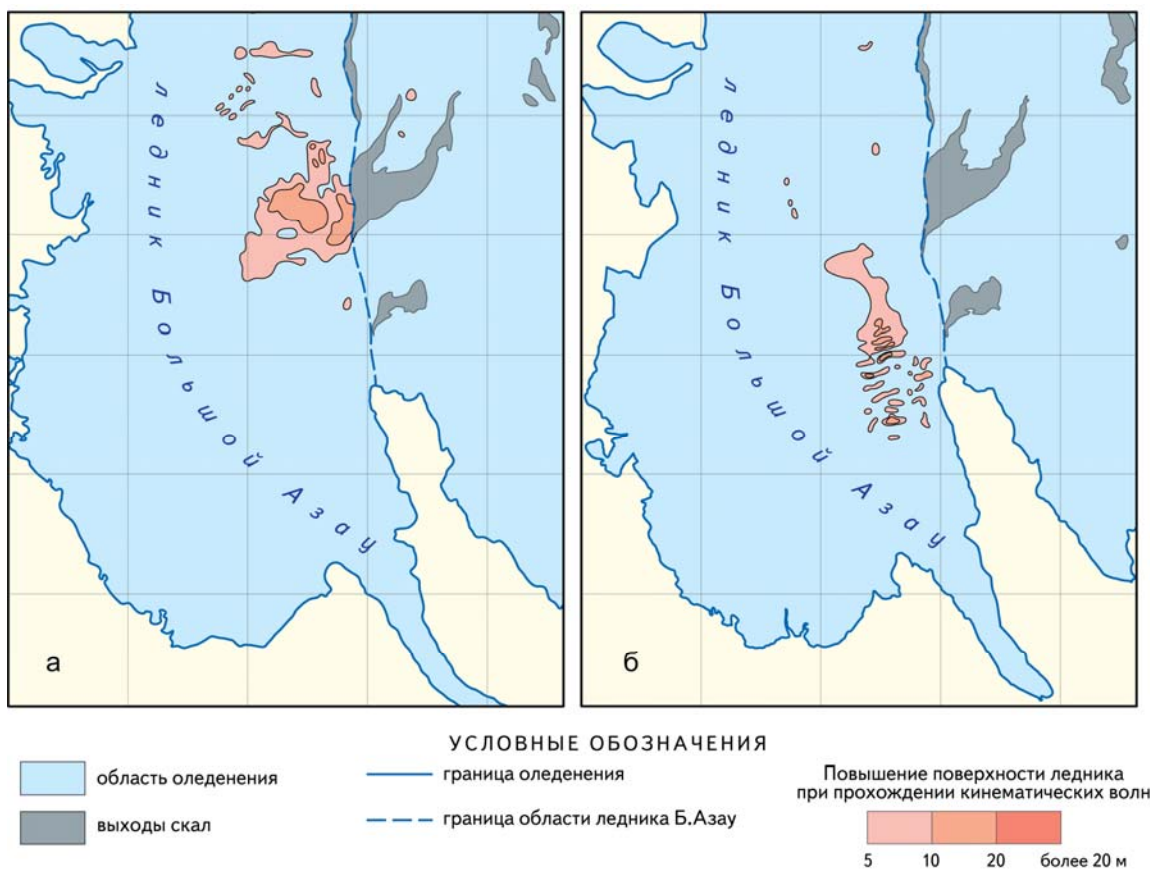


Рис. 2.11. Динамика распространения кинематических волн на леднике Большой Азу по периодам: а – 1957-1997 гг., б – 1997-2007 гг.

Подводя итог, следует заметить, что способ цифровой стереоскопической оценки динамики наблюдаемого объекта открывает возможность прогнозирования катастрофических подвижек ледников, горных обвалов, снежных лавин по космическим снимкам высокого разрешения, которые являются фактически плановыми и не нуждаются в дополнительном трансформировании. Не исключено, что обвал висячего ледника со склона г. Джимарай-Хох, который в конечном итоге привёл к геналдонской катастрофе в сентябре 2002 г., можно было бы предсказать на основе аэрокосмического мониторинга. Например, наблюдения за снежным покровом на основе повторных фотограмметрических съёмок показали, что скорость сползания снега на лавиноопасном склоне резко возросла не менее, чем за сутки перед сходом лавины (Золотарёв Е.А. Определение скорости сползания снега на крутых склонах фотограмметрическим методом // Склоновые процессы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. – Вып. 3, с. 79-87).

Выводы

Разработан способ стереоскопического измерительного дешифрирования разновременных наземных, аэро- и космических снимков, позволяющий выявлять и измерять изменения наблюдаемого объекта, не прибегая к составлению разновременных карт.

Способ стереоскопического измерительного дешифрирования открывает путь к решению достаточно сложной задачи – определению скорости движения льда на поверхности ледников по разновременным аэрофотоснимкам с большим интервалом съёмки. При этом используются ортотрансформированные снимки, образующие стереомодель смещения поверхности ледника, позволяющую не только измерять, но и дешифрировать распределение скоростей движения льда.

Результаты обработки разновременных аэрофотоснимков ледника Кюкюртлю с годовым интервалом показали, что годовые скорости отличаются от подобных, но рассчитанных на основе короткопериодических (в несколько суток) съёмок, что, очевидно, объясняется сезонным колебанием скоростей.

Стереоскопическое измерительное дешифрирование космических снимков сверхвысокого разрешения с интервалом в 2 года позволило выявить тот факт, что ледник Б. Азау к 2007 г. распался на три самостоятельных ледника. Главный из них является пульсирующим за счёт регулярного появления на его

поверхности кинематических волн, скорость продвижения которых составляет около 150 м/год.

Способ стереоскопического измерительного дешифрирования позволил объяснить пульсирующий характер движущейся лавины и выявить резкое увеличение скорости сползания снега за сутки перед сходом лавины.

Глава 3. ИНДИКАЦИОННО-КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЭЛЬБРУСА ВО ВРЕМЯ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

3.1. Методические аспекты лихенометрии в Приэльбрусье

Картографо-аэрокосмические технологии, исторические и биоиндикационные данные позволили произвести реконструкцию оледенения Эльбруса за последние приблизительно 300 лет. Биоиндикационные данные были получены путём широкого применения лихенометрического метода датировки стадиальных морен.

Основоположник лихенометрического метода Р. Бешель считает, что на протяжении своей жизни слоевища лишайников увеличиваются с неодинаковой скоростью: в молодом возрасте она велика, затем наступает период константного развития, пока лишайник не достигает максимального диаметра в данных условиях среды обитания, а затем скорость прироста диаметра уменьшается (Beschel R.E. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry) // *Geology of the Arctic*, Toronto Univ. Press, 1961, V. 2. P.1044-1062). Практически это означает, что для разных диаметров лишайников при датировке мы обязаны использовать различную величину годового прироста. Установление этой зависимости для каждого конкретного района и есть основная трудность, мешающая широкому применению данного метода. Заслуживают всяческого внимания методические работы, развивающие идеи Бешеля в установлении математической зависимости максимального диаметра слоевища лишайника от возраста субстрата, на котором тот поселился. При этом используются лишайники на эталонных участках различного возраста, который определяется независимо другим способом – по историческим, картографическим, радиохронметрическим данным (Голодковская Н.А. Лихенометрия морен и динамика ледников северного макросклона Центрального Кавказа за последние 700 лет // *Изв. АН СССР, сер. геогр.* – 1981. – № 6, с. 82-91; Голодковская Н.А. Динамика ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 700 лет (по лихенометрическим данным) // *Мат. гляц. иссл.* – 1982. – Вып. 45, с. 76-84). Эти работы показали влияние среды обитания на прирост лишайников. Так, полученные на северном

склоне Центрального Кавказа данные по приросту, оказались неприемлемыми для датировки морен южного склона (Голодковская Н.А. Динамика ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 700 лет (по лишенометрическим данным) // Мат. гляц. иссл. – 1982. – Вып. 45, с. 76-84).

На наш взгляд, этим, безусловно, ценным работам недостает критической оценки точности исходных данных, следствием чего является неоправданно завышенная точность датировки. Не следует забывать также, что исторические и картографические источники дают только время образования данной формы рельефа, то есть субстрата, на котором впоследствии, лишь через некоторое, возможно, разное время, поселяется лишайник. Ошибки радиоуглеродных датировок более древних эталонных участков составляют несколько десятилетий. Здесь следует быть особенно внимательным, чтобы исключить несоответствие между датировкой моренных гряд и диаметром лишайников, живущих на них, которое может возникнуть из-за ограниченности срока жизни лишайника в условиях умеренного климата (по Бешелю, 1500-2000 лет). Исходя из всего этого, следует заключить, что при датировке лишенометрическим методом в пределах последнего столетия реальна ошибка в десятилетие, а в пределах тысячелетия можно с большой долей уверенности назвать только век, несмотря на любой совершенный математический аппарат, применяемый при обработке данных. При этом можно предполагать, что разница в годовом приросте лишайника для участков с разной средой обитания в конечном итоге даст разницу в датировке, лежащую в пределах этих ошибок. Это предположение подтверждается реконструкцией эволюции горного оледенения в разных ледниковых районах бывшего СССР (Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир. 1999. 263 с.). Но тогда возможен упрощенный путь решения задачи, а именно, – статистическая обработка эталонных данных по приросту лишайников, имеющих разную среду обитания. При этом определяются отклонения от среднего значения прироста лишайника определенного размера, которое и характеризует вероятную ошибку в определении возраста. Именно такой метод и применялся нами для изучения изменения ледников Эльбруса и бассейна р. Баксан в последние столетия.

В качестве эталонных участков, помимо морен, нами широко использовались селевые отложения, которые имеют несомненное преимущество перед ледниковыми, являясь одновозрастными. Всего обследованиями было охвачено 20 селевых бассейнов в долинах Приэльбрусья, в пределах которых было обработано более 100 участков в диапазоне абсолютных высот от 1400 до 2900 м (Сейнова И.Б. Золотарёв Е.А. Ледники и сели Приэльбрусья (Эволюция оледенения и селевой активности). – М., «Научный мир», 2001. – 203 с.).

Использовано 25 эталонных участков на селевых отложениях с известными датами схода селей с 1909 по 1979 годы и 14 участков (в шести ледниковых долинах) на стадияльных моренах в возрастном диапазоне от 1930-х годов до 1850 года. Кроме того, обследованы 3 участка с древними селевыми и флювиогляциальными отложениями и известными радиоуглеродными датировками (Каплин П.А., Гракова И.В., Паронин О.Б. и др. Список радиоуглеродных датировок лаборатории географического факультета МГУ и института океанологии АН СССР // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1971. – № 4, с. 104-108; Котляков В.М., Герасимов В.А., Девирц А.Л. и др. Об изменении климата и оледенения высокогорного Кавказа в историческое время // МГИ – 1973. – Вып. 21, с. 185-188) и наша датировка «ИГАН-747».

При обработке материала установлены следующие закономерности: а) не было обнаружено ни одного лишайника на отложениях моложе 10 лет; б) минимальный видимый размер лишайников составляет около 1 мм; в) резкое снижение годового прироста лишайников происходит в первые десятилетия их жизни (до 50 лет); г) начиная с диаметра около 100 мм и выше, прирост практически стабилизируется и составляет 0,15-0,11 мм/год.

На основании этих данных составлен обобщенный график прироста лишайника для разных условий обитания (рис. 3.2). Обобщающая кривая величин прироста лишайников проведена по средним значениям прироста для разных диаметров. Проведение верхней и нижней огибающей кривых дало возможность оценить реальную точность определения величины прироста. Для удобства использования график представлен в табличной форме (табл. 3). Величина прироста дается с возможным средним квадратическим отклонением. Одновременно указывается и возраст отложений с абсолютным значением

средней квадратической ошибки (год). При определении возраста учитывается, что лишайники поселяются на отложениях не ранее, чем через 10 лет, после их образования.

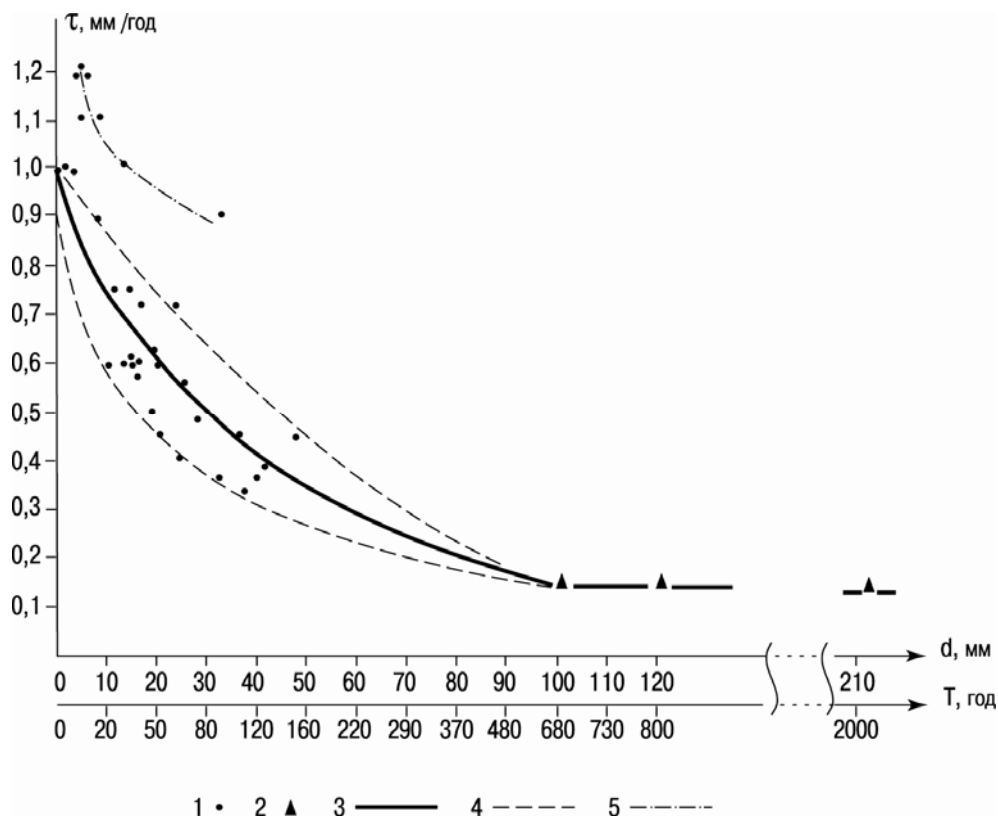


Рис. 3.2. Обобщённый график среднего годового прироста (мм/год) лишайника *Rhizocarpon geographicum* для разных условий обитания в Приэльбрусье.

1, 2 – способы определения прироста лишайника: 1 – по известным датам образования отложений, 2 – по радиоуглеродным датировкам; 3- кривая средних значений прироста лишайника в интервале абсолютных высот 1800-2900 м; 4 – огибающие кривые; 5 – значения прироста лишайника для абсолютных высот 1400-1500 м

Таблица 3

Годовой прирост лишайника *Rhizocarpon geographicum* при его различных размерах и датировка соответствующих отложений для северного склона Центрального Кавказа (абсолютные высоты 1800-2900 м)

Диаметр лишайников, мм	Годовой прирост, мм	Возраст отложений, годы
1	—	10 XX в.
2	—	12
5	$1,00 \pm 0,10$	15 ± 1
10	$0,78 \pm 0,11$	20 ± 2
15	$0,65 \pm 0,12$	30 ± 5
20	$0,55 \pm 0,11$	45 ± 7
25	$0,47 \pm 0,10$	60 ± 10
30	$0,43 \pm 0,09$	80 ± 12
35	$0,39 \pm 0,08$	100 ± 15 XIX в.
40	$0,37 \pm 0,07$	120 ± 18
45	$0,34 \pm 0,07$	140 ± 23
50	$0,33 \pm 0,06$	160 ± 26
55	$0,31 \pm 0,06$	180 ± 29
60	$0,29 \pm 0,05$	210 ± 31 XVIII в.
65	$0,27 \pm 0,05$	240 ± 35
70	$0,25 \pm 0,04$	290 ± 40
75	$0,23 \pm 0,04$	330 ± 45 XVII в.
80	$0,22 \pm 0,03$	360 ± 50
85	$0,20 \pm 0,03$	420 ± 55 XVI в.
90	$0,18 \pm 0,03$	500 ± 60
95	$0,16 \pm 0,02$	570 ± 70 XV в.
100	$0,15 \pm 0,01$	666 ± 80 XIV в.
105	0,15	700 ± 90 XIII в.
110	0,14	760 ± 100
112	0,14	820 ± 110 XII в.
120	0,13	900 ± 120 XI в.
130	0,13	1000 ± 130 X-IX в.
140	0,12	1200 ± 140 VIII в.
150	0,12	1360 ± 150 VII в.
160	0,11	1450 VI в.
170	0,11	1550 V в.
180	0,11	1650 IV в.
190	0,10	1900 III-II в.
200	0,10	2000 ± 200 I в.

Характерно, что значение средней квадратической ошибки определения возраста отложений и ошибки радиоуглеродной датировки для соответствующей точки графика (диаметр около 100 мм) совпадают, что подтверждает реальность полученных результатов.

Фактические данные, лежащие в основе полученных значений прироста, соответствуют абсолютным высотам в интервале 1800-2900 м. Четкой зависимости изменения скорости прироста от высоты здесь не наблюдается. Однако заметно, что тенденция к быстрому увеличению прироста ниже отметки 2000 м, о которой упоминает В.И. Турманина (Турманина В.И. Перспективы применения фитоиндикационных методов в гляциологии. Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Изд. Моск. ун-та. 1971. С. 5-19), действительно существует. Недостаток фактических данных не позволяет выразить эту тенденцию количественно. Представляется целесообразным при датировке отложений, находящихся выше 2300 м (середина интервала абсолютных высот наших фактических данных), использовать на графике прироста нижнюю огибающую кривую, то есть в таблице 4 к возрасту отложений прибавлять абсолютное значение среднего квадратического отклонения.

Используя данные по максимальным диаметрам лишайника *Rhizocarpon geographicum* на конечных моренах ряда ледников из опубликованных работ (Турманина В.И. Перспективы применения фитоиндикационных методов в гляциологии. Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Изд. Моск. ун-та. 1971. С. 5-19), дополненные нашими наблюдениями, получим следующую картину изменения оледенения южного склона Эльбруса и бассейна р. Баксан в последние столетия (табл. 4).

Возраст стадияльных морен ледников бассейна р. Баксан по данным лихенометрии

Максимальный диаметр лишайников (мм) на стадияльных моренах в долинах ледников							Время образования моренных гряд, век
Большой Азау	Малый Азау	Терскол	Ирик	Юсеньги	Джанкуат	Башкара	
		115		125			XIII
	85	85		85	90	80	Первая половина XVII
	66		64				Конец XVII
50		51	50	50			Конец XVIII
38		40	40	40	41		Середина XIX
34	34	30	33	32	33	30	80-е годы XIX
20	21	24		20	21	21	10-е годы XX
15	15	17			14		30-е годы XX

Как показывает таблица 4, наиболее полно представлены стадияльные морены середины XIX в., хорошая сохранность которых неоднократно подчёркивалась в опубликованной литературе. Морены с диаметром лишайников 115-120 мм сохранились фрагментарно в виде останцов. В долине р. Юсеньги эта морена возвышается над зандровым полем у правого борта долины в 2 км от конца ледника Бечо (отметка 2400 м), а в долине р. Терскол – среди обвальнo-осыпных отложений с левого борта долины в 1 км от современного конца ледника (отметка 2540 м). Основываясь на данных по приросту лишайников (см. табл. 5), образование этих морен следует отнести к XIII в.

Конечные моренные валы с диаметром лишайников 85-90 мм обнаружены у 5 из 7 рассмотренных ледников. Эти валы чётко выражены в рельефе, имеют наибольшую относительную высоту и, по-видимому, образованы в наиболее длительный период стационарного состояния рассматриваемых ледников. Для ледников Джанкуат, Башкара эти морены ранее датировались серединой XVII в., исходя из величины среднего прироста лишайника, равной 0,3 мм/год (Турманина В.И. Перспективы применения фитоиндикационных методов в гляциологии. Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Изд. Моск. ун-та. 1971. С. 5-19). В целом, данные таблицы 4 позволяют предположить, что последовательное сокращение оледенения на протяжении последнего

тысячелетия прерывалось периодическим наступанием ледников. Судя по морфологии конечных морен и размерам лишайников на их поверхности, оледенение II стадии в этом районе Центрального Кавказа получило максимальное развитие в середине XVII в., что подтверждает данные В.И. Турманиной.

3.2. Эволюция оледенения Эльбруса с конца XIX в. по картографическим данным

Одной из задач, решаемой в данной работе, является исследование эволюции оледенения Эльбруса как индикатора климатических изменений. Для этих исследований необходимо иметь набор количественных показателей по изменению его размеров за как можно более длительный период.

Основными количественными показателями, характеризующими пространственные изменения ледников, принято считать колебания фронта (изменение длины ледника и высотного положения его низшей точки) и различия в величинах занимаемой ими площади, толщины и объёма (Рекомендации по подготовке данных о колебаниях ледников СССР для публикации в сборниках «Материалы гляциологических исследований» // Материалы гляциологических исследований. – 1988. – Вып. 62, с. 240-245). Изменение толщины ледника, выражающееся в изменении высоты его поверхности, является наиболее ценным показателем, так как оно характеризует баланс массы – соотношение прихода и расхода снега и льда в леднике за определённый период. Изменение высоты поверхности в единицу времени предоставляет возможность сравнения интенсивности изменения в разные отрезки времени и у различных ледников. Карты изменения высоты поверхности ледника дают наглядную картину баланса массы в его различных морфологических зонах и возможность прогнозирования его колебаний.

Анализ топографических карт 1887 и 1957 гг. показал, что существует принципиальная возможность картометрических измерений по карте Эльбруса съёмки 1887 г. Что касается правильного совмещения аналогичных поверхностей, изображённых на разновременных картах, то эта задача является одной из основных даже при использовании только современного картографического материала и стандартных решений её нет. В нашем случае мы решили перед изме-

рениями предварительно пересоставить карту, переводя её из масштаба 1:42 000 в 1:25 000 в системе координат 1957 г. и в метрической системе высот. Перевод изображения на новую геодезическую основу осуществлялся по частям, при совмещении не менее трёх идентичных опорных точек на изображении и на основе. При переводе старой русской системы высот в саженях в метрическую и проведении горизонталей, вносились поправки за обнаруженную систематическую погрешность в 5 м на всех ледниках, кроме расположенных на склоне южной экспозиции. Эта заново составленная карта в дальнейшем уточнялась, особенно при проведении границ ледников с учётом имеющихся в настоящее время сведений.

Карты 1887 и 1957 гг. были оцифрованы, а при обработке материалов аэрофотосъёмки 1997 г. изначально применялись цифровые методы. Карта, составленная по материалам аэрофотосъёмки 1997 г. цифровым методом, по точности не уступает карте съёмки времен МГГ, а в некоторых случаях превосходит её, поскольку координаты всех опознаков на снимках были сведены в единый блок и уравновешены путем фототриангуляции. Полученные цифровые модели рельефа в единой системе координат дали возможность проследить изменение основных количественных показателей (площади и объёма) оледенения Эльбруса в целом за период более чем в 100 лет по материалам инструментальных съёмок.

К сожалению, на карте не всегда точно проведены границы ледников из-за того, что их концы часто покрыты мореной, а иногда представляют собой лёд, близкий к омертвевшему. Классическим примером является ледник Большой Азау. Его фронт показан на карте 1957-1959 гг. на 700 м выше по долине и на 40 м выше уровня днища долины, что впоследствии вызвало разногласия различных авторов о величине показателей отступления фронта ледника.

Повторная фотограмметрическая съёмка, проведённая лабораторией аэрокосмических методов МГУ в 1986-1987 годах и имеющая своей основной целью определение пространственного изменения ледников Эльбруса за последние десятилетия, сопровождалась также лихенометрической съёмкой стадиальных морен.

Материалы лихенометрической съёмки стадиальных морен и дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:50 000 съёмки 1997 г. позволили

составить карту изменения оледенения Эльбруса со времени конца XVII в., на которой, помимо максимальных границ распространения ледников во время малого ледникового периода, показаны границы 1887, 1957, 2007 гг. (рис. 3.1). Поскольку основой для составления этой карты послужила крупномасштабная (1:10 000) топографическая карта оледенения Эльбруса съёмки 1957 г. с сечением горизонталей 10 м, на которой специальным условным знаком показаны практически все гребни стадиальных морен, то появилась возможность определения изменений не только площади, но и объёма ледников во время и после малого ледникового периода. Для этой цели по высотным отметкам на гребнях морен восстанавливались соответствующие горизонталю на площади, которую занимали ледники во время своего максимального распространения.

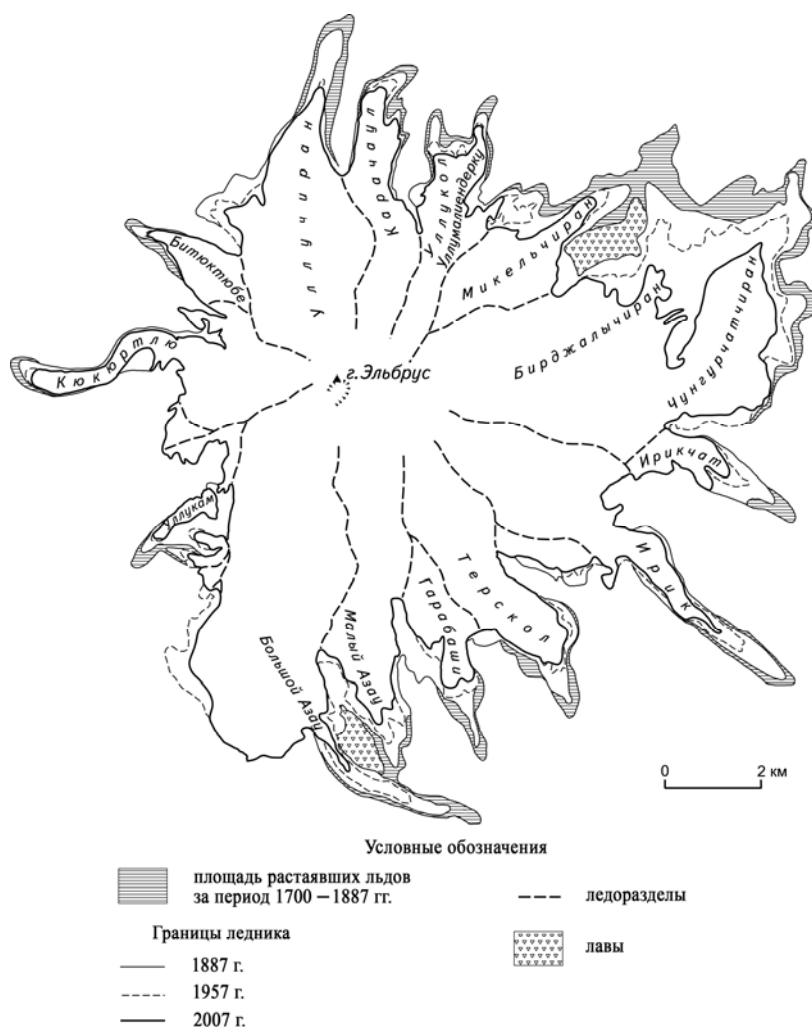


Рис. 3.1. Изменение оледенения Эльбруса с конца XVII в.

Разновременные цифровые модели рельефа 1850, 1887, 1957, 1997 гг. позволили произвести оценку общих размеров оледенения Эльбруса и скорости их

изменений за последние почти 300 лет. По-видимому, максимальная площадь оледенения Эльбруса во время малого ледникового периода не превышала 160 км², а объём – 17 км³.

3.3. Разграничение I и II исторических стадий оледенения Эльбруса

Для разграничения пространственного положения ледников Эльбруса во время I и II исторических стадий оледенения лихенометрическая съёмка выполнялась не столь подробно, как при определении возраста стадиальных морен ледников бассейна р. Баксан. Задача заключалась в принципиальном разделении морен I и II исторических стадий оледенения по признаку преобладающего диаметра лишайников. Фактические данные приведены в таблице 5.

Таблица 5

Соотношение возраста первой и второй исторических стадий оледенения и голоценовых лав на Эльбрусе

Ледники	Первая стадия оледенения			Вторая стадия оледенения			Разница высот морен, м
	Абсолютная высота конечных и боковых морен, м	Диаметр лишайников, мм	Возраст лет	Абсолютная высота конечных морен, м	Диаметр лишайников, мм	Возраст, лет	
Б. Азау	2320	190	2000 ±200	2320	50	300 ±40	0
М. Азау	2750	200		2800	66		50
Гарабаши	2870	210		2880	50		10
Терскол	2540	130		2550	85		10
Ирик	-	-		2480	64		-
Ирикчат	2920	190		3080	-		160
Чунгурчат-чиран	2910	-		3050	-		140
Бирджалы-чиран	2950	-		2950	-		0
Микель-чиран	3000	250		3000	60		0
Уллумалиен-дерку	2900	150		2950	50		50
Уллукол	3130	140		3200	40		70
Карачаул	2950	210		3020	55		70
Уллучиран	2800	200		2900	60		100
Битюктюбе	3000	-		3100	-		100
Кюкюртлю	-	-	2680	90	-		
Голоценовые лавы северо-восточного склона	3300	350	3500-4000	-	-	-	

Из таблицы следует, что преобладающими диаметрами для первой исторической стадии является 200 мм, а для второй – 70 мм, которым соответствует приблизительный возраст в 2000 и 300 лет.

Необходимо заметить, что морены первой исторической стадии сохранились лишь фрагментарно в виде боковых валов. Лишайники максимальных размеров сохраняются на более высоких отметках, ближе к современным ледникам. На боковых моренах ледника Микельчиран обнаружен лишайник размером 250 мм. Ему соответствует самая высокая абсолютная отметка – 3450 м. На более низких участках морен этой стадии камни часто сплошь покрыты лишайниками, среди которых много деградирующих особей. Максимальные из хорошо сохранившихся здесь лишайников, которые, по-видимому, следует отнести к вторичным, имеют диаметры в среднем 150 мм.

Морены второй исторической стадии сохранились очень хорошо. Ясно выражены как боковые, так и конечно-моренные валы относительной высотой 3-5 м. Им соответствуют лишайники среднего размера 60-70 мм (максимальный размер на морене ледника Кюкюртлю – 90 мм). В 200-300 м выше них хорошо выражены морены середины XIX века с диаметром лишайников около 30 мм, а ещё выше часто сохраняются от 3 до 5 конечно-моренных валов, относящихся к XX веку.

Характерной особенностью двух исторических стадий оледенения были их близкие размеры, что подчеркивается малой величиной разности абсолютных отметок моренных валов обеих стадий (табл. 7). Особенно это касается тех ледников, на которые изливались лавы последнего извержения. Так, например, на северо-восточном склоне Эльбруса вблизи концов ледников Бирджалычиран и Микельчиран невозможно разделить обе стадии, так как более молодая морена перекрывает старую. На южном склоне ледник Большой Азау и в первую, и во вторую стадию достигал положения Эльбрусской станции МГУ. Морена первой стадии наложена здесь на флювиогляциальные террасы плейстоценового оледенения. Это вал, покрытый старым сосновым лесом, на котором стоит нижняя станция канатной дороги. Конечная морена второй стадии хорошо сохранилась на дне долины р. Азау, а её боковой вал ярко выражен на краю

плейстоценовой террасы и протянулся от Эльбрусской станции до канатной дороги.

По-иному выглядит долина ледника Ирикчат, которая не подвергалась воздействию голоценовых лав. Здесь мы наблюдаем последовательную смену конечно-моренных валов разных стадий оледенения: плейстоценового, первой исторической и серию валов второй исторической стадии. Последние невозможно датировать с помощью лихенометрии из-за воздействия на них лавин. Похожая картина наблюдается и в долине ледника Кюкюртлю, но она осложнена флювиогляциальными отложениями, которые также затрудняют датировку.

По-видимому, можно предположить, что размеры оледенения в первую историческую стадию были сравнительно небольшими из-за разрушения ледников во время извержения Эльбруса в голоцене.

Вызывает определенный интерес вопрос о том, какое положение занимали ледники Эльбруса до голоценового извержения. В некоторой степени ответ на него можно получить, рассматривая район плато из туфо-лав к востоку от ледника Уллумалиендерку (рис. 3.3). В своей западной части это плато, образование которого относят к верхнему плейстоцену, покрыто флювиогляциальными отложениями, которые в восточной части смыты и поверхность плато представляет здесь типичную кору выветривания. С севера на это плато наложен поток голоценовых лав, который соприкасается с ледником только в самой верхней зоне, в районе современного ледника Уллумалиендерку на высоте около 3500 м. По контакту лав и ледника образовался водный поток, который и привел к разрушению туфо-лавого плато в его восточной части. В западной части плато на высоте 3450 м выделяется останец древних рыхлых отложений мощностью около 7 м, сложенный конгломератом из бурого хорошо сцементированного суглинка и галек средней окатанности. Мощность останца говорит о длительном периоде межледниковья, предшествовавшего голоценовому извержению. В этот период ледники находились по крайней мере на том же уровне, что и сейчас, а, возможно, и выше. У конца ледника Уллучиран (отметка 3100 м), на площади растаявшего за последние 30 лет мертвого льда, обнажилась поверхность древнего зандрового поля. Глубокий

врез, сделанный рекой в задровом поле, позволяет оценить мощность озерных отложений примерно в 5 м. Наличие озера, существовавшего длительное время, также говорит о значительном отступании ледника в период, предшествовавший первой исторической стадии оледенения.



Рис. 3.3. Формы выветривания пород в районе туфо-лавового плато к востоку от ледника Уллумалиндерку (фото И.Б. Сейновой)

Подводя итог, следует сделать выводы о том, что:

оледенение второй исторической стадии оледенения получило максимальное развитие в районе Эльбруса приблизительно в середине XVII века;

первая и вторая исторические стадии оледенения по размерам были близки между собой;

последнее извержение Эльбруса происходило в период межледниковья, по-видимому, во время климатического оптимума голоцена. В это время ледники Эльбруса занимали положение, близкое к современному, или располагались несколько выше.

3.4. Максимальное распространение оледенения Эльбруса во время малого ледникового периода

Исследования изменения эльбрусской ледниковой системы за последние 100 лет на основе сравнения материалов инструментальных съёмок 1887, 1957, 1987 и 1997 гг. показали, что во второй половине XX столетия произошло значительное замедление темпов сокращения её размеров. В связи с этим возник вопрос о максимальных размерах оледенения во время малого ледникового

периода, то есть в XVII в. Основные параметры этих размеров – площадь и высоту поверхности ледников Эльбруса - нам удалось определить на основе материалов лихенометрической съёмки стадиальных морен, результаты которой рассмотрены в предыдущем параграфе.

Картографо-аэрокосмические технологии при обработке материалов разновременных съёмок, а также материалы лихенометрической съёмки стадиальных морен позволили составить карту изменения оледенения Эльбруса со времени конца XVII в., на которой, помимо площади растаявших льдов со времени максимального распространения ледников во время малого ледникового периода, показаны границы 1887, 1957, 2007 гг. (рис. 3.1). Поскольку основой для составления этой карты послужила крупномасштабная (1:10 000) топографическая карта оледенения Эльбруса съёмки 1957 г. с сечением горизонталей 10 м, на которой специальным условным знаком показаны практически все гребни стадиальных морен, то появилась возможность определения изменений не только площади, но и объёма ледников во время и после малого ледникового периода. Для этой цели по высотным отметкам на гребнях морен восстанавливались соответствующие горизонталы на площади, которую занимали ледники во время своего максимального распространения.

Таким образом, для каждого ледника от его конца до верхнего уровня стадиальных морен были составлены карты, которые вместе с соответствующими участками топографической карты 1957 г. были оцифрованы. На основе этой информации были сформированы разновременные цифровые модели рельефа для каждого ледника. Их разность дала возможность определить изменение средней высоты поверхности и объёмов льда на языках всех ледников Эльбруса за период приблизительно с 1700 по 1957 гг. (табл. 6).

Изменение размеров оледенения Эльбруса с конца XVII века

Название ледника	Уменьшение площади, км ²		Среднее понижение высоты поверхности, м		Уменьшение объёма, км ³	
	1700-1887	1887-1957	1700-1887	1887-1957	1700-1887	1887-1957
1.Большой Азау	0,44	1,63	25	40	0,37	0,57
2.Малый Азау	0,43	1,02	16	19	0,10	0,11
3.Гарабаши	0,54	0,87	16	24	0,06	0,08
4.Терскол	0,61	0,83	10	25	0,06	0,13
5.Ирик	0,18	1,43	23	27	0,20	0,23
6.Ирикчат	0,19	1,01	14	21	0,04	0,06
7.Чунгурчатчиран 8.Бирджалычиран	3,07	2,72	22	48	0,59	1,13
9.Микельчиран	0,45	0,73	15	35	0,06	0,13
10.Уллумалиендерку 11.Уллукол	0,32	0,64	17	18	0,06	0,06
12.Карачаул	0,72	0,17	14	16	0,05	0,05
13.Уллучиран	0,97	0,82	40	6	0,32	0,04
14.Битюктюбе	0,23	0,16	19	21	0,03	0,03
15.Кюкюртлю	0,49	0,59	26	19	0,08	0,05
По всему Эльбрусу	8,64	14,96	19,7	24,7	2,02	2,68
Среднегодовые изменения	0,05	0,21	0,11	0,34	0,011	0,037

С учётом того, что ранее мы определили соответствующие показатели за период с 1887 по 1957 и с 1957 по 1987 гг., появилась возможность оценки общих размеров оледенения Эльбруса и скорости их изменений за последние почти 300 лет. По-видимому, максимальная площадь оледенения Эльбруса во время малого ледникового периода не превышала 160 км², а объём – 17 км³.

Из таблицы 6 следует, что в целом, почти для всех ледников Эльбруса абсолютные величины показателей изменений за период 1700-1887 гг. уступают соответствующим показателям периода 1887-1957 гг. Исключение составляют только плато Джикиуганкез (ледники Чунгурчатчиран и Бирджалычиран), а также ледники северного склона (Карачаул и Уллучиран) и западного (Битюктюбе).

В целом для Эльбруса общее сокращение площади оледенения за первый период было приблизительно в 1,7, а уменьшение высоты поверхности и объёма ледников в 1,3 раза меньше, чем за второй. По-видимому, в середине XIX в. ледники Эльбруса занимали положение близкое к максимальному, что подтверждается и расположением стадияльных морен середины XIX в. у ледников Большой Азау, Карачаул, Уллучиран. Возраст этих морен для ледников Карачаул и Уллучиран определен лихенометрическим методом. Пространственное положение стадияльного моренного вала середины XIX в. для ледника Большой Азау установлено нами на основе морфометрических показателей положения ледника в 1849 г. из опубликованной работы Г. Абиха (Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. Moskau, 1875. 138 s.).

Рассчитанные величины толщины и объёма льда на языках этих ледников в середине XIX в. всего на 15-20% меньше максимальных. Из сказанного следует, что термин «оледенение середины XIX в.», введенный в своё время Г.К. Тушинским (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.), был достаточно обоснованным.

Что касается среднегодовых изменений, то, как следует из таблицы 6, во время первого периода площадь сокращалась в 4, а толщина и объём ледников в 3 раза медленнее, чем во втором. Однако эти расчёты верны только в том случае, если принять модель последовательного сокращения оледенения после достижения максимума в конце XVII в. Выше было показано, что к середине XIX в. ледники Эльбруса имели размеры немногим меньше максимальных. Существует возможность двух вариантов динамики оледенения. При первом происходит последовательное отступление ледников с задержкой в середине XIX в., как это показано в работах Н.А. Голодковской (Голодковская Н.А. Лихенометрия морен и динамика ледников северного макросклона Центрального Кавказа за последние 700 лет // Изв. АН СССР, сер. геогр. – 1981. – № 6, с. 82-91; Голодковская Н.А. Динамика ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 700 лет (по лихенометрическим данным) // Мат. гляц. иссл. – 1982. – Вып. 45, с. 76-84), а при втором – значительное сокращение после достижения максимума и последующее наступание в

середине XIX в. снова почти до максимальных границ. Последней точки зрения придерживался Г.К. Тушинский, который считал, что существовал «Архызский перерыв в снежности и оледенении» (V-X вв.), после которого ледники возродились в XIII -XIV вв. и достигли максимальных границ к середине XIX в. (Тушинский Г.К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа // Инф. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ. – 1959. – № 4, с. 211-217). Чтобы выяснить, какой из вариантов более правильно отражает действительность, обратимся к первоисточнику.

Самым первым исследователем, посетившим ледники Эльбруса, был Г. Абих. 21 октября 1849 г. он поднялся к леднику Большой Азау и обнаружил, что «...в своем продвижении вперед, благодаря namного увеличившейся от средней массе, глетчер достиг конечной или боковой морены, покрытой 80-100-летними соснами» (Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. Moskau, 1875. 138 s., s.99). Ранее мы установили, что это место находится вблизи станции канатной дороги «Азау». Уже этого факта достаточно, чтобы сделать заключение о том, что, по крайней мере, в середине XVIII в. ледника на этом месте не было.

Далее Г. Абих отмечает, что «...более сильное увеличение глетчера было еще раньше, на что указывает ряд старых морен преимущественно по левой стороне долины и в 1500 футах ниже конца глетчера. ... Глетчер находился в таком состоянии, что охватывал старые морены по ширине 1430 футов. ... Центральная часть глетчера оканчивалась остатками старой конечной морены, основание которой прорвано большей частью широкой, но не глубокой в этом месте рекой Баксан» (Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. Moskau, 1875. 138 s., s.100-101).

Между конечной мореной и валом середины XIX в. находятся ещё 3 стадияльные морены. По-видимому, о них и идёт речь в книге Г. Абиха. Указанные им величины расстояний по ширине захвата ледником старых морен и до конечно-моренного вала совпадают, по нашим измерениям, в пределах нескольких метров. К сожалению, невозможно определить возраст этих стадияльных морен лихенометрическим методом из-за интенсивной лавинной и селевой деятельности, но можно предположить, что они образованы при

отступании ледника во время интервалов потепления малого ледникового периода. Этим колебаниям климата соответствует и чередование периодов благоприятных и неблагоприятных (холодные периоды вегетации) условий для прироста годичных колец деревьев, обнаруженных в процессе дендрохронологических исследований в Европе и Северной Америке. Согласно этим исследованиям неблагоприятными были периоды: 1450-1500, 1600-1650, 1650-1700, 1800-1850 гг., а благоприятными: 1300-1350, 1550-1600, 1750-1800 и 1900-1950 гг. (Колебания климата за последнее тысячелетие. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 407 с.). В целом такое чередование потеплений и похолоданий не противоречит ледниковым подвижкам на Кавказе за последние 700 лет (Голодковская Н.А. Лихенометрия морен и динамика ледников северного макросклона Центрального Кавказа за последние 700 лет // Изв. АН СССР, сер. геогр. – 1981. – № 6, с. 82-91; Голодковская Н.А. Изменение ледников Кавказа за малый ледниковый период и XX век // МГИ. – 1985. – Вып. 52, с. 72-81).

