

Ледники и ледниковые покровы

УДК 504.064.37:528.8

doi: 10.15356/IS.2015.01.02

Возможности использования данных дистанционного зондирования Земли для мониторинга ледников и гляциологических расчётов

© 2015 г. В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков

Институт географии РАН, Москва
vladgeo@gmail.com

Possibility of using remote sensing data for glaciological calculations and monitoring

V.G. Konovalov, V.A. Rudakov

Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 26 декабря 2014 г.

*Альbedo, водный баланс, дистанционное зондирование, линия равновесия, морена, оледенение.
Albedo, equilibrium line, glaciation, moraine, remote sensing, water balance.*

Для использования в программе дистанционного мониторинга параметров оледенения получены линейные связи между высотой линии равновесия процессов аккумуляции и абляции в конце летне-осеннего сезона, индексом площади аккумуляции и составляющими годового баланса массы на ледниках. По данным дистанционного зондирования Земли оценена динамика моренного покрова на ледниках Памира. Охарактеризованы качество данных и информативность Каталогов ледников. Приведены примеры определения спектрального альbedo поверхности ледников с помощью программных модулей ENVI и данных дистанционного зондирования со спутников LANDSAT 7 ETM+ и TERRA.

For use in the remote monitoring of glaciation, linear relations were obtained between the ELA (equilibrium line altitude) in the late summer-autumn season, index of area accumulation, and components of the annual mass balance of glaciers. Dynamics of moraine cover on the glaciers of the Pamir was estimated by data of ERS (Earth Remote Sensing). Quality of data and information content of Glacier Catalogs are characterized. Examples are given of determining the spectral albedo of glacier surface, using ENVI software and remote sensing data from LANDSAT 7 ETM + and TERRA.

Введение

Информационной основой моделирования и расчётов гидрологического режима оледенения Земли служат в том числе и высотно-площадные параметры ледников, а именно: высоты их начала Z_b и конца Z_e ; средней Z_f или текущей H_f высоты снеговой/фирновой границы; верхней границы распространения сплошного моренного покрова Z_m ; площади ледника в целом F_{gl} , областей аккумуляции F_{ac} , абляции F_{ab} и льда под сплошной мореной F_m . Распределение площади ледника F_{gl} по высоте Z над уровнем моря отражает интегральная функция распределения $F_{gl}(Z)$, при этом $F_{gl}(Z_e) = 0$, а $F_{gl}(Z_b) = F_{gl}$. Если известна $F_{gl}(Z)$, то нетрудно определить среднее значение $F_{ac} = F_{gl}(Z_b) - F_{gl}(Z_f)$. Тогда $F_{ab} = F_{gl}(Z_b) - F_{ac}$, а $F_m = F_{gl}(Z_m)$. Высота Z_f равна среднему из временного ряда максимальных за календарный/балансовый год значений H_f , в те-

чение которого высоты Z_b и Z_e остаются практически постоянными. Для стационарного состояния оледенения и линейности изменения по высоте процессов аккумуляции и абляции высоту Z_f можно приравнять равной Z_{med} — средней взвешенной высоте между отметками Z_b и Z_e .

Все перечисленные высотно-площадные параметры — объекты мониторинга за состоянием ледников на основе данных аэрофотосъёмки, дистанционного зондирования районов оледенения, применения крупномасштабных топографических карт и ГИС-технологий. В практике гляциологических наблюдений и расчётов систематически используются две производные от высотных параметров — максимальная высота H_f в конце периода абляции, или Z_{max} , и отношение площади аккумуляции к площади всего ледника — англоязычная аббревиатура AAR (accumulation area ratio). В случаях, когда вкладом наложенного льда в питание ледника можно пренебречь, Z_{max} служит

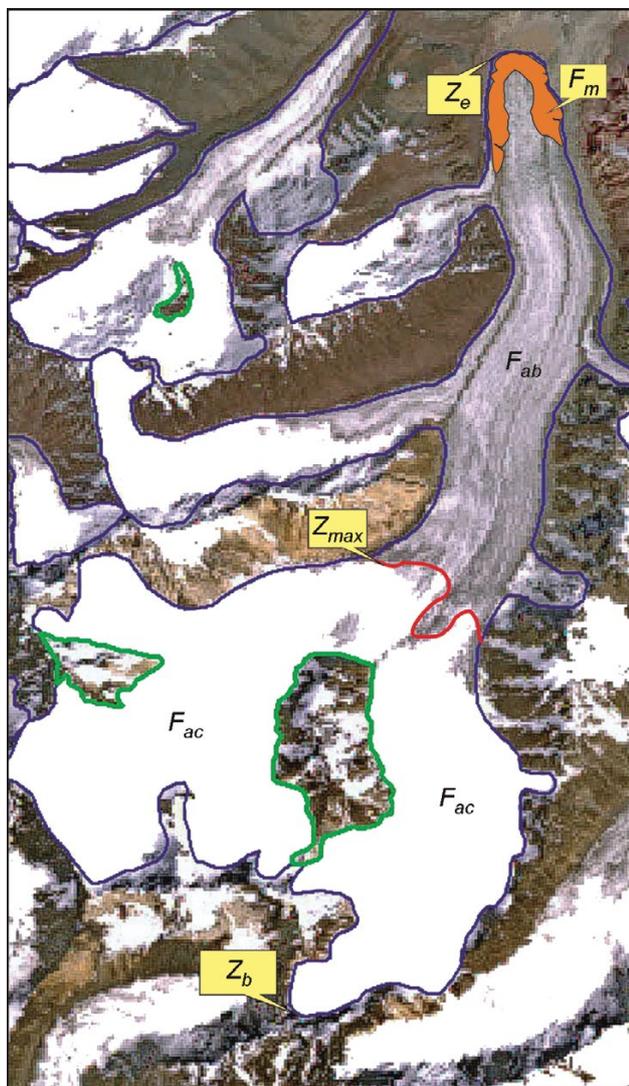


Рис. 1. Пример идентификации высотно-площадных параметров на изображении ледника со спутника LANDSAT 7 ETM+.

Расшифровку усл. обозначений см. в тексте

Fig. 1. Example of identifying area-altitude parameters on the image of the glacier from the satellite LANDSAT 7 ETM+.

Explanation of symbols is given in the text

аналогом высоты линии равновесия годовых объёмов аккумуляции и абляции, или ELA (equilibrium line altitude). Таким образом, $AAR = f(Z_{max})$, или ELA). Оба параметра в интерактивном или полуавтоматическом режиме можно получить путём обработки векторных полигонов ледников, идентифицированных на средне- и крупномасштабных изображениях со спутников. Подробное описание методов определения расширенного набора параметров ледников по результатам векториза-

ции их контуров на дистанционных изображениях со спутников и обработки полученных шейп-файлов средствами ГИС приведено в работе [4]. Пример идентификации высотно-площадных параметров на изображении ледника со спутника LANDSAT 7 ETM+ иллюстрирует рис. 1.

Высотно-площадные характеристики оледенения Земли, а также ежегодные значения ELA и AAR для ограниченного числа ледников можно найти в справочниках [10, 15, 16, 18, 29]. По этим данным выполнен анализ связей между ELA, AAR, годовым балансом массы ледников и его составляющими. Соответствующие выборки содержали от 45 до 66 ледников, расположенных в основном на территории Евразии на высотах Z_{med} от 520 до 4253 м над ур. моря. Результаты анализа частично содержатся в работе [2], а также представлены в табл. 1.