Не следует полностью исключать и возможность образования этих морен в относительно тёплый период (V-XII вв.) во время общего отступления ледников.

Наши исследования по определению возраста стадияльных морен на Эльбрусе в 1986-1987 гг. показали, что боковые морены более ранней стадии оледенения, имеющие возраст около 2000 лет, перекрыты моренами малого ледникового периода у ледников Микельчиран и Бирджалычиран в северо-восточном секторе оледенения и у ледника Карачаул – в северном (Золотарёв Е.А., Сейнова И.Б. Оледенение Эльбруса и его извержение в голоцене // МГИ. – 1988. – Вып. 64, с. 95-101). По-видимому, сокращение ледников в период V-XII вв. и продвижение снова до границ предыдущей стадии оледенения во время малого ледникового периода было характерно для многих ледников Эльбруса.

Мы рассчитали два варианта среднегодовой скорости сокращения объёма оледенения Эльбруса. Первый вариант отражает последовательное сокращение размеров оледенения после достижения максимальных границ приблизительно около 1700 г. Максимальные темпы сокращения в этом варианте попадают на 1910-1915 годы, что не совсем верно, так как многие ледники Приэльбрусья в этот период наступали (Burmester H. Rezent glaziale Untersuchungen und

photogrammetrische Aufnahmen im Baksanguellgebiet (Kaukasus) // Zeitschrift für Gletscherkunde, 1913, Bd. 8, Hft. 1. S.1-41). Во втором варианте предполагается, что к середине XIX в. ледники после некоторого уменьшения размеров снова почти достигли максимальных границ, а объём оледенения в целом был приблизительно на 20% меньше максимального во время малого ледникового периода (по измерениям на ледниках Большой Азау, Карачаул и Уллучиран). В этом случае максимальные темпы сокращения попадают на 1880 г., что в целом соответствует действительности. Оба варианта показывают значительное снижение темпов сокращения оледенения в XX столетии.

На этом фоне обращают на себя внимание аномальные темпы сокращения плато Джикиуганкез, для которого показательным является сокращение площади. Сравним измеренные величины: за период 1700-1887 гг. площадь плато Джикиуганкез уменьшилась на $3,07 \text{ км}^2$, за 1887-1957 гг. – на $2,72 \text{ км}^2$, а за 30 лет (1957-1987 гг.) – на $2,02 \text{ км}^2$.

Среднегодовые темпы уменьшения площади по соответствующим периодам составляют: $0,02$, $0,04$, $0,07 \text{ км}^2$, то есть значительно увеличились за последние десятилетия. В отличие от 1957 г., когда границу между ледниками Чунгурчатчиран и Бирджалычиран, составляющими плато, можно было провести только условно, уже в 1987 г. они отчленены друг от друга вытаявшей срединной мореной на протяжении почти километра.

Причину, возможно, следует искать в подпруживании этих ледников лавами голоценового извержения Эльбруса, в результате чего на плато к середине XIX в. произошло накопление льда в области абляции, которое и поддерживало оледенение этого сектора Эльбруса после окончания малого ледникового периода. Только за последнее столетие (1887-1987) поверхность плато понизилась в среднем на 60 м, то есть больше, чем у любого другого ледника Эльбруса. Отступление ледников Чунгурчатчиран и Бирджалычиран (особенно последнего) сопровождается образованием большого количества мертвых льдов, быстрое таяние которых в последнее десятилетие и приводит к освобождению большой площади ото льда.

Похожая картина наблюдалась и у ледника Большой Азау. Из всех ледников Эльбруса Большой Азау является наиболее доступным, на него и

существует наибольшее количество фактических данных по изменению его языка, протяженность которого во время достижения максимальных границ составляла около 4 км. Данные получены по материалам инструментальных съёмок для времени позже 1887 г. (табл. 7).

Таблица 7

Среднегодовое изменение размеров языка ледника Большой Азау по материалам инструментальных съёмок 1887-2007 гг.

Интервал времени, годы	Средняя величина отступления, м/год	Сокращение площади, тыс. м ²	Уменьшение мощности, м/год	Уменьшение объёма, млн. м ³
1887-1911	8	13	3,4	5,8
1911-1959	20	11	1,6	3,6
1959-1987	41	15	0,9	1,1
1987-1997	15	3	0,6	0,3
1997-2002	18	4	0,8	0,4
2002-2007	28	5	0,9	0,5

Сопоставим эти показатели с отклонением от среднего значения за последние 100 лет среднегодовой температуры воздуха, рассчитанной и осреднённой по данным метеостанций гг. Краснодар, Пятигорск и Махачкала, имеющих длительные ряды наблюдений. В качестве основных показателей нами выбраны величины отступления конца языка и изменение средней высоты поверхности. Показатель сокращения площади для данного ледника не характерен, поскольку с 1887 г. его язык расположен в глубоком ущелье; показатель уменьшения объёма зависит от показателя снижения высоты поверхности. Кроме того, по мере отступления ледника и ограничения верхней части языка мы вынуждены проводить измерения на меньшей площади, вследствие чего уменьшаются абсолютные величины изменения объёмов. Средняя величина изменения высоты поверхности – наиболее объективный показатель колебания ледников. Будучи измеренным по всей площади ледника, он характеризует баланс массы за прошедший период; при этом его величина в значительной степени зависит от изменений на языке. Так по материалам фототеодолитных съёмок ледника Джанкуат в 1968, 1974, 1984, 1992 гг. было выявлено общее замедление темпов снижения высоты поверхности по всей площади ледника, при этом на языке величина этого показателя уменьшилась вдвое (Золотарёв Е.А., Поповнин В.В., Горецкий А.С., Харько-

вещ Е.Г. Ледник Джанкуат за последние 25 лет // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1997. – № 1, с. 24-30).

Для языка ледника Большой Азау наибольшая скорость изменения высоты поверхности (свыше 3 м/год) была в конце XIX в., а начиная с 1900 г. – неуклонно снижается, независимо от колебания температур. Её средняя величина за период 1973-1997 гг. (0,6 м/год) вдвое превышает аналогичный показатель для ледника Джанкуат по наблюдениям с 1968 по 1992 гг. (0,29 м/год). Это вполне объяснимо тем, что значительную часть языка ледника Большой Азау уже начиная с начала XX столетия занимают мёртвые льды (Burmester H. Rezent glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen im Baksanguellgebiet (Kaukasus) // Zeitschrift für Gletscherkunde, 1913, Bd. 8, Ht. 1. S.1-41).

Таянием мёртвых льдов объясняется и пик отступления конца языка Большого Азау в середине текущего столетия. В отличие от предыдущего показателя, колебания конца ледника достаточно синхронны с колебаниями осредненных температур и почти точно повторяют график колебания температур метеостанции г. Пятигорска. Можно предположить, что сказывается близость метеостанции к Эльбрусу. Так, если осредненные по трём метеостанциям температуры воздуха после понижения в середине 1970-х годов снова стали расти, то рассчитанные по метеостанции г. Пятигорска они ниже средней за столетие на $0^{\circ},2$ ещё в 1980-1990 гг. Периоды наступания в 1910-1920 гг. и 1975-1980 гг. соответствуют понижению средних годовых температур воздуха. Характерно, что наступания ледника Большой Азау повторяются с середины XIX в. с одинаковым интервалом через 55-60 лет. Приблизительно такой же интервал между наступаниями у ледника Джанкуат, с тем только отличием, что в начале столетия после наступания около 1910 г. ледник оставался в стационарном состоянии приблизительно до 1925-1928 гг. (Золотарёв Е.А. О конечной "морене 30-х годов" и размерах ледника Джанкуат // МГИ. – 1999. – Вып. 87, с. 177-183), а последнее наступание и стационарирование относится к 1980-1990 гг. (Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. О реакции ледника Джанкуат на изменения климата // Материалы гляциологических исследований. – 2003. – Вып. 95, с. 107-110).

Итак, можно сделать выводы, что максимальные размеры оледенения Эльбруса во время малого ледникового периода приблизительно совпадали с размерами предыдущей стадии оледенения, причем этих размеров разные ледники достигли не одновременно. В целом, за последнее тысячелетие

оледенение Эльбруса испытывало неоднократное сокращение и снова разрасталось к концу XVII и середине XIX вв. Максимальные темпы деградации оледенения наблюдались в конце XIX - начале XX вв., а начиная со второй половины XX столетия – заметно снижались. Однако, за последнее десятилетие (1997-2007 гг.) темпы деградации снова возросли (см. табл. 7).

Выводы

Исходя из критической оценки исходных данных, следует заключить, что при датировке лихенометрическим методом в пределах последнего столетия ре-альна ошибка в десятилетие, а в пределах тысячелетия можно с большой долей уверенности назвать только век, несмотря на любой совершенный математический аппарат, применяемый при обработке данных. При этом можно предполагать, что разница в годовом приросте лишайника для участков с разной средой обитания в конечном итоге даст разницу в датировке, лежащую в пределах этих ошибок. Но тогда возможен упрощенный путь решения задачи, а именно, – статистическая обработка эталонных данных по приросту лишайников, имеющих разную среду обитания. При этом определяются отклонения от среднего значения прироста лишайника определенного размера, которое и характеризует вероятную ошибку в определении возраста.

Именно такой метод применялся нами при определении возраста морен I исторической стадии и малого ледникового периода, а также голоценовых лав последнего извержения Эльбруса. Оказалось, что малый ледниковый период получил максимальное развитие в районе Эльбруса в середине XVII века. Размеры оледенения первой исторической стадии и малого ледникового периода были близки между собой. Последнее извержение Эльбруса происходило, по-видимому, во время климатического оптимума голоцена. В это время ледники Эльбруса занимали положение, близкое к современному, или располагались несколько выше.

В целом, за последнее тысячелетие оледенение Эльбруса испытывало неоднократное сокращение и снова разрасталось к концу XVII и середине XIX вв. Максимальные темпы деградации оледенения наблюдались в конце XIX – начале XX вв., а начиная со второй половины XX столетия – заметно снижались.

Однако, за последнее десятилетие (1997-2007 гг.) темпы деградации снова увеличились.

Глава 4. ИССЛЕДОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЭЛЬБРУСА КАРТОГРАФО-АЭРОКОСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ В СВЯЗИ С ГЛОБАЛЬНЫМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ

4.1. Колебания фронта ледника Большой Азау на Эльбрусе с середины XIX века

Из всех ледников Эльбруса, о леднике Большой Азау имеется наибольшее количество информации, что связано с его относительной доступностью. Начало наиболее длительному ряду наблюдений о ледниках Кавказа положил Г. Абих, дважды посетивший ледник в 1849 и 1873 гг. (Abich H. *Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873*. Moskau, 1875. 138 s.). В первом случае Г. Абих застал ледник вторгшимся во взрослый сосновый лес. Этот факт был в дальнейшем принят одним из основополагающих в гипотезе значительного наступания ледников на Центральном Кавказе в середине XIX в. (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.). При этом подразумевалось, что конец ледника находился у хорошо выраженного в рельефе моренного вала на днище долины р. Азау на высоте 2295-2300 м, в районе современной Эльбрусской станции МГУ. Поскольку до 1887 г. картографических работ в Приэльбрусье не проводилось, то многочисленные исследователи в этот период (Динник Н.Я. *Современные и древние ледники Кавказа // Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ. – Тифлис, 1890. – Кн. 14, Вып. 1, с. 282-417*; Мушкетов И.В. *Геологическая поездка на Кавказ в 1881 г. // Изв. Императорского Русского геогр. общества. – 1882. – Т. 18, Вып. 2, с. 106-119*; Салацкий Н.Д. *Очерки орографии и геологии Кавказа // Зап. Императорского Русского геогр. общества. – 1866. – Кн. 7, Вып. 1, с. 1-118*) дают весьма противоречивые оценки пространственного положения конца ледника. Эти оценки трудно свести в единую систему, если не воспользоваться сведениями Г. Абиха (Abich H. *Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873*. Moskau, 1875. 138 s.).

Указанная работа по какой-то причине осталась неизвестной большинству исследователей, поэтому заслуживает подробного изложения в той части, которая касается ледника Большой Азау.

Г. Абих провел подробное исследование колебания конца ледника Большой Азау в 1849-1873 гг. на основании инструментальных наблюдений. Путём барометрического нивелирования от известной высотной отметки г. Пятигорска он определил отметку конца ледника 21 октября 1849 г. 2322 м. Не предполагая в дальнейшем повторно посетить глетчер, Г. Абих ограничился тем, что при помощи угловых измерений, произведенных портативным сектантом, зафиксировал общий вид ледника в рисунке (рис. 4.1). Этот рисунок выполнен с точки, расположенной на хорошо заметном скальном выступе склона горы Терсколак ниже уровня леса напротив современной гостиницы «Чегет». При вторичном посещении ледника 17 сентября 1873 г., Г. Абих застал ледник отступающим (рис. 4.2). При этом производилось повторное барометрическое нивелирование тем же инструментом и от той же начальной точки в г. Пятигорске. Другие условия (изменение атмосферного давления и температуры) в 1873 г. по сравнению с 1849 г. привели к тому, что отметка положения ледника в 1849 г. по конечной морене 1873 г. получилась равной 2317 м. Эта отметка была оставлена Г. Абихом в качестве окончательной. Кроме того, была измерена величина линейного отступления ледника с 1849 по 1873 годы, которая оказалась равной 180 м. Третья величина, измеренная Г. Абихом – это разность отметок подошвы моренного вала в месте окончания ледника в 1849 г. и места, где находился в то время его верхний свод, упирившийся в более древнюю конечно-боковую морену, покрытую взрослым сосновым лесом. Эта разница оказалась равной 37,5 м. Склон морены с таким превышением существует только в районе нижней станции маятниковой канатной дороги «Эльбрус».



Рис. 4.1. Положение конца ледника Большой Азау на 21 октября 1849 г. Рис. Г. Абиха (Abich, 1875)



Рис. 4.2. Положение конца ледника Большой Азау на 17 сентября 1873 г. Рис. Г. Абиха (Abich, 1875)

Разница отметок гребня морены и уреза р. Азау в районе Эльбрусской гляциологической станции МГУ составляет 27 м, и уже по этой причине в 1849 г. ледник никак не мог находиться в этом месте.

Нами была найдена точка, с которой Г. Абих сделал рисунок ледника в 1849 г. и в 1873 г., показав в 1873 г. кончюморенный вал перед концом ледника. Фототеодолитный снимок, полученный с этой точки в августе 1981 г., иллюстрирует хорошо сохранившиеся следы недавнего оледенения. Однако с этой точки не виден кончюморенный вал в районе станции МГУ (его

закрывает селевой конус р. Гарабаши), зато хорошо виден вал в районе нижней станции маятниковой канатной дороги «Эльбрус» (рис. 4.3).



Рис. 4.3. Конечная морена середины XIX в. на днище долины р. Азау. Фототеодолитный снимок.. 15 июля 1981 г.

Заметим, наконец, что именно в последнем валу в 1968 году найдена погребённая сосна, анализ которой показал, что прирост годовых колец этого дерева сходен с тем, который характерен для сосен, появившихся в долине Азау в первой половине XVII в.

Отметка подошвы этого вала на днище долины составляет 2315 м (у уреза реки 2312,5 м), что вполне согласуется с измерениями Г. Абиха (2317 м). Приведённых данных, по-видимому, достаточно для точного определения пространственного положения конца языка ледника Большой Азау в 1849 году. Выясним теперь, как согласуется это положение с последующими исследованиями конца XIX – начала XX вв. Основными документами, точно зафиксировавшими положение конца ледника, являются топографическая карта масштаба 1:42 000 съёмки корпуса военных топографов в 1887 г. и карта масштаба 1:20 000, составленная по материалам фототеодолитной съёмки в 1911 г. Г. Бурместером (Burmester H. Rezent glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen im Baksanguellgebiet (Kaukasus) // Zeitschrift für Gletscherkunde, 1913, Bd. 8, Ht. 1. S.1-41).

Для сравнения этих карт с современной картой, составленной в период МГГ по материалам фототеодолитной съёмки, необходимо выяснить соотношение систем высот всех этих карт. Что касается карты 1911 г., то, по определению И.А. Лабутиной (Лабутина И.А. Изучение изменение размеров ледников картографическим методом // Оледенение Эльбруса. – М.: МГУ, 1968, с.273-282), система высот этой карты на 20 м ниже современной. Следовательно, отметка конца

языка ледника Большой Азау в 1911 г. составляет 2345 м (на карте Г. Бурместера – 2325 м), Это хорошо согласуется и с фактическим его положением. На карте 1911 г. конец ледника показан примерно на 70-80 м выше по ущелью от водопада р. Малая Азау. Отметка 2345 м на современной карте находится в 75 метрах выше водопада.

Определение соотношения систем высот карты 1887 г. и современной изложено ранее. Для южного склона Эльбруса системы высот совпадают. Поэтому отметку конца языка Большой Азау в 1887 г. можно получить из совмещения карт 1887 и 1959 гг., что исключает искажения за счёт мёртвого льда у конца ледника. Отметка равняется 2330 м. Кроме перечисленных документов, полезно рассмотреть результаты исследований Н.Я. Динника, первым после Г. Абиха посетившего ледник в 1881 г. (Динник Н.Я. Современные и древние ледники Кавказа // Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ. – Тифлис, 1890. – Кн. 14, Вып. 1, с. 282-417), и В.Я. Альтберга, проводившего на леднике работы в 1925-1928 гг. (Альтберг В.Я. О состоянии ледников Эльбруса и Главного Кавказского хребта в бассейне реки Баксан в период 1925-1927 гг. // Изв. ГГИ. – 1928. – № 22, с. 79-89).

По описанию Н.Я. Динника, не проводившего, к сожалению, инструментальных измерений, в 1881 г. нижняя часть языка оканчивалась крутым склоном, пересеченным трещинами, причем правая часть языка прилегала к открытым скалам. С большой долей уверенности можно констатировать, что конец языка ледника лежал на окончании гряды лавового происхождения, перегородившей ущелье, т. е. в районе отметки 2327 (по урезу реки). Это подтверждает снимок А.В. Пастухова, сделанный им 5 августа 1890 г. (рис. 4.4).



Рис. 4.4. Конец ледника Большой Азау. Фото А.В. Пастухова. 5 августа 1890 г.

Прежде чем рассмотреть результаты исследований В.Я. Альтберга, следует отметить, что в 1911 г. Г. Бурместер считал ледник либо наступающим, либо готовым перейти в ближайшее время в фазу наступания. Признаками этого являлись: крутой лоб, отсутствие конечной морены, сильная трещиноватость всего глетчера ниже ледопада, наличие волны вздутия поверхности, скользящей между отметками 2600 и 2700 м.

По сообщениям В.П. Ренгартена, которые тот дал С.П. Соловьёву, в 1913 г. ледник продвинулся вперед на 15 м по сравнению с 1911 г. (Соловьёв С.П. О состоянии ледников Эльбрусского района и к вопросу о причине их отступления // Изв. Русск. геогр. общ. – 1933. – Т. 65, Вып. 2, с. 151-166). По исследованиям В.Я. Альтберга, в 1925 г. ледник находился в 20 метрах по ущелью выше водопада и уже снова отступал (Альтберг В.Я. О состоянии ледников Эльбруса и Главного Кавказского хребта в бассейне реки Баксан в период 1925-1927 гг. // Изв. ГГИ. – 1928. – № 22, с. 79-89).

Учитывая работы Е.И. Орешниковой, проводившей съёмку конца ледника в 1932-1933 гг. (Орешникова Е.И. Ледники Эльбрусского района по исследованиям 1932-1933 гг. // Труды ледниковых экспедиций. Кавказ. – М., 1936. – Вып. 3, с. 239-297), П.В. Ковалёва, который приводит величины отступления ледника в конце 1940-х годов (Ковалёв П.В. О селях на северном склоне Центрального Кавказа // Материалы Кавк. эксп. (по программе МГТ). – Харьков: Изд-во Харьк. ун-та. – 1961. – т.3, с.149-160), а также материалы фототеодолитных съёмок южного склона Эльбруса А.В. Брюхановым в 1959 г. (рис. 4.5) (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.), съёмки конца ледника в 1969 г. А.П. Мартышёвым (Мартышёв А.П. Колебания языка ледника Большой Азау на Эльбрусе // МГИ. –1980. – Вып. 39, с. 207-209) и наших съёмки в 1973, 1980, 1987, 1997, 2002, 2007 годах (рис. 4.6), составим таблицу колебания конца ледника Большой Азау с 1849 по 2007 гг. (табл. 8). Материалы таблицы согласованы между собой по карте масштаба 1:5 000, составленной нами на участок долины р. Азау по материалам фототеодолитной съёмки 1987 г., когда долина полностью освободилась от мёртвого льда. Величина отступления или наступания оценена для периодов, указанных в скобках.



*Рис. 4.5. Конец ледника Большой Азау.
Фототеодолитный снимок А.В. Брюханова, август 1958 г.*



*Рис. 4.6. Конец ледника Большой Азау.
Фототеодолитный снимок Е.А.Золотарёва, 18 августа 2007 г.*

Колебания конца ледника Большой Азау за период 1849-2007 гг.

Год	Автор или источник	Высота окончания ледникового языка, м	Величина отступления (-) или наступания (+), м	Скорость отступления (-) или наступания (+), м/год
1849	Г. Абих	2312		
1873	Г. Абих	2322	-180 (1857-1873)	-11
1881	Н.Я. Динник	2327	-85 (1873-1881)	-11
1887	А.В. Пастухов (карта)	2330	-78 (1881-1887)	-13
1911	Г. Бурместер (карта)	2345	-200 (1887-1911)	-8
1913	В.П. Ренгартен	2344	+15 (1911-1913)	+7
1925	В.Я. Альтберг	2340	+35 (1913-1925)	+3
1928	В.Я. Альтберг	2344	-33 (1925-1928)	-11
1933	Е.И. Орешникова	2355	-220 (1928-1933)	-44
1947	П.В. Ковалёв	2385	-470 (1933-1947)	-34
1959	Фототеодолитная съёмка А.В.Брюханов	2455	-265 (1947-1959)	-22
1969	Фототеодолитная съёмка А.П.Мартышов	2485	-1000 (1959-1969)	-100
1973	Е.А.Золотарёв	2510	-75 (1969-1973)	-18
1980	"	2494	+50 (1973-1980)	+7
1987	"	2517	-125 (1980-1987)	-19
1997	"	2541	-150 (1987-1997)	-15
2002	"	2556	-92(1997-2002)	-18
2007	"	2576	-140(2002-2007)	-28

В таблице начало отступления ледника датируется 1857 годом. Эта дата взята из работы Г. Абиха (Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. Moskau, 1875. 138 s.), который определил её в 1873 г. по количеству и характеру террас внутреннего склона более древней конечно-боковой морены, подпиравшейся ледником во время его продвижения в 1849 году. Все отметки высот окончания языка даны по урезу реки Азау. Периодом остановки и некоторого продвижения ледника, по-видимому, следует считать 1910-1920 годы, а уже с 1925 по 1928 гг. средняя скорость отступления ледника составила 11 м/год (Альтберг В.Я. О состоянии ледников Эльбруса и Главного Кавказского хребта в бассейне реки Баксан в период 1925-1927 гг. // Изв. ГГИ. – 1928. – № 22, с. 79-89). Датировку начала отступления после некоторого

продвижения ледника во втором десятилетии XX века можно также получить из исследований С.П. Соловьёва (Соловьёв С.П. О состоянии ледников Эльбрусского района и к вопросу о причине их отступления // Изв. Русск. геогр. общ. – 1933. – Т. 65, Вып. 2, с. 151-166), который отмечает, что с 1913 по 1930 гг. ледник отступил на 70 м. Учитывая данные В.Я. Альтберга, общую величину отступления ледника к 1930 г., вероятно, следует считать около 100 м. При средней скорости отступления ледника около 10 м/год, начало отступления падает на 1920 год. Второй период стационарирования и некоторого продвижения вперед датируется 1973-1980 гг.

Особенностью отступления этого ледника является одновременное образование в долине огромного количества мёртвых льдов, что затрудняет определение положения его конца. Так, например, на карте 1959 г. конец ледника показан на 700 м выше по долине его фактического окончания и на 40 м выше уровня ложа. Это затруднило систематизацию отметок окончания ледника предыдущими исследователями (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.).

С учётом этой особенности становятся понятными пики скоростей отступления в 1928-1933 и 1959-1969 гг. Просто за это время освобождалось пространство от мёртвого льда. Всего за 150 лет ледник отступил на 3000 м, то есть средняя скорость отступления составила 20 м/год. Обращает внимание цикличность отступления, прерываемого задержками и небольшими наступаниями с интервалами между ними около 60 лет (рис. 4.7). Не исключено, что наступание ледника Большой Азау в 1849 г. было одним из таких эпизодов на фоне общего сокращения оледенения, которое в последней стадии достигало своего максимума приблизительно в середине XVII века. Для Большого Азау положение этого максимума оледенения, по всей вероятности, фиксируется конечно-моренным валом в районе Эльбрусской станции МГУ. Наступанию ледника в середине XIX века способствовали благоприятные условия массообмена ледников Центрального Кавказа в 1820-1850 гг. По исследованиям на репрезентативном для Центрального Кавказа леднике Джанкуат по программе МГД, единственное положительное значение баланса массы ледника за отдельные этапы деградации стадии Фернау, начиная с 1700 г., попадает на

1820-1850 гг. (Дюргеров М.Б., Поповнин В.В. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в. // Материалы гляциологических исследований. – 1981. – Вып. 40, с. 73-82).

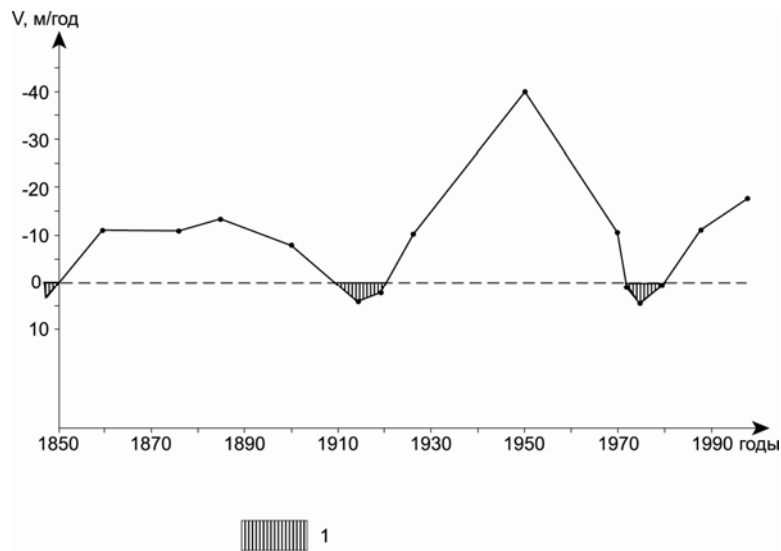


Рис. 4.7. Колебание фронта ледника Большой Азау с 1849 по 2007 г. 1 – периоды стационарирования и наступания ледника

Между конечными моренами в районах Эльбрусской станции МГУ и нижней станции канатной дороги на днище долины реки Азау находятся ещё три конечно-моренных вала. По словам Г. Аби́ха (Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873. Moskau, 1875. 138 s.), в 1849 г. центральная часть ледника оканчивалась обломками старой конечной морены, основание которой было прорвано рекой Баксан. Имея это в виду, можно предположить, что после фазы максимального оледенения до начала наступания ледника в середине XIX в. прошли 4 цикла отступления, прерываемые задержками.

На основании ориентировки конечно-моренных валов можно заключить, что отступление ледника Большой Азау происходило неравномерно по фронту, а быстрее отступал левый край, прилегающий к склону южной экспозиции. Впрочем, такой же характер отступления отмечается и после продвижения ледника в середине XIX в. (Тушинский Г.К. Послелавовое оледенение Эльбруса и его динамика // Инф. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ. – 1958. – № 2, с. 117-167) и у современного ледника. Поэтому участок морены у нижней станции канатной дороги после максимальной стадии оледенения должен был освободиться от льда уже к концу первого цикла отступления (вторая половина

XVII века) – срок вполне достаточный, чтобы к середине XIX века здесь успел вырасти 100-летний сосновый лес, вторжение в который ледника в 1849 г. отметил Г. Абах.

После совмещения и взаимной увязки материалов съёмки 1887, 1911, 1959, 1987, 1997, 2002 и 2007 гг. мы составили совмещенный интегральный профиль высоты поверхности ледника на даты съёмки (рис. 4.8), который дал возможность определения объёмных характеристик ледника более чем за 100 лет (1887-2007 гг.).

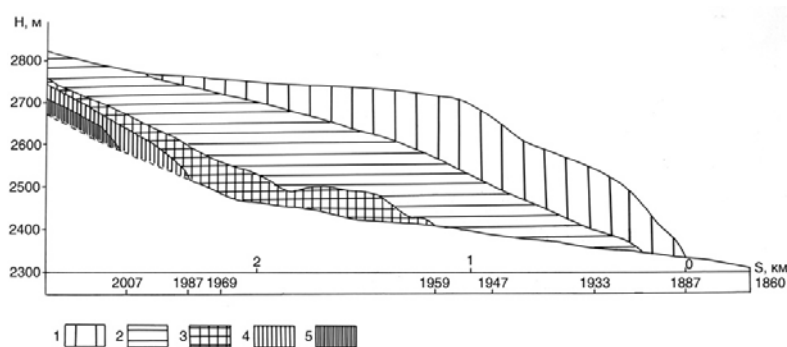


Рис. 4.8. Уменьшение толщины языка ледника Большой Азау за период с 1887 по 2007 гг. 1-4 – временные интервалы, гг.: 1 – 1887-1913, 2 – 1913-1959, 3 – 1959-1987, 4 – 1987-2007; 5 – толщина языка после 2007 г.

Средняя мощность ледника, отнесенная ко всей его площади на расстоянии 3 км от конца, 100 лет назад составляла 235 м, достигая максимума около 300 м в середине. Следует при этом заметить, что морены, относящиеся к последней стадии оледенения, сохранились на правом борту долины при выходе в цирк ледника Чипер-Азау на высоте 300-350 м над дном долины. Современная толща языка (при экстраполяции профиля дна долины) на расстоянии около 800 м от его конца в среднем составляет около 50 м и вряд ли превышает 70-80 м. Обращает внимание тот факт, что в районе начала ледопада (абсолютные отметки 2800-2900 м) мощность ледника в 1887 г. не намного превышала современные значения, то есть составляла около 150 м. Продольное сечение языка ледника сходно с тем, которое бывает после выброса льда в результате пульсации, а хронология показателей скорости его сокращения, приведенная в таблице 8, также подтверждает это. Здесь мы наблюдаем наибольшую скорость уменьшения мощности и объема ледника именно в первый интервал 1887-1911 гг., позже она уменьшилась в 4-5 раз. В то же время величина линейного отступления возросла в такое же количество раз в основном за счёт таяния

образовавшихся мёртвых льдов, что также характерно для пульсирующих ледников. Однако, в данном случае, скорее всего мы имеем дело с морфологическими особенностями данного ледника. Во время последнего оледенения его область питания была намного больше. Ледник имел три боковых притока, один из которых был правым языком ледника Малый Азау и два спускались с отрогов Главного Кавказского хребта. По мнению Г.К. Тушинского (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.), в месте резкого сужения ущелья ледник подпруживался, что способствовало увеличению его мощности и в конце концов создавало предпосылки для его быстрого продвижения вниз по долине. Скорее всего, именно этим объясняется наиболее низкая отметка его конца из всех ледников Эльбруса – 2330 м, зафиксированная на карте 1887 г. На втором месте находился ледник Ирик – 2500 м, остальные ледники оканчивались намного выше.

После отчленения в 1887 г. боковых притоков, область питания ледника резко сократилась. Началось быстрое уменьшение его языка, который попросту отмирал. Так продолжалось, по-видимому, до начала 1970-х годов. К этому времени язык ледника сократился на 2.2 км. От льда освободилась наиболее пологая часть долины, при этом растаяло 0.3 км³ льда. В настоящее время язык ледника Большой Азау лежит фактически на склоне Эльбруса. На протяжении 600 м от конца он весь покрыт моренным чехлом и продолжает интенсивно сокращаться. Такое быстрое сокращение языка, по-видимому, нарушило динамическое равновесие ледника Большой Азау, и поток льда, распространившись из фирновой области под Западной вершиной с высоты около 5000 м, образовал на поверхности заморенной части ледника фактически новый язык со всеми признаками наступания (рис. 4.9). По материалам аэрофотосъёмки с вертолётa были получены и совмещены интегральные продольные профили ледника в 1990 и 1991 гг., из которых следует, что в сентябре 1991 г. передний фронт нового языка ледника Большой Азау находился на высоте 2700 м и расстоянии 625 м от окончания заморенной части языка, продвинувшись за год на 40 м. Повышение высоты поверхности ледника отмечается в интервале высот 2700-3060 м. Эта величина составляет в среднем 5 м при максимуме 10-12 м, которые отмечаются в двух интервалах высот: 2950-3000 м и 2720-2760 м.

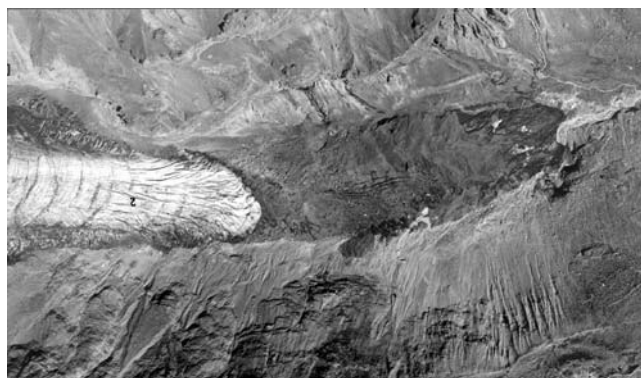


Рис. 4.9. Язык ледника Большой Азау. Аэрофотоснимок с вертолёта 20 августа 1990 г.

Поверхность заморенной части ледника заметно понизилась. Размеры этого понижения (10-15 м), а также ступенчатый характер профиля ледника в 1991 г., создают впечатление о проседании поверхности, причиной которого могут быть надвигающиеся сверху массы льда. Начиная с уровня 2630 м и до окончания заморенной части языка, понижение высоты поверхности намного меньше и составляет, в среднем, около 2 м.

В настоящее время новый язык уже не носит столь ярко выраженного характера. На снимках 1997 г. заметно, что чистый лёд отделяется от заморенного напорным валом высотой до 5 м. Подобные же валы были обнаружены на снимках 1957 и 1973 гг. Не исключено, что подобные «пульсации» происходят периодически, что связано в первую очередь с подпруживанием языка. Таким образом, картографический мониторинг ледника Большой Азау на протяжении более 100 лет позволил выявить важные особенности его эволюции.

Следует обратить внимание и на увеличение темпов деградации ледника за последние 10 лет (1997-2007 гг.). По мнению О.В. Рототаевой, три летних периода (1998-2000 гг.) таяние на ледниках Эльбруса было поистине катастрофическим и связано с высокими летними температурами (Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // МГИ. – 2003. – Вып. 95, с. 111-121).

4.2. Гляцио-климатические причины колебания фронта ледников (по исследованиям на леднике Джанкуат)

Ледник Джанкуат, наиболее изученный из ледников России, входит в число 10 опорных ледников Земли (рис. 4.10). Мониторинг его баланса массы, начатый ещё в середине прошлого столетия, продолжается без перерыва по настоящее время. Для определения пространственных изменений ледника нами составлены и регулярно обновляются крупномасштабные (1:10 000) карты горноледникового бассейна по материалам фототеодолитных съёмок 1968*, 1974, 1984, 1992, 1996, 2006 гг., которые служат также основой для полевых гляциологических наблюдений, расчёта баланса массы, суждения об эволюции и динамике ледника. Материалы такого комплексного мониторинга позволяют решать различные географические задачи, например, нами была теоретически определена глубина залегания скального барьера в районе перевала Джантуган, который лимитирует поступление вещества на ледник из Джантуганского фирнового плато (Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. Распознавание ледораздела на переметных ледниковых комплексах (Джантуганское плато на Кавказе). // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 2002. – № 3, с. 36-43). Но наиболее показательной является возможность определения реакции этого репрезентативного для Центрального Кавказа ледника на изменения климата.



Рис. 4.10. Ледник Джанкуат. Фото Е.А. Золотарёва, август 1984 г.

Вопрос о запаздывании реакции фронта ледника на климатические изменения до настоящего времени является дискуссионным. Мнения различаются достаточно широко. Согласно теоретическим исследованиям, каждый ледник обладает своим характерным временем реакции, которая в

* В 1968 г. съёмку произвёл и составил карту А.П. Мартышёв.

зависимости от возможной скорости его продольной деформации колеблется от 3 до 30 лет (Nye J.F. The response of glaciers and ice-sheets to seasonal and climatic changes. – Proc. Roy. Soc., London, Ser. A, v. 256, № 1287, 1960, p.559-584). С другой стороны допускается, что эта реакция может быть соизмерима с периодом полного обмена льда в данном леднике, т.е. возможно её запаздывание на сотни лет (Голубев В.Н. Соотношение колебаний горных ледников с климатическими событиями // *Материалы гляциологических исследований*. – 1997. – Вып. 82, с.3-12). И, наконец, существует мнение о немедленной реакции фронта ледника на изменение условий питания (Хромова Т.Е., Чернова Л.П., Китаев Л.М. Ежегодные изменения метеоусловий, толщины снежного покрова и колебаний горных ледниковых систем на севере и юге Европы // *Материалы гляциологических исследований*. – 2000. – Вып. 89, с. 78-81). Впервые предположение о возможной связи колебания фронта ледника с его балансом массы было высказано давно (Глазырин Г.Е., Мошкин А.Т. Возможность выявления прямой связи между кратковременными изменениями климата и положением концов ледников // *Материалы гляциологических исследований*. – 1974. – Вып. 24, с. 260-264), однако, однозначный и универсальный характер этой зависимости выявлен не был.

Предпримем попытку проследить за временем реакции на некоторые климатические изменения в XX столетии ледника Джанкуат, где наблюдения за внешним массообменом ведутся непрерывно с 1968 г. (Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). – М.: Гидрометеиздат, 1978. – 183 с). В последнее время были исследованы и параметры его внутреннего массообмена, то есть горизонтальная и вертикальная составляющие скорости движения льда (Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. Поле скоростей ледника Джанкуат. // *Материалы гляциологических исследований*. – 1999. – Вып. 87, с. 169-176). Величины колебания фронта ледника известны, начиная с середины XIX века. В XX веке ледник в основном отступал, обнаруживая при этом все же два периода стационарного состояния с небольшими осцилляциями своего фронта. В первый раз это происходило в 1910-1925 гг. (Золотарёв Е.А. О конечной "морене 30-х годов" и размерах ледника Джанкуат // *Материалы гляциологических исследований*. – 1999. – Вып. 87, с. 177-183), во второй – в

1980-1990 гг. (Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. О реакции ледника Джанкуат на изменения климата // Материалы гляциологических исследований. – 2003. – Вып. 95, с. 107-110). Последний период был зафиксирован повторными фототеодолитными съёмками и непосредственными наблюдениями авторов.

Колебания фронта ледника были сопоставлены с ходом средних величин годовой температуры воздуха и количества осадков по метеостанции Пятигорск, ближайшей к леднику станции с более чем столетним периодом наблюдений (рис. 4.10). Сравнение этих метеозаписей с их аналогами по высокогорной метеостанции Терскол показало их достаточную синхронность во второй половине XX столетия (Сейнова И.Б., Мальнева И.В., Кононова Н.К. Изменение активности и прогноз гляциальных селей Центрального Кавказа в XX столетии // Материалы гляциологических исследований. – 1998. – Вып.84, с.114-120). Из рис. 4.11 следует, что какой-либо устойчивой связи между колебаниями фронта и количеством осадков не просматривается, зато ход средней годовой температуры воздуха почти в точности повторяет кривую колебания фронта ледника, опережая её на несколько лет.

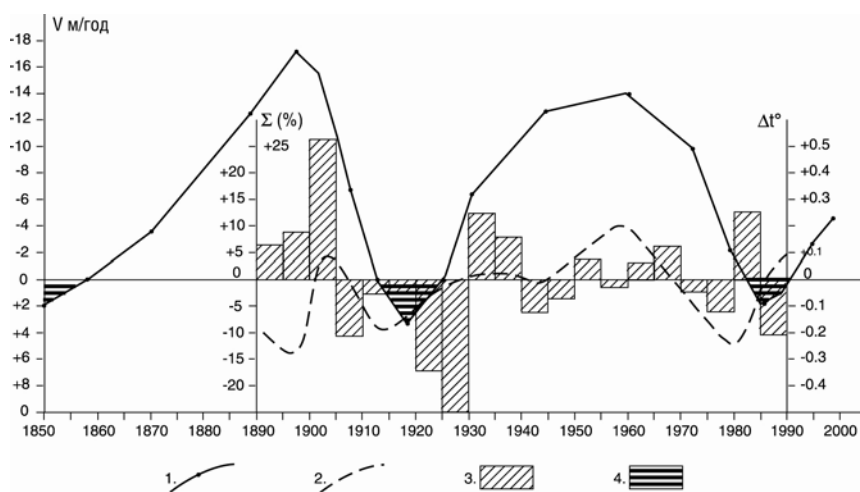


Рис. 4.11. Колебания фронта ледника Джанкуат с середины XIX в. 1 – осреднённая скорость колебания фронта ледника; 2, 3 – отклонение параметров от их среднего значения за столетия (данные метеостанции г. Пятигорска): 2 – среднегодовая температура воздуха, 3 – годовая сумма осадков; 4 – периоды наступания ледника

В первом случае (1910-1925 гг.) стационарирование ледника произошло через 4 года, после того как средняя годовая температура воздуха стала ниже средней за столетие, а во втором (1980-1990 гг.) – через 12 лет. Увеличение периода запаздывания реакции ледника в конце XX в. по сравнению с его началом представляется вполне логичным. За время между двумя периодами

стационарирования ледник значительно сократился по площади и толщине, что неизбежно должно было привести к замедлению скорости движения его льда, которая, как будет показано ниже, напрямую связана с колебаниями его фронта.

Далее заметим, что период между пиками минимальной среднегодовой температуры воздуха за столетие (1913-1978 гг.) составляет 65 лет. Точно такой же период и у колебания фронта ледника: между началом отступаний в 1925 г. и в 1990 г. Этот период близок к периоду колебаний ледника Большой Азау, хотя и несколько отличается по времени. Таким образом, связь колебаний фронта ледника с колебанием средней годовой температуры воздуха просматривается достаточно четко, что отмечалось и раньше. Например, наступание многих ледников Сев. полушария в 60-е и 70-е годы XX столетия связывают с начавшимся приблизительно в 1960 г. снижением температуры воздуха (Котляков В.М. Мир снега и льда. – М., Наука, 1994. – 286 с.; Котляков В.М. Наука. Общество. Окружающая среда. – М.: Наука, 1997. – 409 с.).

Попытаемся охарактеризовать механизм связи между колебанием среднегодовой температуры воздуха и фронта ледника. Основой такого исследования могут послужить теоретические положения (Войтковский К.Ф. Взаимосвязь толщины ледника с углом наклона его поверхности // Материалы гляциологических исследований. – 1997. – Вып. 83, с. 155-158; Войтковский К.Ф. Реакция горных ледников на изменения климата // Материалы гляциологических исследований. – 1999. – Вып. 86, с. 129-132) о том, что даже локальное кратковременное напряжение сдвига выше предела длительной ползучести создает условия для нарушения сплошности ледяного массива, а также образования поверхности скола и относительных смещений блоков. Такие условия могут возникать, когда толщина ледника повышается выше критической при заданном уклоне ложа. В каком месте ледника и почему могут возникать такие условия? Ответ можно получить при анализе карты вертикальной составляющей скоростей движения льда (рис. 4.12) (Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. Поле скоростей ледника Джанкуат. // Материалы гляциологических исследований. – 1999. – Вып. 87, с. 169-176). Выясняется, что в среднем для языка (от его фронта и до кинематической границы питания) величина вертикального компонента скорости перемещения изохронной

поверхности (Vh) составляет +3,0 м/год с отдельными максимумами до +5,0 м/год в интервале высот 3000-3100 м и 2900-2950 м, а также свыше +4,0 м/год в 300 м от конца ледника на высоте 2800 м. При этом средняя величина Vh довольно устойчива во времени. Рассчитанная топобалансовым методом (Цветков Д.Г. Проблемы натурального определения скорости перемещения изохронной поверхности ледников // Материалы гляциологических исследований. – 1983. – Вып. 47, с. 111-121) за выборочные интервалы 1968-974 гг. и 1992-1999 гг., она равняется +2,97 м/год и +3,02 м/год, соответственно. В среднем за весь период наблюдений 1968-2000 гг. ее вполне допустимо принять равной +3,0 м/год.

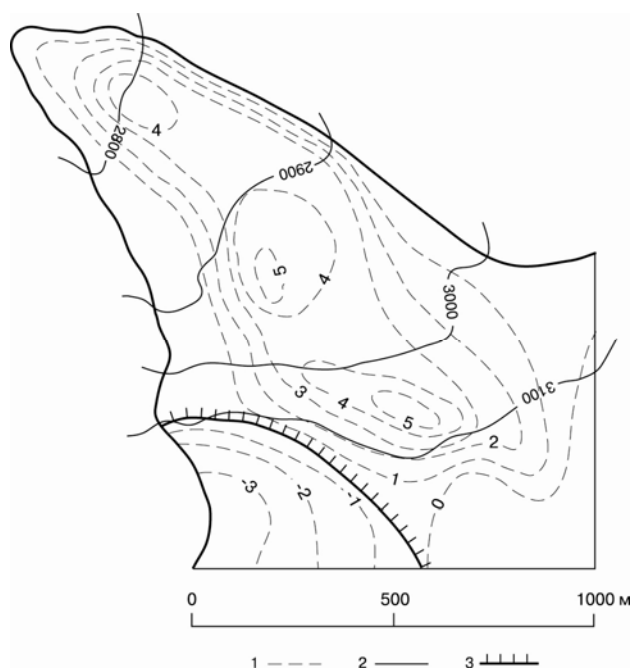


Рис. 4.12. Поле вертикальной составляющей скорости движения льда (м/год) на поверхности ледника Джанкуат. 1 – изолинии вертикальной составляющей скорости; 2 – горизонтали; 3 – граница ледопада

Логично предположить, что локальные кратковременные напряжения сдвига выше предела длительной ползучести, создающие условия для нарушения сплошности ледяного массива, могут возникать именно в местах максимумов Vh на языке ледника при определённых значениях его баланса массы (т.е. чистой убыли массы льда). В таблице 9 представлен баланс массы на языке ледника Джанкуат за время наблюдений с 1968 по 2000 гг., рассчитанный по периодам до стабилизации ледника, во время и после неё. По тем же периодам по материалам повторных фототеодолитных съёмок измерены

среднегодовые изменения высоты поверхности всего ледника и скорости отступления фронта ледника.

Таблица 9

Показатели динамики ледника Джанкуат за 1968 – 2000 гг.

	Интервал, годы				
	1968 – 1974	1974 - 1980	1980 – 1990	1990 – 1997	1997 – 2000
Вертикальный компонент скорости перемещения изохронной поверхности на языке, м/год	+3,0				
Баланс массы на языке, м/год	-3,1		-2,75	-2,90	-3,60
	-3,37	-2,58			
Среднегодовое изменение высоты физической поверхности ледника в целом, м/год	-0,39	-0,11	-0,05	-0,29	-0,72
Средняя скорость отступления фронта ледника, м/год	-10,0	-2,0	-0,0	-2,5	-4,2

Количественные характеристики динамики ледника Джанкуат показывают, что за период 1968-1974 гг. таяние льда на языке значительно превышало его привнос. Среднегодовое уменьшение высоты поверхности ледника в целом составило почти 0,4 м/год. Ледник отступал со скоростью 10 м/год. Впрочем, такая достаточно высокая скорость объясняется тем, что отмирал узкий конец языка длиной 60 м, после чего язык приобрел современную округлую форму. За период 1974-1980 гг. привнос льда, наоборот, значительно превышал его стаивание, скорость отступления снизилась до 2 м/год, а к концу периода ледник стабилизировался. Как отмечалось выше, это произошло через 12 лет после того, как среднегодовая температура воздуха стала ниже средней за столетие. Примечательно, что за эти 12 лет поступление льда на язык и его стаивание практически сравнялось. Самые низкие значения среднегодовых температур в 1978-1980 гг. совпадают и с самыми низкими среднегодовыми показателями баланса массы на языке в те же годы (-1,9 м).

Период стабилизации (1980-1990 гг.) характерен тем, что привнос льда на язык также несколько превышал его таяние. При этом среднегодовое изменение высоты поверхности всего ледника было близким к нулю.

За десятилетие (1990-2000 гг.) таяние вновь превысило поступление льда на язык, особенно за три последних года (1997-2000 гг.). И снова резко возросла

скорость отступления ледника. От фронтальной части ледника откалываются целые блоки, что характерно для мёртвого льда. При этом среднегодовое понижение высоты поверхности ледника почти вдвое превысило аналогичный показатель периода 1968-1974 гг.

Таким образом, непрерывный 32-летний комплексный мониторинг ледника продемонстрировал, что основной причиной динамики его фронта является соотношение между поступлением льда на язык из области питания вследствие движения и его убылью на языке вследствие абляции. Это и есть основная причина разноплановости эволюции различных ледников, зачастую находящихся в одной ледниковой системе.

4.3. Колебания фронта ледников Эльбруса в XX столетии

Одним из показателей изменения ледников является колебание его фронта, которое можно характеризовать изменением как длины ледника, так и высотного положения его низшей точки. Несмотря на кажущуюся простоту, особенно при определении второго показателя по разновременным картам, ошибки случаются довольно часто. Это объясняется тем, что при картографировании ледников не всегда правильно проводят их истинные границы, зачастую принимая за них границы чистого льда и исключая участки ледников, полностью покрытые мореной. Такие ошибки случаются и при современном картографировании ледников. Это связано с тем, что до сих пор отсутствуют четкие официальные рекомендации по определению границ ледника, особенно, когда карта составляется камеральным путем по материалам аэрофотосъёмки.

Нельзя исключить подобные ошибки и на карте 1887 г., тем более, что съёмка проходила в период интенсивного отступления ледников, которое началось на Эльбрусе примерно в 1860 г.

Такие ошибки легко обнаружить, сопоставляя старую карту с материалами последующих съёмок, когда на месте окончания ледника более ранней съёмки картографируется его ложе (табл. 10).

Высоты окончания ледников Эльбруса в 1887, 1957, 1987, 1997 гг.

№ пп	Название ледника	Высота окончания языка в 1887, м			Наблюдаемая высота окончания языка, м		
		на карте 1887 г.	при перенесении на карту 1957 г.	вероятная	в 1957 г.	в 1987 г.	в 1997 г.
1.	Большой Азау	2345	2315	2315	2410	2517	2542
2.	Малый Азау	2878	2850	2850	3036	3077	3084
3.	Гарабаши	2878	2870	2878	3279	3316	3299
4.	Терскол	2624	2625	2624	2933	2990	2936
5.	Ирик	2541	2500	2500	2608	2623	2625
6.	Ирикчат	3115	3120	3115	3193	3222	3272
7.	Чунгурчатчиран	3015	2960	2960	3150	3182	3168
8.	Бирджалычиран	3070	3070	3070	3149	3320	-
9.	Микельчиран	3190	3260	3190	3252	3262	3168
10.	Уллумалиендерку	3045	3055	3045	3126	3171	3131
11.	Уллукол	3193	3150	3150	3340	3363	-
12.	Карачаул	3045	3050	3045	3080	3093	3089
13.	Уллучиран	2925	2925	2925	3006	3065	3026
14.	Битюктюбе	3282	3240	3240	3320	3325	3295
15.	Кюкюртлю	2783	2760	2760	2778	2768	2780

Отметки окончания языков 7 ледников из 15 на карте 1887 г. совпадают в пределах сечения горизонталей с фактическим положением ложа на современной карте. Они оставлены без изменений. У других 7 ледников есть положительные отклонения в несколько десятков метров, которые дают основание предполагать о наличии во время съёмок 1887 г. у конца ледников замороженного или мертвого льда. Один ледник (Микельчиран) имеет отрицательное отклонение по высоте окончания языка в 70 м, которое можно объяснить, по-видимому, только ошибкой при картографировании границ ледника, что косвенно подтверждается при совмещении контуров ледника обеих съёмок. С учётом приведенных выше обстоятельств и даны наиболее вероятные высоты окончания ледников в 1887 г. Эти высоты в некоторых случаях отличаются от приведённых в работе (Кравцова В.И., Лосева В.Г. Изменение оледенения Эльбруса за 100 лет // Успехи советской гляциологии. Материалы 3 Всесоюз. гляциол. симпозиума. – Фрунзе: Илим, 1968, с. 262-270), что

объясняется, вероятно, разным методическим подходом к их определению. Той же причиной можно объяснить и разницу в данных по линейному отступанию ледников за этот период, приведенных в таблице 11.

Таблица 11

Изменение площади и длины ледников Эльбруса за периоды
1887-1957 гг. и 1957-1987 гг.

№ пп	Название ледника	1887-1957		1957-1987	
		Линейное изменение ледника, м	Изменение площади, км ²	Линейное изменение ледника, м	Изменение площади, км ²
1.	Большой Азау	- 1130	- 1,63	- 1150	- 0,43
2.	Малый Азау	- 637	- 1,02	- 200	- 0,02
3.	Гарабаши	- 1225	- 0,87	- 70	- 0,09
4.	Терскол	- 675	- 0,83	- 60	- 0,04
5.	Ирик	- 1162	- 1,43	- 355	- 0,10
6.	Ирикчат	- 750	- 1,01	- 250	- 0,06
7.	Чунгурчатчиран	- 925	- 2,72	- 590	- 2,05
8.	Бирджалычиран	- 850		- 845	
9.	Микельчиран	- 525	- 0,73	- 165	- 0,07
10.	Уллумалиендерку	- 175	- 0,64	- 120	- 0,08
11.	Уллукол	- 620		- 205	
12.	Карачаул	- 275	- 0,17	- 30	- 0,03
13.	Уллучиран	- 1225	- 0,82	- 220	+ 0,13
14.	Битюктюбе	- 500	- 0,16	- 20	+ 0,02
15.	Кюкюртлю	- 275	- 0,59	+ 110	+ 0,01

4.4. Сокращение оледенения Эльбруса в XX столетии

Многолетние комплексные исследования на репрезентативном для Центрального Кавказа леднике Джанкуат выявили четкую связь между колебаниями фронта ледника и изменением среднегодовой температуры воздуха (Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. О реакции ледника Джанкуат на изменения климата // Материалы гляциологических исследований. – 2003. – Вып. 95, с. 107-110). При этом оказалось, что темпы и направленность колебаний ледника в первую очередь зависят от комбинации параметров внешнего и внутреннего массообмена на его языке. Установлено, что величина привноса вещества на язык ледника довольно стабильна во времени, её возможные изменения намного меньше изменений абляции, поэтому колебания фронта ледника зависят прежде

всего от условий абляции на его языке. Поскольку температура воздуха – один из основных факторов, способствующих таянию льда на языке ледника, то именно её изменения в глобальном масштабе приводят к сокращению или разрастанию горного оледенения.

Исследования, выполненные в последнее время рядом климатологов, позволяют сделать вывод о глобальном потеплении климата уже начиная со второй половины XX в. в результате совпадения естественного температурного тренда и парникового эффекта углекислого газа, накапливающегося в атмосфере вследствие сжигания минерального топлива. Появились многочисленные модели глобального потепления климата, разработанные в России и за рубежом (Борисенков Е.П. Климат и деятельность человека. – М.: Наука, 1982. – 134 с.; Б Бudyko М.И., Винников К.Я. Проблема обнаружения антропогенного изменения глобального климата // Метеорология и гидрология. – 1983. – № 9, с.14-26; Всемирная конференция по изменению климата. Тез. докл. – М., 2003; Broecker W.S. Climate change: Are we on the Brink of a pronounced global warming? – Science, v. 89, 1975, p. 460; Climate change -2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of IPCC. Cambridge University Press, 2001), одна из которых подробно рассмотрена в монографии В.М. Котлякова (*Котляков В.М.* Мир снега и льда. – М., Наука, 1994. – 286 с.). На рис. 4.12 представлены палеотемпературы, полученные по ледниковому керну из скважины на станции Кемп-Сенчу-ри, расположенной на северо-западе Гренландского ледникового щита, изменения глобальной температуры вследствие парникового эффекта CO₂ начиная с 1900 г. и их суммарный эффект – прогноз до 2050 г. Очевидно, что повышение глобальных температур воздуха должно отразиться на режиме и размерах ледников, особенно на изменении их площади и объёмов, которые должны интенсивно уменьшаться, начиная приблизительно с конца 1970-х годов, то есть со времени совпадения естественного тренда повышения глобальной температуры и вызванного антропогенными факторами (рис. 4.13). Эту гипотезу можно проверить по результатам картографо-аэрокосмического мониторинга оледенения Эльбруса, который проводится с конца XIX в. до настоящего времени. Нас интересует в первую очередь изменение площади и объёма всего оледенения, которое к концу

XX в. состояло из 16 долинных и 9 висячих ледников общей площадью физической поверхности 136 км².

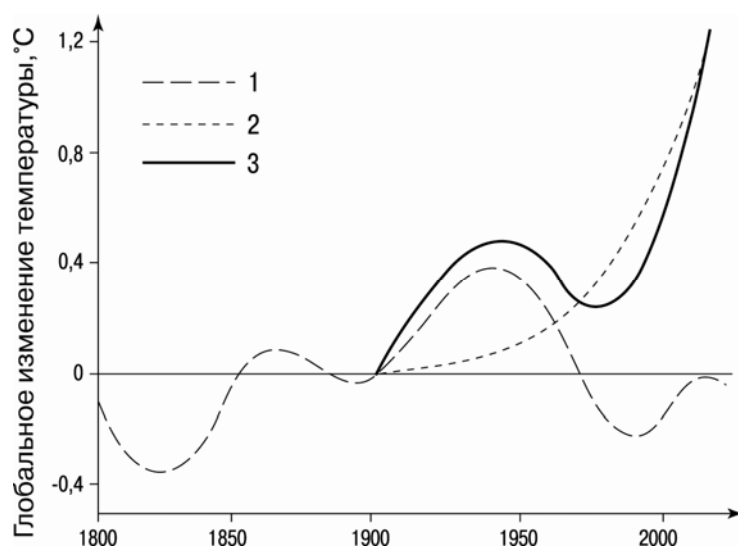


Рис. 4.13. Глобальные температуры и их прогноз до 2050 г.

1 – естественные температурные циклы; 2 – изменения глобальной температуры вследствие парникового эффекта CO₂; 3 – суммарный эффект первого и второго факторов

Если не считать отдельных ледников, инструментальные съёмки оледенения Эльбруса в целом проводились шесть раз: в 1887-1890, 1957-1959, 1979, 1986-1987, 1997 и 2007 гг. Сопоставляя даты съёмки с рис. 4.13, нетрудно заметить, что время между съёмками захватывает и период, когда не наблюдалось изменений глобальной температуры воздуха вследствие парникового эффекта CO₂ (до 1900 г.), и период, когда эффект воздействия антропогенных факторов на повышение глобальной температуры должен был стать определяющим.

Возникает вопрос о репрезентативности оледенения Эльбруса как индикатора изменения глобальной температуры воздуха. Ледники Эльбруса, относясь к ледникам конических вершин, имеют разную экспозицию и площадь, оканчиваются в разных высотных поясах, то есть существуют в разных условиях. В настоящее время многие ледники сокращаются с разной интенсивностью, другие находятся в стационарном состоянии, а третьи наступают. В то же время все ледники Эльбруса объединены в единую ледниковую систему с общими внутренними взаимосвязями и связями с окружающей средой. Тем самым они отражают соответствие тенденций изменений ледниковой системы в целом и закономерностям глобального

изменения климата, в частности, повышению глобальной температуры воздуха, обусловленной антропогенным фактором.

Не последнее значение имеют и размеры ледниковой системы (около 150 км² физической поверхности на 1887 г.); при определении изменений площади таких масштабов за время более чем 100 лет исключаются ошибки, которые могли бы повлиять на результат.

4.4.1. Изменение площади оледенения

Проанализируем изменение площади оледенения Эльбруса по материалам инструментальных съёмок за 1887-1997 гг. Первая инструментальная (мензульная) съёмка была выполнена отрядом Корпуса военных топографов в 1887-1890 гг. По её результатам была составлена топографическая карта масштаба 1:42 000. Во время МГГ экспедицией лаборатории аэрокосмических методов географического факультета МГУ была выполнена фототеодолитная съёмка и составлена карта в масштабе 1:10 000, которая стала базовой для дальнейшего картографо-аэрокосмического мониторинга этой территории.

Август 1979 г. – время экспериментальных работ на подспутниковом полигоне в Приэльбрусье с целью изучения природных ресурсов и контроля окружающей среды. Одновременно проводятся космическая съёмка фотографической камерой высокого разрешения в масштабе 1:250 000, аэрофотосъёмка всего оледенения в масштабе 1:100 000 и наземная фототеодолитная съёмка ледников южного склона Эльбруса (масштаб от 1:2 000 до 1:10 000). Последний вид работ выполнен лабораторией аэрокосмических методов по линии Межуниверситетского аэрокосмического центра. Впоследствии лаборатория приобрела материалы космической и аэрофотосъёмки 1979 г., но до сих пор не использовала их достаточно эффективно при изучении оледенения Эльбруса.

В 1986-1987 гг. снова были проведены повторные фототеодолитные съёмки всего оледенения Эльбруса, но новая карта не составлялась. Была попытка проследить эволюцию оледенения Эльбруса за 100 лет на основе сопоставления карт 1887 и 1957 гг., а также фототеодолитных снимков 1986-1987 гг. Измеряли изменения длины ледников и высотного положения их низших точек, различия в занимаемой ими площади, толщине и объёме.

Надёжность определения двух последних величин с использованием карты в масштабе 1:42 000 вызывала сомнения, поэтому были проведены специальные экспериментальные картометрические работы, которые показали, что ошибки в проведении горизонталей на карте масштаба 1:42 000 соответствуют принятым ныне стандартам лишь примерно до высоты 4000 м (практически это высота языков ледников и пределы зоны миграции фирновой линии). Предполагалось, что сам конус Эльбруса (область аккумуляции его ледников) изменился мало. Впоследствии это подтвердилось. Подробно результаты указанных работ изложены в работе (Золотарёв Е.А. Изменения ледников Эльбруса в последнем столетии // Материалы гляциологических исследований. – 1997. – Вып. 83, с. 146-153).

Наконец, в 1997 г. при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований нам удалось выполнить аэрофотосъёмку всего оледенения Эльбруса в масштабе 1:50 000 (по-видимому, это оптимальный масштаб съёмки Эльбруса при условии цифровой обработки снимков). Именно при цифровой обработке снимков была составлена ортофотокарта оледенения Эльбруса в двух масштабах: 1:25 000 и 1:10 000 в условной системе координат фототеодолитной съёмки 1957-1959 гг. (Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г. Оледенение Эльбруса в конце XX в. (цифровая ортофотокарта Эльбруса на 1997 г.) // Материалы гляциологических исследований. – 2000. – Вып. 89, с. 175-181). Таким образом, карты оледенения Эльбруса 1957 и 1997 гг. имеют единую систему координат, что делает их сопоставление довольно удобным.

При анализе количественных характеристик оледенения Эльбруса была выявлена большая ошибка (около 10 км²) в определении площади оледенения в 1957 г. (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.). До сих пор было неясно, результат ли это грубого промаха на одном-двух ледниках, имеющих большие площади, или систематическая ошибка результатов измерений. Мы решили, используя методы цифровой обработки карт, повторить весь процесс измерения каждого ледника на карте 1957 г. по двухсотметровым высотным зонам. Оказалось, что все результаты наших измерений имеют систематическое расхождение (в сторону увеличения) по сравнению с опубликованными. Таким образом, площадь оледенения Эльбруса в

горизонтальной проекции в 1957 г. была равна 132,5 км², а не 122,7, как это изложено в работе (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.). По нашему мнению, причина этой ошибки заключалась в неверном определении цены деления палетки, которой проводились измерения всего на 0,2 мм, т. е. практически на уровне графической точности ручных измерений. Следует отметить, что, по-видимому, существует зависимость между масштабом карты, размером палетки и площадью измеряемого объекта. Но, насколько нам известно, таких исследований никто не проводил. В данном случае размер палетки должен быть намного больше, например, минимум 1 см × 1 см.

Мы не стали разбивать площадь оледенения 1887 г. на отдельные ледники, поскольку, не имея снимков, на которых зачастую видны линии движения поверхности льда, трудно правильно провести ледоразделы. Общая площадь оледенения в 1887 г., измеренная К.И. Подозерским (Подозерский К.И. Ледники Кавказского хребта // Зап. Кавказского отдела Русского геогр. общества. – 1911. – Т. 29, Вып. 1. – 200 с.), остается равной 145,7 км². При работе с этой картой мы предварительно перевели её в масштаб 1:25 000 и в систему координат фототеодолитной съёмки 1957-1959 гг. При этом границы некоторых ледников были изменены в соответствии с современным рельефом. Общая площадь оледенения на составленной вновь карте, измеренная цифровым методом, отличалась от оригинальной менее чем на 1%, т. е. соответствует допустимой погрешности измерений, поэтому результаты измерений К.И. Подозерского вряд ли стоит уточнять, тем более что это уточнение несущественно, а на данные измерений К.И. Подозерского есть многочисленные ссылки.

В результате проведенной нами обработки материалов аэрофотосъёмки 1979 г. были определены только площади, длина и высота окончания фронта ледников фотограмметрическим методом; ортофотокарта всего оледенения не составлялась. Основные параметры ледников в 1957, 1979 и 1997 гг. приведены в таблице 12.

Таблица 12

Изменение морфометрических параметров и баланса массы ледников Эльбруса за 40 лет после МГТ

№	Название ледника	Площадь физической поверхности, км ²			Средний угол наклона, град.			Изменение объёма ледника, км ³ за период			Изменение средней толщины ледника, м за период			Суммарный баланс массы ледника, м. водн. экв. за период		
		1957 г.	1979 г.	1997 г.	1957 г.	1979 г.	1997 г.	1957-1979 гг.	1979-1997 гг.	1957-1997 гг.	1957-1979 гг.	1979-1997 гг.	1957-1997 гг.	1957-1979 гг.	1979-1997 гг.	1957-1997 гг.
1	Вершины Эльбруса	5.512	5.510	5.517	29.1	29.1	29.1	0.010	0.001	0.011	1.76	0.14	1.93	1.55	0.12	1.70
2	Уллучиран	13.330	13.518	13.456	23.8	23.7	23.8	0.091	-0.088	0.004	6.80	-6.49	0.34	5.98	-5.72	0.30
3	Карачаул	6.126	5.890	5.835	20.2	19.9	19.9	0.043	-0.047	-0.006	7.08	-8.01	-0.91	6.23	-7.05	-0.80
4	Уллукол + Уллумалиен-дерку	5.536	5.295	5.231	20.3	20.2	20.0	0.027	-0.039	-0.013	4.82	-7.38	-2.41	4.24	-6.50	-2.12
5	Микельчиран	5.075	4.927	4.856	18.3	18.6	18.4	0.024	-0.043	-0.021	4.73	-8.83	-4.05	4.16	-7.77	-3.57
6	Джикиуганкез	29.821	28.103	26.396	13.0	13.8	13.9	-0.175	-0.474	-0.654	-5.89	-16.86	-21.93	-5.18	-14.84	-19.30
7	Ирикчат	1.881	1.818	1.774	16.2	17.3	17.4	0.000	-0.028	-0.029	0.16	-15.47	-15.19	0.14	-13.61	-13.37
8	Ирик	11.467	11.271	11.253	16.5	17.3	16.7	0.059	-0.166	-0.112	5.12	-14.77	-9.81	4.51	-12.99	-8.63
9	Терскол	7.337	7.274	7.332	17.8	18.4	18.0	0.069	-0.072	-0.005	9.35	-9.96	-0.65	8.22	-8.77	-0.57
10	Гарабаши	5.115	4.968	4.882	16.2	17.3	16.0	0.038	-0.048	-0.011	7.50	-9.65	-2.20	6.60	-8.49	-1.93
11	Мал.Азау	9.307	9.024	8.832	19.0	19.5	19.1	0.047	-0.077	-0.033	5.04	-8.54	-3.56	4.44	-7.51	-3.13
12	Бол.Азау	22.066	21.748	21.508	17.6	18.1	18.0	-0.108	-0.176	-0.278	-4.91	-8.10	-12.59	-4.32	-7.13	-11.08
13	Уллукам	1.872	1.780	1.699	29.8	28.7	27.9	0.005	-0.002	0.003	2.92	-1.10	1.76	2.57	-0.97	1.55
14	Кюкюртлю	7.835	8.050	7.654	26.0	26.2	25.1	0.004	-0.009	-0.005	0.53	-1.13	-0.61	0.47	-0.99	-0.54
15	Битюктыбе	2.477	2.301	2.520	28.9	29.8	28.2	0.010	-0.010	0.000	3.99	-4.29	-0.02	3.51	-3.77	-0.02
16	№1	0.203	0.127	0.130	28.8	27.7	28.1	0.000	-0.001	-0.002	-1.02	-6.75	-7.56	-0.89	-5.94	-6.66
17	№2	0.591	0.381	0.280	20.8	19.7	18.1	0.001	-0.004	-0.006	1.10	-10.57	-9.33	0.96	-9.30	-8.21
18	№3	1.306	1.218	1.200	12.1	13.4	12.2	0.012	-0.016	-0.004	9.50	-13.27	-3.38	8.36	-11.67	-2.97
19	№4	0.430	0.326	0.255	18.5	18.0	17.7	-0.003	-0.004	-0.007	-7.76	-10.88	-17.19	-6.83	-9.58	-15.12
20	№5	0.318	0.299	0.244	21.0	20.8	19.9	-0.002	-0.001	-0.004	-7.36	-4.26	-11.56	-6.47	-3.75	-10.17
21	№6	0.437	0.449	0.436	27.6	28.0	27.2	0.000	-0.001	-0.001	-0.13	-1.62	-1.83	-0.11	-1.42	-1.61
22	№7	0.309	0.292	0.307	32.0	33.0	33.1	0.000	0.001	0.000	0.88	1.98	0.76	0.77	1.74	0.67
23	№8	1.987	0.941	0.925	30.8	31.3	32.1	0.006	-0.003	-0.004	3.19	-3.56	-1.79	2.81	-3.14	-1.57
24	№9	0.335	0.323	0.412	34.7	36.1	32.8	0.003	0.000	0.003	8.81	-1.42	9.37	7.76	-1.25	8.24
Оледенение Эльбруса в целом		140.673	135.833	132.934	19.6	19.8	20.0	0.150	-1.329	-1.201	1.06	-9.78	-8.54	0.94	-8.61	-7.51

Следует обратить внимание на то, что контур ледника Гарабаши значительно изменился по сравнению с приведенным на карте 1957 г. Мы привели его в соответствие с той территорией, на которой экспедиция Института географии РАН с 1981 г. проводит работы по изучению балансового состояния этого ледника (Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // МГИ. – 2003. – Вып. 95, с. 111-121). Соответственно уменьшилась площадь ледников Терскол и Малый Азау.

Результаты измерений по периодам 1887-1957 гг. и 1957-1987 гг. позволяют сделать вывод о неравномерности изменения оледенения на различных ледниках Эльбруса. Аномальным является сокращение ледяного поля Джикиуганкез (ледники Чунгурчатчиран и Бирджалычиран). Объём сокращения этих ледников составляет в первом периоде наблюдений 42% от объёма всего сокращения Эльбруса, во втором – 63%. На этих ледниках и наибольшее уменьшение высоты поверхности, а также уменьшение площади и длины. Исключив Джикиуганкез из общего оледенения Эльбруса, получим среднегодовые цифры изменения объёма остальной части оледенения по периодам $-0,021$ и $-0,005$ км³/год, а высоты поверхности – соответственно $-0,31$ и $0,07$ м/год, т.е. оба показателя уменьшились в 4 раза. По-видимому, это и есть наиболее реальная цифра, характеризующая изменение темпов сокращения оледенения во второй половине XX столетия.

Что касается плато Джикиуганкез, то темпы сокращения его объёма изменились незначительно – замедление произошло всего в 1,5 раза. Создается впечатление, что Эльбрусская ледниковая система стремится к симметрии, быстро сокращая свою восточную часть. По-видимому, существование на современном этапе плато Джикиуганкез зависит в первую очередь от той массы льда, которую оно унаследовало от последнего оледенения во время малого ледникового периода. Следовательно, знание этой величины и темпов её сокращения даёт возможность прогнозировать приблизительное время полного исчезновения льда на плато Джикиуганкез (до высоты 4000 м). По оценкам Г.К. Тушинского, толщина льда на плато составляла в период МГГ от 18 до 25 м (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.).

Данные по изменению высоты поверхности на плато за период после МГГ дают основание предполагать, что эти цифры занижены приблизительно вдвое, то есть средняя толщина льда на плато в 1957 г. составляла не менее 40 м, а его объем соответственно – 0,83 км³. Тогда при сохранении в дальнейшем темпов среднегодового уменьшения объема за период 1957-1987 гг. в 0,016 км³ и объеме в 1987 г. – в 0,57 км³ получим, что примерно к 2022 г. ледяное поле Джикиуганкез полностью исчезнет. Однако в этих рассуждениях не учитывается ряд других факторов. Освобождение столь большой площади ото льда сократит площадь области абляции, что улучшит массбалансовое соотношение в восточном секторе оледенения Эльбруса, вследствие чего возможно наступание ледников этого сектора еще прежде, чем они исчезнут. Общим результатом, по-видимому, будет относительная стабилизация границ на высоте 3300-3400 м приблизительно уже к концу второго десятилетия XXI в., а оледенение Эльбруса приобретет при этом более симметричную форму. (Аэрофотосъемка 1997 г. зафиксировала относительную стабилизацию ледников этого сектора оледенения уже к концу XX столетия).

Кроме плато Джикиуганкез можно выделить две группы ледников, отличающихся темпами и направленностью изменения (табл. 13). Параметры изменений показывают, что даже в первом периоде темпы сокращения ледников южной и юго-восточной экспозиции (без учета плато Джикиуганкез) были в среднем вдвое выше, чем у ледников северной и западной экспозиции, а во втором периоде – направленность изменений и вовсе противоположна. По всей вероятности, здесь действует комплекс причин, главная из которых – условия абляции. Существует разница в стаивании льда на южном и северном склоне только за счёт прямой солнечной радиации. К тому же величина таяния льда на южном склоне мало зависит от крутизны склонов, а для северных склонов крутизна существенно влияет на размеры таяния льда. Так, на склонах крутизной в 40° при всех прочих равных условиях стаивает количество льда в 3-5 раз меньше, чем на склонах крутизной 10°. Западные и северные склоны Эльбруса как раз гораздо круче южных и восточных. Кроме того, разные ледники Эльбруса имеют различную скорость движения, от чего зависит поступление льда на их языки. Так, по измерениям во время МГГ, скорость

движения льда на языке ледника Кюкюртлю (западный склон Эльбруса) вдвое превышает аналогичные скорости на леднике Ирик (юго-восточный склон Эльбруса) (Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.).

Таблица 13

Среднее изменение площади и высоты поверхности ледников Эльбруса по склонам разных экспозиций за периоды 1887-1957 и 1957-1987 гг.

Экспозиция склонов	1887-1957		1957-1987	
	Изменение площади, км ²	Изменение высоты поверхности, м	Изменение площади, км ²	Изменение высоты поверхности, м
Южная и восточная	- 1,07	- 27	- 0,11	- 4,0
Северная и западная	- 0,47	- 16	+ 0,01	+ 3,3

В пределах склона одной экспозиции изменение различных ледников также отличается друг от друга. Например, характерной особенностью изменения ледника Большой Азау является быстрое сокращение языка с образованием большого количества мертвого льда, что помешало точно определить границу ледника во время МГГ.

Ледник Малый Азау отступает значительно медленнее, чем Большой Азау. На высотах 3600-3700 м и 3900-4200 м прослеживаются незначительные повышения его поверхности (5-10 м). Мало изменились ледники Гарабаши и Терскол, языки которых находятся наиболее высоко на южном склоне. Отмечается некоторое повышение поверхности у ледника Терскол в районе Ледовой базы. Отступление ледника Ирик также сопровождается образованием большого количества мёртвого льда по бортам долины. За время между съёмками 1957-1987 гг. здесь растаяло не менее 1,5 млн. м³ мертвого льда. Усиление лавинной деятельности с правого борта долины ледника Ирикчат привело к повышению его поверхности в районе отметок 3400-3500 и расширению границ. О катастрофическом сокращении ледяного поля Джикиуганкез говорилось выше.

Можно ожидать в будущем наступания ледника Микельчиран, в области питания которого на высотах 4000-4500 отмечено повышение поверхности до 20 м. Практически стационарным является ледник Карачаул, хотя отмечается незначительное повышение его поверхности. Все остальные ледники северной и

северо-западной экспозиций в настоящее время наступают. На леднике Уллумалиендерку съёмка 1987 г. зафиксировала кинематическую волну на самом конце языка, который расширился, а его высота по сравнению с 1957 г. увеличилась до 40 м. Судя по материалам повторных фототеодолитных съёмок 1986-1987 гг., ледник наступает со скоростью около 15 м/год. К 1997 г. он достиг границ, которые занимал в 1957 г. На соседнем леднике Уллукол язык, наоборот, сокращается очень быстро и, возможно, скоро исчезнет. Здесь вероятнее всего произошла миграция ледораздела между ледниками Уллумалиендерку и Уллукол и большая часть льда из общей области питания поступает теперь на язык первого из этих двух ледников. Такие явления вовсе не являются редкостью. Инструментально они зафиксированы нами на леднике Джанкуат (Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. Распознавание ледораздела на переметных ледниковых комплексах (Джантуганское плато на Кавказе) // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 2002. – № 3, с. 36-43). Из всех ледников Эльбруса лучшие балансовые показатели (по фотограмметрическим данным) за период между съёмками 1957-1987 гг. имеет ледник Уллучиран. Отмечается увеличение высоты поверхности не только у конца, где этот показатель достигает 40 м, но и по всему полю ледника до высоты 4500 м. Произошло увеличение площади ледника на 130 тыс. м². И в то же время поверхность в 90 тыс. м² около окончания ледника освободилась от мёртвого льда, объём которого составлял около 1 млн. м³. На леднике Битюктюбе повышение поверхности до 30 м отмечено в 250 м от конца. Но ледник ещё не достиг прежней границы, оставаясь короче на 20 м, чем в 1957 г.

Наступание ледника Кюкюртлю зафиксировано ещё съёмкой 1983 г. Передний фронт его продвинулся на 104 м по сравнению с положением 1957 г., а высота поверхности вблизи переднего фронта поднялась на 30-40 м (Винников Л.П., Лабутина И.А. Изменение ледника Кюкюртлю на Эльбрусе за четверть века // МГИ. – 1987. – Вып. 60, с. 147-152). Съёмка 1987 г. показала, что ледник начал отступать, хотя зафиксированная величина отступления (3-4 м) лишь немногим превышает ошибки измерений в масштабе съёмки.

Весьма примечательно накопление фирна за 1957-1997 гг. толщиной 20-40 м на площади примерно 3,5-4 км² на юго-западном склоне Эльбруса в области аккумуляции ледника Большой Азау. Этот факт, по-видимому, и объясняет

механизм «мини-пульсаций» упомянутого ледника, когда накопившийся лёд течёт поверх старого ледника новым сформировавшимся языком, поскольку он практически обособился из общей площади аккумуляции после вытаивания гряды днища цирка на плато Хотю-Тау, ранее также бывшего областью питания ледника Большой Азау. В настоящее время фирн на плато Хотю-Тау подпирает язык ледника и создаёт дополнительные условия для его «мини-пульсаций».

Характер распределения контуров положительного и отрицательного изменения высоты поверхности ледника Гарабаши подтверждает правильность его нового контура с увеличением высотного интервала его области аккумуляции (Рототаева О.В., Котляков В.М., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Чернов Р.А. Исторические данные о подвижках ледников на Северном Кавказе и Кармадонская катастрофа 2002 г. // МГИ – 2005. – Вып. 98, с. 136-145). Повышение поверхности в области аккумуляции объясняет сравнительно небольшое уменьшение средней высоты поверхности ледника за 40 лет между последними съёмками (-2,8 м), в то время как среднее изменение высоты поверхности всей Эльбрусской ледниковой системы за указанный период составляет -5,4 м. Это соответствует среднему уменьшению объёма всего оледенения за 1957-1997 гг. на $0,674 \text{ км}^3$, или $0,016 \text{ км}^3/\text{год}$. Точно такую же цифру мы получили, рассматривая изменение оледенения Эльбруса в 1957-1987 гг. (Золотарёв Е.А. Изменения ледников Эльбруса в последнем столетии // МГИ. – 1997. – Вып. 83, с. 146-153). Это ещё раз подчеркивает стабильность изменений его параметров в этом регионе и косвенным образом подтверждает тот факт, что об изменении оледенения Эльбруса в целом допустимо судить по результатам измерений только на языках ледников.

Самый стабильный ледник на южном склоне Эльбруса – ледник Терскол. Среднее уменьшение высоты его поверхности за 1957-1997 гг. составляет -0,4 м, а сокращение по площади и длине находится в пределах точности измерений. Аналог этого ледника в отношении стабильности на северном склоне – ледник Карачаул, хотя соседние с ним ледники Уллучиран и Уллумалиендерку в настоящее время наступают. Такая неоднозначная реакция ледников Эльбрусской ледниковой системы на изменения климата в XX столетии привела

в конечном счёте к практически равномерному ежегодному сокращению оледенения на протяжении 100 с лишним лет.

4.4.2. Оценка объёма оледенения Эльбруса в различные периоды его эволюции

Значительный интерес представляет оценка общего объёма оледенения Эльбруса, которая при наличии данных по его изменению за столетний период позволила бы судить об относительной стабильности или, наоборот, о сокращении оледенения. По оценкам В.И. Кравцовой, составившей во время МГГ карту мощности льда Эльбруса на основе результатов измерений по фототеодолитным снимкам высоты ледяных обрывов, глубины трещин и результатов анализа профилей ледниковых долин, объём оледенения Эльбруса должен был составлять в 1957 г. приблизительно 6 км^3 (Кравцова В.И. Карта мощности льда // Материалы гляциологических исследований. – 1967. – Вып. 13, с. 151-157). При этом предполагалось, что мощность льдов на большей части фирново-ледяной шапки составляет 20-50 м, а по осям крупных ледников достигает 100 м. Средняя мощность льда в целом по всему Эльбрусу оценивалась в 50 м. В настоящее время мы имеем возможность сравнить эти оценки с фактическими данными на некоторых участках оледенения.

По данным бурения и радиолокационного зондирования на южном склоне Эльбруса (ледники Гарабаши, Малый Азау и Большой Азау), полученным в 1987-1989 гг. Северо-Кавказской экспедицией Института географии РАН, средняя толщина фирново-ледяной шапки составляет 90 м и достигает 200 м (Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // МГИ. – 2003. – Вып. 95, с. 111-121). По-видимому, на склоне северной экспозиции толщина льда должна быть еще больше. Оценка объемов стаявшего льда показывает, что на плато Джикиуганкез оценочные значения толщины льда в 1957 г. занижены примерно вдвое. Из этого следует, что средняя толщина льда всего оледенения Эльбруса, по-видимому, составляет около 100 м, а объём оледенения в 1997 г. тогда можно оценить приблизительно в $12,5 \text{ км}^3$, в 1957 и 1887 гг. – $13,6$ и $16,2 \text{ км}^3$ соответственно. Таким образом, за последние 110 лет объём оледенения уменьшился приблизительно на 22%, или на 0,2% в год. Из сравнения вероятного объёма оледенения и среднегодовых потерь льда следует,

что в течение ближайших столетий оледенение Эльбруса вряд ли исчезнет. Таблицы 14 и 15 характеризуют изменение площади и объёма оледенения в различные периоды его эволюции.

Таблица 14

Изменение площади и объёма оледенения Эльбруса с середины XIX в.