Из краткого описания высотно-площадных параметров оледенения следует необходимость исследования и моделирования пространственно-временных изменений ELA и AAR как индексов баланса массы ледников. Для решения этой задачи более всего пригоден параметр AAR, который можно определять с помощью спутниковых снимков районов оледенения в конце периода абляции/летне-осеннего сезона. Для этого необходимо на снимках со спутников LANDSAT, TERRA, LISS, SPOT или других оцифровать в географических координатах общую площадь ледника F_{gl} и её часть F_{ac} выше Z_{max} и найти их отношение $AAR = F_{ac}/F_{gl}$. Существование тесных и устойчивых пространственных связей $AAR = f(Bn)$ и $AAR = f(ELA)$ (см. табл. 1) позволяет получить локальные или региональные оценки баланса массы ледников. Отметим, что использование этих зависимостей – не единственный вариант оценки баланса массы ледников. В другом способе определения среднего баланса для области абляции $\bar{Bn}(F_{ab})$ применяются наземные [15, 16, 18, 29] или дистанционные [9] измерения удельного годового баланса массы на средней взвешенной высоте области абляции \tilde{Z} . В работе [23] показано, что $\bar{Bn}(F_{ab}) = B(\tilde{Z})$ в случаях линейного изменения удельного баланса в интервале высоты $Z_f - Z_e$. При нелинейном изменении Bn в том же интервале используется другая формула:

$$\bar{Bn}(F_{ab}) = B(\tilde{Z}) + B(\tilde{Z})K\sigma_Z^2,$$

где σ_Z^2 – дисперсия высоты ледника в интервале $Z_f - Z_e$; K – эмпирический коэффициент, который

Таблица 1. Связи между ELA, AAR, балансом массы ледников Bn и его составляющими

| Характеристики | Коэффициенты корреляции R парных связей | | | | |
|----------------------|-------------------------------------------|---------------|---------------|---------------|----------------|
| | $AAR = f(Bn)$ | $ELA = f(Bn)$ | $ELA = f(Bs)$ | $ELA = f(Bw)$ | $AAR = f(ELA)$ |
| Среднее | 0,89 | -0,88 | -0,69 | -0,57 | -0,92 |
| Число ледников N_1 | 53 | 66 | 45 | 45 | 54 |
| N_2 | 47 | 57 | 19 | 9 | 50 |
| $N_2/N_1, \%$ | 88,7 | 86,4 | 42,2 | 20,0 | 92,6 |

Bn, Bw, Bs – соответственно годовой, зимний и летний балансы массы ледника; $Bw \sim Ac, Bs \sim Ab$; N_2 – число ледников, для которых $R \geq 0,80$.

на каждом конкретном леднике может быть описан в виде функции $B(\bar{Z})$ и сезонных значений температуры воздуха и осадков по данным метеостанции.

В соответствии с уравнением годового водного баланса речного бассейна величина $\overline{Bn}(F_{ab})$ F_{ab} характеризует вклад ледникового питания в общем речном стоке. В работе [23] приведены также формулы для расчёта удельного баланса ледника в целом при линейном/нелинейном изменении Bn с высотой. Несомненное прикладное значение имеют также оценки площади морены F_m и её изменений на ледниках по данным дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). В настоящее время для локальных/региональных расчётов гидрологического режима ледников доступны справочники [10, 12, 14–17, 19, 29]. В связи с этим исследователям важно иметь представление о качестве и информативности современных массовых данных о высотно-площадных параметрах оледенения Земли.

Использование ELA для расчёта годовой аккумуляции на ледниках

Наличие тесных зависимостей между основными элементами водно-ледового баланса ледника и сравнительно легко определяемой характеристикой ELA в конце периода абляции существенно упрощает режимные гляциологические расчёты. Покажем это на примере зависимости $ELA = f(Bn)$, общим аналитическим видом которой служит линейное уравнение

$$ELA = azBn + bz, \quad (1)$$

где az и bz – соответственно локальные или региональные эмпирические коэффициенты.

Подставив в формулу (1) вместо годового баланса Bn разность годовых значений аккумуляции Ac и абляции Ab , получим:

$$ELA = az(Ac - Ab) + bz;$$

откуда следует, что

$$Ac = (ELA - bz)/az + Ab, \quad (2)$$

т.е. сложные и трудоёмкие определения аккумуляции на леднике заменены простыми измерениями или расчётами ELA и абляции. Эксперименты на ледниках Австрии и Норвегии показали [21, 25], что для определения ELA вполне пригодны данные спутникового зондирования, что расширяет возможности дистанционного мониторинга режима оледенения. При этом следует учитывать или пренебрегать влиянием на высоту ELA зоны наложенного льда, которая в конце периода абляции располагается ниже фирновой границы. А годовая абляция легко и довольно точно рассчитывается как функция средней летней температуры воздуха, см., например, [2, 6].

Локальные оценки параметров az и bz получены по материалам [15, 16, 18, 29] достаточно длительных измерений ELA и составляющих годового баланса массы на континентальных ледниках, расположенных в Северном полушарии Земли. Выборка содержит 38 ледников, охватывает 1946–2003 гг., минимальное и максимальное значения ELA равны соответственно 470 и 4450 м над ур. моря. Средняя длина временных рядов – 27 лет. Коэффициент корреляции зависимости $ELA = f(Bn)$ в среднем для 38 ледников равен $-0,90$ и изменяется от $-0,73$ до $-0,98$. Для описания региональной пространственной вариации коэффициентов az и bz получены эмпирические уравнения регрессии $az = az(Long, Lat, Zmed)$ и $bz = bz(Zmed)$; $Long$ и Lat – соответственно географические долгота и широта, $Zmed$ – средняя высота ледника. Соответствующие им коэффициенты корреляции равны 0,72 и 0,99, а средний модуль относительной ошибки расчёта функций az и bz – 29% и 4%. При определении по формуле (2) средних значений ак-

кумуляции на ледниках Джанкуат и Гарабаши их величина составила 276 см и 89 см, что отличается соответственно на +12% и –28% от измеренных величин A_c [8, 15, 18].

Динамика моренного покрова на ледниках Памира

Влияние моренного покрова на таяние ледников весьма велико. Установлено [2, 3], что при толщине сплошной морены от 1 до 7 мм таяние увеличивается от 1,02 до 1,11 раза, а при толщине 10 см оно уменьшается до 0,42 по сравнению с таянием открытой поверхности ледника. Заморененность отдельных ледников изменяется от её полного отсутствия до почти полного покрытия всей площади ледника. Толщина моренного покрова на ледниках Памира колеблется от миллиметров до нескольких десятков сантиметров. В 1957 г. площадь морены на ледниках Памира составляла 320 км², или 4,8% общей площади оледенения региона, а спустя приблизительно 20 лет она увеличилась до 644 км², или 10,7% [10]. Эти сведения получены визуальным дешифрированием аэрофотоснимков 1957–1959 гг. и материалов космофотосъёмки 1980 г. (масштаб 1:200 000).