Название ледника	Площадь ледников в горизонтальной проекции, км ²					Объём ледников, км ³				
	1850	1887	1957	1979	1997	1850	1887	1957	1979	1997
вершины Эльбруса	4,818	4,818	4,818	4,818	4,811	0,480	0,480	0,470	0,480	0,481
1 Уллучиран	13,914	12,944	12,124	12,277	12,301	1,589	1,269	1,227	1,318	1,230
2 Карачаул	6,638	5,918	5,748	5,538	5,485	0,610	0,605	0,552	0,595	0,548
3 Уллукол + Уллумалиен-дерку	6,146	5,826	5,186	4,960	4,882	0,481	0,475	0,412	0,439	0,488
4 Микельчиран	6,014	5,564	4,834	4,670	4,604	0,613	0,607	0,479	0,503	0,460
5 ледяное поле Джикиуганкез	34,832	31,762	29,042	27,295	25,581	4,929	4,339	3,207	3,032	2,558
6 Ирикчат	3,006	2,816	1,806	1,735	1,680	0,260	0,256	0,196	0,196	0,168
7 Ирик	12,605	12,425	10,995	10,763	10,671	1,425	1,405	1,174	1,233	1,067
8 Терскол	8,428	7,818	6,988	6,901	6,975	0,832	0,826	0,700	0,769	0,697
9 Гарабаши	6,321	5,781	4,911	4,744	4,689	0,621	0,561	0,479	0,517	0,469
10 Мал.Азау	10,256	9,826	8,806	8,508	8,363	1,074	0,974	0,866	0,913	0,836
11 Бол.Азау	23,102	22,662	21,032	20,677	20,460	3,270	2,900	2,330	2,222	2,046
12 Уллукам	3,950	1,882	1,620	1,561	1,440	0,160	0,151	0,141	0,146	0,144
13 Кюкюртлю	8,119	7,269	7,039	7,226	6,913	0,752	0,747	0,696	0,700	0,691
15 Битноктубе	2,560	2,330	2,170	1,997	2,212	0,254	0,251	0,221	0,231	0,221
висячие ледники №№ 1–9	8,450	7,475	5,395	4,058	3,783	0,530	0,450	0,390	0,407	0,378
оледенение Эльбруса в целом	159,159	147,516	132,514	127,728	124,85	17,880	16,296	13,540	13,741	12,482

Таблица 15

Среднегодовые изменения площади, высоты поверхности и объёма оледенения Эльбруса ниже высоты 4000 м, по периодам

Характеристика	1850–1887	1887–1957	1957–1997
Уменьшение площади, км ² /год	0,310	0,210	0,190
Уменьшение высоты поверхности, м/год	0,530	0,350	0,320
Уменьшение объёма, км ³ /год	0,058	0,035	0,027

4.5. Цифровое картографирование изменения оледенения Эльбруса и оценка баланса его массы за 40 лет после МГГ

Исследование эволюции оледенения Эльбруса после МГГ базируется на трёх фиксированных датах: 1957, 1979 и 1997 гг., которые образуют два почти равных интервала времени: 22 года и 18 лет. Нами оцифрована топографическая карта масштаба 1:10 000, составленная в лаборатории аэрокосмических методов кафедры картографии и геоинформатики географического факультета Московского университета во время МГГ и обработаны с помощью цифровых технологий материалы аэрофотосъёмки 1979 и 1997 гг. В результате на каждую из дат были составлены цифровые модели всего оледенения. Их сопоставление дало возможность измерить изменение границ и высоты поверхности оледенения для каждого из интервалов времени. Сопоставление облегчалось тем, что все три цифровые модели оледенения были составлены в единой системе координат и опирались на одни и те же пункты съёмочного обоснования. Максимально возможная среднеквадратическая ошибка при совмещении разновременных цифровых моделей в плане и по высоте составила 2,5 м и была рассчитана по 20 контурным точкам, опознанным на карте и на снимках. Поскольку измерение изменений высоты проводилось по всей площади оледенения не менее чем в 1 млн. точек, то в таком случае, исходя из свойств случайных ошибок измерений (Справочник геодезиста. – М., «Недра», 1966. – 984 с.), их алгебраическая сумма стремится к нулю; следовательно, относительную ошибку измерения изменений высоты поверхности для оледенения в целом можно не принимать во внимание. Эти теоретические выкладки в нашем случае были проверены на основе того, что показатели изменения толщины (ΔH) и объема ледников за период 1957-1997 гг. были дважды получены практически независимо – путем сравнения цифровых моделей 1957 и 1997 гг. и путём алгебраического сложения показателей ΔH_1 и ΔH_2 по соответствующим периодам за 1957-1979 гг. и 1979-1997 гг. В идеальном случае $\Delta H = \Delta H_1 + \Delta H_2$, однако из-за ошибок совмещения разновременных моделей в реальности мы имеем несовпадение (δH) для каждого из ледников и в целом для оледенения. Это дало нам возможность определить относительную ошибку изменения высоты поверхности всего оледенения, которая составила 2,6%. Аналогичная

ошибка измерений изменения объема оледенения составила 1,8%. Таким образом, достаточно большое количество измерений привело к повышению точности получения конечного результата на порядок от данных первоначальных расчетов. Отметим, что топографическая карта 1957 г. в данном случае была оцифрована по горизонталям с сечением 10 м. Это позволило получить детальную картину изменения высоты поверхности и избежать ошибок в цифровых моделях, связанных с интерполяцией разреженных точек.

Составленные карты (рис. 4.14) наглядно показывают реакцию оледенения даже на кратковременные периоды изменения климата. В период 1957-1979 гг., несмотря на общее сокращение площади почти на всех ледниках кроме плато Джикиуганкез на северо-востоке и Хотю-Тау на юго-западе оледенения, преобладает повышение поверхности, достигающее 40 м на леднике Уллучиран на северном склоне. Это привело к слабopоложительному балансу массы всего оледенения за указанный период, который оценивается в +0,94 м водн. экв., что, очевидно, является результатом общего снижения температуры воздуха Северного полушария в 60-е годы XX в. (Котляков В.М. Мир снега и льда. – М., Наука, 1994. – 286 с.; Котляков В.М. Наука. Общество. Окружающая среда. – М.: Наука, 1997. – 409 с.). В это время многие ледники Эльбруса наступали (Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 429 с.). За второй период наблюдений (1979-1997 гг.) произошло повсеместное снижение высоты поверхности за исключением незначительной области вблизи вершины Эльбруса. Наибольшее снижение отмечено на ледниках северо-восточного склона оледенения – Чунгурчатчиран и Бирджалычиран, объединённых под общим названием “ледяное поле Джикиуганкез”. Здесь средняя величина снижения поверхности по всей площади ледников составляет 16,8 м, достигая на языках 40 м.

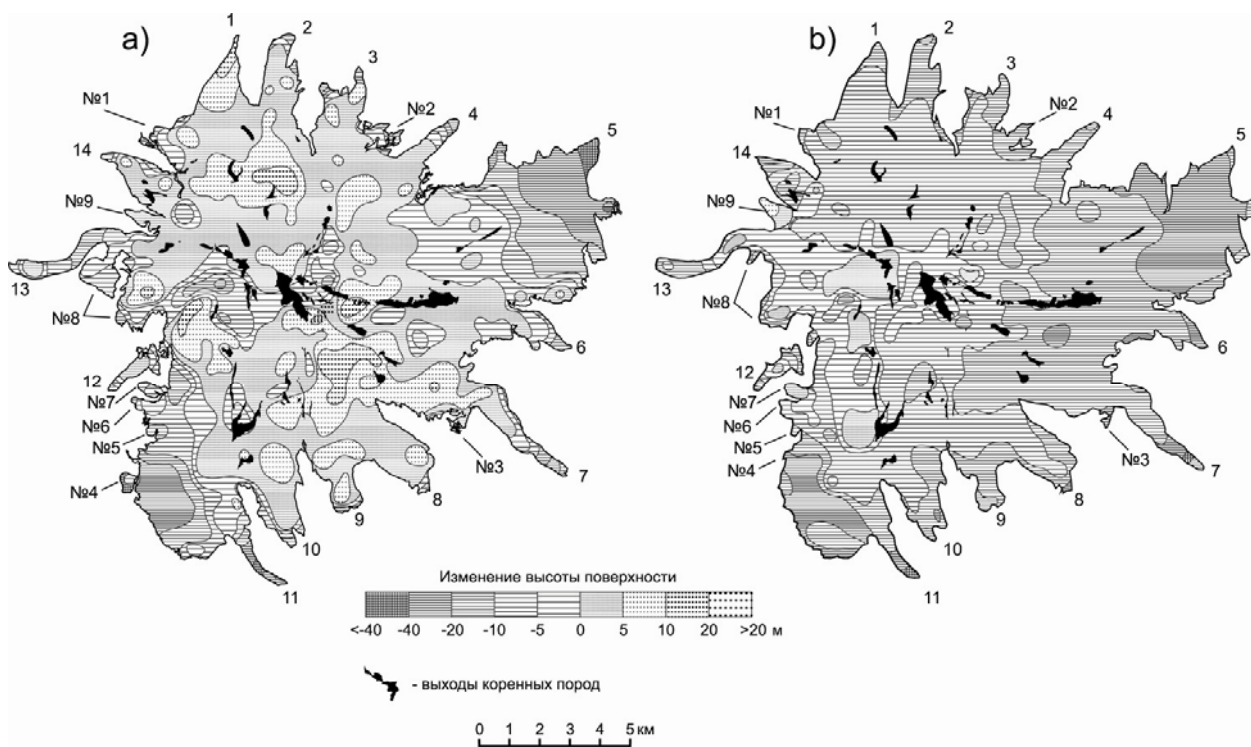


Рис. 4.14. Изменение высоты поверхности оледенения Эльбруса за интервалы: а – 1957-1979 гг. в границах 1957 г.; б – 1979-1997 гг. в границах 1979 г. Долинные ледники: 1 – Уллучиран, 2 – Карачаул, 3 – Уллукол и Уллумалиендерку, 4 – Микельчиран, 5 – Джикиуганкез, 6 – Ирикчат, 7 – Ирик, 8 – Терскол, 9 – Гарабаши, 10 – Малый Азау, 11 – Большой Азау, 12 – Уллукам, 13 – Кюкюртлю, 14 – Битюктюбе. Висячие ледники, не имеющие собственного названия пронумерованы (№№ 1-9)

В целом за 40 лет после МГГ (с 1957 по 1997 гг.) объём оледенения Эльбруса уменьшился на $1,2 \text{ км}^3$, что составляет около 1 км^3 воды, из них 45% приходится на два упомянутых выше ледника северо-восточного склона. Примечательно, что 98% этого объёма приходится на нижнюю часть оледенения от окончаний языков до высоты 4000 м. Это дает возможность проследить за темпом сокращения оледенения начиная с середины XIX в., поскольку сокращение объёма и площади оледенения происходило в результате таяния языков (табл. 17). Эти вполне достоверные количественные данные показывают, что наибольшие темпы сокращения оледенения приходятся на первый период (1850-1887 гг.). Начиная с 1887 г. сокращение площади происходило практически равномерно, а сокращение объёма даже замедлилось (рис. 4.15). Эти данные приводят к выводу, что глобальное потепление климата, которое сменяется кратковременными периодами похолоданий, началось ещё в середине XIX в. после окончания малого ледникового периода и имеет скорее естественные причины, чем антропогенные.

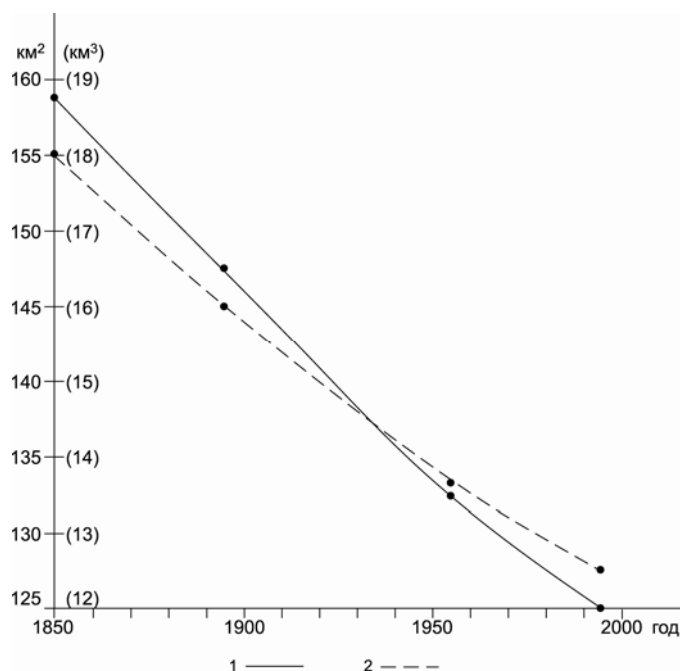


Рис. 4.15. Изменение площади и объёма оледенения Эльбруса за период 1850-1997 гг.
 1 – изменение площади, км²; 2 – изменение объёма, км³

Ледники Эльбруса, относясь к морфологическому типу ледников конических вершин, имеют разную экспозицию, оканчиваются в разных высотных зонах, т. е. существуют в разных условиях. Вследствие этого, в одно и то же время они имеют разноплановые пространственные изменения, что приводит к выводу о том, что даже непрерывные прямые наблюдения на одном из ледников не дают возможности судить об эволюции оледенения в целом. Для этой цели наиболее информативным является суммарный баланс массы через какие-то промежутки времени, полученный для оледенения в целом по материалам крупномасштабных инструментальных съёмок.

Определение динамики баланса массы всего оледенения Эльбруса базируется на составленных цифровых моделях всего оледенения 1957 и 1997 гг. Их сопоставление дало возможность получить суммарный баланс массы всего оледенения за 40 лет после МГГ (см. табл. 12). Цифровая модель 1979 г. использовалась для оценки точности измерений.

Сопоставление цифровых моделей облегчалось тем, что все три модели были составлены в единой системе координат и опирались на одни и те же пункты съёмочного обоснования.

Для определения суммарного баланса массы в водном эквиваленте за соответствующие периоды на основе изменений высоты поверхности

необходимо было пересчитать плановую площадь в площадь физической поверхности, а изменение высоты поверхности пересчитать в величину по нормали к склону. Такой перерасчёт подразумевает знание среднего угла наклона склона. Теоретически правильным является измерение средневзвешенного угла наклона криволинейной поверхности, какой и является поверхность ледников Эльбруса. Такой угол вычисляется из соотношения плановой и физической поверхности для каждого ледника, последняя из которых нами измерялась на площадках 10×10 м и затем суммировалась. Если же применять методику, изложенную в работе (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.), где плановая площадь 200-метровых высотных зон при переходе к физической поверхности аппроксимируется плоскостью, то обнаруживается систематическая ошибка в сторону увеличения угла наклона и соответственного увеличения площади физической поверхности ледников. Относительная ошибка измерений в зависимости от размеров ледника в таком случае может достигать 10%.

При переводе величины изменения высоты поверхности в водный эквивалент возникает некоторая неопределенность, поскольку плотность убывшего слоя в области питания – величина переменная из года в год.

При исследованиях на леднике Джанкуат была измерена средневзвешенная по площади плотность ледника, которая оказалась равна 0,79 г/см³. Для Эльбруса в целом такая работа не проводилась. Но можно приблизительно вычислить эту величину для Эльбруса по соотношению фирна и льда (ледниковых коэффициентов) Эльбруса и Джанкуата, которые составляют 1,65 и 1,69 соответственно. Следовательно, плотность 0,79 г/см³ можно использовать и для Эльбруса в целом.

После соответствующих расчетов с учётом плотности льда (0,79 г/см³) была составлена карта суммарного баланса массы оледенения Эльбруса в водном эквиваленте за интервал 1957-1997 гг. (рис. 4.16). При рассмотрении карты необходимо учитывать, что она представляет собой лишь подготовленную к печати иллюстрацию, полученную путём существенного уменьшения и формальной генерализации исходного материала масштаба 1:10 000. Иллюстрация дана лишь для показа общей картины распределения баланса

массы в границах оледенения, некоторая неточность в положении границ здесь неизбежна, а местами мелкие контуры намеренно преувеличены для лучшей читаемости.

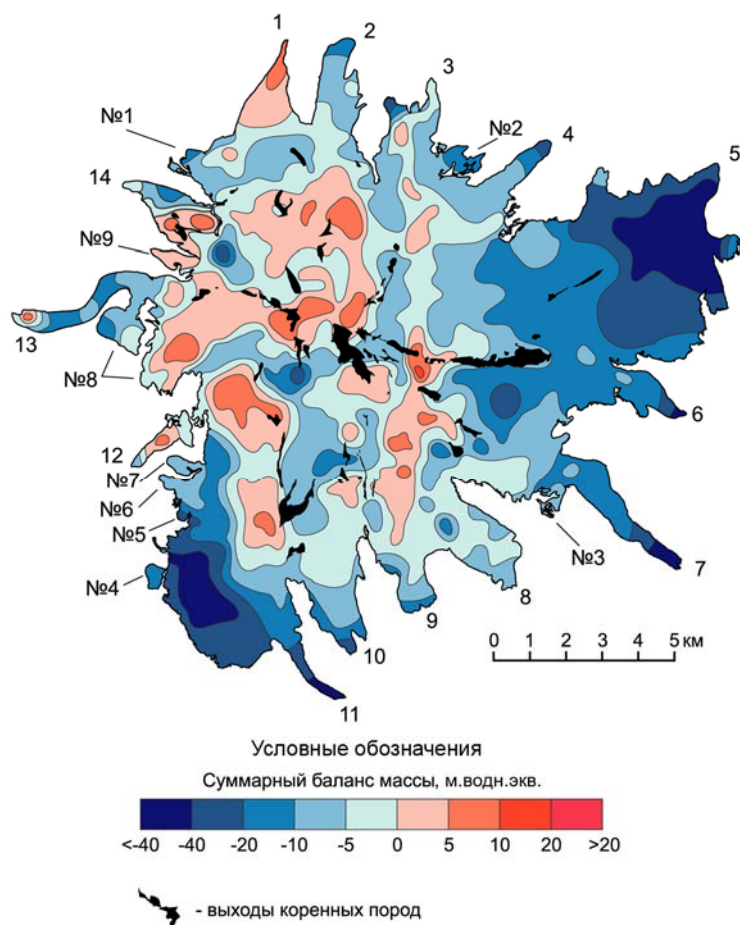


Рис. 4.16. Суммарный баланс массы оледенения Эльбруса, м. водн. экв. за период 1957-1997 гг.
 Долинные ледники: 1 – Уллучиран, 2 – Карачаул, 3 – Уллукол и Уллумалиендерку, 4 – Микельчиран, 5 – Джикиуганкез, 6 – Ирикчат, 7 – Ирик, 8 – Терскол, 9 – Гарабаши, 10 – Малый Азау, 11 – Большой Азау, 12 – Уллукам, 13 – Кюкюртлю, 14 – Битюктюбе. Висячие ледники, не имеющие собственного названия пронумерованы (№№ 1-9)

Всего за 40 лет после МГГ суммарный баланс массы оледенения Эльбруса составил -6,7 м. водн. экв., т.е. растаявший лёд дал около $1,0 \text{ км}^3$ воды, 45% которой приходится на два ледника северо-восточной части оледенения: Чунгурчатчиран и Бирджалычиран, объединенные под общим названием «ледяное поле Джикиуганкез». Высокие величины отрицательного суммарного баланса массы за 40 лет после МГГ имеют два ледника – Ирикчат в юго-восточной части оледенения и Большой Азау в юго-западной, соответственно -12,0 и -10,0 м. водн. экв. В то же время ледники западной и северной части оледенения – Уллукам и Уллучиран имеют положительный баланс массы: +1,4 и +1,2 м. водн. экв. соответственно. Этот факт подтверждает наш тезис о том, что

по наблюдениям на одном леднике Эльбруса достаточно сложно судить об эволюции оледенения в целом. Несмотря на общий отрицательный баланс некоторые ледники за исследуемый период испытывали наступание. По наблюдениям В.Д. Панова (Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 429 с.) за период 1972-1979 гг. ледник Большой Азау наступил на 120 м. С начала 80-х годов он снова начал отступать. Ледник Кюкюртлю к 1983 г. продвинулся на 110 м от положения 1957 г. (Винников Л.П., Лабутина И.А. Изменение ледника Кюкюртлю на Эльбрусе за четверть века // МГИ. – 1987. – Вып. 60, с. 147-152.).

Следует отметить, что достаточно корректные результаты расчетов баланса массы мы можем получить только для оледенения в целом, которое имеет чёткие границы. Что касается отдельных ледников, то расчетные данные для них имеют сугубо ориентировочный характер, поскольку их границы достаточно неопределенны и могут постоянно меняться из-за сложного подледного рельефа (лавы различных генераций) и изменений высоты поверхности ледников. Ярким подтверждением этого являются ледники Уллумалиендерку и Уллукол на северном склоне Эльбруса, имеющие общую область питания. Если первый из них к 1997 г. продвинулся вперед по сравнению с 1957 г., то язык второго совершенно растаял, что вероятнее всего объясняется пространственным перераспределением потоков льда из области питания. Строгим способом определения реальных границ ледников в данном случае может быть только предварительное составление карт движения льда на их поверхности по материалам повторных съёмок. Такая задача к настоящему времени является актуальной, но требует немалых затрат.

Из-за неопределенности границ ледников нельзя сравнивать их балансы массы, полученные непосредственно из прямых гляциологических наблюдений и фотограмметрическим (картографическим) методом. Так, например, среднегодовые составляющие баланса массы ледника Гарабаши (Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // МГИ. – 2003. – Вып. 95, с. 111-121) за период наблюдений с 1984 по 1997 г. и рассчитанные путем реконструкции с 1957 по 1995 гг. (Рототаева О.В., Тарасова Л.Н. Реконструкция

баланса массы ледника Гарабаши за последнее столетие // Материалы гляциологических исследований. – 2000. – Вып. 88, с. 16-26) несколько отличаются от полученного нами за период 1957-1997 гг. по материалам повторных съемок (+6 и -4 г/см² соответственно), хотя, с учетом точности определения этого показателя обоими методами, результаты достаточно близки. В этом смысле показательными являются работы на леднике Джанкуат, где также длительное время баланс массы, полученный прямыми гляциологическими наблюдениями, отличался от суммарного баланса массы, измеренного по материалам повторных фототеодолитных съёмок. В результате специальных экспериментальных работ было доказано, что та часть площади Джантуганского плато, которая считалась областью питания ледника Джанкуат, была завышена приблизительно в три раза (Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. Распознавание ледораздела на переметных ледниковых комплексах (Джантуганское плато на Кавказе). // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 2002. – № 3, с. 36-43). Таким образом, совместные гляциологические и геодезические (фотограмметрические) наблюдения также могут помочь установить реальную границу ледника там, где она неопределенна, и повысить достоверность результатов.

Новый этап в развитии исследований эволюции оледенения, по нашему мнению, будет связан с технологией обработки космических стереоснимков высокого разрешения. В 2007 г. по нашему заказу была выполнена стереосъемка Эльбруса с разрешением 2,5 м индийским спутником Cartosat-1 (рис. 2.9). Обработка снимков показала, что они вполне удовлетворяют всем требованиям дистанционного мониторинга ледников. В целом за 50 лет после МГГ (с 1957 по 2007 г.) площадь оледенения Эльбруса сократилась на 12,5 км² и составила в 2007 г. 120,0 км², а объём уменьшился на 1,7 км³, что составляет около 1,5 км³ воды, из них 45% приходится на два ледника северо-восточного склона Бирджалычиран и Чунгурчатчиран, что хорошо видно на рис. 4.16, который относится к периоду 1957-1997 гг. Количественные данные по изменению площади и объёма оледенения показывают, что, начиная с конца XIX в., сокращение площади и объёма происходило практически равномерно.

Выводы

На основании непрерывного с 1968 г. комплексного мониторинга ледника Джанкуат можно заключить, что основной причиной колебаний его фронта является соотношение между поступлением льда на язык из области питания вследствие движения и его убылью на языке вследствие абляции. Это и есть основная причина разноплановости эволюции различных ледников, зачастую находящихся в одной ледниковой системе.

На основе анализа количественных характеристик ледника Большой Азау в 1849 и 1873 гг., которые измерил Г. Абих, и морфометрии стадиальных морен были определены пространственное положение ледника Большой Азау в середине XIX в. и колебания его фронта в XX и в начале XXI вв. (до 2007 г.). За это время было два периода стационарирования и некоторого продвижения переднего фронта ледника в 1910-1920 гг. и в 1970-1980 гг. Выявлен цикл между наступаниями ледника приблизительно в 60 лет (почти такой же, как и у ледника Джанкуат). Во второй половине XX столетия деградация ледника несколько замедлилась, но в последнее десятилетие (1997-2007 гг.) снова возросла. Возможно, это связано с высокими летними температурами в 1998-2000 гг., когда измеренный баланс массы ледников Гарабаши (Эльбрус) и Джанкуат (Центральный Кавказ) был резко отрицательным.

На основе картографо-аэрокосмического мониторинга ледника Большой Азау была выявлена важная особенность его эволюции, которую мы назвали «мини-пульсациями», когда лед из области аккумуляции периодически поступает в область абляции поверх старого льда, образуя новый язык из чистого льда, который, впрочем, быстро покрывается мореной.

Исследования, выполненные в последнее время рядом климатологов, предполагают вывод о глобальном потеплении климата в результате парникового эффекта уже начиная со второй половины XX в. Появились многочисленные модели глобального потепления климата, разработанные в России и за рубежом. Поскольку горные ледники являются чуткими индикаторами изменения климата, то очевидно, что повышение глобальной температуры воздуха должно отразиться на их режиме и размерах, особенно на изменении их площади и объёма. Эта гипотеза не подтверждена результатами

картографо-аэрокосмического мониторинга крупнейшего в Европе оледенения Эльбруса, имеющего площадь физической поверхности более 140 км². Мониторинг проводился на протяжении более чем столетия – с конца XIX в. до настоящего времени.

На основе цифровых методов обработки материалов съёмок мы получили количественные показатели сокращения оледенения Эльбруса, начиная с середины XIX в., из которых следует, что наибольшие темпы сокращения оледенения приходятся на период с середины до конца XIX в., а начиная с конца XIX в. они заметно уменьшились и на протяжении более чем столетия являются практически равномерными. Эти данные приводят к выводу, что глобальное потепление климата, которое прерывается кратковременными периодами похолодания, началось еще в середине XIX в. после окончания малого ледникового периода и имеет скорее естественные причины, чем антропогенные.

Этот вывод нашёл независимое подтверждение, когда океанографы США и Великобритании обнаружили, что температура воды в Мировом океане в XIX веке была теплее сегодняшней (Dean Roemmich, W. John Gould & John Gilson/ 135 years of global ocean warming between the Challenger expedition and the Argo Programme // Nature Climate Change. 2012. № 2. Pp. 425-428).

В целом за 40 лет после МГГ (с 1957 по 1997 гг.) объём оледенения Эльбруса уменьшился на 1,2 км³, что составляет около 1 км³ воды, из них 45% приходится на два ледника северо-восточного склона Чунгурчатчиран и Бирджалычиран. Примечательно, что 98% этого объёма приходится на нижнюю часть оледенения (от окончания языков до высоты 4000 м), что и дало возможность проследить за темпом сокращения оледенения, начиная с середины XIX в.

Глава 5. ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СЕЛЕЙ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ НА ОСНОВЕ КАРТОГРАФО-АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ

5.1. Эволюция оледенения и формирование катастрофических селей в Приэльбрусье

Верховья долины р. Баксан на протяжении более 5 км заполнены отложениями гигантских и очень крупных селей, сформировавшихся за последние 2 тыс. лет. Аналогично терминам «катастрофическая лавина» (Гляциологический словарь / Под ред. В.М.Котлякова. – Л.: ГИМИЗ, 1984. – 527 с.; Дзюба В.В., Золотарёв Е.А. Катастрофические лавины Сванетии зимы 1976 г. // МГИ – 1979. – Вып. 36, с. 228-234) и «сели» (Перов В.Ф. Селевые явления. Терминологический словарь. – М.: МГУ, 1996. – 45 с.) ниже мы называем эти сели также «катастрофическими», имея в виду исключительно их особо крупные размеры. Выполненные нами исследования по определению возраста конечных морен и селевых отложений в Приэльбрусье с применением методов лихенометрии и радиоуглеродного датирования (Сейнова И.Б. Золотарёв Е.А. Ледники и сели Приэльбрусья (Эволюция оледенения и селевой активности). – М., «Научный мир», 2001. – 203 с.) позволили выделить в этом районе несколько периодов повышенной селевой активности, самый ранний из которых приходится на начало новой эры. Составленная на основе полученных результатов карта возраста селевых отложений хорошо иллюстрирует динамику селей в верховьях долины р. Баксан за последние 2 тыс. лет (рис. 5.1). Особенно наглядно эта динамика прослеживается на громадном селевом конусе выноса р. Гарабаши.

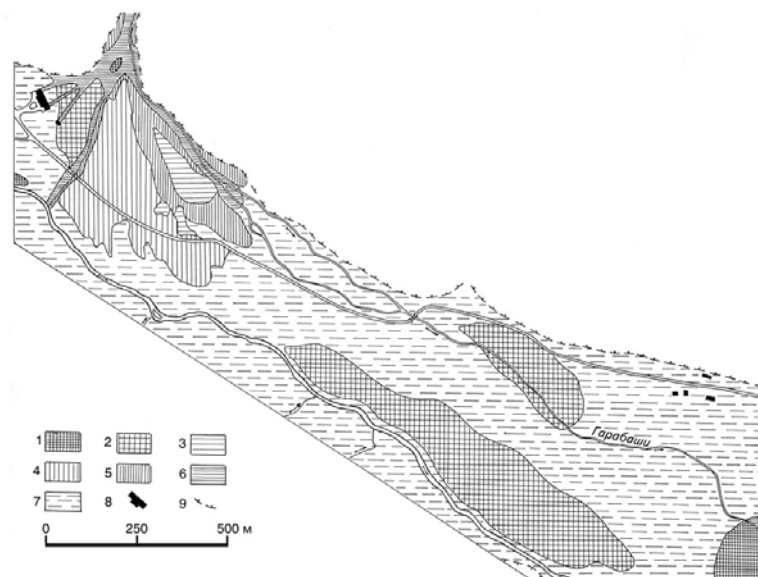


Рис. 5.1. Возраст селевых отложений в верховьях долины р. Азау. 1-4 – возраст отложений, век новой эры: 1 – 0-I, 2 – VII-VIII, 3 – XIV-XV, 4 – XVIII-XIX; 5, 6 – возраст отложений, годы: 5 – 1895-1947, 6 – 1983; 7 – нерасчленённые четвертичные отложения; 8 – территория застройки; 9 – подошва склона

Наиболее крупными здесь были сели, сошедшие около 2 тыс. лет назад. Валуны размером до 4-5 м в поперечнике, вынесенные в долину р. Азау, лежат как в основании, так и вершине современного конуса выноса Гарабашу, который в результате последующей селевой деятельности разделился на три разновозрастных сектора. Правый (западный) сектор представляет собой фрагмент селевых отложений начальной стадии формирования конуса и наложен на ровную широкую поверхность флювиогляциального поля «Поляны Азау», образованного талыми водами мощного ледника позднеплейстоценового оледенения в период его отступления. В вершине конуса на валунах размером 4-5 м в поперечнике найдены лишайники *Risokarpon Geograrphikum* диаметром 200-210 мм. Лишайники такого же размера найдены на селевых отложениях в нижнем течении р. Гарабашу (в интервале высот 2130-2140 м) и в долине р. Азау на высотах 2090-2115 м и 2310-2315 м. Двухтысячелетний возраст этих отложений подтверждает радиоуглеродное датирование (2000±40 лет, ИГАН-747 1987 г.) слоя торфяника, сохранившегося в толще селевых отложений долины р. Кюкюртлю, где диаметр лишайников на валунах также составлял 210 мм.

Весь западный сектор конуса, за исключением самой вершины, перекрыт селевыми выносами, которые датируются VII в. (диаметр лишайников 140-150 мм). Многочисленные гряды отложений этого возраста сохранились по

периферии конуса и за его пределами: по левобережью р. Гарабаши на высотах 2180-2205 м и левобережью р. Азау (2160-2225 м). Судя по соотношению отложений, в VII в. сели уступали по размерам сошедшим в начале нашей эры. Западный сектор конуса отличается от центрального и ландшафтами. Он хорошо задернован, без сплошного лесного покрытия. Возраст сохранившихся сосен достигает здесь своего максимума – 300 лет.

Старое русло р. Гарабаши отделяет западный сектор от центрального. Рельеф центральной части холмисто-грядовой с плавным уклоном от вершины к периферии. Холмы высотой до 2 м образованы застывшими фронтами селевых волн, последовательно наложенных друг на друга. Размер валунов в среднем 0,5-1 м. Это самый обезвоженный участок конуса с сухими руслами, лишенными не только поверхностных водотоков, но и выходов грунтовых вод. На его каменистой поверхности слабо развит почвенный покров и почти нет растительности. После резкого завершения эрозионно-аккумулятивного цикла формирования небольших по объёму селей здесь выросли сосны (по данным дендрохронологических спилов их возраст достигает 150 лет). Лихенометрическая съёмка центральной части конуса показала, что наиболее старые селевые отложения, сохранившиеся по его периферии, датируются серединой XVIII в. (1720-1750 гг.). Максимальный размер лишайников здесь 60-64 мм. Выше эти отложения полностью перекрыты селями XIX в. (1800-1820 и 1840-1860 гг.) с максимальным размером лишайников 40-45 мм. После крупнейшего селя в 1895 г. этот сектор был полностью изолирован от процессов водной эрозии.

Рельеф восточного крыла конуса образован селями конца XIX в. и середины XX в. (Ковалёв П.В. О селях на северном склоне Центрального Кавказа // Материалы Кавк. эксп. (по программе МГГ). – Харьков: Изд-во Харьк. ун-та. – 1961. – т. 3, с. 149-160). Судя по характеру отложений, они были достаточно крупными, но всё же не смогли полностью перекрыть крупноглыбовых отложений, датированных XIV-XV вв. Между современным порожистым руслом р. Гарабаши, вплотную притиснутым к коренному борту долины р. Азау, и глубоко врезанным старым селевым руслом расположен обширный каменистый многоступенчатый остров, поросший чахлым сосновым лесом. Его уступы,

чередующиеся с выположенными площадками, образованы застывшими селевыми волнами, сложенными валунником с широким спектром гранулометрического состава. Максимальные валуны достигают 3 м. На них обнаружены лишайники диаметром 90-100 мм. За пределами конуса выноса отложений этого возраста не встречается, что позволяет сделать предположение о меньших размерах этих селей по сравнению с первым тысячелетием.

Анализ распространения катастрофических селей в верховьях долины р. Баксан и времени их схода приводит к следующим выводам. 1) Существует тесная связь между сходом катастрофических селей и динамикой оледенения. Выделяются два цикла крупномасштабной селевой активности, приуроченные к окончанию первой и второй исторических стадий оледенения и периодам наибольшей интенсивности отступления ледников, а именно: I-VII вв. и середина XIX – середина XX вв. 2) Обнаружено совпадение направления течения голоценовых лавовых потоков из восточной вершины Эльбруса и древних селевых отложений в соответствующих долинах рек. 3) Размеры катастрофических селей постепенно убывают во времени. Объёмы селей, сошедших в конце XIX – середине XX столетий, оцениваются приблизительно в 1 млн. м³. Судя по размерам валунов в селевых отложениях и их распространению, можно предположить, что в первом тысячелетии объёмы селей были на порядок больше.

На основе этих фактов можно высказать предположение о едином механизме образования катастрофических селей в верховьях долины р. Баксан, который тесно связан с извержением вулкана Эльбрус и динамикой его оледенения. Ранее мы считали, что мощные древние сели формировались непосредственно во время последнего извержения, которое, согласно исследованиям во время МГГ, также датировалось приблизительно началом новой эры (Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.).

Однако позднее на основе лихенометрической съёмки конечных морен и голоценовых лав мы определили время последнего извержения вулкана Эльбрус, которое происходило во время климатического оптимума голоцена не ранее 4 тыс. лет назад (Золотарёв Е.А., Сейнова И.Б. Оледенение Эльбруса и его

извержение в голоцене // Материалы гляциологических исследований. – 1988. – Вып. 64, с. 95-101). Отсюда следует, что механизм формирования гигантских селей около начала новой эры был иным. Он действительно связан с последним извержением Эльбруса, но не напрямую, а с его последствиями. Существование мощных толщ озёрных отложений около конца ледника Большой Азау, а также между голоценовыми лавовым потоком и откосом боковой морены ледника Гарабаши на высотах 3160 и 3300 м (на южном склоне Эльбруса и в котловине ниже ледника Уллумалиендерку на северо-восточном склоне Эльбруса), однозначно свидетельствует о подпруживании ледников голоценовыми лавами, что упоминается ещё в работах по изучению Эльбруса во время МГГ (Костоусов В.Н. Гляциологический очерк южного сектора оледенения Эльбруса // Инф. сб. о работах по МГГ. – М.: МГУ, 1959. – № 4, с. 54-78; Оледенение Эльбруса / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.; Щербакова Е.М. Следы последнего оледенения в Приэльбрусье // Инф. сб. о работах геогр. фак-та МГУ по МГГ. – М., 1958. – № 1, с. 29-101). Лавы перекрывали долины и способствовали образованию глубоких ёмкостей, которые заполнялись льдом во время последующих наступаний ледников в первую и вторую исторические стадии оледенения. Во время циклических потеплений климата в таких местах возникали подпрудные и многочисленные термокарстовые озёра, которые способствовали скорейшему таянию ледников, а их прорывы и приводили к образованию катастрофических селей.

Три гигантских прорывных потока 1895, 1912 и 1947 гг. были последними в гляциальной фазе селеформирования в бассейне р. Гарабаши и связанной с нею длительной стадией активизации этих процессов. Их следы наиболее ярко выражены в рельефе в виде протяженных гряд из крупного валунника, в основании которых лежат полусгнившие стволы поверженных сосен. По масштабам и направлению движения сели были идентичными. Как правило, движения первых волн были прямолинейными и шли по старому крутому руслу р. Гарабаши кратчайшим путем к р. Азау. Неизбежно возникающее при выполаживании уклонов в вершине конуса подпруживание отклоняло движение последующих волн к восточному крылу конуса с современным руслом реки, где происходило отложение крупноглыбовой фракции по его берегам,

прослеживающейся вплоть до устья р. Гарабаши. После 1947 г. крупных селей в бассейне р. Гарабаши не было, так как после спуска приледниковых озёр изменился генезис и сам механизм селеформирования, а с ним и масштабы потоков.

5.2. Причины и оценка вероятности формирования катастрофических селей в современных ледниково-моренных комплексах Приэльбрусья

5.2.1. Долина р. Адылсу

В настоящее время потенциальная угроза формирования катастрофических селей гляциального генезиса в Приэльбрусье сохраняется в верховьях р. Адылсу (правый приток р. Баксан), где при отступании ледника Башкара в аномально тёплые годы конца 40-х – начала 50-х годов образовалось крупное озеро диаметром до 250 м и средней глубиной около 20 м при максимуме 30 м (рис. 5.2). Напор воды сдерживает постоянно изменяющаяся ледяная плотина правого борта этого ледника. Её прорывы в 1958 и 1959 гг. были причиной катастрофических селей в долине р. Адылсу. Стабильный режим ледника до последнего времени препятствовал переполнению озерной котловины талыми водами и разрушению плотины, однако в последние годы ситуация изменилась.



Рис. 5.2. Озеро Башкара. Фото А.А. Алейникова, 1999 г.

В начале 90-х годов XX столетия у конца ледника Башкара образовались новые озёра (Черноморец С.С., Петраков Д.А., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Тутубалина О.В., Алейников А.А., Тарбеева А.Н. Динамика ледниково-озёрного комплекса Башкара и оценка селевой опасности в долине реки Адыл-су (Кавказ) // Криосфера Земли. – 2007. – Т. 11, с. 72-84). Авторы дали им наименование

«Лапа» и «Мизинчик» (рис. 5.3). По результатам фототеодолитной съёмки 1999 и 2005 гг. была произведена оценка изменений ледниково-озёрного комплекса, которая отражена в таблице 16.



Рис. 5.3. Ледник Башкара и новые образовавшиеся озёра у его конца.
Фото А.А. Алейникова, 1999 г.

Таблица 16

Динамика озёрно-ледникового комплекса «Башкара»*

Название	Площадь, тыс. м ²		Объём, млн. м ³	
	1999 г.	2005 г.	1999 г.	2005 г.
Башкара	55,9	66,5	1,1	1,5
Лапа	5,3	20,9	0,06	
Мизинчик	2,5	3,8		

* Значения объёмов рассчитаны по результатам промеров глубин из работы (Черноморец С.С., Петраков Д.А., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Тутубалина О.В., Алейников А.А., Гарбеева А.Н. Динамика ледниково-озерного комплекса Башкара и оценка селевой опасности в долине реки Аддыл-су (Кавказ) // Криосфера Земли. – 2007. – Т.11, с.72-84)

Поверхность языка ледника Башкара стала ниже в среднем на 10 м, с каждым годом увеличиваются площади и объёмы приледниковых озёр. Наиболее заметно отступила левая ветвь ледника (на 134 м), протаивание составляет примерно 25 м. Правая ветвь отступила на 20 м, но активно увеличивается озеро Лапа в связи с протаиванием льда на его дне, а также за счёт таяния ледового массива на юго-восточном берегу. Образовался и значительно разрастается термокарстовый провал к юго-востоку от озера Лапа (рис. 5.4), уменьшается ширина перемычки между озером Башкара и нижними озёрами. Уровень Башкаринского озера увеличился на 2,5 м, но сезонная амплитуда колебаний уровней озера составляет 1,5-2 м. Самые высокие уровни

наблюдаются в начале лета. Наиболее выраженный спад начинается после 20 августа – 1 сентября, в конце сезона наблюдений (сентябрь-октябрь) уровни минимальны. Даты фототеодолитной съёмки (в 1999 г. – 23 августа, в 2005 г. – 27 сентября) попали в период наиболее нестабильного положения уровня озера, поэтому нельзя с уверенностью говорить о таком его увеличении. Но есть предположение, что в период 1999-2005 гг. произошел затор внутриледникового канала стока из Башкаринского озера, именно поэтому увеличился его уровень. У озера Башкара нет прямого канала стока, по-видимому, сток осуществляется через внутриледниковые каналы. По затяжкам горизонталей на карте 2005 г. можно увидеть понижение, идущее от озера Башкара к малым озёрам. Предположительно, это ось канала (или каналов) стока из озера Башкара. Существует вероятность объединения этих каналов в один и, если он окажется с достаточно большой пропускной способностью, то поток воды хлынет из озера Башкара (около 1,5 млн. м³) и увлечёт за собой воды малых озёр (более 60 тыс. м³), а также незакрепленные моренные отложения, что приведёт к катастрофическим последствиям. В 2008 г. уровень озера повысился до такой степени, что вода стала переливаться через перемычку.

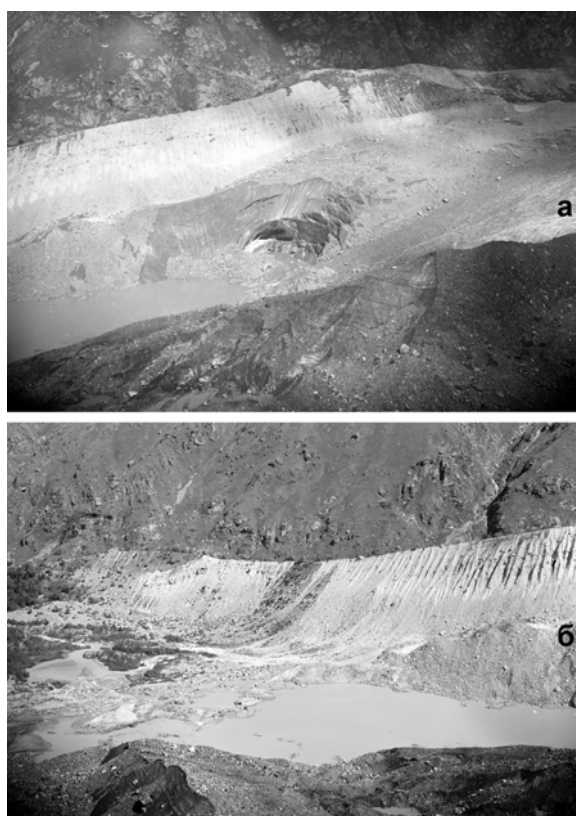


Рис. 5.4. Ледник Башкара. а – термокарстовый провал; б – катастрофическое разрушение конца ледника. Фото А.А. Алейникова

5.2.2. Долина р. Герхожан-су

Деградация оледенения на современном этапе в Приэльбрусье характеризуется высокой скоростью отступления ледников и образованием большого количества погребённых и мёртвых льдов. При их таянии происходит образование термокарстовых озёр, заполненных водой внутриледниковых полостей и течение гравитационно-моренного материала.

Если массивы погребённых и мёртвых льдов имеют большой объём, то прорывы заполненных водой термокарстовых каверн внутри них могут приводить к формированию катастрофических селей. Примером могут служить гляциальные сели в бассейне р. Герхожансу, обрушившиеся на г. Тырнауз 11 августа 1977 г. и 18-24 июля 2000 г. Объём этих селей достигал около 1 млн. м³ и около 5 млн. м³ соответственно (Золотарёв Е.А., Поповнин В.В., Сейнова И.Б. Режим ледника Каярта – активного селевого очага // МГИ. – 1982. – Вып. 43, с. 69-76; Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир. 2005. 180 с.).

Роль гляциальных факторов формирования селей изучалась во время гляциологических и гидрометеорологических наблюдений в зоне зарождения в 1963, 1964, 1975, 1977 и 1980 гг. Впервые фототеодолитная съёмка бассейна Каярты была выполнена в 1963 г. И.А. Лабутиной. 2-9 августа 1977 г. мы провели повторную фототеодолитную съёмку с тех же хорошо сохранившихся базисов, жёстко закреплённых в скальных породах, причём с одного из базисов съёмка была выполнена дважды (для определения скорости движения льда на ледниках). После прохождения селя 11 августа была повторена съёмка конечных морен, что позволило оценить эрозионную деятельность селя в зоне зарождения и визуально, методом измерительного стереоскопического дешифрирования определить в этом месте сдвиг блока морены размером приблизительно 50×50 м за период 2-9 августа 1977 г. (Флейшман С.М., Сейнова И.Б., Золотарёв Е.А. Формирование гляциальных селей непрорывного генезиса в бассейне Герхожан-Су на Северном Кавказе // МГИ – 1979. – Вып.35, с.195-198). Повторную съёмку после последнего катастрофического селя 2000 г. удалось выполнить только в 2003 г. (Золотарёв Е.А., Алейников А.А., Харьковец Е.Г. Деградация оледенения и формирование катастрофических селей в современных ледниково-моренных

комплексах Приэльбрусья // Лёд и снег. 2012. № 3. С. 98-108). Сравнение составленных разновременных крупномасштабных (1:10 000) карт ледникового бассейна позволило оценить изменения пространственного положения ледников и морен за 15- и 40-летний период.

Для удобства обозначения, вслед за С.С. Черноморцем (Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир. 2005. 180 с.), мы называем языки Западный и Восточный согласно их расположению на карте (рис. 5.5). За 40 лет изменились оба ледника, но характер их изменений различен. Западный ледник отступил на 280 м, а Восточный – на 80 м. Площадь Западного ледника на конце языка уменьшилась на 0.135 км², а Восточного – на 0.034 км², т. е. параметры различаются в 3,5-4 раза (рис. 5.5).

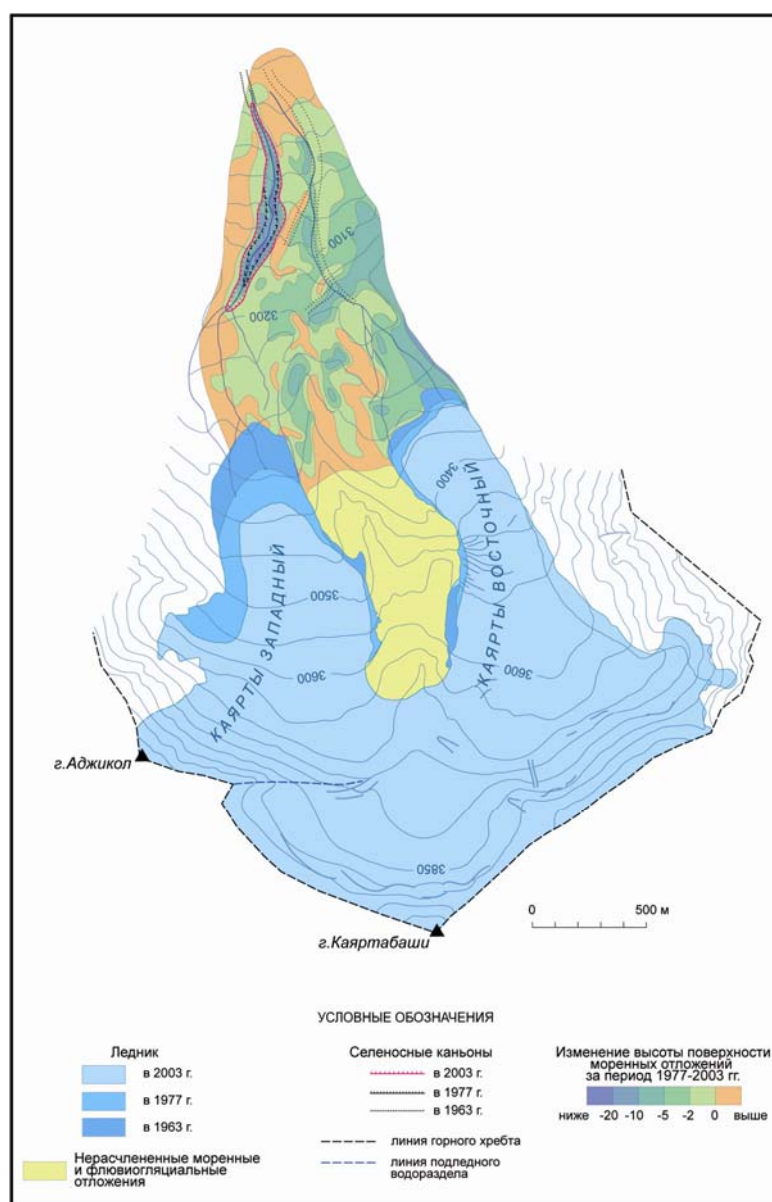


Рис. 5.5. Изменения ледников Каярты и их перигляциальных зон за 1963-2003 гг.

Замороженный и отступающий западный язык является источником огромной массы погребённого льда, которая представляет собой основную причину селеформирования. Область распространения погребённых льдов относится к моренам современного возраста и стадии малого ледникового периода. Непрерывная линза погребённых льдов (по данным электроразведки), как бы продолжающая современный Западный ледник, шириной от 200 до 400 м и мощностью в 25 м, выклинивается на 1 км ниже конца ледника, примерно до отметки 3100 м. Мощность покрывающего её моренного чехла колеблется от 15 до 5 м, уменьшаясь на краевых участках, где погребённые льды подходят близко к поверхности (Сейнова И.Б. Селевые процессы бассейна р. Баксан в последнем тысячелетии. – М., 1997. Деп. ВИНТИ № 9763-В97. – 295 с.). Именно здесь развиваются каньоны и очаги формирования селей (см. рис. 4.6). Ниже Восточного ледника линзы погребённого льда ограничены.

Для прогноза селевых явлений и оптимальной защиты от них в первую очередь необходимо понять механизм селеформирования. Исследователи, изучающие селевую опасность в районе г. Тырнауз, имеют различные мнения. Так, В.А. Герасимов (Герасимов В.А. Селевые потоки 10-11 августа 1977 г. в бассейне р. Герхожансу (Северный Кавказ) и условия их образования // Селевые потоки. – М., 1980. – № 4, с. 68-77), например, считает, что катастрофический сель 1977 г. сформировался в результате слияния многочисленных микроселей с окружающих склонов. С.М. Флейшман, признавая наличие погребённых льдов в моренном комплексе ледников Каярты, связывал причину формирования катастрофических селей с быстрым оползанием морены по погребённому льду, не объясняя при этом причину катастрофического расхода воды (Флейшман С.М., Сейнова И.Б., Золотарёв Е.А. Формирование гляциальных селей непрерывного генезиса в бассейне Герхожан-Су на Северном Кавказе // МГИ – 1979. – Вып. 35, с. 195-198). Наиболее полно процесс селеформирования в перигляциальной зоне ледников Каярты изучен Эльбрусской экспедицией географического факультета МГУ под научным руководством Г.К. Тушинского в 1963 г.

Основной вывод этих исследований состоит в том, что условием формирования селей в данном районе является разрушение тиксотропной структуры моренных отложений, переход их в разжиженное состояние одновременно в большей части селеопасного каньона (Тушинский Г.К., Попов А.И., Голубев Г.Н., Мудров Ю.В., Тумель Н.В. Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа (на примере реки Герхожансу бассейна реки Баксан) // Инф. сб. о работах по МГГ. М. – 1966. – № 13, с. 5-106). Катастрофическое увеличение расхода воды в русле каньона авторы объясняют тем, что она может накапливаться в результате таяния на поверхности ледника в отрицательных формах микрорельефа и при их переполнении одновременно сбрасываться со всей поверхности ледника. По нашему мнению, более вероятен другой способ резкого увеличения расхода воды.

При обследовании морен в 1977 г. после схода селя 11 августа обнаружены ниши в бортах каньонов, где лежали пласты погребённого льда, из-под которых вытекали потоки воды. Это показывает, что в морене находились ёмкости, заполненные водой, образовавшейся при таянии погребённого льда. Их прорыв приводит к катастрофическому увеличению расходов воды в русле и, следовательно, к формированию селя. В таком случае после схода селя уровень морены должен понизиться. Сравнивая материалы съёмки 1963 и 1977 г., мы установили, что это понижение в 1 м (Золотарёв Е.А., Поповнин В.В., Сейнова И.Б. Режим ледника Каярта – активного селевого очага // МГИ. – 1982. – Вып. 43, с. 69-76). Однако эта цифра всего в 2 раза больше возможной ошибки измерений. В период наблюдений 1977-2003 гг. мы получили результат в 1.9 м и чёткое изображение термокарстовых воронок. Такой вывод стал возможным благодаря цифровым методам обработки снимков, а также дате съёмки – через 3 года после схода селя, когда морена успела уплотниться. За этот период объём морены уменьшился на 900 тыс. м³, что эквивалентно 810 тыс. м³ воды, а из Западного селеопасного каньона было вынесено около 650 тыс. м³ твёрдого материала (Золотарёв Е.А., Алейников А.А., Харьковец Е.Г. Деградация оледенения и формирование катастрофических селей в современных ледниково-моренных комплексах Приэльбрусья // Лёд и снег. 2012. № 3. С. 98-108) (рис. 5.6).



*Рис. 5.6. Селевой врез в зоне формирования селя в ледниковом цирке Каярта Западный.
Фото А.А. Алейникова. Июль 2000 г.*

Термокарстовый рельеф представлен по всей площади морены, что позволяет предположить наличие погребённого льда и ниже *Восточного* ледника. Здесь погребённый лёд, возможно, образует не сплошное тело, как под *Западным* ледником, а отдельные линзы, поэтому они и не были обнаружены при геофизических измерениях. Всё это показывает, что основной селеобразующий фактор в истоках р. Каярты – прорыв заполненных водой ёмкостей, находящихся в современных и более древних моренах, которые образуются при таянии погребённого в них льда. Этот прорыв и приводит к катастрофическому увеличению расходов воды и формированию катастрофического селя.

Другое мнение о причинах формирования катастрофического селя в 2000 г. у С.С. Черноморца (Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир. 2005. 180 с.). Он считает, что отчётливое увеличение расходов воды в русле р. Каярты произошло в результате резкой разгрузки внутриледниковых полостей. Но это мнение достаточно близко к нашему. О существовании таких ёмкостей (полостей) и в моренном комплексе свидетельствуют и гидрографические данные. Ниже *Западного* ледника некоторые водотоки теряются в морене, а некоторые – выходят на поверхность из-под земли (рис. 5.5). Напомним, что основой карты являются материалы фототеодолитной съёмки 1977 г., выполненной на следующий день после схода селя.

Общий объём селевой массы оценивается приблизительно в 5 млн. м³ (Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир. 2005. 180 с.). По мнению И.Б. Сейновой (Сейнова И.Б. Золотарёв Е.А. Ледники и сели Приэльбрусья (Эволюция оледенения и селевой активности). – М., «Научный мир», 2001. – 203 с.), в XX веке селей такого масштаба в бассейне Герхожан-Су не наблюдалось.

Судя по прогрессирующему разрастанию селеопасного Западного каньона за 40 лет наблюдений, следует ожидать повторения катастрофических селей в бассейне р. Герхожан-Су и в будущем.

5.2.3. Южный склон Эльбруса

На южном склоне Эльбруса, у ледников Большой и Малый Азау, Гарабаши, Терскол мёртвые льды сохранились в настоящее время в незначительном количестве. Их огромный объём (не менее 1,5 млн. м³) растаял в 1957-1987 гг. у ледника Азау, что зафиксировано повторными фототеодолитными съёмками. Озеро среди морены у правого конца ледника Малый Азау также имеет незначительный объём, и его прорыв в 1979 г. привёл только к селевому паводку р. Азау, которая всё же не вышла из своего русла. Таким образом, сход катастрофических селей гляциально-ливневого генезиса в бассейнах рек южного склона Эльбруса в настоящее время маловероятен.

5.2.4. Северо-восточный склон Эльбруса

Иные условия на северо-восточном склоне. Наибольшая потенциальная селевая опасность в Приэльбрусье сохраняется в настоящее время в верховьях р. Малки, где сформировался огромный гляциальный селевой очаг (рис. 5.7). Об этом мы ещё писали более 10 лет назад (Золотарёв Е.А., Сейнова И.Б. Катастрофические сели Приэльбрусья за два последних тысячелетия // МГИ. – 1997. – Вып. 82, с.184-189), и наш прогноз сбылся. 11 августа 2006 г. произошел прорыв озера у окончания ледника Бирджалычиран. Сформировался сель, который прошёл 10,5 км и достиг минеральных источников Джилысу (Черноморец С.С., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Сейнова И.Б., Крыленко И.В. Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне Эльбруса 11 августа 2006 г.: прогноз, события и последствия // МГИ – 2007. – Вып. 102, с. 219-223). Ледяное поле Джикиуганкез с короткими выводными языками ледников

Бирджалычиран и Чунгурчатчиран – это «ледоём», образованный лавовыми запрудами при последнем извержении Эльбруса. В настоящее время эти ледники быстро сокращаются. Судя по результатам инструментальных съёмок, за 1887-1987 гг. площадь ледников сократилась на $4,8 \text{ км}^2$, а их линейное отступление составило более 1,5 км. Такое интенсивное сокращение сопровождается формированием в этой зоне большого массива мертвых льдов, объем которых оценивается цифрой не менее 15 млн. м^3 при площади около $1,5 \text{ км}^2$. Здесь постоянно возникают и разрушаются термокарстовые озёра, внутриледниковые ёмкости и каналы стока. Эта зона в настоящее время представляет собой самый активный очаг гляциальных селей в Приэльбрусье, сход которых известен, начиная с 1909 г. (Герасимов А.П. Северо-восточное подножие Эльбруса // Изв. Геол. комитета. – 1911. –Т. 30, Вып. 2, с. 77-151).

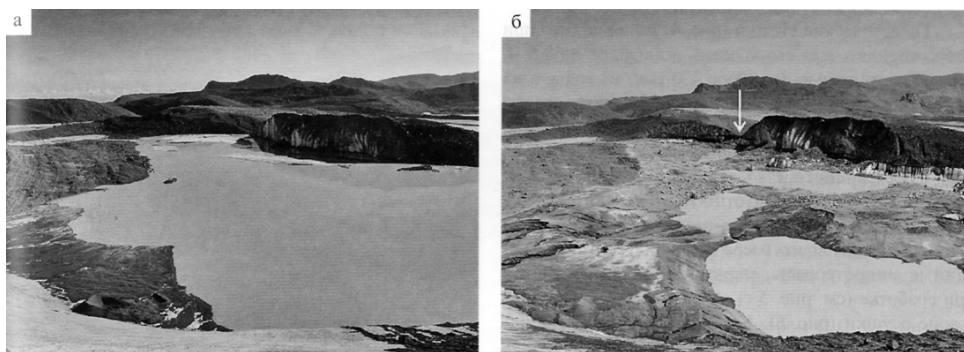


Рис. 5.7. Озеро у ледника Бирджалычиран (северо-восток Эльбруса) а) 26 июля 2006 г. (до прорыва), б) 17 августа 2006 г. (после прорыва). Стрелкой показано место прорыва.
Фото О.В. Тутубалиной

Огромные подпрудные озёра, образованные выше лавовых преград, следы которых в виде озёрных отложений сохранились в котловинах предполья ледников северо-восточного склона Эльбруса, в отличие от подобных озёр на южном склоне, не прорывались, а постепенно опорожнились при пропилировании лавовой преграды истоками Малки – реками Кизил-кол, Бирджалысу и Каракаясу.

5.2.5. Долина р. Кубасанты

Необходимо отметить следующее: хотя масштабы селевой активности в Приэльбрусье в настоящее время затухают, это не исключает полностью вероятности образования в этом районе катастрофических селей, связанных, например, с обрушением скально-ледовых масс с крутых склонов Эльбруса во

время возможных землетрясений или возможность срыва неустойчивых грунтовых масс в русла рек. Например, в 1987 г. началась и была нами инструментально (путём повторных фототеодолитных съёмок) зафиксирована крупная подвижка оползня, лежащего на левом склоне долины р. Кубасанты, в её среднем течении (рис. 5.8, 5.9).



*Рис. 5.8. Оползень на левобережном склоне долины р. Кубасанты.
Фото Е.А. Золотарёва, 1987 г.*

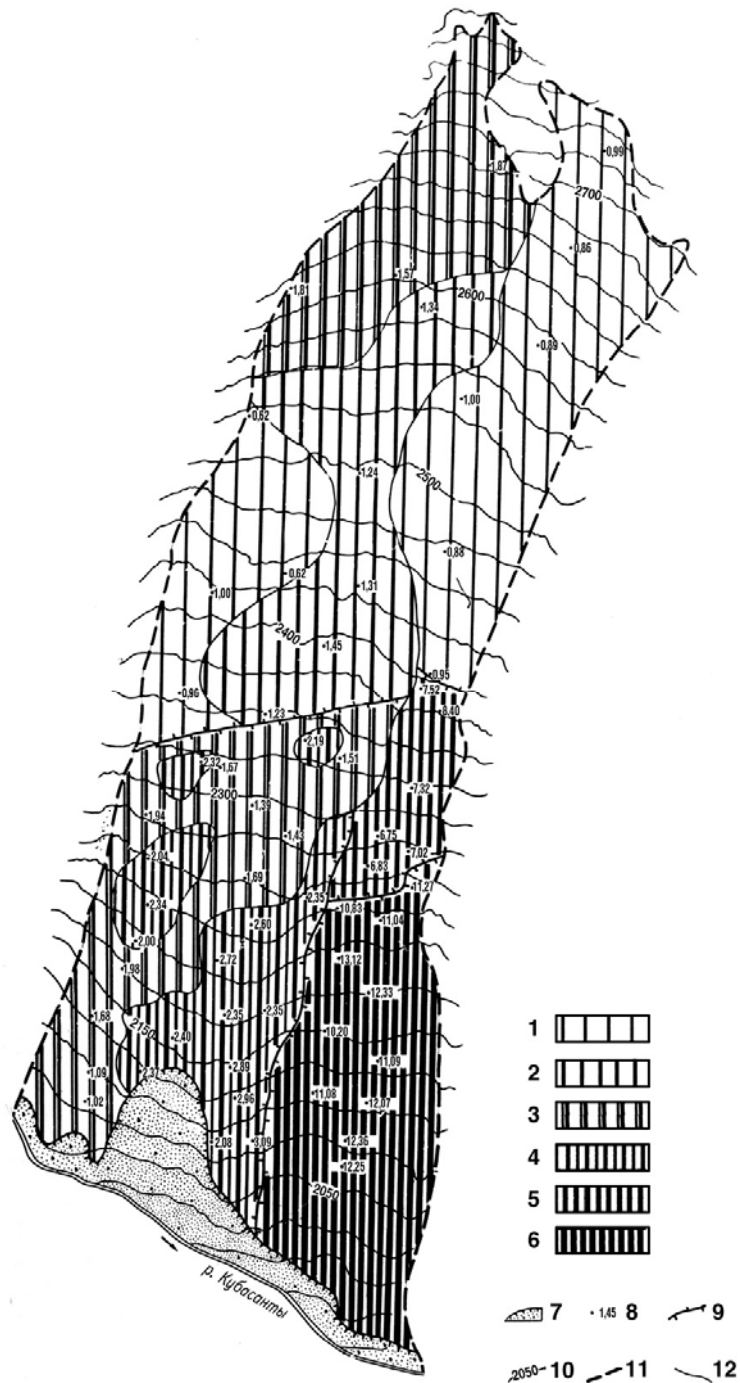


Рис. 5.9. Подвижка оползня в 1987 г. Масштаб оригинала 1:2 500. 1-6 – смещение поверхности оползня за интервал 1986-1987 гг., м; 1 – 0,5-1, 2 – 1,-1,5, 3 – 1,5-2,4, 4 – 2-3, 5 – 6-8, 6 – 10-12; 7 – область разгрузки оползня; 8 – абсолютные значения величины смещения в данной точке, м; 9 – трещины оседания на поверхности оползня; 10 – горизонталы; 11 – границы оползня; 12 – границы блоков с разной скоростью движения

Обработка снимков проводилась способом стереоскопического измерительного дешифрирования, в результате чего установлено следующее:

1) Смещение произошло на всей поверхности оползневой зоны. Площадь смещения (в горизонтальной поверхности) составляет 473 тыс. м² при средней

крутизне склона в 30° . Верхняя граница оползня находится на высоте 2850 м, нижняя – на 1950 м. Средняя ширина оползневого тела составляет около 350 м. О глубине активной части оползня можно судить только по косвенным признакам: а) по обнажениям рыхлых пород высотой до 20 м; б) на основании того, что при довольно большом смещении поверхности оползня (около 12 м) деревья, растущие на нём, не образуют так называемого «пьяного леса» - общепринятого индикатора оползневого склона в лесной зоне, а продолжают расти прямо. По-видимому, глубину оползня в этом случае следует определить порядка 10-20 м, а общий объём оползневого тела – в 5-10 млн. м³.

2) В теле оползня можно выделить две зоны: а) незначительное смещение (в среднем около 1,5 м) в верхней части оползня до высоты приблизительно 2350 м, где образована заметная поперечная трещина отрыва, выраженная морфологически; б) ниже этой трещины чётко зафиксированы четыре блока с разной величиной смещения. На стереомодели они дешифрируются как отвесные уступы с разной высотой, хотя морфологически вся поверхность однородна. Два правых блока, где смещение наиболее велико (до 12 м), отделены от левой части продольной трещиной скалывания.

3) В левой части нижней зоны в рельефе выражены многочисленные линии надвигания. Очевидно, они образованы течением поверхностных оползней. Именно этим можно объяснить замкнутые контуры с более высокой величиной смещения (2-2,5 м) на фоне поля смещения 1,2-2 м, которые дешифрируются на стереомодели смещения в виде фрагментов приподнятой поверхности над основной стереомоделью.

4) Правая часть нижней зоны делится на два блока: верхний блок в промежутке отметок 2400-2250 со смещением около 7 м и нижний блок – ниже отметки 2250 со смещением 12 м. Это наиболее активная и неустойчивая часть оползня площадью 85 тыс. м² и объёмом рыхлого материала приблизительно в 1,7 млн. м³. Её поверхность понизилась за время подвижки в среднем на 1,2 м, что составляет объём вынесенного материала из этой зоны 100 тыс. м³.

5) Зона разгрузки, где происходит соскальзывание рыхлого материала, расширилась за время подвижки на 120 м и её высота поднялась на 70 м, т. е. теперь зона разгрузки начинается на высоте 2140 м, против 2070 в 1986 г.

Общий объём вынесенного материала из этой зоны за период подвижки оценивается приблизительно в 80-100 тыс. м³.

Таким образом, общий объём вынесенного из оползня материала за период подвижки составляет приблизительно 180-200 тыс. м³ или около 10% от объёма наиболее активной части оползня, которая в ближайшее время по-прежнему будет представлять угрозу.

Характер подвижки оползня, которая имела достаточно большие размеры за сравнительно короткий срок, а также характер поля скоростей на карте движения оползня, которые резко увеличиваются в нижней части оползня, предполагают быструю разгрузку оползня в виде обрушения рыхлых масс, которые могут перегородить узкую в этой части долину р. Кубасанты. По-видимому, характер движения этого оползня следует назвать катастрофическим, при котором нельзя исключить возможности единовременного обрушения всей активной части оползня объёмом 1,7 млн. м³. Время наступления катастрофической фазы смещения пока не прогнозируется. Однако, по словам специалистов, занимающихся прогнозом оползневых процессов, «при решении практических задач легче примириться с неопределённостью времени возникновения оползня, чем с неопределённостью места его образования» (Современные методы прогноза оползневого процесса. – М., 1981. – 120 с., с. 12). Границы же опасной зоны можно оконтурить, основываясь на эмпирических зависимостях объёмов оползней, максимальной дальности перемещения оползневых масс от высоты склонов, а также определения разрастания фронта оползания в зависимости от ширины ниши отрыва (Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы, их прогноз. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 214 с.; Формирование оползней, селей и лавин. Инженерная защита территорий. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. – 180 с.). Эмпирическое уравнение дальности перемещения оползней – обвалов объёмом в 1 млн. м³ в несейсмогенной зоне составляет:

$$L = 1,92h + 0,24 \text{ (км)}, \quad (5.1)$$

где h – высота склона от ниши отрыва (коэффициент корреляции 0,91).

Для нашего случая при $h = 0,4$ км $L = 1$ км.

Это означает, что в случае отсутствия препятствия, оползневые массы продвинулись бы на 320 м от подошвы склона. При данных условиях долина

Кубасанты будет перекрыта. ширина перекрытия рассчитывается по другому эмпирическому уравнению:

$$B = 0,02 + 1,3b \text{ (км)}, \quad (5.2)$$

где b – ширина ниши отрыва (коэффициент корреляции 0,89).

В нашем случае при ширине ниши отрыва в 150 м ширина фронта оползня будет 215 м, а долина р. Кубасанты будет перекрыта в интервале отметок по руслу реки 1945-2000 м.

Нетрудно подсчитать, что при средней ширине долины в 150 м и длине перекрытия в 215 м высота плотины составит 53 м (при условии, если обрушится вся активная часть оползня объёмом 1,7 млн. м³).

При крупных землетрясениях, которые возможны в Приэльбрусье, поскольку оно расположено в 9-балльной сейсмической зоне, нельзя исключить и более крупные подвижки оползневых склонов в долины рек с последующим образованием подпрудных озёр и их прорывом.

Характер, сложность и стоимость осуществления защитных мер зависят, кроме геометрии склона, от породы оползневой массы и от величины расхода воды в реке.

В нашем случае неуправляемый размыв и образование катастрофического селя может начаться уже в считанные дни после перекрытия, так как оно будет сложено мелкообломочными легкоразмываемыми породами, а устье ущелья будет способствовать быстрому подъёму воды, несмотря на довольно небольшой расход воды р. Кубасанты.

В этом случае фронт работ для принятия экстренных мер будет очень узким, использовать технику и людей будет крайне сложно. Наиболее эффективным способом защиты в данном случае является как можно более быстрое снижение уровня воды взрывными работами. К заблаговременным же мерам защиты, которые могли бы полностью предотвратить опасные последствия, является сооружение на данном участке защищенного водовода.

5.3. Возможные способы борьбы с катастрофическими селями

На примере селя, сошедшего в 2000 г. на г. Тырнауз, можно сделать вывод о том, что способов защиты объектов от селей такого масштаба не

существует. Но можно разработать различные способы борьбы с этим явлением. В работе (Тушинский Г.К., Попов А.И., Голубев Г.Н., Мудров Ю.В., Тумель Н.В. Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа (на примере реки Герхожансу бассейна реки Баксан) // Инф. сб. о работах по МГГ. М. – 1966. – № 13, с. 5-106) высказана очень правильная мысль, что борьба с селевыми потоками возможна лишь там, где энергия селей ещё невелика, т. е. в зоне их зарождения, для чего и следует изучать в каждом конкретном случае механизм их формирования.

Например, в долине Адылсу не столько опасен прорыв приледниковых озёр, сколько возможность разрушения языка ледника ниже озера Башкара и образования водно-ледово-каменного потока, имеющего большую разрушительную силу. Следовательно, нужно постараться спустить воду из нижнего озера, расширив и углубив русло истока реки, вытекающей из озера.

Поскольку основным источником формирования катастрофических расходов воды в верховьях реки Каярты всё-таки являются погребённые льды, то в данном случае полезным было бы дренирование морены в зоне выклинивания линзы погребённого льда, не допуская, таким образом, накопление воды в пустотах, образующихся при таянии погребённых льдов.

В случае прорыва ледниковых озёр, образующихся в мёртвых льдах на северо-восточном склоне Эльбруса, и образования при этом селей, доходящих до минеральных источников Джылысу, напрашивается вывод о переброске стока из бассейна р. Бирджалы-су в бассейн р. Каракая-су. В этом случае сели будут проходить намного восточнее этих источников (Багов М.М. Возможный вариант защиты минеральных источников Джылу-Су от гляциальных прорывных паводков и селей. Материалы международной научной конференции «Гляциология в начале XXI века». 2009. М.: Университетская книга. 2009. С. 98-103).

Наконец, о возможном срыве оползня и подпруживании р. Кубасанты. Идеальным решением была бы заблаговременная постройка защищённого водовода у правого борта долины, напротив оползня длиной 250-300 м, который не дал бы возможности накопления воды в подпрудном озере. В случае обрушения

оползня при отсутствии такого водовода, по-видимому, следует предусмотреть оперативные взрывные работы для разрушения образовавшейся плотины.

Таким образом, на различных примерах мы показали, что можно значительно снизить опасность от катастрофических селей, не прибегая при этом к строительству дорогостоящих защитных сооружений.

Выводы

Вероятность формирования и схода катастрофических селей гляциального генезиса в Приэльбрусье весьма велика. Деградация оледенения сопровождается образованием большого количества мёртвых льдов. Их таяние приводит к заполнению водой термокарстовых каверн, прорыв которых может приводить к формированию катастрофических селей. Примером могут служить очаги формирования катастрофических селей в ледниковом цирке Каярты в верховьях р. Герхожансу, откуда сели сходят на город Тырнауз и в верховьях р. Малки у окончания ледника Бирджалычиран, где происходит прорыв ледниковых озёр, в результате чего сели доходят до горячих источников Джилысу. Весьма вероятен прорыв ледниковых озёр у ледника Башкара (бассейн р. Адыл-су), где сели формировались ещё в середине прошлого века.

Глава 6. КАРТОГРАФО-АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ДИНАМИКИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЛАВИН

6.1. Деградация оледенения и катастрофические лавины Приэльбрусья

Массовый сход катастрофических лавин в Приэльбрусье был отмечен в зимы 1967/68, 1975/76, 1986/87, 1992/93, 1996/97, 2001/02 (Богатиков О.А., Залиханов М.Ч., Карамурзов Б.С. Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии. – М., 2004. – 239 с.; Залиханов М.Ч. Снежно-лавинный режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа. – Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1981. – 370 с.). Причины возникновения таких лавин обычно связывают с многоснежными зимами. И лишь недавно одной из причин была названа деградация горного оледенения (Олейников А.Д., Володичева Н.А. Об увеличении лавинных катастроф в районах деградации горного оледенения // МГИ. – 2005. – Вып. 99, с. 89-93). Кары и ледниковые цирки, освободившись ото льда, превратились в снегосборные воронки, где формируются особо крупные, катастрофические лавины (рис. 6.1, 6.2). На наш взгляд, действует ещё одна причина – характер подстилающей поверхности. На крутых склонах, покрытых льдом, снег просто не мог накапливаться в больших количествах и сходил в виде небольших лавин, которые останавливались в пределах минерального конуса выноса. Обратим внимание на рис. 4.1, составленный Г. Абихом в 1849 г. во время малого ледникового периода. Долина р. Баксан полностью покрыта сосновым лесом без всяких лавинных прочёсов. На топографической карте 1887 г. прочёсы также отсутствуют (рис. 6.3). И лишь спустя несколько десятилетий катастрофические лавины выбили большую часть взрослого соснового леса (рис. 6.4, 6.5), место которого в настоящее время заняли молодые берёзы и ивы (Трошкина Е.С., Урумбаев Н.А. Редкодействующие катастрофические лавины в Приэльбрусье. В сб.: Лавины Приэльбрусья. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980, с. 41-47).

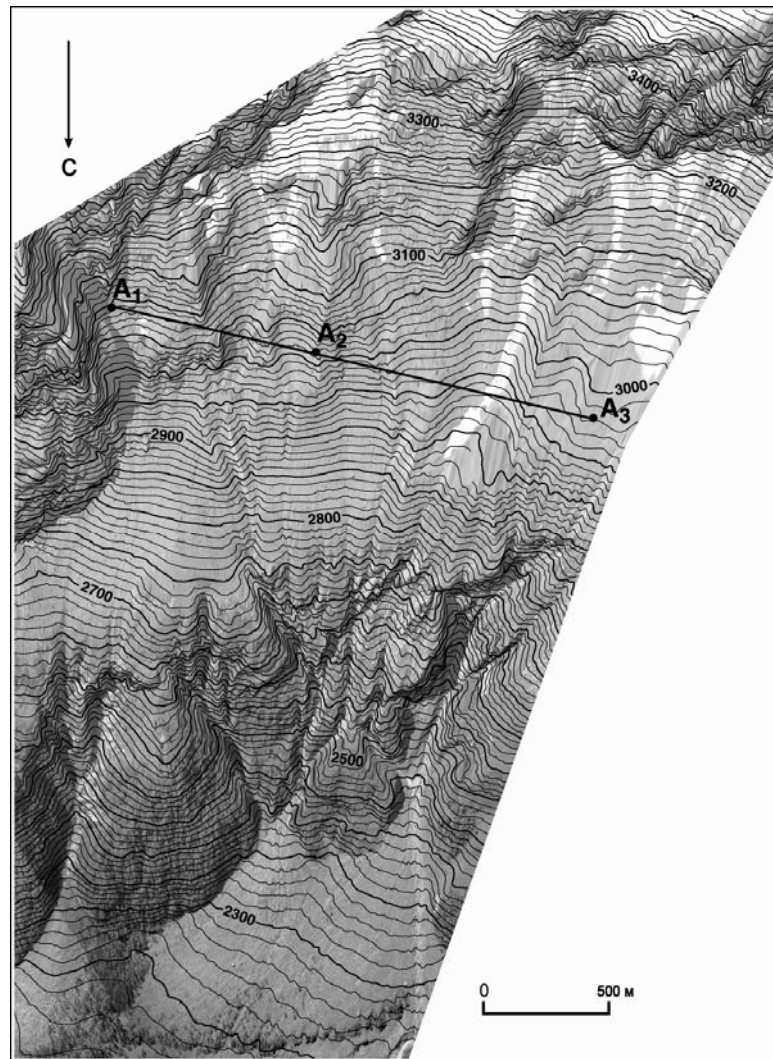


Рис. 6.1. Цифровая ортофотокарта лавиносборов 9-11 на северном склоне г. Чегет (Приэльбрусье), составленная по материалам фототеодолитной съёмки в августе 2003 г. Масштаб оригинала 1:10 000

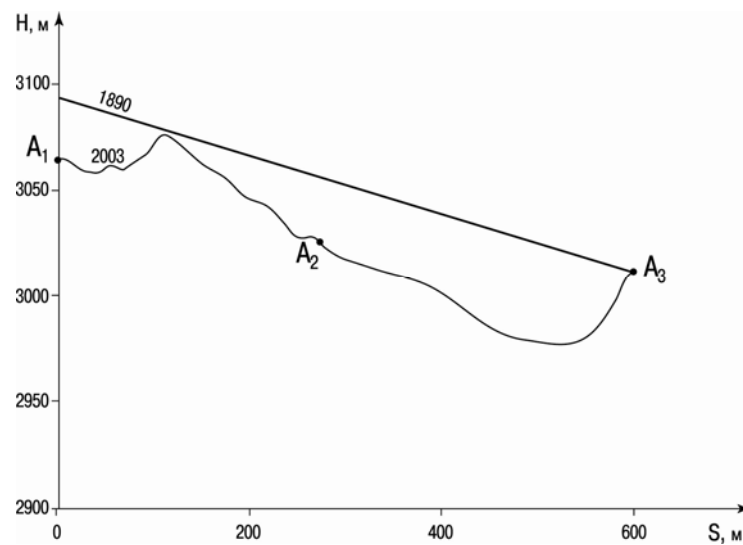


Рис. 6.2. Совмещённый поперечный профиль линии A1-A2-A3 по картам съёмок 2003 и 1887-1890 гг.

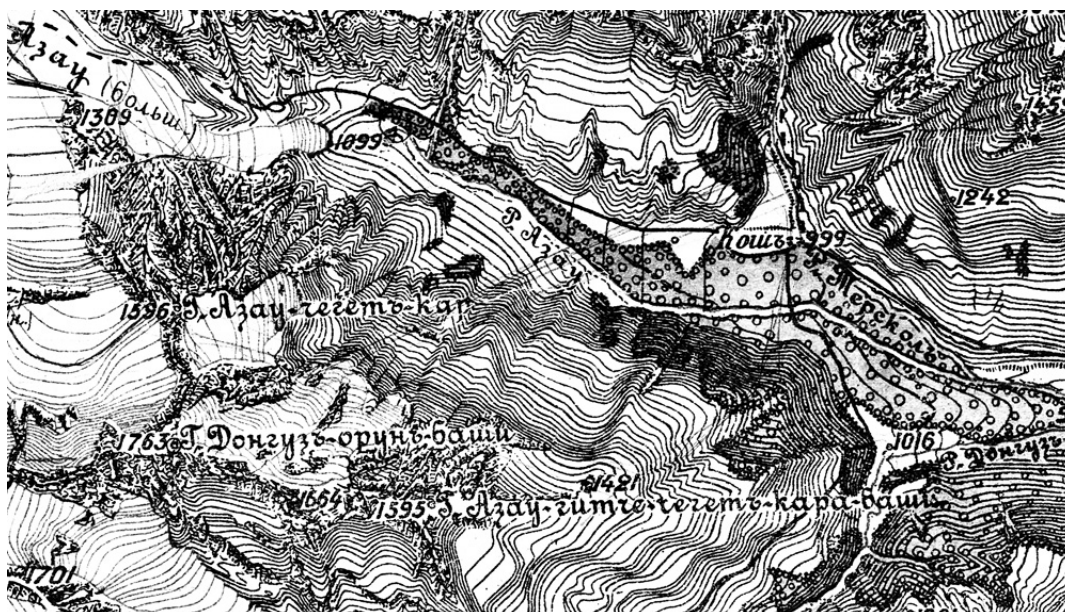


Рис. 6.3. Фрагмент карты 1887-1890 гг. долины р. Баксана



Рис. 6.4. Долина р. Баксана. Фото Е.А. Золотарёва, 1969 г.



Рис. 6.5. Долина р. Баксана. Фото Е.А. Золотарёва, 1976 г.

Для борьбы с лавинами (выбор безопасного места для застройки или проведение противолавинных мероприятий) необходимо знать точные параметры лавин (их объём, скорость движения, дальность выброса и т. д.). С этой целью на Эльбрусской станции географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в 70^х-80^х годах прошлого столетия нами проводились экспериментальные работы с целью применения фотограмметрического метода в исследовании лавин (Золотарёв Е.А. Изучение снега и лавин в Приэльбрусье фотограмметрическим методом // Лавины Приэльбрусья. М.: Изд. Моск. ун-та. 1980. С. 47-62). Нами определялись скорость сползания снега в лавиносборе, запасы снега в области накопления, объёмы лавин в зонах выброса, скорости движущейся лавины.

6.2. Экспериментальные исследования точности определения запасов снега на лавиноопасных склонах дистанционными методами

На Эльбрусской географической станции МГУ автором в течение 1969-1971 гг. проводились систематические фототеодолитные съёмки лавиносборов с целью определения в них высоты и объёма снега. Экспериментальный материал, полученный в результате этих работ, позволил разработать новую методику определения высоты и объёма снега в лавиносборах, основанную на применении дистанционных методов.

В качестве изучаемого объекта были выбраны два лавиносбора, расположенные на северном склоне г. Чегет в верховьях долины реки Баксан:

1) лавиносбор № 2 (рис. 6.7), на котором измерялись высота снега в точках со средним удалением от базиса съёмки около 400 м (длина базиса 24 м);



Рис. 6.6. Лавиносбор №2 («Домашняя лавина»). Фото Е.А. Золотарёва, 1971 г.

2) лавиносбор № 11 (рис. 6.8) при удалении точек измерения от базиса в среднем на 1500 м (длина базиса 85 м).