В данной работе использованы снимки ледников Федченко и Бивачного в конце августа 2007 и 2012 гг. со станции МКС. Разрешение на местности 3–5 м. Снимки трансформированы в проекцию WGS и привязаны к топографической карте масштаба 1:50 000, состояние на местности – 1979 г., дата издания – 1986 г. Высотный интервал распространения морены на ледниках Федченко и Бивачном в 2007–2012 гг. был равен соответственно 3000–5000 и 3400–4800 м над ур. моря. Установлено увеличение за 1975–2007 гг. общей площади морены на этих ледниках (табл. 2). После 2007 г. площадь морены изменилась только в зонах 3600–3800 и 3800–4000 м. В 2007 г. в зоне 3600–3800 м она составила 63%, а в 2012 г. – 81% площади зоны. Аналогичные показатели для зоны 3800–4000 м – 53,0% (2007 г.) и 67,1% (2012 г.). Относительно площади всего ледника Федченко доля морены равнялась 31,6% в 2007 г. и 34,3% в 2012 г. Заморененность ледника Бивачного оставалась практически одинаковой в 2007–2012 гг. Принимая, что толщина моренного покрова на ледниках Федченко и Би-

Таблица 2. Моренный покров на ледниках Памира

| Параметры | Ледник Федченко | Ледник Бивачный |
|-----------------------------------|-----------------|-----------------|
| Интервал высоты, км над ур. моря | 3,0–5,0 | 3,4–4,8 |
| Площадь морены, км ² : | | |
| 1980 г. | 55,9 | 14,1 |
| 2007 г. | 57,2 | 18,1 |
| 2012 г. | 62,0 | 18,2 |

вачном в 2007–2012 гг. оставалась постоянной, сток за счёт таяния льда под мореной уменьшился только на леднике Федченко. Тематическая обработка ДЗЗ в 2007–2012 гг. позволила определить скорость движения ледника Федченко и на одном из его притоков идентифицировать стадию пульсации (рис. 2).

Определение спектрального альбедо поверхности ледников

При решении данной задачи используются многозональные снимки ледниковых бассейнов со спутников ЛАНДСАТ 7 (сенсор ЕТМ+), ТЕРРА (сенсор АСТЕР) и программные модули ГИС ENVI. Альбедо A_i в долях единицы по спутниковым данным представляет собой отношение измеренных в одной и той же i -й зоне спектра значений отражённой радиации от деятельной поверхности $E_{\uparrow i}$ к радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы $E_{\downarrow i}$:

$$A_i = E_{\uparrow i} / E_{\downarrow i}.$$

В расчётах составляющих A_i используется методика, изложенная в работе [13]. Приходящая радиация $E_{\downarrow i}$ в i -й зоне спектра принимается одинаковой для всего спутникового изображения и определяется по формуле

$$E_{\downarrow i} = \frac{E_{S_i} \cos \theta_S}{\pi d^2},$$

где E_{S_i} – солнечная постоянная для каждой зоны спектра, Вт/м²·мкм·ср; θ_S – зенитный угол Солнца, градусы, – угол, дополнительный к высоте Солнца; d – расстояние между Землёй и Солнцем в астрономических единицах.

Отражённая радиация, приходящая от отражательной поверхности к сенсору спутника, рассчитывается в программном модуле ГИС ENVI отдельно для каждого i -го спектрального канала съёмки по формуле

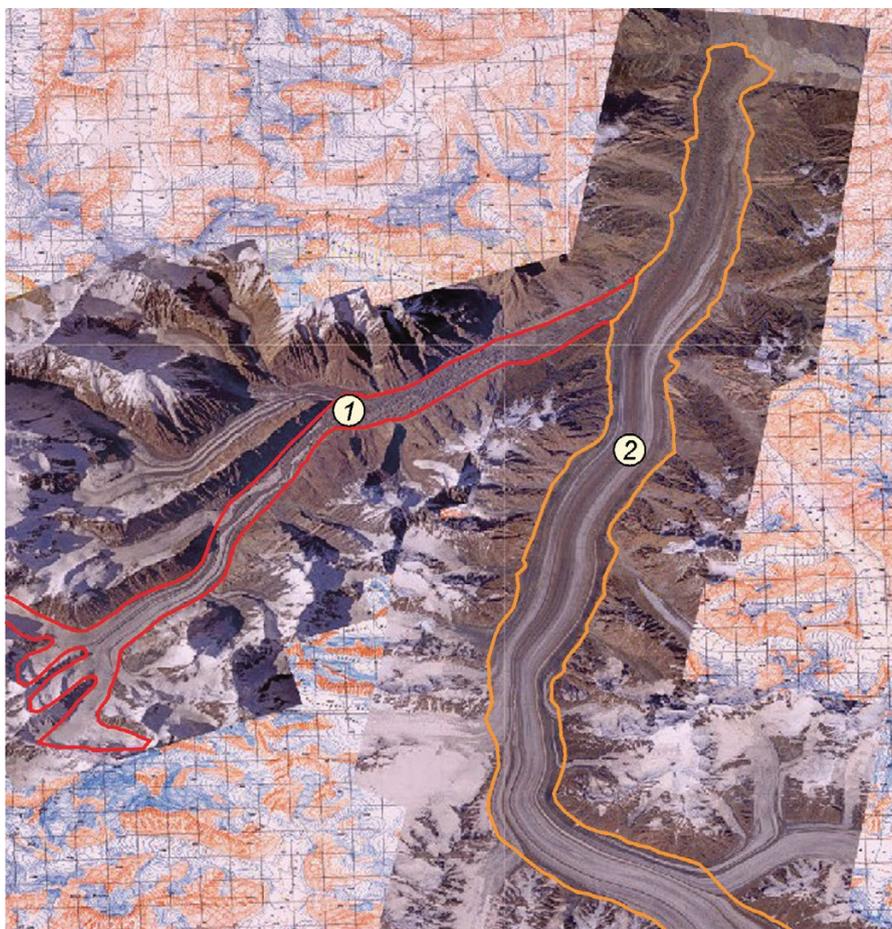


Рис. 2. Фрагмент дистанционного изображения моренного покрова на ледниках Федченко (1) и Бивачном (2) в 2012 г. Фото с борта МКС.

Красной и оранжевой линиями показаны границы ледников

Fig. 2. Fragment remote sensing image of moraine cover on glaciers Fedchenko (1) and Bivachniy (2) in 2012. Photo taken from the board of ISS.

Red and orange lines indicate the boundaries of glaciers

$$L_i = \frac{L_{\max_i} - L_{\min_i}}{Q_{cal \max_i} - Q_{cal \min_i}} (Q_{cal_i} - Q_{cal \min_i}) + L_{\min_i},$$

где L_i – количество излучения, приходящего к сенсору, Вт/м²·мкм·ср; L_{\max} и L_{\min} – соответственно максимальное и минимальное количество радиации, зафиксированное сенсором, Вт/м²·мкм·ср; Q_{\min} и Q_{\max} – соответственно минимальное (равное 1) и максимальное (равное 255) калиброванное значение DN ; Q_{cal} – калиброванное значение DN , соответствующее конкретному пикселю.