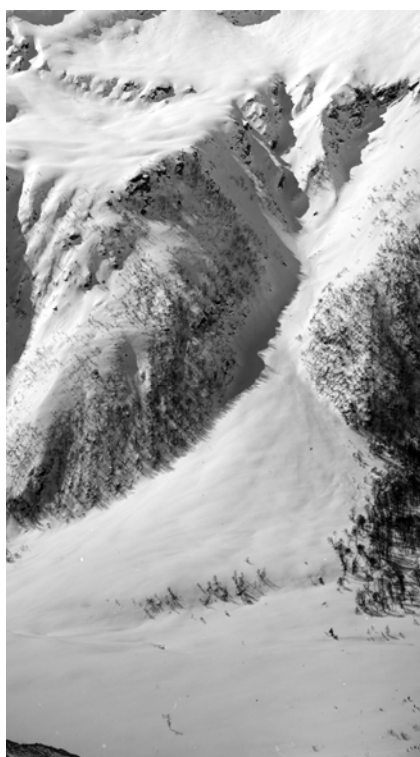


Рис. 6.7. Лавиносбор №11. Фото Е.А. Золотарёва, 1971 г.

Кроме того, в лавиносборе № 11 было измерено 5 точек при отстоянии съёмки в 2,2 км.

При выборе учитывалась сравнительно легкая доступность съёмочных базисов в зимнее время, а также возможность провести на изучаемом объекте

маршрутную контрольную снегомерную съёмку для получения контрольных промеров высоты снега. Кроме того, разные отстояния при съёмке позволили оценить точность определения высоты снега при двух масштабах съёмки 1:1 000 и 1:5 000. Все точки базисов были закреплены в коренных породах стальными марками.

Съёмки проводились в сентябре 1969 г. (без снега), с января по апрель 1970 г. и в январе 1971 г. как после снегопадов и метелей, так и непосредственно после сходов лавин, чтобы иметь материал с различными мощностями снега и судить об относительной ошибке фотограмметрического метода определения высоты снега.

Особенно тщательно соблюдалась при повторных съёмках идентичность всех элементов внешнего ориентирования. Основная задача при съёмке снега – получение негативов такого качества, которое позволяет уверенно визировать маркой измерительного прибора на ненарушенную снежную поверхность. Визирование на поверхность сошедшей лавины обычно не вызывает затруднений благодаря её комковатой структуре (рис. 6.7). Зимняя съёмка проводилась при косом солнечном освещении, преимущественно в солнечные часы (9-11 ч.), в зависимости от высоты солнца в разные зимние месяцы. Применялись фототеодолитные контрастные пластины с чувствительностью 1-5 ед. ГОСТ. Выдержка обычно составляла 0,5-1 сек. Проявлялись экспонированные пластинки в метоловом проявителе Д-23. Время проявления 20-25 мин. Негативы, полученные при этом, мало чем отличаются по качеству от нормальных негативов летней съёмки. Ошибки визирования (m_{px}) на снежную поверхность не превышали 0,01 мм при отстоянии до 4 км. Кроме того, проводились пробные съёмки в первые полчаса после захода солнца за горизонт, когда весь склон находился в тени и освещался отраженным светом при ярко-голубом небе. При той же чувствительности фотопластинок выдержка составляла 3-4 сек., а время проявления до 30 мин. Качество негативов получается несколько хуже, чем в первом случае, но уверенное визирование на снежную поверхность осуществлялось при отстоянии до 2,5 км (предельные ошибки m_{px} составили не более 0,015 мм). Следует заметить, что наличие

неровностей на снежной поверхности улучшает её стереоскопическое восприятие и повышает точность визирования.

Для того, чтобы иметь возможность наиболее надёжно оценить реальную точность фотограмметрического способа определения высоты снега, необходимо иметь достаточное количество точек с контрольными промерами. Измерение высот снега контрольных точек в поле проводилось снегомерным щупом с 10 сантиметровой шкалой. Отсчеты брались с точностью до 5 см. Для исключения грубых ошибок промеры делались трижды в пределах 30-40 см друг от друга. За окончательный результат принималось среднее из трёх измерений. В обоих лавинных очагах было промерено таким образом до 25 контрольных точек. Высота снега колебалась в пределах от 1 до 5 м.

Так как при оценке точности фотографического метода высоты снега в этих точках принимаются за эталонные, то необходимо заранее оговориться, что точность промера высот снега щупом составляет не более 10 см, в основном из-за невозможности строго отвесных измерений и неровностей подстилающей поверхности. Поэтому приведенные ниже цифры следует рассматривать как попытку оценить реальную возможность фотограмметрического способа в сравнении с маршрутной съёмкой, а не как средние квадратические ошибки измерения высот снега этим способом.

Измеренные в поле точки маркировались деревянными рейками высотой до 0,5 м, которые при данном отстоянии достаточно чётко изображаются на негативах. Сразу же после снегомерной съёмки проводилась фототеодолитная съёмка с соответствующих базисов, затем делались контрольные отпечатки и опознавались точки на фототеодолитных снимках.

Негативы обрабатывались на стереокомпараторе и стереоавтографе с целью сравнения возможностей аналитического и универсального способа. Внешнее ориентирование летней и зимней стереопар производилось по одним и тем же контрольным пунктам, с ошибками до 0,1 м в плане и 5-10 см по высоте.

Для лавиносбора № 2 масштаб плана составлял 1:1 000, а для лавиносбора № 11 – 1:2 500 (масштаб модели 1:5 000). Высоты снега в маркированных точках вычислялись как разности абсолютных отметок зимней и летней стереопар соответствующих точек. В лавиносборе № 2 было обработано 18 точек из 25, а в

лавиносборе № 11 – 24 точки. Остальные были либо не опознаны, либо оказались в «мёртвой» зоне для обработки.

При аналитической обработке вычислялись высоты контрольных пунктов на летней и зимней стереопарах, чтобы определить среднюю поправку в высоту снега за несовпадение элементов внешнего ориентирования при повторных съёмках. Для лавиносбора № 11 она оказалась равной 0,09 м, а для лавиносбора № 2 – 0,00 м. Полученные результаты были сравнены с измеренными в поле, исключены систематические ошибки и вычислены средние квадратические ошибки измерения высоты снега фотограмметрическим способом, принимая измеренные в поле высоты за истинные. Оказалось, что ошибки высот, вычисленные аналитическим способом для отстояний 400 и 1500 м равны соответственно $\pm 0,14$ м и $\pm 0,15$ м, т. е. практически одного порядка с точностью маршрутной снегосъёмки. Ошибки высот снега, полученные на стереоавтографе, несколько выше и явно увеличиваются при уменьшении масштаба снимка.

$$\text{для } Y=400 \text{ м} \quad m_h = \pm 0,17 \text{ м}$$

$$\text{для } Y=1500 \text{ м} \quad m_h = \pm 0,27 \text{ м}$$

Несколько точек, которые удалось измерить при отстоянии съёмки более 2 км, дали среднюю квадратическую ошибку определения высоты снега в $\pm 0,54$ и при средней высоте снега в 1,5 м. Однако, небольшое количество измеренных точек делает эту цифру не слишком надёжной.

Всё же, полученные результаты свидетельствуют о том, что при средних отстояниях (масштаб снимков до 1:5 000) фотограмметрический способ определения высоты снега вполне может заменять маршрутную снегомерную съёмку, а с увеличением отстояния, при масштабе снимков около 1:10 000 ошибки определения высоты снега фотограмметрическим методом увеличиваются и могут быть соизмеримы, как это уже отмечалось выше, с высотой самого снежного пласта. Поэтому ранее примененная методика определения высоты снега, основанная на вычитании топографических поверхностей сравниваемых съёмок, непригодна для определения снегозапасов в лавиносборах, удаленных от места съёмки, как правило, на 2-4 км.

Изучение закономерностей распределения снега по поверхности лавиносбора безусловно имеет большой научный интерес. С практической же

точки зрения на современном этапе гораздо более необходимо знание общего объёма снега в лавиносборе, так как эта величина даёт представление о количественных характеристиках возможных из данного очага лавин. Для вычисления объёма снега необходимо получить среднюю высоту снега в лавиносборе, которая затем умножается на площадь лавиносбора, определённую по топографическим картам, либо непосредственно по материалам тех же фототеодолитных съёмок. Очевидно, что для определения средней высоты снега на склоне вовсе не обязательно измерять на фототеодолитных снимках высоты снега в отдельных точках. Гораздо надежнее и перспективнее нам представляется метод, когда бесснежная и заснеженная поверхности задаются независимо друг от друга пространственными цифровыми моделями рельефа местности. Цифровое моделирование рельефа земной поверхности в настоящее время является одной из важнейших задач картографирования, связанной с развитием машинных методов проектирования инженерных объектов и комплексной автоматизацией картографических работ. Наиболее распространёнными в настоящее время являются цифровые модели в виде сетки квадратов или прямоугольников, в узлах которой определяются значения высот. Нами применены модели именно такого рода, как наиболее простые (табл. 17).

Таблица 17

Точность определения высоты и объёма снега в зависимости от отстояния съёмки

№ очага	Число точек	Y, км	Средняя высота снега, м			Объём снега, тыс. куб.м					m ₁ , %	m ₂ , %
			h ₀	h ₁	h ₂	V ₀	V ₁	V ₂	ΔV ₁	ΔV ₂		
2	21	0,4	1,40	1,29	1,31	27,3	25,1	25,5	-2,2	-1,8	8	6
11	«-»	1,5	1,70	1,79	1,84	34,0	35,8	36,8	+1,8	+2,8	5	8
9	«-»	2,2	5,00	4,89	4,83	90,5	88,5	87,4	-2,0	-2,6	2	3
ср.											5%	6%

Здесь Y – отстояние съёмки, h₀ – средняя высота снега, измеренная на местности щупом, h₁ – полученная методом цифровой модели на стереоавтографе, h₂ – на стекометре.

V₀, V₁, V₂ – объёмы снега, полученные соответствующим образом. ΔV₁= V₁- V₀, ΔV₂= V₂- V₀, m₁, m₂ – относительные погрешности получения объёмов снега методами цифровой модели.

Прежде всего следует заметить, что не наблюдается увеличения погрешности с увеличением отстояния съёмки, и методы получения средней высоты и объёмов снега путем построения цифровых моделей на стереоавтографе и стекометре по материалам фотограмметрических съёмок дают примерно одинаковые результаты, отличающиеся в среднем на 5% и 6% от измеренных в натуре. Это доказывает возможность применения наземной фотограмметрической съёмки для оценки снеготпасов в лавиносборах. При выборе метода построения цифровой модели необходимо иметь в виду, что использование аналитического метода имеет смысл только при возможности проведения всех расчётов на ЭВМ, в то время как при использовании стереоавтографа все параметры можно рассчитывать вручную. В то же время применение стекометра и ЭВМ открывает возможность оперативной оценки снеготпасов в лавиносборах, необходимой для целей прогнозирования лавин. Кроме того, промежуточные данные об h_i в узлах сетки отражают характер распределения снега в лавиносборе. Достоверность получения h_i была исследована путём измерения на стереокомпараторе высоты снега в точках, координаты которых соответствовали узлам сетки при измерениях на стекометре.

Разумеется, в настоящее время следует применять цифровые методы обработки материалов фототеодолитной или аэросъёмки для определения высоты и объёмов снега на лавиноопасных склонах. Цифровые методы намного точнее. Здесь точность напрямую зависит от качества негативов. Однако, случаются такие ситуации, когда их применение исключено. В этом случае будут полезны данные разработки.

6.3. Оценочное картографирование катастрофических лавин в Приэльбрусье с применением дистанционных методов

Одной из самых больших лавин была катастрофическая лавина в Приэльбрусье, которая сошла 6 декабря 1973 г. в 8 часов утра из лавиносборов № 9 и 10 северного склона г. Чегет и полностью перекрыла долину реки Азау на протяжении 800 м (рис. 6.8). Воздушная волна, возникшая при сходе этой лавины, дошла до пос. Терскол и выбила стекла в одном из строений на

расстоянии 1100 м от места остановки переднего фронта. Лавина уничтожила взрослый сосновый лес на дне долины на площади 3,7 га (Трошкина Е.С., Урумбаев Н.А. Редкодействующие катастрофические лавины в Приэльбрусье. В сб.: Лавины Приэльбрусья. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980, с. 41-47) в районе моста через реку Гарабаши на дороге Терскол-Азау (рис. 6.9).

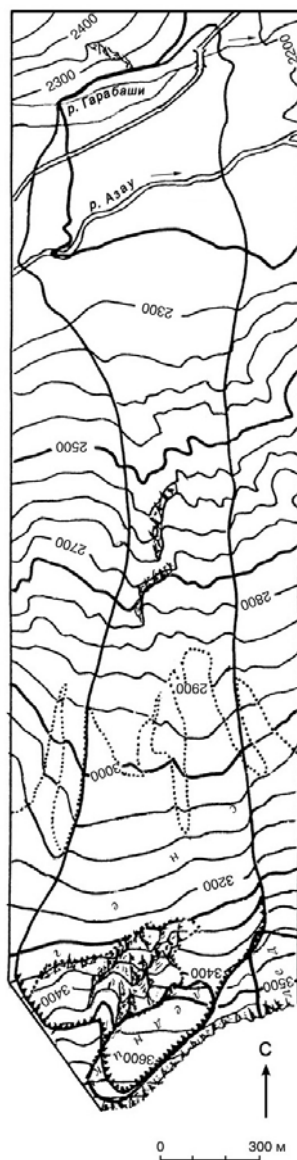


Рис. 6.8. План катастрофической лавины, сошедшей 6 декабря 1973 г.



*Рис. 6.9. Воздействие воздушной волны лавины, сошедшей 6 декабря 1973 г. в лесной зоне.
Фото Е.А. Золотарёва*

На другой день, 7 декабря 1973 г. была произведена фототеодолитная съёмка этих лавиносборов с целью определения некоторых количественных параметров этой лавины. Съёмка производилась со специально закреплённого на противоположном борту долины базиса, который служил для проведения экспериментальных работ по определению высоты и объёма снега фотограмметрическим методом. Через несколько дней, когда погода окончательно установилась и лавинная опасность стала минимальной, непосредственно с лавинного конуса № 9 была произведена досъёмка переднего фронта лавинных отложений, невидимых со стационара. По результатам этой съёмки, а также предыдущих летних и зимних съёмок был подсчитан объём лавины и кроме того получено распределение лавинного снега в зоне отложений. Линия отрыва лавины прошла по самой верхней части висячего ледника под вершиной г. Чегет, по отметке 3700 м, что значительно выше (на 200-300 м) линий отрыва систематически сходящих лавин. Форма линии отрыва обусловлена рельефом лавиносбора и напоминает перевернутую букву W (рис. 6.10). Длина её составляет приблизительно 1 км. На линии отрыва по материалам фототеодолитной съёмки было измерено на стереоавтографе 50 точек толщины оторвавшегося снега, которая колебалась от 0,8 до 7,6 м. Средняя толщина снега на линии отрыва составляет 3 м. При общей площади оторвавшегося пласта около 70 га объём снега, сошедшего из лавиносбора, составляет 2,1 млн. м³. Основная масса снега сошла из цирка левее скального массива, составляющего вершины г. Чегет. Здесь средняя толщина снега на линии отрыва около 4,5 м.

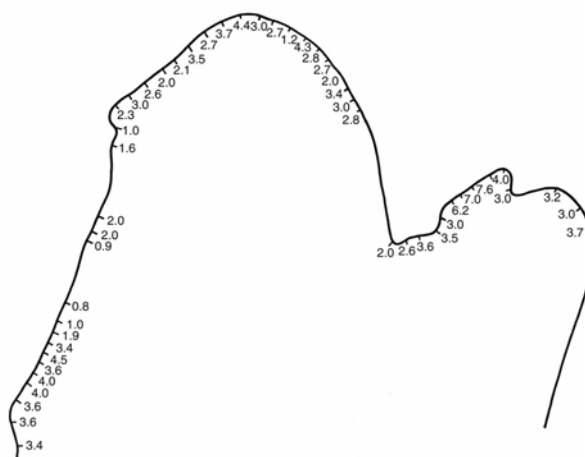


Рис. 6.10. Форма линии отрыва лавины 6.12.73. Цифрами указана толщина снега на линии отрыва, измеренная фотограмметрическим методом

Превышение лавинного очага над дном долины составляет 1490 м. Средний угол наклона склона в пределах лавинного очага равен 32° . Общий путь лавины (в горизонтальной проекции) составляет около 3,3 км. Лавина перекрыла долину и ударилась о противоположный борт, поэтому это был орографически обусловленный предел дальности распространения лавинного снега.

В зоне выброса фотограмметрическим методом была измерена высота лавинного снега в 200 точках, которая колебалась от 1 до 7 м. Средняя высота лавинного снега равна 3 м, общий объём лавины на конусе выноса составляет 1,2 млн. м³. Изолинии равных высот снега в лавине проведены на карте через 1 м. Кроме того, на карте для ориентирования показаны некоторые элементы топографии местности. Карта предназначена для дальнейшего анализа с целью выявления возможного пути лавины в случае отсутствия препятствия.

6.4. Определение максимально возможного пути катастрофической лавины в Приэльбрусье, сошедшей 6.12.1973 г.

Анализ карты распределения лавинного снега в зоне выброса катастрофической лавины (рис. 6.11) показал, что:

1) наибольшая высота снега от 6 до 7 м сосредоточена в тальвегах конусов выноса, которые, вероятно, дали общее направление движению основной массы снега;

2) характер распределения участков с одинаковой высотой снега подтверждает предположение о наличии в движущейся лавине нескольких снежных потоков;

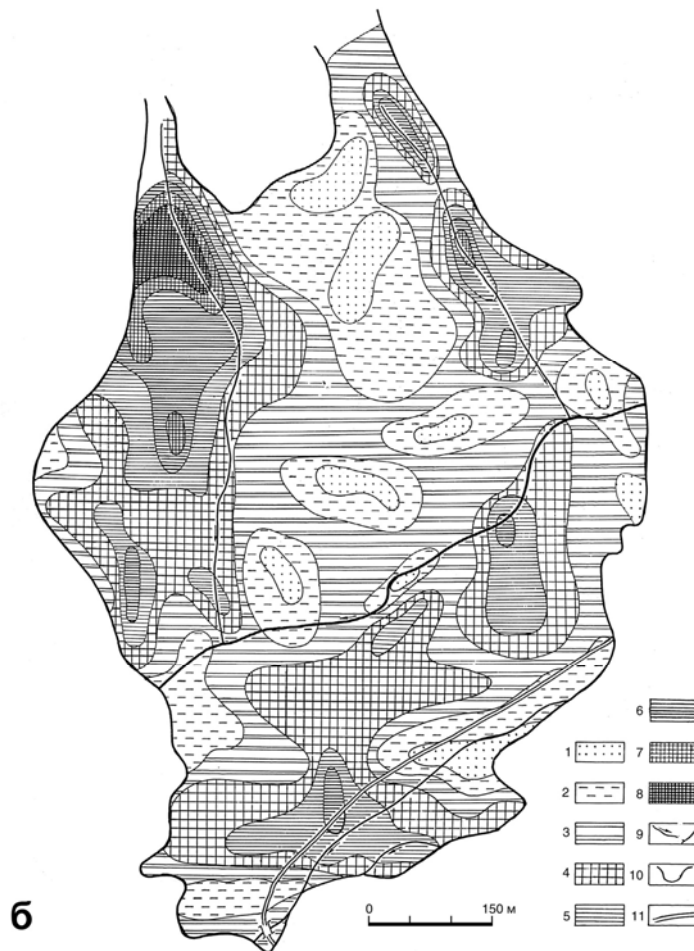


Рис. 6.11. Толщина снега в зоне отложений лавины, сошедшей 6 декабря 1973 г.
 а – лавинный снег на шоссе Азау-Терскол в декабре 1973 г.;
 б – карта толщины снега в зоне отложений. Масштаб оригинала 1:5 000.
 толщина снега в м: 1 – 0-1; 2 – 1-2; 3 – 2-3; 4 – 3-4; 5 – 4-5; 6 – 5-6; 7 – 6-7; 8 – более 7; 9 –
 тальвеги по пути схода лавин; 10 – граница лавины; 11 – шоссе

3) большая часть лавинного снега, шедшая по конусу № 10, остановилась на самом минеральном конусе, дойдя до реки Азау. Можно предположить, что это была самая тяжёлая часть лавины, насыщенная

каменными обломками и обладавшая меньшей скоростью (Золотарёв Е.А., Салова Т.А., Трошкина Е.С. Оценка аккумулятивной деятельности катастрофической лавины в Приэльбрусье // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1979. – № 5, с.47-53);

4) основная часть лавины (до 70% объёма) шла по очагу № 9, захватив пространство между лавиносборами № 9 и № 10. Её отложения образовали в зоне выброса почти правильную дугу, обращенную выпуклой стороной вверх по долине.

Если принять это во внимание, то окажется, что лавина ударила в противоположный склон не под прямым углом, а по касательной, примерно под углом 25-30°. На это указывает и направление поваленных деревьев. Такое предположение объясняет и тот факт, что воздушная волна (снего-воздушное облако) пошла по узкому коридору шириной 30-50 м между склоном и лесом. Фактически направление воздушной волны было задано ещё во время движения лавины.

Соотношение объёмов сорвавшегося (2,1 млн. м³) и отложенного (1,2 млн. м³) снега, названное нами коэффициентом уплотнения, равно ~ 1,7.

Принимая во внимание параметры съёмки, а также сами измеряемые величины, следует заметить, что измерение объёма снега в лавиносборе имеет вероятную погрешность $\pm 10\%$, а в зоне выброса $\pm 5\%$. Тогда соотношение объёмов сорвавшегося и отложившегося снега может варьировать в пределах 1,5-1,8. Этот коэффициент следует вводить при прогнозе максимальных объёмов лавин по площади лавиносбора и данным о высоте снега в нем, при условии срыва лавин со всей поверхности лавиносборов.

Ввиду того, что данная лавина была редкой повторяемости (уничтожен лес 200-летнего возраста) и приближалась по своим параметрам к максимально возможным для данного очага (снег оторвался не менее чем с 90% площади лавиносбора), то она могла бы служить эталоном для расчётов. Однако, как уже отмечалось выше, лавина ударила в противоположный склон, поэтому её возможный путь при отсутствии преграды оставался неизвестным. С целью выявления этого неизвестного был построен интегральный профиль распределения лавинного снега по пути движения лавины (рис. 6.13), а затем

произведена экстраполяция этого профиля до пересечения с воображаемой линией продолжения дна лавины. Из рис. 6.12 следует, что в случае отсутствия преграды лавина прошла бы не более 150-200 м. Вероятно, следует предположить, что удар лавины в противоположный борт долины пришелся уже в то время, как основная масса лавинного снега в виде конечного вала отложилась в 100 м от подошвы склона (на рис. 6.12 – пик свыше 4 м).

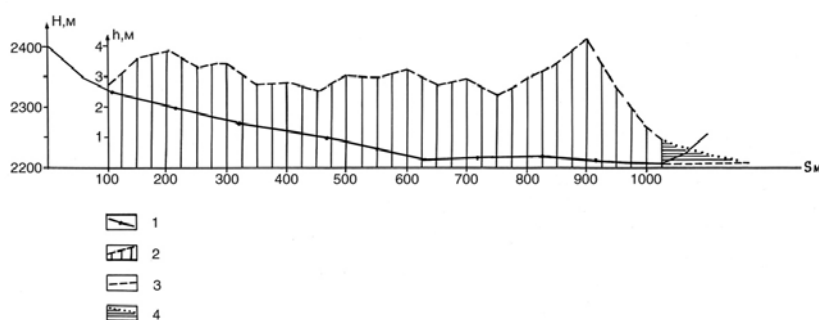


Рис. 6.12. Распределение лавинного снега в зоне отложений катастрофической лавины, сошедшей 6 декабря 1973 г. в Приэльбрусье: 1 – интегральный профиль поверхности пути лавины; 2 – интегральный профиль толщины лавинного снега; 3 – гипотетическое продолжение дна долины; 4 – экстраполируемая толщина лавинного снега

Таким образом, с учётом вероятного пути лавины в случае отсутствия преграды, общий путь лавины от линии отрыва до точки остановки составляет 3450-3500 м. Ни одна из используемых в практике лавиноведения расчетных формул максимальной дальности выброса не дала сколько-нибудь удовлетворительных результатов. Совершенно очевидно, что существующее представление о факторах, определяющих общий коэффициент сопротивления движению подобных лавин, не соответствует действительности.

6.5. Исследование дальности выброса катастрофических лавин в зависимости от морфометрии лавиносборов

В настоящее время существует несколько расчётных способов определения максимальной дальности выброса лавин, однако, большинство исследователей склоняются в пользу способа С.М. Козика (Козик С.М. Расчет движения снежных лавин. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 76 с.), как самого простого. При этом применяют переменную величину минимального коэффициента сопротивления движению лавины r_{\min} , во многом зависящую от морфологических и морфометрических особенностей лавинных очагов.

Оценка морфометрических параметров лавинных очагов для расчёта дальности выброса катастрофических лавин

Одним из основных морфометрических параметров лавинных очагов, оказывающих значительное влияние на величину дальности выброса лавин, справедливо считается площадь лавиносбора, определяющая объём лавины (Аккуратов В.Н., Красносельский Э.Б., Иткин В.Л. О расчёте максимальной дальности выброса снежных лавин. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 349-356).

Для районов Средней Азии Ю.Д. Москалёв (Москалёв Ю.Д. Динамика снежных лавин и снеголавинные расчеты // Труды САРНИГМИ.– Л.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 36 (117). – 231 с.) для расчёта величины r_{\min} предлагает формулу

$$r_{\min} \approx F^{-0.09} , \quad (6.1)$$

где F – площадь лавиносбора в м^2 , замечая при этом, что в физическом смысле правильнее связывать величины r_{\min} не с площадью лавиносборов, а с их функцией – объёмами лавин.

Для района Хибин В.Н. Аккуратовым (Аккуратов В.Н., Красносельский Э.Б., Иткин В.Л. О расчёте максимальной дальности выброса снежных лавин. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 349-356) установлена прямая связь площади лавиносборов с величинами максимально возможных объёмов лавин, выражающаяся уравнением

$$V_{\max} = K \cdot F , \quad (6.2)$$

где K – постоянная величина, представляющая собой высоту снежного покрова, накапливающуюся в однородных лавинных очагах. В среднем, для района Хибин, эта высота принимается равной 2 м.

По мнению С.М. Мягкова (Мягков С.М. Аккумулятивные лавинные формы рельефа в Хибинах и пути использования их характеристик для определения границ лавиноопасных зон. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 15-96), прямая связь максимальных объёмов лавин с площадями лавиносборов для районов Хибин существует лишь для лавиносборов, площадь которых не превышает 15-20 га, а для более крупных лавинных очагов вероятность одновременной разгрузки всей площади

лавиноборов очень мала, вследствие чего наблюдается ослабевание связи между площадями лавиноборов и максимальными объемами лавин. Однако поскольку катастрофические лавины, которые мы считаем по своим размерам близкими к максимально возможным для данного очага – это лавины редкой повторяемости, то пренебрегать возможностью одновременной разгрузки крупных лавиноборов нельзя. В качестве примеров сошлёмся на рекордную по объёму (1,1 млн. м³) для района Хибин лавину 10 февраля 1971 г., вызванную минометным обстрелом, когда снег одновременно сошёл с площади 75 га, а также на лавины района Приэльбрусья, исследованные автором в 1973 г. – 2,1 млн. м³ (70 га) и в 1976 г. – 1,3 млн. м³ (90 га).

Поэтому для катастрофических лавин в принципе возможно вычисление максимальных объёмов по площади лавиноборов с использованием зависимости (2,5) и величины возможного максимального снегонакопления по метеорологическим данным.

Используя эмпирическую формулу дальности выброса В.Н. Аккуратова (Аккуратов В.Н., Красносельский Э.Б., Иткин В.Л. О расчёте максимальной дальности выброса снежных лавин. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 349-356) для Хибин, Ю.Д. Москалев предлагает следующую зависимость общего минимального коэффициента сопротивления движению лавин от их объёма (W):

$$r_{\min} = \frac{K}{\lg(10W)}, \quad (6.3)$$

где $K=0,48-0,55$ для лотковых лавин.

Однако фактические данные по сходу крупных катастрофических лавин не подтверждают такой тесной зависимости дальности их выброса от объёма. Так, в работе Л.А. Канаева, Л.Е. Языкова (Канаев Л.А., Языков Л.Е. Анализ условий массового схода лавин в западной Тянь-Шане в феврале 1976 г. // Труды САРНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 53 (134), с. 114-118, с.117), указывается, что «...материалы наблюдений за лавинами катастрофических размеров в условиях Западного Тянь-Шаня не дают однозначного ответа о связи объёмов лавин с дальностью выброса». Об этом упоминает и сам Ю.Д. Москалев, отмечая, что «...в ряде случаев лавины Средней Азии имеют дальность выброса большую, чем это следовало бы по формуле

В.Н. Аккуратова» (Москалёв Ю.Д. Динамика снежных лавин и снеголавинные расчеты // Труды САРНИГМИ.– Л.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 36 (117). – 231 с., с. 181).

Эти факты приводят к выводу о том, что по достижении лавиной некоторого критического объёма её движение приобретает катастрофический характер; при этом дальнейшее увеличение объёма уже не оказывает определяющего влияния на дальность выброса, а решающее значение имеет морфология пути движения. Рассмотрим особенности пути катастрофической лавины 6 декабря 1973 г. в Приэльбрусье из очагов 9-10 (рис. 6.9). После выхода из лавиносбора крутизной 32° , где оторвался пласт снега площадью около 70 га и средней высотой снега на линии отрыва 3 м, лавина прыгает с обрыва высотой около 80 м и попадает в 5 лотков, имеющих глубину вреза 20-25 м, ширину 25-50 м и многочисленные повороты. Изучение следов этой лавины показало, что во время своего движения перед выходом в долину лавина шла не только по лоткам, но и заняла всё пространство между ними шириной около 400 м. Эта особенность отмечается и В.Н. Аккуратовым (Аккуратов В.Н., Красносельский Э.Б., Иткин В.Л. О расчёте максимальной дальности выброса снежных лавин. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 349-356) у рекордной по объёму для Хибин лавине 10 февраля 1971 г. из лавиносборов №№ 115, 116, а также наблюдалась у лавины 18 января 1976 г. в Приэльбрусье (сев. склон г. Чегет, лавиносборы 11-14). Длина пути лавины 1973 г. в горизонтальном проложении составила 3500 м. Превышение верхней точки на линии отрыва над точкой остановки равно 1490 м. Таким образом, минимальный коэффициент общего сопротивления движению лавины r_{\min} составляет 0,425. Рассчитанный по формуле В.П. Благовещенского (Благовещенский В.П. Прогноз максимальных дальностей выброса лавин на основе статистического анализа видимых границ действия лавин. В сб.: Снежные лавины (прогноз и защита). – М.: Изд. Моск. ун-та. 1974, с. 32-38) для Западного Кавказа $r_{\min}=0,467$, а по формулам (6.7 и 6.9) Ю.Д. Москалёва, предложенным для Средней Азии соответственно – 0,28 и 0,27. В последнем случае, когда расчёт производился с учетом объёма лавины, принимался во внимание фактический объём лавины, измеренный непосредственно на конусе выноса – 1,2 млн. м³, а коэффициент K

брался равным 0,55. Ближе всех к истинному значению оказались расчёты, проведённые по формуле В.П. Благовещенского, однако с учётом величины превышения склона над дном долины это даёт ошибку около 300 м в сторону занижения от фактической величины выброса лавины. Коэффициенты, полученные по формулам Ю.Д. Москалёва, наоборот, дают намного завышенные значения дальности выброса. Очевидно, что в данных формулах всё же не полностью учитываются все факторы, влияющие на движение катастрофических лавин.

Но, как следует из вышеприведенного описания катастрофических лавин, даже визуальное наблюдение следов схода лавин приводит к убеждению, что на их движение сопротивление среды оказывает существенно меньшее влияние, чем на движение малых или средних по размерам лавин. Такие лавины буквально затопляют склон, не считаясь с мезо- и микрорельефом поверхности, по которой они движутся. Исходя из этого, вполне логичным выглядит предположение, что на дальность выброса катастрофических лавин влияют лишь основные морфометрические характеристики пути схода, к которым можно отнести: ΔH – превышение верхней границы лавиносбора над днищем долины и α_{cp} – средний угол наклона склона в пределах лавиносбора. Первая величина определяет размер потенциальной энергии лавины (совместно с её объёмом), а вторая – скорость по пути движения и потерю кинетической энергии во время движения по склону и во время торможения при выходе на днище долины (последнюю часть расхода энергии определяет характер профиля пути – угол сопряжения склона и днища долины). Именно средний угол наклона склона в пределах лавинного очага, в значительной мере определяя потерю кинетической энергии движущейся лавины, и оказывает существенное влияние на величину r_{min} – общего сопротивления движению лавины.

Оценка корреляции между величиной общего сопротивления движению и средним углом наклона склона для катастрофических лавин

В таблице 18 представлены фактические данные по количественным параметрам катастрофических лавин для различных географических районов (Хибин, Кавказ, Швейцарские Альпы). В основном, это лавины редкой повторяемости, сходящие в среднем 1 раз в несколько сот лет для Швейцарских Альп, столе-

тие – для Кавказа и несколько десятков лет – для Хибин. Исключение составляют две лавины на Кавказе: лавина, сходящая на курорт Лебарде в Звавском ущелье (Грузия) и очаг № 2 в районе Эльбрусской станции МГУ. Повторяемость этих лавин в катастрофических для данных очагов размерах составляет один раз в десятилетие. Однако при этом следует заметить, что оба очага относятся к часто действующим: лавина Звавского ущелья сходит примерно 7-8 раз в зиму, а очаг № 2 действует до 10 раз за зиму. Таким образом, в катастрофических размерах для этих очагов лавины бывают всего лишь одна на 80-100 сходящих, и это дает право также отнести их к лавинам редкой повторяемости.

Количественные параметры получены с неодинаковой для различных районов точностью. Наиболее точными следует считать измерения, проведённые для катастрофических лавин Приэльбрусья при помощи повторных фототеодолитных съёмок, в результате чего был точно измерен объём сошедшего из лавиносборов снега. Параметры лавины 1976 г., которая полностью разрушила селение Квемо-Марги в Верхней Сванетии (рис. 6.13), были рассчитаны по материалам летней фототеодолитной съёмки и данным ближайшей метеостанции. Для лавин Швейцарских Альп объём вычислялся по закартированной в масштабе 1:25 000 площади отрыва и средней высоте снега по данным ближайшей к месту схода лавины и находящейся приблизительно на том же высотном уровне метеостанции. Фактическая дальность выброса для всех лавин по точности равноценна.

Количественные параметры катастрофических лавин

Район	№ очага	ΔH , м	S , м	r	$\alpha_{ср}$, град	F, га	h, м	V, тыс. м ³	Дата	Повторяемость	Место-положение
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Швейцарские Альпы	29	1100	2550	0,43	29	50	0,6	300	декабрь 1967 г.	Уничтожила строения возрастом 300 лет	Кантон сев. Граубюнден
	43	640	2000	0,32	22,5	32	1,6	500	27.1.68	На протяжении 1 км уничтожила сосновый лес возрастом 200 лет	"
	47	1000	2870	0,35	23	13	1,6	200	"	Вырвала с корнем старые деревья	"
	52	720	2000	0,36	24	22	"	350	"	Разрушила здание 18 столетия	"
	53	820	2500	0,33	20	28	"	450	"	Разрушила церковь, построенную 750 лет назад	"
	55	650	1750	0,37	27	16	"	250	"	Разрушила здание, построенное в 1639 г.	"
	107	480	1480	0,33	18,5	18,2	1,2	220	28.1.68	Разрушила здание, построенное 150 л. назад	"
	115	1170	3500	0,34	22	17	1,2	200	"	Разрушила жел. дорогу постройки возрастом до 100 лет	Кантон южн. Граубюнден
	118	940	2100	0,45	30	19	"	230	"	Разрушила церковь, построенную два столетия назад	"
	121	1200	3300	0,37	25	74	"	900	"	Уничтожила взрослый лес (сосновый)	"
122	900	2200	0,41	30	25	"	300	"	"	"	

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Кавказ	9-10	1490	3500	0,42	32	70	3,0	2100	6.12.73	Уничтожила 200-летний сосновый лес	Приэльбрусье п.Терскол
	11-14	10-50	2500	0,42	31	90	2,5	2250	18.1.76	"	"
	2	600	1100	0,54	40	13	2,0	260	февраль 1976	Уничтожила 15-20-летний березовый лес	"
	-	1210	3250	0,37	25	90	2,0	1800	18.1.76	Уничтожила 120-летний пихтовый лес	Сванетия (Грузия) п.Квемо- Марги
	-	800	2030	0,39	28	47	3,0	1400	"	Сходит в катастрофических размерах 1 раз в 10 лет	Грузия, курорт Лебарде
Хибины	115-116	500	1200	0,42	31	75	1,5	110	10.2.71	Отмечена впервые за 40 лет наблюдений	г.Кировск

Условные обозначения: ΔH – превышение линии отрыва над точкой остановки лавин;
 S – горизонтальное проложение пути лавины;
 r – коэффициент общего сопротивления движению лавин;
 $\alpha_{ср.}$ – средний угол наклона склона в пределах лавинного очага;
 F – площадь лавиносбора;
 h – средняя высота снега в лавиносборе на момент схода лавины;
 V – объем сошедшего из лавиносбора снега.



Рис. 6.13. Видимые следы катастрофической лавины, в январе 1976 г. полностью уничтожившей селение Квемо-Марги, Верхняя Сванетия (Грузия)

По превышению линий отрыва над точками остановки (ΔH) и горизонтальным проложением соответствующих путей лавин (S) были вычислены коэффициенты общего сопротивления движению катастрофических лавин r_K , по значениям которых был построен график зависимостей r_K от $\alpha_{cp.}$ (рис. 6.14). На этот же график нанесены значения $r_{вид.}$, рассчитанные по видимым границам 79 лавинных очагов Байкальского хребта. Из рисунка видно, что поле значений r_K вытянуто достаточно узкой полосой, следовательно связь между r_K и $\alpha_{cp.}$ существует. Достаточно прямолинейная форма полосы свидетельствует о том, что эту связь можно оценить коэффициентом корреляции, который мы рассчитали по методике (Берлянт А.М. Картографический метод исследования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 256 с.). Он оказался равным 0,97, что означает фактически функциональную зависимость.

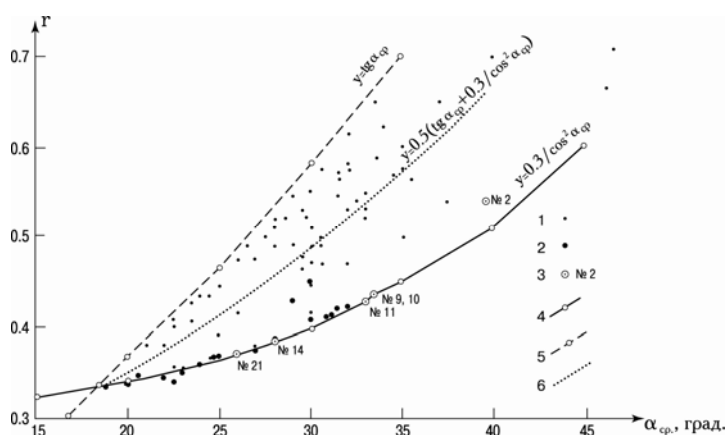


Рис. 6.14. Зависимость коэффициента общего сопротивления движению лавины от среднего угла наклона склона в пределах лавиносбора. 1 – точки $r_{вид.}$ нанесены по видимым границам схода лавин в лавиносборах Байкальского хребта; 2 – точки r_K нанесены по фактическим данным схода катастрофических лавин в разных географических районах; 3 – точки r_{min} нанесены по фактическим данным схода катастрофических лавин в Приэльбрусье в период 1968-1987 гг.; 4 – функция максимальной дальности выброса лавины в пределах лавиносбора; 5 – функция подошвы склона в пределах лавиносбора; 6 – функция средней дальности выброса в пределах лавиносбора

Верхним пределом распространения поля точек на рисунке 6.15 является кривая функции $Y - tg\alpha_{cp.}$, представляющая собой фактически линию подошвы склона. Эта линия пересекается с кривой $Y = 0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp.}$ в точке $\alpha_{cp.} = 18,5^\circ$. В нашем случае это значение угла наклона склона в пределах лавинного очага наиболее благоприятно для максимального распространения лавины при выходе на днище долины, так как при этом практически отсутствует препятствие в виде угла сопряжения склона и днища долины. Примером такой лавины является лавина 10 марта 1969 г. в бассейне р. Кызылча (Средняя Азия), прошедшая путь около 6 км (в горизонтальном проложении) (Москалёв Ю.Д. Динамика снежных лавин и снеголавинные расчёты // Труды САРНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 36 (117). – 231 с.) при угле наклона склона до начала лавинных отложений $18-19^\circ$. Таким образом, функция $Y = 0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp.}$, являясь огибающей кривой нижнего предела распространения $r_{вид.}$ и проходя через ряд точек r_K , является выражением общего коэффициента сопротивления движению катастрофических лавин (Золотарёв Е.А. Определение максимальной дальности выброса лавин по некоторым морфометрическим характеристикам лавинных очагов // Труды САРНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 53 (134), с. 105-113)

$$r_K = 0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp.} \quad (6.4)$$

Формула (6.4) выведена на основании фактических данных по сходу катастрофических лавин в пределах среднего угла наклона склона от 20 до 40° . Судя по распределению точек относительно кривой функции $r_K = 0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp.}$ представляется вероятным, что при углах наклона склона менее 23° лавина может превзойти по дальности выброса величину, рассчитанную при помощи r_K , а при углах наклона более 35° формула (6.4) даёт величину r_K с некоторым запасом.

Из таблицы 20 можно получить ориентировочное представление о нижнем пределе объёма лавин, по достижении которого их движение приобретает «катастрофический характер». Таким пределом является величина порядка $200-300$ тыс. m^3 сошедшего из лавиносбора снега. Эти цифры хорошо согласуются с тем, что для лавин района Хибин зависимость $S_{макс.}$ от объёма лавины по формуле В.Н. Аккуратова обеспечивается фактическими данными от 300 тыс. m^3 и ниже. Если принять величину 300 тыс. m^3 за нижний предел объёма катастрофических

лавин, то тогда на основании анализа многолетних метеорологических данных о высоте снега в данном районе можно выделить лавиносборы, площадь которых не исключает возможности образования катастрофических лавин.

Так, для района Хибин образование катастрофических лавин вероятно при площадях лавиносборов от 15 га и выше, для района Приэльбрусья – от 10 га и выше, для южных склонов Главного Кавказского хребта (в Грузии) – от 8 га и выше, для горных районов влажных субтропиков – от 6 га и выше и т.д.