Все необходимые для расчёта значения автоматически извлекаются из информационного файла, имеющегося в каждом спутниковом снимке. В конечном счёте, при использовании в модуле Calibration опции Reflectance получаем привязанные к географическим координатам значения альbedo в i -й зоне спектра для каждого пикселя в спутниковом изображении. Далее, для сокращения времени обработки спутникового снимка, извлекаем значе-

ния A_i , относящиеся к одному или нескольким смежным ледниковым бассейнам, поскольку нас интересует альbedo поверхности ледников. По этим значениям в ГИС ENVI или в другой программе обработки пространственных характеристик можно построить схему двумерного распределения альbedo и найти с помощью ГИС-технологий значения A_i для ледника в целом и его характерных частей (морена, области абляции и аккумуляции). Пример определения спектрального альbedo поверхности в бассейне ледника Южный Иньльчек (Центральный Тянь-Шань) иллюстрирует рис. 3, а. Распределение альbedo на рис. 3, а хорошо согласуется с одним из вариантов типичного изменения отражательных свойств деятельной поверхности ледника в направлении от его конца, покрытого сплошной мореной, до верховьев, состоящих из чистого льда, фирна и снега. Именно такая смена типов поверхности ледника наблюдается на снимке ледника Южный Иньльчек со спутника ТЕРРА (см. рис. 3, б) и

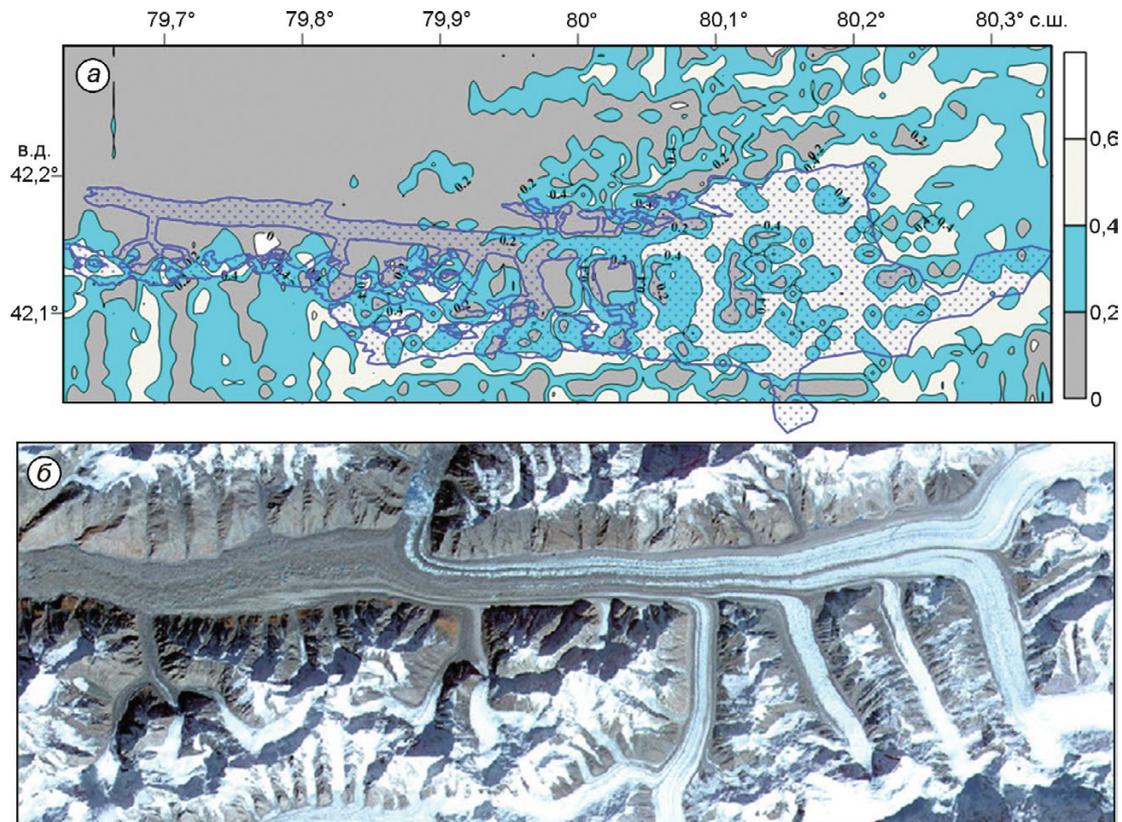


Рис. 3. Поверхность бассейна ледника Южный Иньльчек в различных диапазонах спектра: *a* – спектральное альbedo поверхности по результатам обработки снимка со спутника LANDSAT ETM+; с правой стороны – шкала альbedo для выделенных изолиний, линия синего цвета – контур ледника; *б* – нижняя часть ледника Южный Иньльчек в оптическом диапазоне на снимке со спутника TERRA 10.05.2002

Fig. 3. Surface of Southern Inylchek glacier basin in different spectral ranges: *a* – distribution of the spectral albedo in the basin of glacier Inylchek by the results of processing the image from LANDSAT ETM+; on the right side is the scale of albedo for the selected isolines, blue line is contour of glacier; *б* – the lower part of the Inylchek glacier in the optical range on the image from satellite TERRA, 10.05.2002

других дистанционных изображениях бассейна ледника Иньльчек. Для предварительной оценки качества полученных значений альbedo сравним их с результатами наземной альbedосъёмки на нескольких ледниках в Западном Тянь-Шане (табл. 3). Как видно, значения альbedo в табл. 3 вполне согласуются с полученными характеристиками отражательных свойств поверхности ледника Южный Иньльчек.

Применение изложенной здесь методики определения альbedo, с одной стороны, создаёт дополнительные возможности для дистанционного мониторинга состояния оледенения, с другой – обеспечивает расчёт таяния различных типов поверхности ледника как функции поглощённой солнечной радиации. В первом случае используется влияние морены на объём таяния и стока с ледника и, в конечном счете,

на баланс его массы. Установлено [5], что среднее альbedo площади абляции ледника зависит от относительной доли сплошной морены на этой площади и может быть описано редуцированной функцией вида

$$A_{(1)} = A_3 / (1 + F_m / F_i)$$

при условии, что $1 + F_m / F_i \leq 2$, где $A_{(1)}$ – среднее альbedo морены $A_{(1)} = 0,12$; A_3 – среднее альbedo загрязнённого льда $A_3 = 0,24$; F_m – площадь сплошной морены; F_i – площадь открытого льда; $F_m + F_i =$ площадь области абляции.

Когда F_m достигает равенства с F_i , альbedo области абляции будет равно 0,12 и процесс заморенивания ледника, при соответствующих условиях, распространяется в область аккумуляции до тех пор, пока весь ледник не будет покрыт сплошной мореной. Таким образом, про-

Таблица 3. Характерные значения альbedo на ледниках Западного Тянь-Шаня

| Характеристики | Поверхность | | | |
|-------------------------------|-------------|------------------|------------|-------------|
| | грязный лёд | загрязнённый лёд | чистый лёд | мокрый фирн |
| Альbedo, %: | | | | |
| минимальное | 8 | 18 | 23 | 26 |
| максимальное | 17 | 22 | 33 | 57 |
| среднее | 15 | 19 | 26 | 37 |
| Среднеквадратичное отклонение | 2,5 | 1,5 | 3,3 | 8,6 |
| Коэффициент вариации S_v | 0,17 | 0,08 | 0,13 | 0,24 |

цесс бронирования ледника мореной, т.е. его эволюции, может быть отслежен путём регулярного измерения альbedo деятельной поверхности на спутниковых изображениях. При этом необходимо, чтобы дистанционное зондирование поверхности ледника, свободной от свежевыпавшего снега, проводилось в конце периода абляции. Крайние состояния покрытости ледника мореной иллюстрирует рис. 4.

Каталоги ледников и гидрологические расчёты

В настоящее время наиболее полный по значениям высотно-площадных параметров оледенения Земли – это компьютеризированный World Glacier Inventory [29]. В этом Каталоге все ледники распределены по крупным речным бассейнам, что не только важно и удобно для гидрологических расчётов и прогнозов, но позволяет также использовать уравнение годового водного баланса для оценки качества расчётов режима оледенения. Методической основой таких расчётов служат модели баланса массы и стока с ледников как функций климатических характеристик (осадки, температура воздуха и др.) и высотных параметров оледенения. В общем случае практическая реализация моделей природных процессов зависит от пространственно-временного разрешения исходной информации для целевой функции и влияющих аргументов. В гляциологических задачах между этими двумя составляющими моделей наблюдается значительный диссонанс, причины которого мы рассмотрим далее. Что касается

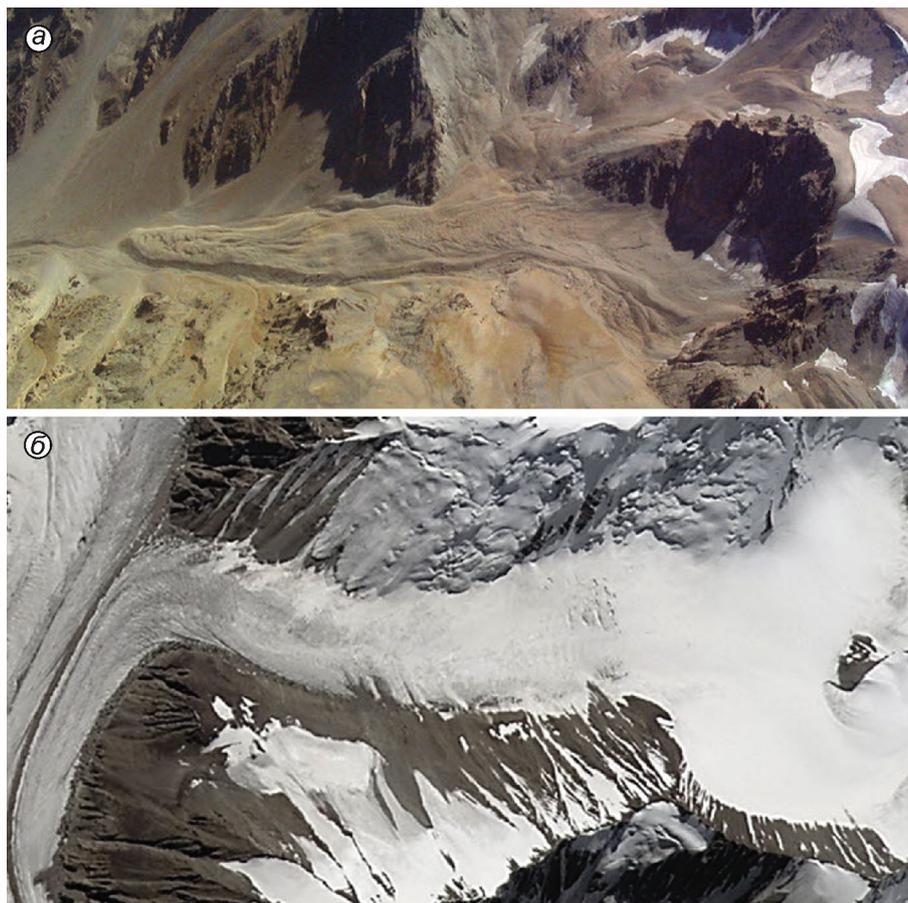


Рис. 4. Иллюстрация крайнего состояния сплошной морены на ледниках:

a – ледник, полностью покрытый мореной; *b* – ледник, свободный от мореного покрова

Fig. 4. Extremes state of solid moraine on glaciers:

a – completely covering; *b* – free from solid moraine

ся климатических характеристик, то существующие глобальные и региональные базы данных обеспечивают суточное и месячное разрешение синхронных временных рядов продолжительностью в десятки лет. В качестве примера приведём базы данных в работах [11, 14, 17, 19, 20, 22, 28]. Пункт-элементом в этих источниках информации служит метеорологическая станция или узел регулярной сетки с интервалом по географическим координатам от 0,25 до 0,50° и более. Рассмотрим далее, соответствуют ли современной климатической информации данные мониторинга оледенения Земли и их качество.

Примерами данных о размерах современного оледенения Земли в региональном и глобальном масштабах могут служить компьютерные каталоги [10, 29], в которых содержится однообразный набор морфометрических параметров ледников в разные годы. При составлении каталога World Glacier Inventory [29] контуры ледников, отдешифрованные на планово-перспективных фотографиях и планшетах аэрофотосъёмки, переносились на топографические карты масштаба от 1:500 до 1:250 000, по которым определялись высотно-площадные характеристики оледенения. Каталог [10] представляет собой региональный вариант [29], относящийся в основном к 1980 г. и составленный по материалам космифотосъёмки Памиро-Алая в масштабе 1:200 000. Недавно в Институте географии МОН Республики Казахстан также на основе аэрофотосъёмки и снимков со спутника LANDSAT получены данные об изменении размеров оледенения Заилийского и Джунгарского Алатау за 1955–2008 гг. Каталог [10, 29] по составу параметров в принципе пригодны для ориентировочных расчётов гидрологического режима оледенения в масштабе речных бассейнов и стока рек с ледниково-снеговым типом питания. Априорно невысокий уровень качества расчётов обусловлен рядом недостатков.

1. Точность определения площади и длины ледников равна соответственно 0,1 км² и 0,1 км, а высотных параметров – 0,01 км. При этом число ледников в [29] с площадью от 0 до 0,5 км², т.е. с заведомо низким качеством информации, составляет 60,4%.

2. Каталог [29] нуждается в обновлении однократных определений параметров ледников, относящихся к 1900–2003 гг. Без этого невозможно оценить изменение в целом параметров

оледенения Земли и его гидрологического режима за многолетний интервал времени.

3. Почти в половине случаев отсутствует временная привязка данных и нет сведений о масштабе и времени издания топографических карт, использованных при определении высотно-площадных характеристик ледников. В наглядной форме перечисленные недостатки иллюстрирует рис. 5.

Как следует из рис. 5, временное разрешение гляциологической информации и наличие большого числа пропусков не позволяют в полной мере использовать возможности климатических данных для моделирования и расчёта суточного, сезонного и ежегодного гидрологического режима совокупностей ледников в масштабе крупных речных бассейнов. При наличии прямых или косвенных данных у держателей информации можно попытаться восполнить лишь отсутствие сведений о годах фотосъёмки ледников и издания топографических карт. С 1970-х годов для обновления данных в Каталоге [29] постепенно стали использоваться результаты обработки изображений гляциальных областей Земли, полученных со спутников LANDSAT, TERRA, LISS, SPOT. Наибольшее число изображений (96,4%) получено в 2000–2005 гг. со спутников LANDSAT (сенсор ETM+) и TERRA (сенсор ASTER) в рамках Международного проекта GLIMS (Global Land Ice Monitoring from Space). В настоящее время число ледников, для которых в Randolph Glaciers Inventory [27] имеются разновременные изображения, равно 43 922, что составляет 26,4% общего их числа и 34,4% площади оледенения Земли в региональных подборках электронных таблиц и векторных файлов ледников. Эти подборки, представляющие собой препринт усовершенствованного World Glacier Inventory, содержат следующие серьёзные недостатки, препятствующие их использованию при решении прикладных задач:

1) неудачна система идентификации ледников, которая несовместима с принятой в Каталоге [29];

2) по сравнению с [29] в [27] дана только общая площадь ледников, включая и нунатаки, что приводит к преувеличению чистой площади оледенения;

3) использование спутниковых изображений с различной разрешающей способностью и частично мелкомасштабных навигационных карт привело к несовместимости качества определений в [27] морфометрических параметров ледников;