Горизонтальное проложение длины пути катастрофических лавин можно получить графическим методом С.М. Козика, имея в виду, что $r_{\min} = 0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp}$. Для случая, когда лавина выкатывается на ровную (горизонтальную поверхность) формулу расчета дальности выброса катастрофических лавин можно представить в виде, удобном для исследования точности расчета по ней.

$$S_K = \frac{\Delta H}{0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp}}, \quad (6.5)$$

где ΔH – превышение верхней границы лавиносбора над подошвой склона; α_{cp} – средний угол наклона склона в пределах лавинного очага.

6.6. Ошибки определения дальности выброса катастрофических лавин по морфометрическим параметрам лавиносборов

Представим формулу (6.5) в виде

$$S_K = \frac{\Delta H}{r_K} \quad \text{при} \quad r_K = 0,3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp} ;$$

дифференцируя выражение (6.5) и переходя к средним квадратическим ошибкам, получим

$$m_S = \pm \sqrt{m_{\Delta H}^2 + \Delta H^2 \cdot m_{r_K}} . \quad (6.6)$$

Величина $m_{\Delta H}$, определенная в предыдущем параграфе, равна 1,4 сечения горизонталей измеряемой карты ($\pm h\sqrt{2}$). Для определения m_{r_K} дифференцируем выражение $r_K = 0,3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp}$ по α и, перейдя к средним квадратическим ошибкам, получаем

$$m_r = \pm m_\alpha \frac{0,6 \operatorname{tg} \alpha_{cp}}{\cos^2 \alpha_{cp}} . \quad (6.7)$$

С учётом значения величин $m_{\Delta H}$ и m_r из формулы (6.5) при $m_\alpha = \pm 2^\circ$ получаем:

$$m_s = \pm \sqrt{2h^2 + \Delta H^2 \cdot m^2 \alpha \frac{0,36 \operatorname{tg}^2 \alpha_{cp}}{\cos^4 \alpha_{cp}}} . \quad (6.8)$$

На практике удобно величину m_r вычислять отдельно, подставляя значение $m_\alpha = \pm 2^\circ$ в радианах (0,0349). Вычислим для примера величину средней квадратической ошибки определения дальности выброса катастрофической лавины для среднего угла наклона склона 30° и величины $\Delta h = 1000$ м, определённой с ошибкой $\pm 10\sqrt{2}$ м, тогда:

$$m_r = 0,0349 \frac{0,6 \cdot 0,6773}{0,7499} = 0,0349 \frac{0,3463}{0,7499} \approx 0,02 ;$$

$$m_s = \pm \sqrt{200 + 1000000 \cdot 0,0004} = \pm \sqrt{200 + 400} = \pm \sqrt{600} \pm 24 \text{ м} .$$

Если мы измерили угол с ошибкой $\pm 4^\circ$, тогда соответственно $m_r = 0,04$, а m_s составит ± 42 м.

Так как мы учитываем ошибку только в сторону занижения дальности выброса лавины, то для исключения ошибки к расчётной величине следует прибавлять её абсолютное значение.

Для лавиносбора с указанными параметрами дальность выброса катастрофической лавины, рассчитанная по формуле (6.5), составляет 2500 м в горизонтальном проложении. При погрешности в измерении среднего угла наклона склона в 2° относительная ошибка определения дальности выброса по формуле (6.5) составляет 1%, а при ошибке в измерении угла наклона 4° соответственно 1,5%. Таким образом, даже грубое измерение среднего угла наклона склона не приводит к большим ошибкам в расчетах дальности выброса катастрофических лавин по формуле (6.5).

6.7. О вероятности достижения лавиной заданных границ

На основании формулы (6.5) можно рассчитать дальность выброса катастрофических лавин – лавин, близких по своим размерам к максимально возможным и относительно редкой повторяемости для данного лавинного очага. Учитывая, однако, что абсолютно безопасных мест в лавинном отношении в горах сравнительно мало, а различные соображения могут побудить производить размещение объектов в лавиноопасных местах, защищая их соответствующими

противолавинными сооружениями, то целесообразно вместо одной границы, близкой к максимальной дальности выброса лавин для конкретного лавинного очага давать серию границ лавиноопасных зон заданной обеспеченности. Под заданной обеспеченностью здесь подразумевается вероятность достижения лавиной заданной нами границы.

Вопрос обеспеченности границ лавиноопасных зон в той или иной степени уже рассматривался многими авторами. Так, в работе В.А. Иткина (Иткин В.А. Оценка обеспеченности границ лавиноопасных зон в районе г. Кировска // Материалы гляциологических исследований. – 1970. – Вып. 16, с. 95-100) производится оценка обеспеченности границ лавиноопасных зон в районе г. Кировска путём статистической обработки фактических данных по дальности выброса лавин в различных лавинных очагах. В работе К.В. Акифьевой (Акифьева К.В. Влияние лавин на растительность и ее использование при определении режима лавинной деятельности. // Материалы гляциологических исследований. – 1975. – Вып. 24, с. 212-217) дается серия границ лавиноопасного участка в лесной зоне, отражающая повторяемость лавин из данных очагов. В работе В.П. Благовещенского (Благовещенский В.П. Прогноз максимальных дальностей выброса лавин на основе статистического анализа видимых границ действия лавин. В сб.: Снежные лавины (прогноз и защита). – М.: Изд. Моск. ун-та. 1974. С. 32-38) приводится формула, позволяющая оценить обеспеченность видимых границ действия лавин по их возрасту. На основании возраста видимых в ландшафте следов схода лавин Э.П. Исаенко разработан метод расчёта границ лавиноопасных зон с обеспеченностью 1-5% (Исаенко Э.П. Особенности изысканий на лавиноопасной территории и методы защиты железных дорог от снежных лавин // Труды НИИЖТ. – Новосибирск, 1975. – Вып. 169, с. 3-114; Исаенко Э.П. Методика выбора некоторых параметров противолавинных сооружений и установление расчетной дальности выброса лавин в условиях ограниченной информации // Материалы гляциологических исследований. – 1977. – Вып. 31, с. 91-95). Последний метод более приемлем для вновь осваиваемых районов, где отсутствуют длительные ряды наблюдений. Здесь, по аналогии с теми явлениями, где обеспеченность можно рассчитать путем статистического анализа фактических данных, обеспеченность границ лавиноопасных зон выражается в процентах, а

поскольку в качестве фактических данных служит возраст видимых границ, то граница 1% обеспеченности означает вероятность достижения её лавиной в среднем не чаще чем 1 раз в столетие. В принципе это соответствует действительности для тех лавинных очагов, в которых за год сходит в среднем 1 лавина. Тогда границы 1%- обеспеченности может достигнуть в среднем одна лавина из 100 сошедших, что во времени означает 1 раз в столетие. Для лавинных очагов с иной частотой схода лавин изложенная зависимость между обеспеченностью границ лавиноопасных зон в процентах и вероятностью достижения лавиной этой границы во времени не является строгой.

Частота схода лавин из данного лавинного очага ($t/\text{год}$), коэффициент обеспеченности (P'_x) и вероятность достижения лавиной границы заданной обеспеченности во времени (T , год) связаны между собой соотношением:

$$T = \frac{100\%}{P'_x \cdot t} \quad (6.9)$$

Отсюда следует, что для часто действующих очагов вероятность достижения лавиной границ 1% обеспеченности является большей, чем для очагов, где лавины сходят реже. Этот вывод подтверждается и фактическими наблюдениями. Так лавина Звавского ущелья, сходящая на курорт Лебарде в обычных условиях до 7 раз за зиму, имеет катастрофические размеры (до 1,4 млн. м³) в среднем 1 раз за 10-12 лет (Цомая В.Ш., Абдушелишвили К.Л., Калдани Л.А. Лотковая лавина Звавского ущелья в районе курорта Лебарде и борьба с ней // Труды ЗакНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – Вып. 45 (51), с. 35-49). Уже упомянутая «Домашняя лавина» сходила в катастрофических размерах дважды за 10 лет. Поскольку катастрофические лавины приближаются по своим размерам к максимально возможным для данного очага, а их образование связано с относительно редким благоприятным сочетанием действия различных факторов (морфологических, климатических, метеорологических), то объяснимый с точки зрения теории вероятности небольшой промежуток времени между сходом катастрофических лавин в часто-действующих лавинных очагах приводит к предположению о том, что в данном случае на их образование решающее значение может оказывать некоторый постоянно действующий фактор. Им может быть, например, морфоклиматический фактор, а именно, ориентировка лавиносбора некоторой

определенной формы и размеров по отношению к направлению господствующего в данном районе ветра. Тогда существует довольно высокая вероятность того, что во время снегопада, сопровождающегося общей метелью, в таком лавинном очаге может накопиться достаточно снега для образования катастрофической лавины, даже в случае общего небольшого количества снега, выпавшего в данном районе.

Подобное влияние частоты схода лавин на вероятность достижения лавиной заданных границ во времени обнаруживается и в пределах целого склона для группы лавиносборов. В таблице 19 приведены данные о средней частоте схода лавин в лавиносборах северного склона г. Чегет по материалам фактических наблюдений за интервал 1969-1978 гг. Причём учитывались только лавины, вышедшие на дно долины (за пределы подошвы склона). Здесь же приводятся результаты расчётов T для границ 1% обеспеченности, т. е. при $P'_x=1\%$.

Таблица 19

Повторяемость лавин в лавиносборах северного склона г. Чегет за интервал 1969-1978 гг.

№ лавино-сбора	Кол-во лавин	t /год	T , год	№ лавиносбора	Кол-во лавин	t /год	T , год
1	23	2,6	39	11	35	3,9	26
2	69	7,7	13	12	14	1,5	69
3	20	2,2	45	13	15	1,6	63
4	21	2,3	44	14	20	2,2	45
5	32	3,5	29	15	4	0,4	250
6	24	2,6	39	16	12	1,3	77
7	25	2,7	37	17	5	0,5	200
8	14	1,7	59	18	6	0,6	160
9	40	4,4	23	19	11	1,2	83
10	36	4,0	25	среднее значение		2,4	42

Из таблицы 21 следует, что для данного района Приэльбрусья вероятность достижения лавиной границы 1% обеспеченности (в среднем 1 лавины из 100 сходящих в одном очаге) составляет во времени приблизительно 42 года. По данным К.В. Акифьевой (Акифьева К.В. Влияние лавин на растительность и ее использование при определении режима лавинной деятельности. // Материалы гляциологических исследований. – 1975. – Вып. 24, с. 212-217), следы видимого

воздействия лавин на растительность в Приэльбрусье могут быть практически полностью уничтожены при перерывах между сходами лавин более 40 лет.

Следовательно, в данном случае граница 1% обеспеченности проходит в зоне воздействия только катастрофических лавин, что полностью соответствует действительности. Для выделения границ, вероятность достижения которых лавиной была бы не более 1 раза в столетие, в данном районе необходимо использовать коэффициент обеспеченности, равный ~0,4%; для наиболее крупных лавиносборов (№ 9 и № 10) вероятность достижения лавиной границы 1% обеспеченности равна 1 раз в 20-25 лет; следовательно за столетие этой границы может достигнуть 4-5 лавин.

6.8. Расчёт коэффициентов общего сопротивления движению лавины заданной обеспеченности

Для расчёта коэффициентов общего сопротивления движению лавин заданной обеспеченности наиболее строгим является метод статистической обработки фактических данных по дальности выброса лавин достаточно длинного ряда наблюдений, как это показано в работе В.А. Иткина (Иткин В.А. Оценка обеспеченности границ лавиноопасных зон в районе г. Кировска // Материалы гляциологических исследований. – 1970. – Вып. 16, с. 95-100). Однако для вновь осваиваемых районов такой метод неприемлем из-за отсутствия длительных рядов наблюдений. Если же, кроме того, зона аккумуляции лавин расположена не в лесном поясе, что затрудняет определение возраста видимых следов воздействия лавин, то в таком случае и применение метода Э.П. Исаенко не может дать надежных результатов. Экспериментальные работы, проведенные нами в Приэльбрусье, показывают, что для определения обеспеченности границ лавиноопасных зон с успехом можно использовать и данные по морфометрии лавиносборов. При разработке этого метода использовалось предположение о том, что распределение величин дальности выброса лавин, выраженных коэффициентами общего сопротивления движению – r , в длительных рядах фактических наблюдений должно быть близко к нормальному. Для района Хибин это подтверждено работами С.М. Мягкова (Мягков С.М. Аккумулятивные лавинные формы рельефа в Хибинах и пути использования их характеристик для определения границ лавиноопасных зон. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во

Моск. ун-та, 1967, с. 15-96), В.А. Иткина (Иткин В.А. Оценка обеспеченности границ лавиноопасных зон в районе г. Кировска // Материалы гляциологических исследований. – 1970. – Вып. 16, с. 95-100). Следовательно, для решения задачи можно использовать законы нормального распределения в теории вероятности. Для этого нам необходимо определить величины среднего коэффициента сопротивления ($r_{cp.}$) и среднего квадратического отклонения ($m_{r_{ct}}$) в данном ряде r от $r_{cp.}$. При отсутствии достаточно длинного ряда фактических наблюдений по дальности выброса можно использовать аналитическое выражение граничных условий ряда (Золотарёв Е.А. О расчёте границ лавиноопасных зон заданной обеспеченности на основе морфометрии лавинных очагов // Материалы гляциологических исследований. – 1979. – Вып. 37, с. 193-198).

Ранее мы установили, что для расчёта дальности выброса лавин, близких к максимально возможным для данного лавинного очага, можно пользоваться коэффициентом общего сопротивления движению катастрофических лавин, который определяется по формуле:

$$r_K = 0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp.} .$$

Очевидно, что в данном случае нас интересует участок лавиноопасной территории от подошвы склона, определяемой функцией $Y = tg \alpha_{cp.} = r_{мин}$ (Рис. 6.14) до границ, близких к максимальному распространению лавин ($Y = 0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp.}$). Тогда на этом отрезке мы можем найти средний коэффициент сопротивления $r_{cp.}$ по формуле:

$$r_{cp.} = 0.5(tg \alpha_{cp.} + 0.3 \cos^{-2} \alpha_{cp.}) . \quad (6.10)$$

Введем понятие «коэффициент средней дальности выброса на дно долины», показывающий, какую долю в процентном отношении составляет средняя дальность выброса лавины на участке от подножья склона до границы, близкой к максимальной:

$$K = \frac{S_{cp.} - S}{S_K - S} , \quad (6.11)$$

где S – горизонтальное проложение пути лавины от точки отрыва до подошвы склона. Подставляя соответствующие значения $S_{cp.}$ и S_K , получим, что

$$K = \frac{0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp.}}{tg \alpha_{cp.} + 0.3 \cdot \cos^{-2} \alpha_{cp.}} . \quad (6.12)$$

Таблица 20 показывает зависимость K от угла наклона склона. Рассмотрим на конкретном примере, насколько правомерно использование в качестве $r_{cp.}$ величины, получаемой по формуле (6.10). Катастрофическая лавина 1976 г. из лавиносбора № 14 в Приэльбрусье прошла путь от подошвы склона по дну долины в 730 м.

Таблица 20

Зависимость коэффициента средней дальности выброса на дно долины (K , %) от угла наклона склона

$\alpha_{cp.}^{\circ}$	r_K	$tg\alpha_{cp.}$	$r_{cp.}$	K , %	$\alpha_{cp.}^{\circ}$	r_K	$tg\alpha_{cp.}$	$r_{cp.}$	$r_{cp.}$	K , %
20	0,340	0,364	0,352	49	35	0,477	0,700	0,574		38
25	0,362	0,466	0,414	44	40	0,511	0,839	0,675		37
30	0,400	0,577	0,489	40	45	0,600	1,000	0,800		37

При среднем угле наклона склона данного лавинного очага в 32° K составляет 39% от S_K или 280 м. Отложенное от подошвы склона его расстояние попадает на контур, занятый ивовым и березовым криволесьем высотой до 10 м. Согласно К.В. Акифьевой (Акифьева К.В. Влияние лавин на растительность и ее использование при определении режима лавинной деятельности. // Материалы гляциологических исследований. – 1975. – Вып. 24, с. 212-217), для Приэльбрусья эта растительная группировка соответствует центральной части зоны аккумуляции лавин и перекрывается лавинами в целом по контуру раз в 5-7 лет с максимальным перерывом 8 (до 10) лет. Подобный расчёт, проведенный для Хибин по эталонным лавинным очагам, показывает, что дальности выброса, рассчитанные с применением $r_{cp.}$, в среднем на 5-10% меньше характерных дальностей выброса лавин, которые оставляют видимые геоморфологические следы своего действия в виде крупнообломочных бордюров (Мягков С.М. Аккумулятивные лавинные формы рельефа в Хибинах и пути использования их характеристик для определения границ лавиноопасных зон. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 15-96). Таким образом, коэффициент $r_{cp.}$, полученный по формуле (6.10), вполне соответствует действительности и может быть использован при расчётах границ лавиноопасных зон заданной обеспеченности.

Второй величиной, необходимой для расчетов, является величина m_r – среднее квадратическое отклонение r_i от $r_{cp.}$ в данном ряде r . Эта величина есть ничто иное, как средняя квадратическая ошибка получения $r_{cp.}$ и может быть определена из теории ошибок.

Продифференцировав выражение $r_{cp.} = 0.5(\operatorname{tg}\alpha_{cp.} + 0.3 \cdot \cos^{-2}\alpha_{cp.})$ по α и перейдя к средним квадратическим ошибкам, получим:

$$m_r = \pm m_\alpha \frac{0.5}{\cos^2 \alpha_{cp.}} (1 + 0.6 \operatorname{tg} \alpha_{cp.}), \quad (6.13)$$

где m_r – средняя квадратическая ошибка получения среднего угла наклона склона в пределах лавинного очага по карте, равная $\pm 2^\circ$.

Приведем пример определения m_r для $\alpha_{cp.} = 30^\circ$, измеренного по карте 1:25 000. Подставляя значения в радианах и соответствующие значения функции, получим:

$$m_r = \pm 0,0349 \frac{0,5}{0,7499} (1 + 0,3463) = \pm 0,031 .$$

Предполагая теперь, что величина r_x распределена по нормальному закону с средним значением $r_{cp.}$ и средним квадратическим отклонением m_r , можно сформулировать задачу: найти вероятность того, что отклонение $r_x - r_{cp.} = \Delta r$ по абсолютному значению не превзойдет числа α . Эта стандартная задача из области теории вероятности имеет следующее решение (Гнеденко, Хинчин, 1976):

$$p(|\Delta r| < \alpha) = \phi\left(\frac{\alpha}{m_r}\right). \quad (6.14)$$

Величина $\phi\left(\frac{\alpha}{m_r}\right)$ находится непосредственно из таблиц, которые есть в любом справочнике по теории вероятности. Решение обратной задачи – по заданной вероятности $p = \phi(\alpha)$ найти $|\Delta r|$ вытекает из формулы (6.14):

$$|\Delta r| = m_r \cdot \alpha . \quad (6.15)$$

В конечном итоге нас интересует обеспеченность p' , которая равна разности полного и заданного интегралов вероятностей

$$p' = [1 - \phi(\alpha)] \cdot 100\% . \quad (6.16)$$

Коэффициент сопротивления заданной обеспеченности $r_{p'}$ может быть найден по формуле

$$r_{p'} = r_{cp} - m_r \cdot \alpha \quad (6.17)$$

В таблице 21 приводятся значения коэффициентов сопротивления для средних углов наклона склона в пределах лавинного очага от 20 до 44° с интервалом в 2°. Предполагается, что углы наклона измеряются по карте масштаба 1:25 000 со средней квадратической ошибкой $\pm 2^\circ$. Значения обеспеченностей выбраны: 0,1%, 0,5%, 1%, 2%, 5%, 10%. В этой таблице обращает на себя внимание то обстоятельство, что при углах наклона 20-23° минимальный коэффициент сопротивления с обеспеченностью 1%-0,1% имеет значения близкие к 0,3 и даже бывает меньше 0,3. Следовательно, вопреки распространенному мнению, расчётные значения величин дальности выброса, найденные по формуле С.М. Козика с постоянным коэффициентом 0,3, в определённых условиях могут не иметь большого запаса. То, что это действительно так, можно убедиться на примере.

Таблица 21

Значения коэффициента общего сопротивления заданной обеспеченности в зависимости от среднего угла наклона склона

p'	Средний угол наклона склона в пределах лавиносбора в градусах												
	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40	42	44
0,1	0,275	0,296	0,317	0,340	0,364	0,389	0,415	0,441	0,470	0,500	0,532	0,466	0,603
0,5	0,285	0,306	0,328	0,353	0,376	0,402	0,429	0,456	0,486	0,517	0,551	0,587	0,625
1	0,290	0,311	0,334	0,357	0,382	0,409	0,436	0,463	0,494	0,526	0,560	0,597	0,636
2	0,296	0,318	0,341	0,364	0,390	0,417	0,444	0,472	0,503	0,536	0,571	0,609	0,650
5	0,305	0,327	0,350	0,375	0,400	0,428	0,456	0,485	0,517	0,551	0,588	0,627	0,669
10	0,313	0,395	0,359	0,380	0,410	0,438	0,466	0,497	0,529	0,564	0,602	0,642	0,686

27 января 1966 г. в Швейцарских Альпах близ Давоса сошла катастрофическая лавина (Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen, winter 1967/68 // Winterbericht des Eidg. Institutes für Schnee und Lawinenforschung Weisflujoch, Davos, 1969, №32, 192 s.), которая «на протяжении 1 км от подножья склона уничтожила 200-летний сосновый лес, разрушила несколько домов отдыха, построенных на лугу за лесом, и затопила рельсовый путь». Минимальный коэффициент сопротивления, рассчитанный по приведенной в отчёте карте этой

лавины составил 0,32 при среднем угле наклона склона 23° . По нашей таблице $r_k=0,32$ при $\alpha_{cp.}=23^\circ$ соответствует примерно 0,5% обеспеченности. Это означает, что при средней частоте схода из этого очага 1 раз в год, данного рубежа лавина может достичь 1 раз в 200 лет. Полученные результаты подтверждаются возрастом уничтоженного леса. Учитывая важность точного определения углов наклона при их значениях меньших 25° , следует рекомендовать обязательную фототеодолитную съёмку и составление карт лавиносборов масштабов 1:10 000 и крупнее по материалам этих съёмок, которые и должны служить основой для расчётов.

Максимальные коэффициенты сопротивления 0,60-0,70, очевидно, соответствуют небольшим по объёму лавинам, сходящим из крутых ($40-45^\circ$) лавиносборов. В таких очагах снег не накапливается в больших количествах, лавины не достигают больших объёмов, зато сходят часто. Примером может служить «Домашняя лавина» (лавинобор № 2) на северном склоне г. Чегет в Приэльбрусье с площадью лавинобора около 12 га и средним углом наклона склона в пределах лавинобора 40° , которая сходит в среднем около 7 максимум – до 10 раз за зиму.

Таким образом, работы по определению вероятности достижения лавиной заданных границ имеют такую последовательность. Сначала по карте лавиносборов следует рассчитать: 1) коэффициент общего сопротивления движению лавины (r), используя при этом координаты точек верхней границы лавинобора и заданной границы остановки; 2) средний угол наклона склона в пределах лавинобора ($\alpha_{cp.}$); 3) средняя частота схода лавин (t) в данном лавинном очаге при отсутствии прямых наблюдений определяется по совокупности признаков лавинной опасности (Рунич А.В. Методика определения количественных характеристик лавинной опасности // Труды ЗАКНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – Вып. 58 (64), с. 62-73), либо фитоиндикационными методами (Турманина В.И. Перспективы применения фитоиндикационных методов в гляциологии. Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Изд. Моск. ун-та. 1971. С. 5-19). Затем по таблице 23, используя данные r и $\alpha_{cp.}$ определяется значение коэффициента обеспеченности (p'), на основании которого, зная частоту схода лавин по формуле (6.15), вычисляют искомую величину T .

При составлении оценочной карты лавинной опасности имеет смысл сначала задавать вероятность достижения лавиной границ лавиноопасных зон во времени, а

затем определять эти границы на карте. Тогда работы следует проводить в обратной последовательности, то есть сначала задается желаемая величина (T), а затем, зная среднюю частоту схода лавин, из формулы (6.15) определяется нужный коэффициент обеспеченности (p'), в соответствии с которым по формулам (6.16-6.17) рассчитывается коэффициент общего сопротивления движению лавины заданной обеспеченности ($r_{p'}$) и, следовательно, – соответствующая граница лавиноопасной зоны. Приблизительное содержание крупномасштабной оценочной карты лавинной опасности разработано нами и опубликовано в прикладной части Атласа снежно-ледовых ресурсов Мира (Атлас Снежно-ледовых ресурсов Мира. Прикладная часть. – М.: РАН, 1997, с. 338, карта № 626).

6.9. Картографирование лавиноопасных территорий при инженерных изысканиях

Одним из основных результатов изысканий в лавиноактивных районах служат карты лавинной опасности. Учитывая опыт лавинных исследований и составления крупномасштабных карт для инженерных целей (Акифьева К.В. Влияние лавин на растительность и ее использование при определении режима лавинной деятельности. // Материалы гляциологических исследований. – 1975. – Вып. 24, с. 212-217; Исаенко Э.П. Особенности изысканий на лавиноопасной территории и методы защиты железных дорог от снежных лавин // Труды НИИЖТ.– Новосибирск, 1975. – Вып. 169, с. 3-114; Золотарёв Е.А. Изучение снега и лавин в Приэльбрусье фотографическим методом // Лавины Приэльбрусья. М.: Изд. Моск. ун-та. 1980. С. 47-62 и др.), рассмотрим поэтапную схему инженерных изысканий в лавиноопасных районах.

На предварительном этапе полезно иметь карту среднего масштаба – 1:300 000, которая позволяет охватывать значительную территорию, выявлять пространственные закономерности существенно важных черт снеголавинного режима и изображать их осреднёнными количественными показателями. Она поможет принять научно-обоснованное решение о возможностях и перспективах хозяйственного освоения того или иного района и выбрать наиболее рациональный комплекс исследований для разработки методик прогноза лавин и проведения противолавинных мероприятий. Кроме того, среднемасштабные карты лавинной опасности

позволяют решать задачи оптимизаций этих мероприятий в соответствии с условиями рельефа и климата. Следующий этап – проектирование на стадии районной планировки в диапазоне масштабов 1:25 000 – 1:100 000. В этом случае карты должны предназначаться для технико-экономического обоснования проекта и, следовательно, давать возможность выбора конкурирующих вариантов размещения и защиты проектируемых объектов. Заключительный этап – проектирование на стадии детальной планировки в масштабах 1:2 000 – 10 000. Такие карты предназначаются непосредственно для проектирования и строительства выбранных вариантов противолавинных мероприятий и, согласно (Инструкция по проектированию и строительству противолавинных сооружений СН 517-80 / Госстрой СССР. М.: Стройиздат. 1980. 15 с.), должны давать возможность определения необходимых параметров снежного покрова и лавин.

На первых двух этапах изысканий в качестве основы лавинных карт можно использовать топографические карты соответствующих масштабов, а на третьем необходима фототеодолитная съёмка местности с последующим составлением топографической карты лавиносборов, которая и явится основой будущей карты лавинной опасности. На разных этапах изысканий следует исходить из того, что принципиальной основой содержания любых карт лавинной опасности служат два положения понимание географической карты как пространственной модели действительности и системный подход в её трактовке и отображению. При этом объекты картографирования рассматриваются как геосистемы разной сложности и пространственного охвата в зависимости от назначения и масштаба карты, а детальность отображения природных элементов зависит от таксономического ранга картографируемой геосистемы. При выборе объекта картографирования целесообразно использовать естественную классификацию геосистем по степени охвата территории: лавиноопасный район – лавиноопасный участок – лавиносбор в целом – морфологические части лавиносбора, которая соответствует последовательности составления карт разных масштабов при изыскательских работах (табл. 22).

Таблица 22

Назначение и содержание карт лавинной опасности, составляемых на разных этапах инженерных изысканий

Нормальная последовательность	Масштаб карты	Назначение карты	Таксономическая категория	Основные показатели лавинной опасности	Основные источники картографи-
-------------------------------	---------------	------------------	---------------------------	--	--------------------------------

изысканий			объекта картографирования		рования
Предварительный этап	1:300 000	Научно-обоснованное решение о возможности и перспективах хозяйственного освоения территории, определение наиболее целесообразного комплекса исследований для разработки методик фонового прогноза лавин и проведения противолавинных мероприятий, для оптимизации этих мероприятий	Лавиноопасный участок из нескольких лавиносборов в пределах склона одной ориентации	Границы лавиноопасных участков, густота лавинных очагов, суммарная площадь повторяемости лавин, средняя максимальная высота снега на склоне, средний угол наклона склона глубина расчленения рельефа, ширина дна долины, места возможного схода катастрофических лавин и их вероятные объёмы, преобладающий генезис лавин в различных высотных зонах на склонах разной экспозиции	Дешифрирование материалов аэрокосмической съёмки, морфометрия крупномасштабных топографических карт, анализ данных метеостанций
Этап районной планировки народно-хозяйственных объектов	1:25 000-1:100 000	Технико-экономическое обоснование выбора конкурирующих вариантов размещения и защиты проектируемых объектов, выбор репрезентативных пунктов и определение содержания снеголавинных наблюдений для разработки методик детального прогноза лавиноопасных периодов и выбора профилактических мероприятий	Лавиносбор в целом	Границы лавинных очагов, повторяемость и вероятные максимальные объёмы лавин, ландшафтные границы зон действия лавин, расчётные границы дальности выброса лавин, близкие к максимально возможным; генетические типы лавин в разных группах очагов-аналогов	Материалы летних и зимних полевых исследований, включая дешифрирование аэроснимков и натурные наблюдения на ключевых участках с последующим распространением полученных результатов на очаги-аналоги
Этап детальной планировки народно-хозяйственных объектов	1:2 000-1:10 000	Для размещения проектируемых объектов, расчёта нагрузок на противолавинные сооружения и детальной разработки других противолавинных мероприятий	Отдельные части лавиносбора	Границы лавинного очага; расчётные границы лавиноопасных зон заданной обеспеченности; вероятная высота лавинного снега в пределах этих зон; зоны разрушительного воздействия и параметры лавинных воздушных волн; частота схода и расчетные скорости лавин; максимальная высота снега в лавиносборах; характер поверхности и углы наклона склонов; зоны преимущественного зарождения лавин ежегодной повторяемости; фактические линии отрыва наиболее крупных лавин с наблюдавшимися на них высотой, плотностью и стратиграфией снежного покрова	Материалы многолетних зимних и летних детальных полевых исследований, дешифрирование аэроснимков, расчётные характеристики

На карте среднего масштаба можно отобразить лишь конфигурацию площади, занятой лавиносборами, а в качестве таксономической категории объекта картографирования может выступать лавиноопасный участок, объединяющий несколько лавиносборов в пределах склона одной ориентации и ограниченный орографическими рубежами. Основными показателями лавинной опасности на ней являются границы лавиноопасных участков, которые подразделяются по количеству лавинных очагов, приходящихся на погонный километр днища долины. В пределах этих участков показывают суммарную площадь лавиносборов и среднюю повторяемость лавин, средний угол наклона склона, превышение верхней границы лавиноопасного участка над днищем долины, среднюю ширину её дна, и максимальную толщину снега, а при наличии сведений – места возможного схода катастрофических лавин с подразделением их по возможным объёмам.

Кроме того, полезно дать сведения о преобладающем генезисе лавин по высотным зонам на склонах разной экспозиции, которые могут быть получены в результате наблюдений или анализа зимних климатических условий района. Это позволит выяснить основные факторы лавинообразования в данном районе.

Некоторые данные, отображённые на карте, используются также для расчёта производных показателей лавинной опасности. Так, суммарная площадь лавиносборов в пределах лавиноопасного участка и осредненная по ней максимальная толщина снега дают возможность определить наибольший возможный общий объём лавин. Зная превышение верхней границы участка над днищем долины и его среднюю крутизну, можно рассчитать абсолютные величины дальностей выброса лавин: 1) минимальные, т. е. от линии отрыва до подошвы склона, 2) средние, 3) близкие к максимальным. Разности между величинами 3-й и 1-й, 2-й и 1-й групп, отнесенные к средней ширине дна долины, характеризуют степень лавинной опасности выделенного участка в пределах днища долины. Используя сведения о повторяемости лавин и морфометрические показатели данного участка, можно определить и вероятность достижения лавиной расчётных величин дальностей выброса во времени. Разумеется, все показанные на карте и вычисленные величины носят предварительный характер и не могут использоваться непосредственно для проектирования. Но в целом этот комплекс показателей даёт богатую информацию о разных аспектах лавинной деятельности,

на основании которой можно принять научно обоснованное решение о возможности освоения того или иного района.

При увеличении масштаба карты до 1:25 000 основной категорией картографирования становится преимущественно лавиносбор в целом, возможность изображения которого сохраняется до масштаба 1:100 000 (рис. 6.15). На такой карте в качестве основных показателей приняты объём и повторяемость лавин, которые определяются, полевыми исследованиями по совокупности признаков лавинной опасности, Показывается расчётная граница дальности выброса лавин, близких к максимально возможным, и видимая в ландшафте граница действия лавин. Указывается также максимальный объём снега, который может быть отложен в пределах данного лавиноопасного участка одной лавиной при условии её схода со всей площади лавиносбора. Объём лавины определяется как произведение площади лавиносбора, наибольшей из возможных средних толщин снежного покрова на нём, и коэффициента уплотнения снега. Толщина снежного покрова определяется прямыми наблюдениями на ключевых участках с распространением полученных закономерностей по высотным интервалам. В качестве коэффициента уплотнения можно использовать соотношение 1:1,7, полученное в результате измерений объёмов отложенного и оторвавшегося снега катастрофических лавин.

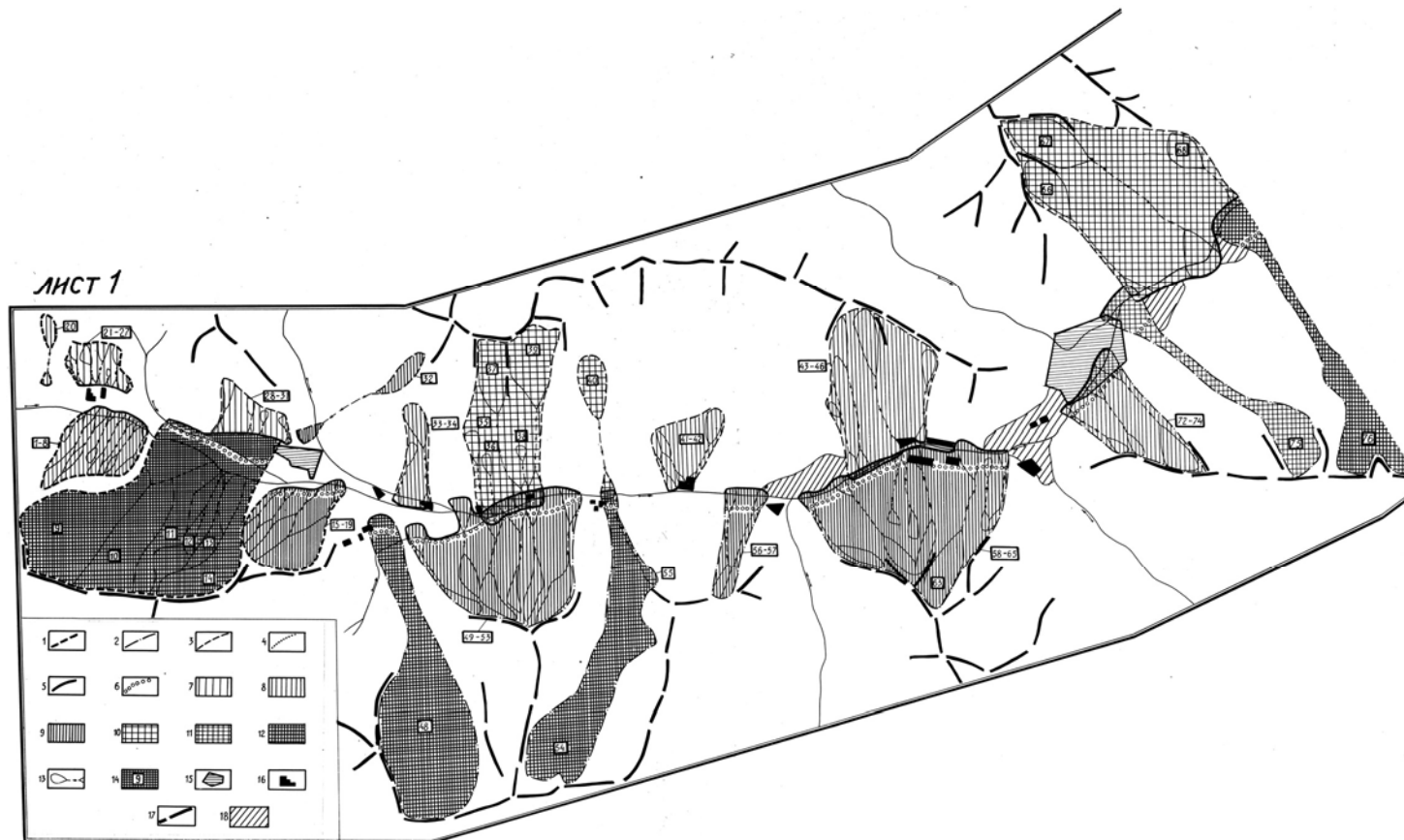


Рис. 6.15. Фрагмент карты лавинной опасности. Масштаб оригинала 1:100 000. Границы лавинных очагов и лавиноопасных участков со средней частотой схода лавин: 1 – несколько раз в год, 2 – 1 раз в год, 3 – 1-2 раза в 10 лет, 4 – реже, чем 1 раз в 10 лет; 5 – расчётные границы зон действия лавин, близких к максимальным; 6 – ландшафтные границы зон действия лавин средней повторяемости 1 раз в 30-50 лет. Максимально возможный объём лавин на участке, тыс. м³: 7 – до 10, 8 – 10-50, 9 – 50-100, 10 – 100-200, 11 – 200-500, 12 – свыше 500. 13 – границы лавиноборов и направление движения лавин, 14 – номер лавинного очага, 15 – орографические линии, 16 – потенциально лавиноопасные участки днища долины, 17 (I-V) – группы лавинных очагов и участков-аналогов: I – эрозийные врезы и денудационные воронки северных ориентации – СЗ-С-СВ – крутизной 35~45° с преобладанием лавин обихих метелей, адвекционных и комбинированных; II – деформированные кары северных ориентации крутизной 25-35° с преобладанием лавин обихих метелей, адвекционных и комбинированных; III – деформированные кары северных ориентации крутизной 25-35° с преобладанием комбинированных и адвекционных лавин; IV – денудационные воронки южных ориентации – ЮЗ-Ю-ЮВ – крутизной 20-30° с преобладанием лавин обихих метелей, инсоляционных и комбинированных; V – эрозийные врезы и денудационные воронки южных ориентации крутизной 25-35° с преобладанием лавин обихих метелей и инсоляционных

В пределах днища долины показываются потенциально лавиноопасные места, к которым, например, в долине р. Баксан отнесены участки, находящиеся ближе 100 м от подошвы склонов, где возможен сход осовов при длительных и интенсивных снегопадах. Кроме того по морфоклиматическим признакам выделяются группы лавинных очагов-аналогов с указанием преобладающих генетических типов лавин. Эти данные полезны при выборе репрезентативных пунктов и определении содержания снеголавинных наблюдений для разработки методик детального прогноза лавиноопасных периодов и профилактических мероприятий.

Лавиноопасные участки не разделены по степени лавинной опасности, так как, по нашему мнению, её должны определять специалисты, работающие с этими картами в соответствии со своими задачами. Но в качестве примера сравним по данной карте два лавиноопасных участка. На первом из них – 9-14 очаги – лавины сходят несколько раз в год, а их объём может превышать 500 тыс. м. Здесь преобладают лавины общих метелей – адвекционные и комбинированные, т. е. связанные с сублимационной перекристаллизацией снега и метелями, поэтому для поиска методик их прогноза необходимы наблюдения и за метеорологическими условиями, и за эволюцией снежной толщи. На втором участке – 66-68 очаги – частота схода лавин составляет 1-2 раза в десятилетие, а их объём не превышает 100-200 тыс. м. Здесь распространены лавины общих метелей и инсоляционные. Для разработки методов их прогноза достаточны наблюдения только за метеорологическими условиями их схода. Очевидно, что комплекс принятых показателей позволяет объективно сравнить разные участки по степени лавинной опасности и снеголавинному режиму, что удовлетворяет основному требованию, предъявляемому к карте – возможность выбора по ней конкурирующих вариантов размещения и защиты проектируемых объектов.

При увеличении масштаба карты до 1:2 000 – 1:10 000 (рис. 6.16) возможно отображение морфологических частей лавинного очага – лавиносбора, лотка, конуса выноса. В каждой из этих частей даются разные показатели лавинного режима и факторов лавинообразования. Основными показателями пространственно-временной изменчивости лавинной опасности на карте данного масштаба следует считать границы лавиноопасных зон заданной обеспеченности.