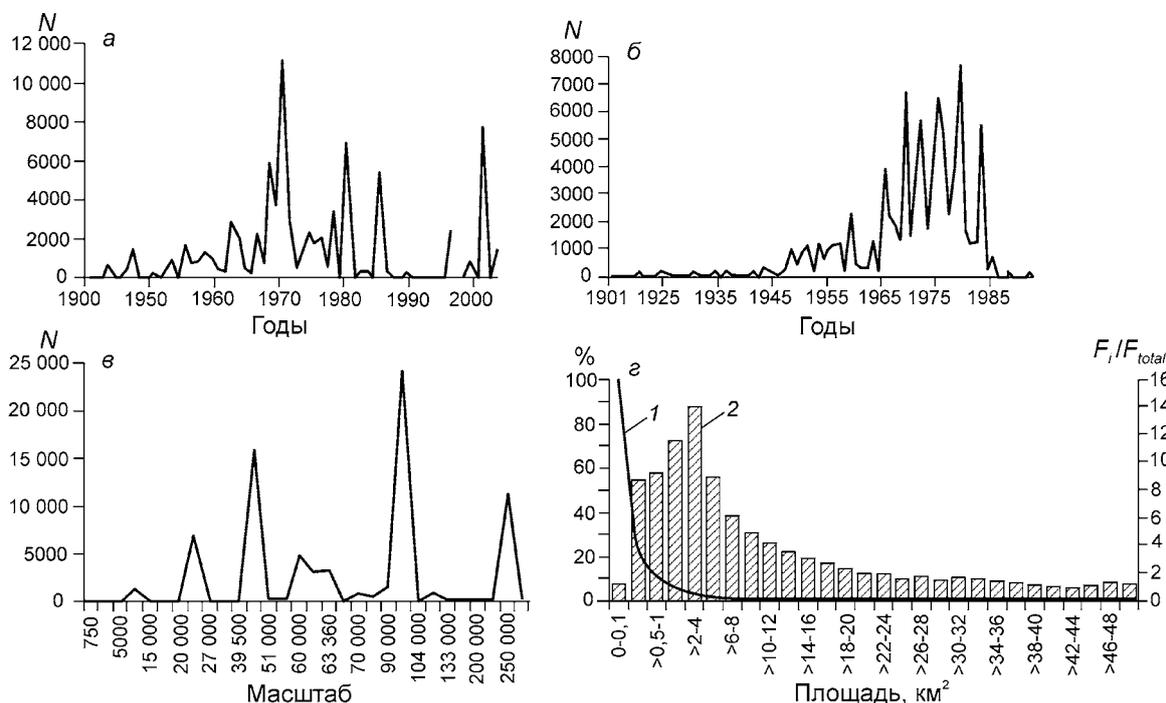


Рис. 5. Распределение ряда основных характеристик оледенения Земли в Каталоге [29].

a – годы фотосъёмки ледников. Данные отсутствуют для 50 426 ледников или 38% их общего числа 132 890 (здесь и далее N – число случаев); *б* – годы издания топографических карт. Данные отсутствуют для 49 137 ледников или 37% их общего числа; *в* – масштаб топографических карт. Данные отсутствуют для 58 304 ледников или 44% их общего числа; *г* – 1 – нижний предел ошибки определения площади в зависимости от её размеров, которые заданы по оси абсцисс, %; 2 – отношение F_i/F_{total} , % (F_i – площадь ледников в заданном интервале, F_{total} – площадь оледенения для всех интервалов)

Fig. 5. Distribution of several main characteristics for the Earth glaciers in the Inventory [29].

a – years of photographing. Data is absent for 50,426 glaciers or 38% of the total 132,890 (hereinafter N – number of cases); *б* – years of publication topographic maps. Data is absent for 49,137 glaciers or 37% of the total; *в* – scale of topographic maps. Data is absent for 58,304 glaciers or 44% of their total; *г* – 1 – the lower limit of error of determining the area, depending on its size, which are given on the abscissa, %; 2 – relation F_i/F_{total} in % (F_i is the area of glaciers in a given interval, F_{total} is glaciation area for all intervals)

4) в случаях цитирования разновременных векторных изображений ледников не указано, к какому моменту принадлежат приведённые в [27] значения площади;

5) в 50% случаев отсутствуют даты получения спутниковых изображений ледников;

6) не исследовано влияние заснеженности гляциальных областей в различные годы на качество дешифрирования границ ледников.

В целом, информативность Randolph Glaciers Inventory [27] и соответствие интересам потребителей значительно уступают World Glacier Inventory [29] и нуждаются в существенной доработке и совершенствовании. Анализ содержательности и качества основных источников глобальной и региональной информации о современном оледенении Земли показывает, что без дополнительной тематической обработки они не пригодны для мониторинга

динамики ледников в крупных речных бассейнах и использования наравне с существующими данными об осадках, температуре и влажности воздуха, облачности и другими климатическими характеристиками. По нашему мнению, дополнительная обработка должна обеспечивать приведение асинхронных морфометрических параметров оледенения к заданным временным срезам и выделение однородных групп ледников выше замыкающих гидрологических створов. Это позволит уменьшить ошибки гляциологической интерпретации спутниковых изображений и повысить качество пространственной экстраполяции метеоданных. Методика такой обработки и результаты её применения для ледников в бассейнах рек Центральной и Высокогорной Азии описаны в работах [4, 5]. Пример синхронизации определений площади ледников в бассейне р. Муксу и р. Сельдара дан в табл. 4.

Таблица 4. Синхронизированные изменения площади ледников

| Год | Площадь ледников, км ² | Период, годы | Изменение площади, км ² |
|----------------------------------------------|-----------------------------------|--------------|------------------------------------|
| <i>Бассейн р. Муксу</i> | | | |
| 1966 | 1271,9 | 1966–1980 | 32,8 |
| 1980 | 1239,1 | 1980–2000 | 40,6 |
| 2000 | 1198,5 | 1966–2000 | 73,4 |
| <i>Бассейн р. Сельдара (ледник Федченко)</i> | | | |
| 1957 | 732,5 | 1957–1980 | 42,3 |
| 1980 | 690,2 | 1980–2000 | 1,6 |
| 2000 | 688,6 | 1957–2000 | 43,9 |

Дистанционный мониторинг пульсаций ледников

Наблюдения за кратковременными и быстрыми подвижками горных ледников – самостоятельный раздел дистанционного мониторинга эволюции оледенения. Использование методов ДЗЗ позволило продолжить мониторинг пульсирующих ледников Памира в 1991–2005 гг. Зафиксированы [1] подвижки и активность динамически нестабильных ледников, перечисленных ранее в Каталоге [7]. Наибольшие по размеру пульсации отмечены на ледниках Сугран, Бурс и Малый Саукдара (табл. 5). Подвижки этих ледников не опасны для населения и экологии Республики Таджикистан.

Анализ данных табл. 5 и других источников информации позволяет сформулировать следующие выводы: 1) в 1992–2005 гг. на Памире сохраняется локализация ранее выявленных пульсирующих ледников в различных стадиях активности; 2) для нескольких ледников определён период пульсации; 3) установлена синхронность подвижки самых активных ледников южного склона пика Ленина, которая ранее отмечалась в 1970-е годы; 4) состояние поверхности ледников, отмеченных в табл. 5 индексами НП и А, использовано [1] как основание для качественного прогноза их предстоящей подвижки. В целом, влияние пульсаций на изменения размеров ледников имеет локальное значение и существенно не отражается на фоновых оценках эволюции оледенения в масштабе крупного речного бассейна на Памире за достаточно продолжительные периоды [1].

Результаты учащённых определений изменения площади ледников Медвежий и РГО (Рус-

Таблица 5. Характеристики отдельных динамически нестабильных ледников* [1]

| Ледник и его номер | <i>L</i> | <i>dL</i> | ΔT , годы |
|---------------------------------|----------|-----------|-------------------|
| | км | | |
| <i>Бассейн ледника Федченко</i> | | | |
| Василевского, № 80 | 6,5 | 0,6 | 1991–2005 |
| Косиненко, № 9 | 15,0 | 0,8 | 1990–2000 |
| МГУ, № 76 | 6,0 | 0,8 | 1991–2005 |
| <i>Бассейн р. Ванч</i> | | | |
| Медвежий, № 118 | 15,4 | 0,4 | 2000–2001 |
| РГО, № 96 | 23,6 | 0,5 | 2002–2004 |
| Равак, № 171 | 3,1 | 0–А | 2001–2005 |
| <i>Бассейн р. Муксу</i> | | | |
| № 217 | 5,7 | 0,2 | 1979–1993 |
| Чакманташ, № 207 | 9,8 | 0,6 | ?–2002 |
| № 217 | 5,7 | 1,3 | 1991–2005 |
| № 219 | 3,2 | 1,6 | 1973–1980 |
| Дзержинского, № 265 | 14,9 | 2,0 | ~2000–2002 |
| Шини-Бини, № 776 | 10,3 | 2,6 | 1989–1991 |
| Малый Саукдара, № 274 | 14,3 | 2,8 | ?–2000 |
| Вали, № 257 | 7,6 | 3,5 | ~2000–2002 |
| Сугран, № 783 | 22,0 | > 5,0 | 2004–2005 |
| Бивачный, № 69 | 29,6 | 0–ВП | 1991–2005 |
| Фортамбек, № 724 | 27,2 | 0–НП | 2005 |
| № 219 | 3,2 | –1,1 | 1991–2005 |
| <i>Бассейн р. Обихингоу</i> | | | |
| Петра Первого, № 69 | 12,1 | 0,4 | 1988–1991 |
| Бурс, № 307 | 6,5 | 2,4 | ?–2000 |
| Дорофеева, № 191 | 15,1 | 4,5 | 1987–1992 |
| Гандо, № 188 | 22,7 | 0–ВП | 1987–1992 |
| Бырс, № 772 | 11,8 | 0–НП | 2005 |
| Шокальского, № 240 | 25,5 | 0–А | 2005 |
| Ванчдара, № 264 | 8,9 | 0–А | |
| Сытарги, № 315 | 5,1 | –0,6 | ?–2000 |
| № 318 | 5,7 | –1,5 | |
| № 319 | 5,8 | ? | |
| <i>Бассейн р. Кызылсу</i> | | | |
| Корженевского, № 150 | 26,2 | 0–ВП | ?–2004 |
| Ленина (ЮЗ ветвь), № 199 | 12,6 | 0–А | 2004 |

**L* – длина по данным Каталога ледников; *dL* – изменение длины; ΔT – длительность процесса; ВП – внутренняя подвижка; НП – начало подвижки; А – активизация.

ского географического общества) на Памире в периоды их пульсаций по данным крупномасштабной аэрофотосъёмки, дистанционного мониторинга со спутников LANDSAT 7 ETM+, TERRA и фотографирования с борта Международной космической станции (МКС) представле-

Таблица 6. Изменение площади от реперного профиля до конца ледника*

| Дата ДЗЗ | Площадь, км ² | Изменение площади, км ² | Прирост площади (+) или сокращение (-), км ² |
|------------------------|--------------------------|------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| <i>Ледник Медвежий</i> | | | |
| 09.09.1973 | 2,084 | 1,633 | – |
| 13.09.1988 | 0,451 | 0,000 | –1,633 |
| 12.05.1989 | 0,540 | 0,089 | +0,089 |
| 08.10.1989 | 1,279 | 0,829 | +0,739 |
| 26.06.2001 | 0,667 | 0,216 | –0,612 |
| 10.08.2002 | 0,689 | 0,238 | +0,022 |
| 08.09.2009 | 0,508 | 0,057 | –0,181 |
| 28.09.2011 | 1,439 | 0,988 | +0,931 |
| <i>Ледник РГО</i> | | | |
| 16.09.2000 | 1,342 | 0 | – |
| 10.08.2002 | 1,461 | 0,119 | 0,119 |
| 30.09.2002 | 1,600 | 0,257 | 0,139 |
| 08.08.2003 | 1,794 | 0,452 | 0,195 |
| 26.09.2004 | 1,989 | 0,647 | 0,195 |
| 22.08.2005 | 1,989 | 0,647 | 0,000 |
| 31.07.2006 | 2,139 | 0,797 | 0,150 |
| 01.07.2007 | 2,702 | 1,360 | 0,563 |
| 09.08.2009 | 2,667 | 1,325 | –0,035 |
| 29.09.2011 | 2,589 | 1,247 | –0,079 |

*Тире означает отсутствие прироста или сокращения.

ны в табл. 6. Оцифровка контура концевой части этих ледников выполнена за ряд лет от заданного заранее реперного профиля, зафиксированного на бортах долины постоянными метками.

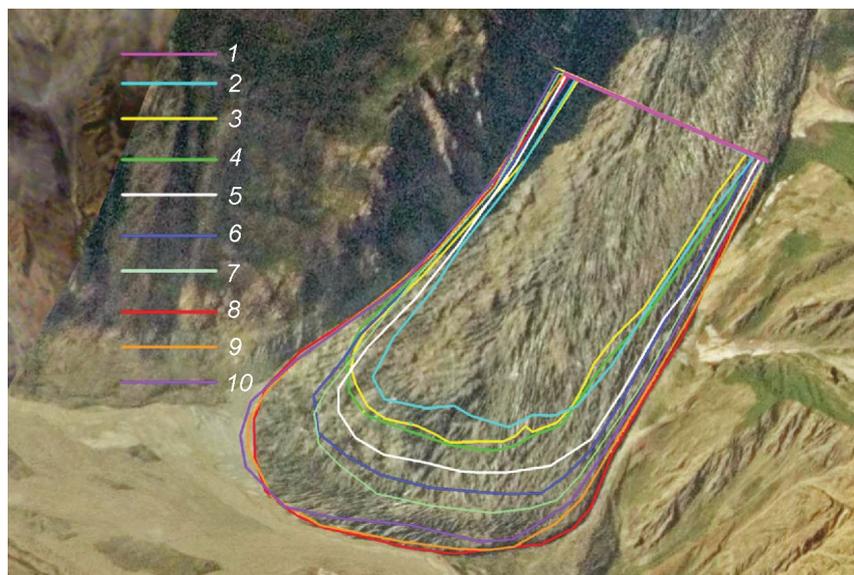


Рис. 6. Дистанционный мониторинг пульсации ледника Русского географического общества в 2000–2011 гг. Линиями разного цвета показаны реперный профиль и граница концевой части ледника в разные годы ниже реперного профиля. 1 – реперный профиль; 2 – 2000.09.16; 3 – 2002.08.30; 4 – 2002.09.30; 5 – 2004.09.26; 6 – 2005.08.22; 7 – 2006.08.22; 8 – 2007.07.01; 9 – 2009.08.09; 10 – 2011.09.29

Fig. 6. Remote monitoring of surges RGS (Russian Geographic Society) Glacier in 2000–2011. Color lines are the reference profile and the boundary of lower part of this glacier below the profile in different years. 1 – reference profile; 2 – 2000.09.16; 3 – 2002.08.30; 4 – 2002.09.30; 5 – 2004.09.26; 6 – 2005.08.22; 7 – 2006.08.22; 8 – 2007.07.01; 9 – 2009.08.09; 10 – 2011.09.29

Состояние концевой части ледника РГО в периоды пульсаций иллюстрирует также рис. 6. Результаты наземного и дистанционного мониторинга пульсирующих ледников на Памире [7] имеют регистрационно-описательный характер, за исключением многолетних комплексных исследований ледника Медвежьего (исток р. Ванч), выполненных сотрудниками Института географии РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова, Санкт-Петербургского государственного университета, Кыргызского аэрогеодезического предприятия, Таджикгидромета. Считается, например [24], что пульсации ледников связаны с их температурным состоянием, условиями на ложе и изменением гидравлических характеристик. Вероятно, имеют значение морфологический тип ледника и случайные внешние воздействия: землетрясения, сброс на ледник катастрофических лавин и обломочного материала со склонов. До выяснения в полном объёме значимости на Памире перечисленных здесь факторов пульсаций целесообразно в дальнейшем изучить возможности применения упрощённой модели Орлеманса [24] изменения длины ледников как функции перераспределения массы.