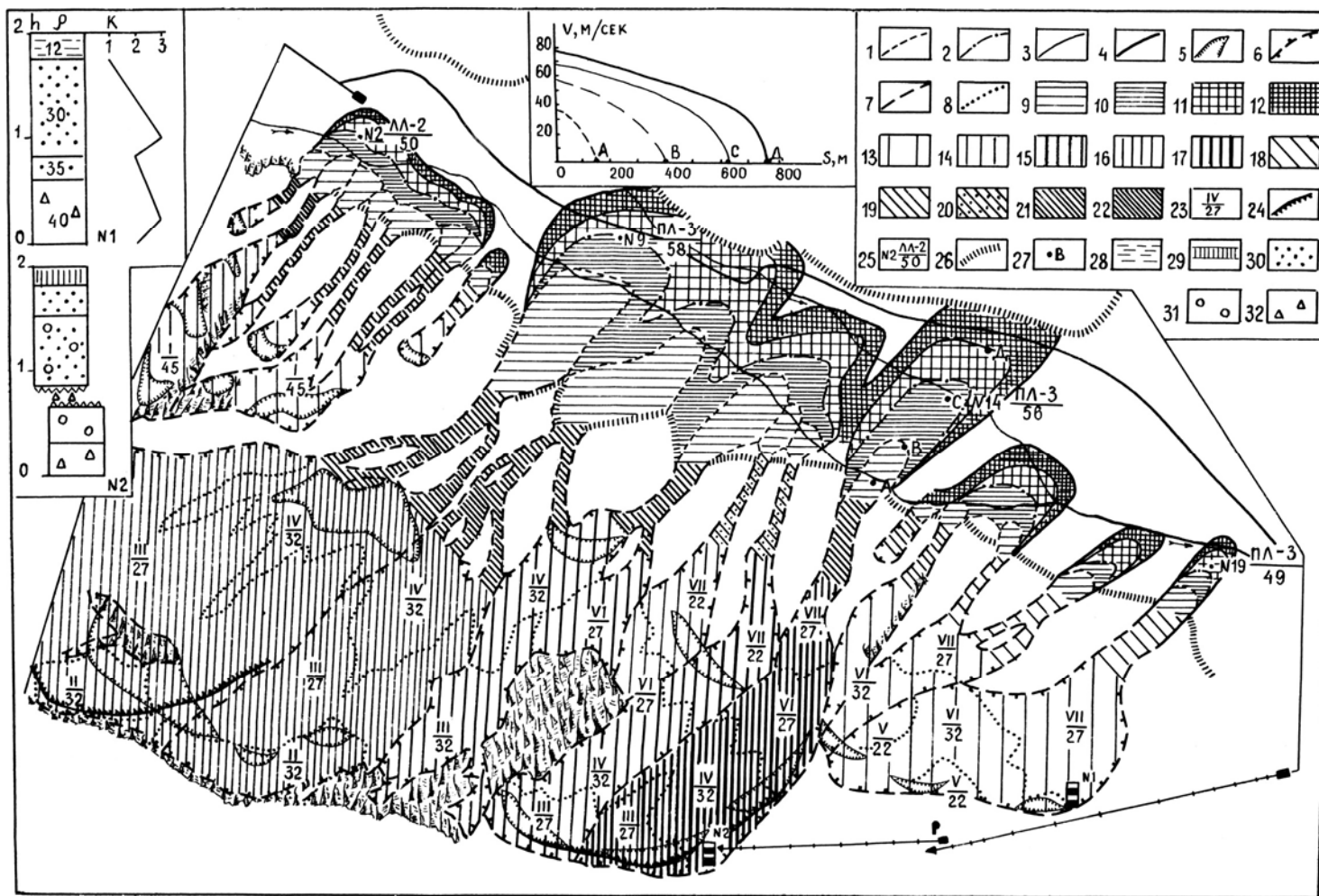


Рис. 6.16. Фрагмент карты лавинной опасности. Масштаб оригинала 1:10 000. Границы лавиноопасных зон с вероятностью их достижения лавиной: 1 – ежегодно, 2 – раз в 10 лет, 3 – раз в 50 лет, 4 – раз в 100 лет. Границы: 5 – зон ежегодного отрыва лавин, 6 – лавиноборов, 7 – лотков, 8 – участков склонов с разным характером поверхности, 9-12 – вероятная толщина лавинного снега в пределах лавиноопасных зон, см: 9 – 50-100, 10 – 100-150, 11 – 150-250, 12 – 250-300; 13-17 – максимальная толщина снега в лавиноборе, см: 13 – 80-100, 14 – 100-120, 15 – 120-150, 16 – 150-180, 17 – более 180, 18-22 – средняя частота схода лавин, раз в год: 18 – 0-1, 19 – 1-2, 20 – 2-3, 21 – 3-5, 22 – более 5, 23 – в числителе индекс характера поверхности, в знаменателе средний угол наклона склона, град. Индексы характера поверхности склонов: I – склоны с частыми выходами коренных пород, покрытые разреженным дерном, высотой до 30 см, II – обледенелые склоны; III – склоны, покрытые перелетовызывающими снежниками; IV – осыпные склоны с поперечником обломков до 30 см, V –

осыпные склоны с поперечником обломков от 30-150 см; VI – задернованные склоны с разреженным обломочным материалом и высотой дерна до 30 см; VII – склоны, покрытые древесно-кустарниковой растительностью высотой свыше 100 см; 24 – линия отрыва катастрофических лавин; 25 – номер лавинного очага, в числителе тип лавины по классификации Г.К. Тушинского, в знаменателе скорость лавины в данной точке при максимальной дальности выброса; 26 – подошва склона; 27 – точки на профиле лавинного очага для расчёта скорости лавины. Условные обозначения к стратиграфическим колонкам снега: 28 – свежавывающий переметанный снег, 29 – ветровая доска, 30 – мелкозернистый снег, 31 – среднезернистый снег, 32 – глубинная изморозь, A – толщина снега, м; ρ – плотность снега, $\text{кг/м}^3 \times 10^{-1}$; k – коэффициент стабильности снега

Эти границы рассчитываются разными методами в зависимости от наличия фактического материала. По возможности показываются также зоны разрушительного действия и параметры лавинных воздушных волн. Обязателен показ средней частоты схода лавин из каждого очага, которую необходимо определять путем натуральных наблюдений, либо фитоиндикационными методами. В пределах каждой из лавиноопасных зон показывается толщина лавинного снега, дающая представление об объемах лавин соответствующей повторяемости. Этот показатель определяется методом повторной фототеодолитной съёмки. Этим же методом с учётом данных метеонаблюдений определяется максимальная толщина снега в лавиносборах. Обязателен также показ характера микрорельефа и среднего угла наклона склонов. Это необходимо для расчета нагрузок от снежного покрова и лавин на сооружения, а также значений толщины снега, обеспечивающих сглаженность шероховатостей лавиносборов, т. е. тех характеристик, которые используются при проектировании противолавинных сооружений и разработке методов прогноза лавин. Здесь же в лавиносборах по результатам натуральных наблюдений выделяются зоны преимущественного зарождения лавин ежегодной повторяемости. Кроме того, отмечается местоположение некоторых фактических линий отрыва наиболее крупных лавин с наблюдавшимися в этих местах толщиной, плотностью и стратиграфией, а также показателями устойчивости снежного покрова. В качестве показателя устойчивости снежной толщ над тем или иным её горизонтом могут служить коэффициент стабильности и другие индексы. Желательно также показать типичные стратиграфические колонки снежной толщ в зонах отрыва, так как особенности стратиграфии снега служат основными индикаторами генезиса лавин.

Карта сопровождается графическими приложениями, на которых показываются эпюры скоростей движения лавин при достижении ими границ разной обеспеченности. Для расчёта скорости используются соответствующие коэффициенты общего сопротивления движению лавин заданной обеспеченности, методика определения которых изложена в (Золотарёв Е.А. Изучение снега и лавин в Приэльбрусье фотограмметрическим методом // Лавины Приэльбрусья. М.: Изд. Моск. ун-та. 1980. С. 47-62). Расчеты по графикам целесообразно проводить лишь для конкретных сооружений, находящихся в зоне действия лавин.

Таким образом, на основе содержания карты можно решать задачи, соответствующие её назначению. Знание обеспеченности границ лавиноопасных зон и частоты схода лавин из данного очага даёт возможность определения вероятности достижения лавиной той или иной границы во времени, что в свою очередь показывает, где необходимо размещать проектируемые объекты. Характер поверхности склонов, выделенные зоны преимущественного зарождения лавин, толщина и плотность снега, а также расчётные скорости лавины позволяют рассчитать нагрузки на противолавинные сооружения и определить их рациональное размещение на местности. Показ типичных стратиграфических разрезов в местах наиболее крупных лавин даёт возможность определить их генетические типы и приступить к разработке методик их прогноза и профилактических мероприятий.

На всех картах или в пояснительном тексте к ним при наличии соответствующей информации указываются следующие существенно важные для лавинообразования показатели зимнего климата территории: средняя температура воздуха самого холодного месяца, средние и максимальные скорости ветра и его преобладающее направление, влажность воздуха на уровне лавиносборов. Эти показатели совместно с отображенными на картах толщиной снега, характером поверхности лавиносборов и характеристиками рельефа дают возможность выбрать из хорошо изученных в лавинном отношении районов, наиболее близкий по условиям лавинообразования к исследуемой территории.. Это позволяет учесть, а иногда и заимствовать без изменений, опыт прогноза лавин и проведения противолавинных мероприятий, накопленный в хорошо изученном районе.

Из изложенного не следует, что содержание рассмотренных типов карт должно быть ограничено именно перечисленными параметрами. Необходимо только соблюдать основные принципы при разработке их содержания: 1) они должны включать набор характеристик лавинной опасности, необходимый и достаточный для планировки народнохозяйственных объектов и противолавинного проектирования на данном этапе исследований; изображаемые на карте важнейшие характеристики и связи картографируемого явления выбираются в каждом конкретном случае в зависимости от назначения карты; 2) необходимо соблюдать преемственность содержания карт при изменении их масштаба, что достигается

правильным набором таксономической категории объекта картографирования и показателей лавинной опасности для каждого масштаба карты; 3) при отображении аспектов лавинной деятельности в каждом конкретном случае необходимо выбирать тот способ картографирования – аналитический, синтетический, комплексный, при котором не теряется наиболее ценная информация.

Содержание рассмотренных вариантов карт показывает, что удельный вес объёма полевых и камеральных работ, непосредственных наблюдений и косвенных расчётов отличается на разных этапах снеголавинных изысканий. На предварительном этапе основной объём работ может проводиться камеральным путём на основе дешифрирования аэрокосмических снимков, морфометрических работ по топографическим картам, анализа данных метеостанций и расчётных методов. На этапе районной планировки хозяйственных объектов достаточно одного маршрута в летний полевой сезон по всей территории и стационарных наблюдений на ключевых участках в течение одной зимы. Остальную информацию получают расчётными методами. На этапе детальной планировки непосредственные наблюдения за лавинной деятельностью занимают большую часть времени изыскательских работ в течение нескольких сезонов.

Выводы

Разработано содержание и составлены карты, предназначенные для инженерных изысканий в лавиноопасных районах на примере Приэльбрусья. 1) Для проектирования на стадии районной планировки в диапазоне масштабов 1:25 000 – 1:100 000. В этом случае карты должны предназначаться для технико-экономического обоснования проекта и, следовательно, давать возможность выбора конкурирующих вариантов размещения и защиты проектируемых объектов. 2) Для проектирования на стадии детальной планировки в масштабах 1:2 000 – 10 000. Такие карты предназначаются непосредственно для проектирования и строительства выбранных вариантов противолавинных мероприятий и, согласно (Инструкция по проектированию и строительству противолавинных сооружений СН 517-80 / Госстрой СССР. М.: Стройиздат. 1980. 15 с.), должны давать возможность определения необходимых параметров снежного покрова и лавин.

Сход катастрофических лавин в Приэльбрусье происходит регулярно, начиная с 60-х годов XX столетия и, как ни странно, тоже связан с деградацией оледенения. Когда многочисленные кары и цирки были заполнены льдом, то лавины сходили часто, но в небольших размерах, поскольку на крутом ледяном склоне снег в больших количествах не накапливался. В настоящее время эти кары превратились в громадные снегосборные воронки, где в многоснежные зимы формируются катастрофические лавины.

Поскольку в лавиноопасных районах первостепенное значение имеет размещение объектов в безопасном месте и расчёт нагрузок на противолавинные сооружения, то в настоящей работе подробно рассматривается методика расчета границ лавиноопасных зон, основанная на фактических данных по сходу катастрофических лавин во второй половине XX столетия, определённых путём дистанционного фотограмметрического мониторинга. Эта методика и фактические данные использовались при оценке лавинной опасности при проектировании олимпийских объектов в Красной Поляне (Аджиев А.Х., Корнилов Ю.В., Кумухова О.А., Кондратьева Н.В. Динамические характеристики лавин на территории горноклиматического курорта «Альпика-Сервис» (Красная Поляна) // ГеоРиск. 2011. № 4. С.), а также при моделировании динамики снежных лавин (Турчанинова А.С. Определение зон зарождения и оценка динамических характеристик снежных лавин // Автореферат канд. диссертации. М. 2013. 24 с.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные научные и практические результаты выполненной работы заключаются в следующем.

1. Разработаны научные основы и основные принципы технологии применения аэрокосмических и картографических методов для изучения динамики высокогорных территорий. В основе этой технологии лежит впервые разработанный метод исследования динамики горных ледников, основанный на цифровых технологиях обработки снимков и предполагающий одновременное дешифрирование изменений и измерение их параметров. Получение морфометрических данных по изменению осуществляется именно стереоскопическим измерительным дешифрированием разновременных снимков, которое реализуется методами фотограмметрии и позволяет производить крупномасштабное картографирование динамики наблюдаемых объектов. Метод позволяет определять скорость движения льда на поверхности ледников, их пространственные изменения и исключает грубые ошибки измерений. Метод позволяет использовать не только наземные, но и разновременные аэро- и космические снимки с большим (до года и более) интервалом съёмки. Различные модификации этого метода апробированы также и для определения динамики различных стихийно-разрушительных процессов (снежных лавин и гляциальных селей).

2. На основе метода стереоскопического измерительного дешифрирования разновременных космических снимков определены новые границы ледника Большой Азау на Эльбрусе и выявлен пульсирующий характер его динамики, основной причиной которого является периодическое образование кинематических волн на его поверхности.

3. Метод стереоскопического измерительного дешифрирования позволил составить крупномасштабные карты эволюции всего оледенения Эльбруса и получить основные параметры изменений площадей и объёмов за 40 и 50 лет после МГГ, используя соответственно материалы аэро- и космической съёмки и ретроспективно параметры изменений ледников с середины XIX в. по старым картам на основе новых технологий работы с ними. Количественные данные по сокращению оледенения Эльбруса начиная с середины XIX в. не подтверждают

гипотезу об антропогенных причинах глобального потепления климата начиная со второй половины XX столетия в результате парникового эффекта. Напротив, в 70-е годы XX столетия многие ледники Эльбруса наступали. В целом, сокращение оледенения происходит практически равномерно с небольшими периодами стационарирования и наступания, что приводит к выводу о том, что глобальное потепление климата, которое сменяется кратковременными периодами похолоданий, началось ещё в середине XIX в. после окончания малого ледникового периода и имеет скорее естественные причины, чем антропогенные.

4. На основании обработки материалов дистанционного мониторинга выявлен механизм формирования катастрофических селей в различных ледниковых долинах Приэльбрусья на современном этапе деградации оледенения. На примере изменений ледниково-моренного комплекса Каярты, выявленных при помощи метода стереоскопического измерительного дешифрирования, установлена определяющая роль погребённых льдов в формировании катастрофических селей, сходящих на г. Тырнауз во второй половине XX столетия.

5. Разработаны научно-методические основы крупномасштабного картографирования лавиноопасных территорий на различных этапах инженерных изысканий, реализованные при создании карт Приэльбрусья. Их сущность определяет разработанный метод расчёта границ лавиноопасных зон различной обеспеченности по морфометрии лавиносборов. На основании этого метода определяются безопасные места для строительства, либо рассчитываются нагрузки на соответствующие противолавинные сооружения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аджиев А.Х., Корнилов Ю.В., Кумухова О.А., Кондратьева Н.В.* Динамические характеристики лавин на территории горноклиматического курорта «Альпика-Сервис» (Красная Поляна) // *ГеоРиск*. 2011. № 4. С.
2. *Акифьева К.В.* Влияние лавин на растительность и ее использование при определении режима лавинной деятельности. // *Материалы гляциологических исследований*. – 1975. – Вып. 24, с. 212-217.
3. *Акифьева К.В., Кравцова В.И.* Опыт применения материалов аэрофотосъёмки для картографирования лавин и вечных снегов // *Труды 1-го Всесоюзного совещания по лавинам*. Л.: Гидрометеиздат. 1965. С.131-137.
4. *Аккуратов В.Н., Красносельский Э.Б., Иткин В.Л.* О расчёте максимальной дальности выброса снежных лавин. В сб.: *Снег и лавины Хибин*. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 349-356.
5. *Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В.* Поле скоростей ледника Джанкуат. // *Материалы гляциологических исследований*. – 1999. – Вып. 87, с. 169-176.
6. *Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В.* Распознавание ледораздела на переметных ледниковых комплексах (Джантуганское плато на Кавказе). // *Вестн. МГУ, Сер. геогр.* – 2002. – № 3, с. 36-43.
7. *Альтберг В.Я.* О состоянии ледников Эльбруса и Главного Кавказского хребта в бассейне реки Баксан в период 1925-1927 гг. // *Изв. ГГИ*. – 1928. – № 22, с. 79-89.
8. *Атлас Снежно-ледовых ресурсов Мира. Региональная часть*. – М.: РАН, 1997, с. 100-105.
9. *Атлас Снежно-ледовых ресурсов Мира. Прикладная часть*. – М.: РАН, 1997, с. 338.
10. *Багов М.М.* Давление и сползание снега на склоне // *Труды ВГИ*. – М.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 37, с. 40-42.
11. *Багов М.М.* Возможный вариант защиты минеральных источников Джылу-Су от гляциальных прорывных паводков и селей. *Материалы международной научной конференции «Гляциология в начале XXI века»*. 2009. М.: Университетская книга. 2009. С. 98-103.
12. *Бергер М.Г.* Природная катастрофа на леднике Колка 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника. // *Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах. Докл. междунар. конф. Владикавказ – Москва, 23-26 июня 2004 г.* – Владикавказ: Олимп, 2006, с.41-49.
13. *Берлянт А.М.* Картографический метод исследования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 256 с.
14. *Берри Б.Л., Суханов Л.А.* Датчики для регистрации физических параметров и процессов в лавинных очагах. В сб.: *Снежные лавины (прогноз и защита)*. – М.: Изд. Моск. ун-та. 1974, с. 118-124.

15. *Благовещенский В.П.* Прогноз максимальных дальностей выброса лавин на основе статистического анализа видимых границ действия лавин. В сб.: Снежные лавины (прогноз и защита). – М.: Изд. Моск. ун-та. 1974. С. 32-38.
16. *Богатиков О.А., Залиханов М.Ч., Карамурзов Б.С.* Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии. – М., 2004. – 239 с.
17. *Божинский А.Н.* Математическое моделирование крупномасштабных селевых и ледниковых катастроф // МГИ. – 2005. – Вып. 99, с. 13-17.
18. *Болов В.Р. Мочалов В.П., Муратов Ш.С.* Гляциальные катастрофы и их предвестники в бассейне р. Геналдон Республики Северная Осетия-Алания // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. Доклады и выступления. 5 научно-практ. конф. 15-16 нояб. 2005 г. – М.: ООО Рекламно-изд. фирма «МТП-инвест». 2006. С. 208-219.
19. *Борисенков Е.П.* Климат и деятельность человека. – М.: Наука, 1982. – 134 с.
20. *Брюханов А.В.* Фототеодолитные работы на Эльбрусе (за период с 1956 по 1960 года) // Инф. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ. – М., 1963, №7. С.14-61.
21. *Брюханов А.В.* Механизм и движения снежных лавин и его изучение в различных географических условиях методом специальной скоростной стереосъемки. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. С. 269-334.
22. *Будыко М.И., Винников К.Я.* Проблема обнаружения антропогенного изменения глобального климата // Метеорология и гидрология. – 1983. – № 9, с. 14-26.
23. *Винников Л.П., Лабутина И.А.* Изменение ледника Кюкюртлю на Эльбрусе за четверть века // МГИ. – 1987. – Вып. 60, с. 147-152.
24. *Войтковский К.Ф.* Взаимосвязь толщины ледника с углом наклона его поверхности // МГИ. – 1997. – Вып. 83, с. 155-158.
25. *Войтковский К.Ф.* Реакция горных ледников на изменения климата // МГИ. – 1999. – Вып. 86, с. 129-132.
26. *Всемирная конференция по изменению климата.* Тез. докл. – М., 2003.
27. *Гельман Р.Н.* О возможности использования обычных цифровых камер для наземной стереосъемки // Геодезия и картография. – 2000. – № 4, с. 39-41.
28. *Гельман Р.Н., Книжников Ю.Ф.* Определение смещения точек по разновременным аэрофотоснимкам // Геодезия и картография. – 1991. – № 12, с. 17-20.
29. *Герасимов А.П.* Северо-восточное подножие Эльбруса // Изв. Геол. комитета. – 1911. – Т. 30, Вып. 2, с. 77-151.
30. *Герасимов В.А.* Селевые потоки 10-11 августа 1977 г. в бассейне р. Герхожансу (Северный Кавказ) и условия их образования // Селевые потоки. – М., 1980. – № 4, с. 68-77.

31. *Глазырин Г.Е., Мошкин А.Т.* Возможность выявления прямой связи между кратковременными изменениями климата и положением концов ледников // *Материалы гляциологических исследований.* – 1974. – Вып. 24, с. 260-264.
32. *Гляциологический словарь* / Под ред. В.М.Котлякова. – Л.: ГИМИЗ, 1984. – 527 с.
33. *Гнеденко Б.В., Хинчин А.Я.* Элементарное введение в теорию вероятностей. – М.: Наука, 1976. – 165 с.
34. *Голодковская Н.А.* Лихенометрия морен и динамика ледников северного макросклона Центрального Кавказа за последние 700 лет // *Изв. АН СССР, сер. геогр.* – 1981. – № 6, с. 82-91.
35. *Голодковская Н.А.* Динамика ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 700 лет (по лихенометрическим данным) // *Мат. гляц. иссл.* – 1982. – Вып. 45, с. 76-84.
36. *Голодковская Н.А.* Изменение ледников Кавказа за малый ледниковый период и XX век // *Материалы гляциологических исследований.* – 1985. – Вып. 52, с. 72-81.
37. *Голубев В.Н.* Соотношение колебаний горных ледников с климатическими событиями // *МГИ.* – 1997. – Вып. 82, с.3-12.
38. *Десинов Л.В., Котляков В.М.* Ледник Колка в 2002 г.: от активизации до катастрофы // *МГУ.* – 2005. – Вып. 98, с. 146-154.
39. *Дзюба В.В., Золотарёв Е.А.* Катастрофические лавины Сванетии зимы 1976 г. // *МГИ* – 1979. – Вып. 36, с. 228-234.
40. *Динник Н.Я.* Современные и древние ледники Кавказа // *Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ.* – Тифлис, 1890. – Кн. 14, Вып. 1, с. 282-417.
41. *Дюргеров М.Б., Поповнин В.В.* Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в. // *Материалы гляциологических исследований.* – 1981. – Вып. 40, с. 73-82.
42. *Залиханов М.Ч.* Снежно-лавинный режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа. – Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1981. – 370 с.
43. *Золотарёв Е.А.* Некоторые результаты анализа распределения снега сухих лавин на конусах выноса // *Вестн. МГУ, Сер. геогр.* – 1975. – №1, с. 99-101.
44. *Золотарёв Е.А.* Определение максимальной дальности выброса лавин по некоторым морфометрическим характеристикам лавинных очагов // *Труды САРНИГМИ.* – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 53 (134), с. 105-113.
45. *Золотарёв Е.А.* Определение скорости сползания снега на крутых склонах фотограмметрическим методом // *Склоновые процессы.* – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. – Вып. 3, с. 79-89.
46. *Золотарёв Е.А.* О расчёте границ лавиноопасных зон заданной обеспеченности на основе морфометрии лавинных очагов // *Материалы гляциологических исследований.* – 1979. – Вып. 37, с. 193-198.
47. *Золотарёв Е.А.* Изучение снега и лавин в Приэльбрусье фотограмметрическим методом // *Лавины Приэльбрусья.* М.: Изд. Моск. ун-та. 1980. С. 47-62.

48. *Золотарёв Е.А.* Крупномасштабное картографирование лавин и лавинной опасности. Деп. в ВИНТИ № 5485-81. М. 1981. 151 с.
49. *Золотарёв Е.А.* Изменения ледников Эльбруса в последнем столетии // *Материалы гляциологических исследований.* – 1997. – Вып. 83, с. 146-153.
50. *Золотарёв Е.А.* О конечной «морене 30-х годов» и размерах ледника Джанкуат // *Материалы гляциологических исследований.* – 1999. – Вып. 87, с. 177-183.
51. *Золотарёв Е.А.* Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир. 2009. 238 с.
52. *Золотарёв Е.А., Салова Т.А., Трошкина Е.С.* Оценка аккумулятивной деятельности катастрофической лавины в Приэльбрусье // *Вестн. МГУ, Сер. геогр.* – 1979. – № 5, с. 47-53.
53. *Золотарёв Е.А., Поповнин В.В., Сейнова И.Б.* Режим ледника Каярта – активного селевого очага // *Материалы гляциологических исследований.* – 1982. – Вып. 43, с. 69-76.
54. *Золотарёв Е.А., Сейнова И.Б.* Изменение ледников бассейна р. Баксан в последние столетия (по данным лихенометрии) // *Материалы гляциологических исследований.* – 1985. – Вып. 53, с. 192-196.
55. *Золотарёв Е.А., Сейнова И.Б.* Оледенение Эльбруса и его извержение в голоцене // *Материалы гляциологических исследований.* – 1988. – Вып. 64, с. 95-101.
56. *Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г.* Применение методов автоматизированного картографирования и цифровой фотограмметрии для мониторинга ледника Джанкуат в Приэльбрусье // *Интеркарто 2: ГИС для изучения и картографирования окружающей среды. Материалы международной конференции (Иркутск, 26-29 июня 1996 г.).* – 1996, с. 90-92.
57. *Золотарёв Е.А., Сейнова И.Б.* Катастрофические сели Приэльбрусья за два последних тысячелетия // *Материалы гляциологических исследований.* – 1997. – Вып. 82, с. 184-189.
58. *Золотарёв Е.А., Поповнин В.В., Горецкий А.С., Харьковец Е.Г.* Ледник Джанкуат за последние 25 лет // *Вестн. МГУ, Сер. геогр.* – 1997. – № 1, с. 24-30.
59. *Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г.* Стереоскопическое моделирование перемещения поверхности ледников по разновременным аэрофотоснимкам // *Материалы гляциологических исследований.* – 1998. – Вып. 84., с. 48-51.
60. *Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г.* Оледенение Эльбруса в конце XX в. (цифровая ортофотокарта Эльбруса на 1997 г.) // *Материалы гляциологических исследований.* – 2000. – Вып. 89, с. 175-181.
61. *Золотарёв Е.А., Поповнин В.В.* О реакции ледника Джанкуат на изменения климата // *Материалы гляциологических исследований.* – 2003. – Вып. 95, с. 107-110.
62. *Золотарёв Е.А., Алейников А.А., Харьковец Е.Г.* Сокращение оледенения Эльбруса в XX столетии // *Материалы гляциологических исследований.* – 2005. – Вып. 98, с. 162-166.

63. *Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г.* Оценка деградации оледенения Эльбруса методами цифрового картографирования // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 2007. – № 5, с. 45-51.
64. *Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г.* Картографо-аэрокосмический мониторинг баланса массы оледенения Эльбруса после МГГ // Материалы гляциологических исследований. – 2007. – Вып. 103. С. 123-128.
65. *Золотарёв Е.А., Алейников А.А., Харьковец Е.Г.* Деградация оледенения и формирование катастрофических селей в современных ледниково-моренных комплексах Приэльбрусья // Лёд и снег. 2012. № 3. С. 98-108.
66. *Инструкция по проектированию и строительству противолавинных сооружений СН 517-80 / Госстрой СССР.* М.: Стройиздат. 1980. 15 с.
67. *Интеграция картографического и аэрокосмического методов.* Географическая картография. Взгляд в будущее. Изд. Моск. ун-та. 1980. С. 40-53.
68. *Исаенко Э.П.* Особенности изысканий на лавиноопасной территории и методы защиты железных дорог от снежных лавин // Труды НИИЖТ.– Новосибирск, 1975. – Вып. 169, с. 3-114.
69. *Исаенко Э.П.* Методика выбора некоторых параметров противолавинных сооружений и установление расчетной дальности выброса лавин в условиях ограниченной информации // Материалы гляциологических исследований. – 1977. – Вып. 31, с. 91-95.
70. *Иткин В.А.* Оценка обеспеченности границ лавиноопасных зон в районе г. Кировска // Материалы гляциологических исследований. – 1970. – Вып. 16, с. 95-100.
71. *Канаев Л.А., Языков Л.Е.* Анализ условий массового схода лавин в западной Тянь-Шане в феврале 1976 г. // Труды САРНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 53 (134), с. 114-118.
72. *Каплин П.А., Гракова И.В., Паронин О.Б. и др.* Список радиоуглеродных датировок лаборатории географического факультета МГУ и института океанологии АН СССР // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1971. – № 4, с. 104-108.
73. *Каталог ледников СССР. Том 8. Северный Кавказ. Часть 5. Бассейн рек Малки, Баксана.* – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 145 с.
74. *Книжников Ю.Ф.* Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. – М.: Наука, 1973. – 120 с.
75. *Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Лабутина И.А.* Картографо-аэрокосмический мониторинг системы оледенения Эльбруса // МГИ. – 1988. – Вып. 62, с. 153-156.
76. *Книжников Ю.Ф., Гельман Р.Н., Поповнин В.В., Жуков А.В.* Полевые исследования горных ледников: метрические возможности стереоснимков, полученных цифровыми камерами // МГИ. – 2002. – Вып. 92, с. 216-222.
77. *Ковалёв П.В.* О селях на северном склоне Центрального Кавказа // Материалы Кавк. эксп. (по программе МГГ). – Харьков: Изд-во Харьк. ун-та. – 1961. – т. 3. С. 149-160.

78. *Козик С.М.* Расчёт движения снежных лавин. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 76 с.
79. *Колебания климата за последнее тысячелетие.* – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 407 с.
80. *Королёв А.И.* Медленное сползание снега на склоне // Труды 1 Всесоюз. совещания по лавинам. – Л.: Гидрометеиздат, 1965, с. 40-42.
81. *Короновский Н.В.* Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // Оледенение Эльбруса. – М.: МГУ, 1968. С. 15-75.
82. *Короновский Н.В.* Эльбрус – действующий вулкан? // Природа. – 1985. – №8. С. 42-52.
83. *Костоусов В.Н.* Гляциологический очерк южного сектора оледенения Эльбруса // Инф. сб. о работах по МГГ. – М.: МГУ, 1959. – № 4. С. 54-78.
84. *Котляков В.М.* Мир снега и льда. – М., Наука, 1994. – 286 с.
85. *Котляков В.М.* Наука. Общество. Окружающая среда. – М.: Наука, 1997. – 409 с.
86. *Котляков В.М., Герасимов В.А., Девириц А.Л. и др.* Об изменении климата и оледенения высокогорного Кавказа в историческое время // Материалы гляциологических исследований. – 1973. – Вып. 21, с. 185-188.
87. *Кравцова В.И.* Карта мощности льда // Материалы гляциологических исследований. – 1967. – Вып. 13, с. 151-157.
88. *Кравцова В.И., Лосева В.Г.* Изменение оледенения Эльбруса за 100 лет // Успехи советской гляциологии. Материалы 3 Всесоюз. гляциол. симпозиума. – Фрунзе: Илим, 1968, с. 262-270.
89. *Лаппо (Лабутина) И.А.* Карта оледенения Эльбруса. В сб.: Инф. сборник о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. С. 98-106.
90. *Лабутина И.А.* Изучение изменение размеров ледников картографическим методом // Оледенение Эльбруса. – М.: МГУ. 1968. С. 273-282.
91. *Лабутина И.А.* Крупномасштабные карты горных ледников. В кн.: Геоморфологическое картографирование в съёмочных масштабах. – М.: Изд-во Моск. ун-та. 1975. С. 199-206.
92. *Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ).* – М.: Гидрометеиздат, 1978. – 183 с.
93. *Лобанов А.Н.* Аэрофототопография – М., «Недра», 1978. – 540 с.
94. *Мартышёв А.П.* Колебания языка ледника Большой Азау на Эльбрусе // Материалы гляциологических исследований. – 1980. – Вып. 39. С. 207-209.
95. *Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус /* Под ред. акад. Н.П. Лаверова – М. – 2001. – 191 с.
96. *Москалёв Ю.Д.* Динамика снежных лавин и снеголавинные расчеты // Труды САРНИГМИ.– Л.: Гидрометеиздат, 1977. – Вып. 36 (117). – 231 с.
97. *Муравьев Я.Д.* Газовое извержение в цирке – возможная причина развития подвижки ледника Колка по катастрофическому сценарию // Материалы гляциологических исследований. – 2005. – Вып.98. С. 44-55.

98. *Мушкетов И.В.* Геологическая поездка на Кавказ в 1881 г. // Изв. Императорского Русского геогр. общества. – 1882. – Т. 18, Вып. 2, с. 106-119.
99. *Мягков С.М.* Аккумулятивные лавинные формы рельефа в Хибинах и пути использования их характеристик для определения границ лавиноопасных зон. В сб.: Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. С. 15-96.
100. *Никулин Ф.В.* Новый метод изучения механизма и скорости движения чехла обломков на крутых склонах // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1975. – № 3, с. 82-88.
101. *Никулин Ф.В., Федоренко В.С.* Характерные особенности смещения крупных оползневых массивов. – Формирование оползней, селей и лавин. Инженерная защита территории. – М., 1987, с. 64-79.
102. *Никулин Ф.В., Хмелева Н.В.* Материалы стереоскопического моделирования движения грубообломочных осыпей. – М., 1989, 112 с. Деп. в ВИНТИ 28.02.89, №1307-89 Деп.
103. *Новаковский Б.А.* Проблемы и перспективы внедрения дистанционного зондирования и фотограмметрии в географическую картографию. Географическая картография. Взгляд в будущее. Изд. Моск. ун-та. 1986. С. 141-149.
104. *Оледенение Эльбруса* / Под ред. Тушинского Г.К. – М.: МГУ, 1968. – 344 с.
105. *Олейников А.Д., Володичева Н.А.* Об увеличении лавинных катастроф в районах деградации горного оледенения // МГИ. – 2005. – Вып. 99, с. 89-93.
106. *Орешникова Е.И.* Ледники Эльбрусского района по исследованиям 1932-1933 гг. // Труды ледниковых экспедиций. Кавказ. – М., 1936. – Вып. 3, с. 239-297.
107. *Панов В.Д.* Эволюция современного оледенения Кавказа. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 429 с.
108. *Пастухов А.В.* Сообщение о восхождении на Эльбрус 31 июля 1890 г. // Зап. Кавказского отдела Русского геогр. общества. – Тифлис, 1893. – Кн.15, с.22-37.
109. *Перов В.Ф.* Селевые явления. Терминологический словарь. – М.: МГУ, 1996. – 45 с.
110. *Перов В.Ф., Сейнова И.Б., Золотарёв Е.А.* Колебание селевой опасности и изменение климатических условий в Приэльбрусье. В кн.: Колебания климата за последнее тысячелетие. – Л., 1988. С. 145-151.
111. *Подозерский К.И.* Ледники Кавказского хребта // Зап. Кавказского отдела Русского геогр. общества. – 1911. – Т. 29, Вып. 1. – 200 с.
112. *Рекомендации по подготовке данных о колебаниях ледников СССР для публикации в сборниках «Материалы гляциологических исследований» // Материалы гляциологических исследований. – 1988. – Вып. 62, с. 240-245.*
113. *Рототаева О.В., Тарасова Л.Н.* Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши за последнее столетие // Материалы гляциологических исследований. – 2000. – Вып.88, с.16-26.
114. *Рототаева О.В., Никитин С.А., Бажев А.Б., Носенко Г.А., Носенко О.А., Веснин А.В., Хмелевской И.Ф.* Толщина льда на южном склоне Эльбруса. // Материалы гляциологических исследований. – 2002. – Вып. 93, с.143-151.

115. *Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н.* Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // *Материалы гляциологических исследований.* – 2003. – Вып. 95, с. 111-121.
116. *Рототаева О.В., Котляков В.М., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Чернов Р.А.* Исторические данные о подвижках ледников на Северном Кавказе и Кармадонская катастрофа 2002 г. // *Материалы гляциологических исследований.* – 2005. – Вып.98, с.136-145.
117. *Рунич А.В.* Методика определения количественных характеристик лавинной опасности // *Труды ЗАКНИГМИ.* – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – Вып. 58 (64), с. 62-73.
118. *Салацкий Н.Д.* Очерки орографии и геологии Кавказа // *Зап. Императорского Русского геогр. общества.* – 1866. – Кн. 7, Вып. 1, с. 1-118.
119. *Салищев К.А.* Идеи и теоретические проблемы в картографии 80-х годов. // *Итоги науки и техники. Серия картография.* 1982. Т. 10. 135 с.
120. *Самойлов В.А.* Стереофотограмметрическая съёмка движущихся лавин в Хибинах // *МГИ* – 1976. – Вып. 28, с. 128-133.
121. *Сейнова И.Б.* Селевые процессы бассейна р. Баксан в последнем тысячелетии. – М., 1997. Деп. ВИНТИ № 9763-В97. – 295 с.
122. *Сейнова И.Б., Мальнева И.В., Кононова Н.К.* Изменение активности и прогноз гляциальных селей Центрального Кавказа в XX столетии // *МГИ* – 1998. – Вып. 84, с. 114-120.
123. *Сейнова И.Б. Золотарёв Е.А.* Ледники и сели Приэльбрусья (Эволюция оледенения и селевой активности). – М., «Научный мир», 2001. – 203 с.
124. *Склоновые процессы.* Выпуск 2. Фотограмметрический метод изучения склоновых процессов. Изд. Моск. ун-та. 1977. С. 70.
125. *Советский энциклопедический словарь.* М. 1984. С. 1321-1322.
126. *Современные методы прогноза оползневого процесса.* – М., 1981. – 120 с.
127. *Соловьёв С.П.* О состоянии ледников Эльбрусского района и к вопросу о причине их отступания // *Изв. Русск. геогр. общ.* – 1933. – Т. 65, Вып. 2, с. 151-166.
128. *Соломина О.Н.* Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. – М., «Научный мир», 1999. – 262 с.
129. *Справочник геодезиста.* – М., «Недра», 1966. – 984 с.
130. *Трошкина Е.С., Урумбаев Н.А.* Редкодействующие катастрофические лавины в Приэльбрусье. В сб.: *Лавины Приэльбрусья.* – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980, с. 41-47.
131. *Турманина В.И.* Перспективы применения фитоиндикационных методов в гляциологии. *Фитоиндикационные методы в гляциологии.* М.: Изд. Моск. ун-та. 1971. С. 5-19.
132. *Турчанинова А.С.* Определение зон зарождения и оценка динамических характеристик снежных лавин // *Автореферат канд. диссертации.* М. 2013. 24 с.

133. *Тушинский Г.К.* Послелавовое оледенение Эльбруса и его динамика // Инф. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ. – 1958. – № 2, с. 117-167.
134. *Тушинский Г.К.* Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа // Инф. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ. – 1959. – № 4, с. 211-217.
135. *Тушинский Г.К., Попов А.И., Голубев Г.Н., Мудров Ю.В., Тумель Н.В.* Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа (на примере реки Герхожансу бассейна реки Баксан) // Инф. сб. о работах по МГГ. М. – 1966. – № 13, с. 5-106.
136. *Тушинский Г.К., Турманина В.И.* Фитоиндикация изменений ледниково-селевой активности последнего тысячелетия // Фитоиндикационные методы в гляциологии. – М., 1971, с.142-153.
137. *Тушинский Г.К., Турманина В.И.* Ритмы гляциальных процессов последнего тысячелетия // Ритмы гляциальных процессов. – М.: МГУ, 1979, с.154-159.
138. *Федоренко В.С.* Горные оползни и обвалы, их прогноз. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 214 с.
139. *Флейшман С.М., Сейнова И.Б., Золотарёв Е.А.* Формирование гляциальных селей непрорывного генезиса в бассейне Герхожан-Су на Северном Кавказе // МГИ – 1979. – Вып. 35, с. 195-198.
140. *Формирование* оползней, селей и лавин. Инженерная защита территорий. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. – 180 с.
141. *Хромова Т.Е., Чернова Л.П., Китаев Л.М.* Ежегодные изменения метеоусловий, толщины снежного покрова и колебаний горных ледниковых систем на севере и юге Европы // Материалы гляциологических исследований. – 2000. – Вып. 89, с. 78-81.
142. *Цветков Д.Г.* Проблемы натурного определения скорости перемещения изохронной поверхности ледников // Материалы гляциологических исследований. – 1983. – Вып. 47, с. 111-121.
143. *Цветков Д.Г., Соротокин М.М.* Колебания скорости движения ледника Медвежьего в период его восстановления (1974-1979) // Материалы гляциологических исследований. – 1981. – Вып. 41, с. 133-142.
144. *Цомая В.Ш., Абдушелишвили К.Л., Калдани Л.А.* Лотковая лавина Звавского ущелья в районе курорта Лебарде и борьба с ней // Труды ЗакНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – Вып. 45 (51), с. 35-49.
145. *Черноморец С.С.* Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир. 2005. 180 с.
146. *Черноморец С.С., Петраков Д.А., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Тутубалина О.В., Алейников А.А., Тарбеева А.Н.* Динамика ледниково-озерного комплекса Башкара и оценка селевой опасности в долине реки Адыл-су (Кавказ) // Криосфера Земли. – 2007. – Т. 11, с. 72-84.
147. *Черноморец С.С., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Сейнова И.Б., Крыленко И.В.* Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне Эльбруса 11 августа 2006 г.: прогноз, события и последствия // МГИ – 2007. – Вып. 102, с. 219-223.

148. *Щербакова Е.М.* Следы последнего оледенения в Приэльбрусье // Инф. сб. о работах геогр. фак-та МГУ по МГГ. – М., 1958. – № 1, с. 29-101.
149. *Щербакова Е.М.* Древнее оледенение Большого Кавказа. – М., 1973. 268 с.
150. *Abich H.* Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. Moskau, 1875. 138 s.
151. *Beschel R.E.* Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry) // *Geology of the Arctic*, Toronto Univ. Press, 1961, V. 2. P.1044-1062.
152. *Broecker W.S.* Climate change: Are we on the Brink of a pronounced global warming? – *Science*, v. 89, 1975, p. 460.
153. *Burmester H.* Rezent glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen im Baksanguellgebiet (Kaukasus) // *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 1913, Bd. 8, Ht. 1. S.1-41.
154. *Climate change -2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of IPCC.* Cambridge University Press, 2001.
155. *Dean Roemmich, W. John Gould & John Gilson/* 135 years of global ocean warming between the Challenger expedition and the Argo Programme // *Nature Climate Change*. 2012. № 2. Pp. 425-428.
156. *Finsterwalder R.* Geschwindigkeitsmessungen an Gletscher mittels Photogrammetrie. – *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Band XIX, 1931, p. 64-72.
157. *Groverman B.S., Landsberg H.E.* Reconstruction of Northern Hemisphere Temperature: 1579-1980. Meteorology Program. Univ. Of Maryland. Publication № 79-181, June 1979, 46 p.
158. *Heikkila J., Silven O.A.* Four-steps Camera Calibration Procedure with Implicit Image Correction. IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR'97). San Juan: Puerto Rico. 1997. P.1106-1112.
159. *Nye J.F.* The response of glaciers and ice-sheets to seasonal and climatic changes. – *Proc. Roy. Soc., London, Ser. A*, v. 256, № 1287, 1960, p.559-584.
160. *Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen, winter 1967/68* // Winterbericht des Eidg. Institutes für Schnee und Lawinenforschung Weisflujoch, Davos, 1969, №32, 192 s.