Выводы

Современное континентальное оледенение Земли состоит округлённо из 198 тыс. отдельных ледников общей площадью $726\,800 \pm 34\,000$ км² [26]. Регулярный мониторинг их динамики необхо-

дим, если не для всей генеральной совокупности, то, по крайней мере, для репрезентативных региональных выборок ледников в наиболее крупных речных бассейнах. В связи с этим рассмотренные в работе возможности и методы определения ELA – линии равновесия объёмов аккумуляции и абляции, составляющих годового баланса массы и альбедо, служат реальной основой для автоматизированного мониторинга ряда основных параметров оледенения. Многоспектральные изображения высокогорных территорий, получаемые со спутников LANDSAT 7 ETM+, TERRA и других служат в настоящее время единственным источником регулярной информации о глобальных и региональных изменениях размеров оледенения. Тематическое дешифрирование этих изображений и обработка результатов с помощью ГИС-технологий позволяют обеспечить приемлемую точность оценок многолетней эволюции оледенения.

Постановка и решение качественно новых теоретических и прикладных проблем гляциологии, безусловно, связаны с освоением широких возможностей, предоставляемых космическими аппаратами и средствами обработки дистанционных изображений, содержащихся в современных ГИС. Прежде всего, здесь следует обратить внимание на далеко не тривиальную проблему перехода от удельных значений составляющих водного баланса к объёмным при региональном определении осадков, испарения, стока и водных ресурсов оледенения с учётом пространственно-временной изменчивости этих компонентов гидрологического цикла, а также завершение сплошной каталогизации оледенения Земли и регулярный его мониторинг.

Литература

1. Десинов Л.В., Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг многолетнего режима оледенения Памира // МГИ. 2007. № 103. С. 129–133.
2. Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 237 с.
3. Коновалов В.Г. Многолетние изменения составляющих водного баланса в бассейнах рек снегово-ледникового питания // Метеорология и гидрология. 2007. № 8. С. 77–89.
4. Коновалов В.Г. Каталогизация горных ледников и генерализация их распределения по материалам дистанционного зондирования // Современ. проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 2. С. 43–54.
5. Коновалов В.Г. Динамика оледенения Центральной Азии по материалам дистанционного зондирования // Современ. проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 281–288.
6. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
7. Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Шетинников А.С., Рудак М.С. Каталог пульсирующих ледников Памира // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 3–136.
8. Потомаяева О.В., Тарасова Л.Н. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши за последнее столетие // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 16–26.
9. Руководство по наблюдениям на горных ледниках. РД 52.25.315–92. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 131 с.
10. Шетинников А.С. Морфология оледенения речных бассейнов Памиро-Алая по состоянию на 1980 год (справочник). Ташкент: изд. САНИГМИ, 1997. 148 с.
11. Becker A., Finger P., Meyer-Christoffer A., Rudolf B., Schamm K., Schneider U., Ziese M. Global Precipitation Climatology Centre. Deutscher Wetterdienst. Offenbach, Germany. Earth System Science Data. doi <http://dx.doi.org/10.5194/essd-5-71-2013>.
12. Bodo B.A. Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union [FSU]. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, 2000. <http://rda.ucar.edu/datasets/ds553.1/>.
13. Chander G., Markham B.L., Helder D.L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensors // Remote Sensing of Environment. 2009. № 113. P. 893–903.
14. CRU Datasets – CRU TS Time-Series, 1901–2009. http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk__ATOM__dataent_1256223773328276.
15. Dyurgerov M.B., Meier M.F. Glaciers and the changing Earth system: A 2004 snapshot. INSTAAR, University of Colorado at Boulder. Occasional Paper. 2005. № 58. 119 p.
16. Fluctuation of glaciers 1959–2012. Paris – Zürich, IAHS (ICSU) – UNESCO. 1967–2013.
17. Former Soviet Union Monthly Precipitation Archive, 1891–1993. NSIDC-0059. 1998. Boulder, USA. <http://www-nsidc.colorado.edu/>.
18. Glacier Mass Balance Bulletin (MBB). IAHS (ICSU)-UNEP-UNESCO. Zurich. 1991–2011. № 1–11.
19. Global Historical Climatological Network Database. GHCN. Version 2. 1999. <ftp://www.ncdc.noaa.gov/>.
20. GSOD. Global surface summary of day data. version 7. Over 9000 worldwide stations. 1929–2013. <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/g sod/>.
21. Heiskanen J., Kajuutti K., Jackson M., Elvehøy H., Pelikka P. Assessment of glaciological parameters using

- Landsat satellite data in Svartisen, Northern Norway // Proc. of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space. Bern. March 11–13. 2002. P. 34–42.
22. *Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L., Jones P.G., Jarvis A.* Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas // Intern. Journ. of Climatology. 2005. № 25. P. 1965–1978.
 23. *Konovalev V.G.* Methods of calculation and remote sensing measurement for the spatial distribution of glacier annual mass balance // Journ. of Glaciology. 1987. V. 33. № 114. P. 212–217.
 24. *Oerlemans J.* Minimal Glacier Models. Igitur, Utrecht University. The Netherlands, 2008. 92 p.
 25. *Pelikka P., Rees W.G.* Remote Sensing of Glaciers. Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers. London, UK: Taylor & Francis Group, 2010. 350 p.
 26. *Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Molg N., Paul F., Radic V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J.* The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552. doi 10.3189/2014JoG13J176.
 27. Randolph Glaciers Inventory: A Dataset of Global Glacier Outlines. version 3.7. April 2013. <http://glims.org/RGI/>.
 28. *Williams M.W., Konovalev V.G.* Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003. Boulder CO, USA. National Snow and Ice Data Center. 2008. http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02174_central_asia_data/index.html.
 29. World Glacier Inventory. WGMS and NSIDC. Boulder CO, USA. 1989, updated 2012. doi: 10.7265/N5/NSIDC-WGI-2012-02. <http://nsidc.org/data/g01130.html>.
- ponents was performed for use in the remote monitoring of glaciation. Appropriate sample included 45 to 66 glaciers located mainly in Eurasia, at mean weighted altitudes Z_{med} from 520 m to 4253 m above sea level. The existence of close and stable spatial relations $AAR = f(Bn)$ and $AAR = f(ELA)$ (see Table 1) allows, ultimately obtain local or regional estimates of glacier mass balance. In 1957, the area of the moraine on the glaciers of the Pamir was 320 km², or 4.8% of the total area of glaciers in the region, and after ~ 20 years it has increased to 644 km² or 10.7% [10]. In this paper we used photos of glaciers Medvezhiy and Bivachny in late August 2007 and 2012 from the ISS. Ground resolution is of 3–5 meters. Photos were transformed into WGS projection and tied to a topographic map 1:50 000. Altitudinal interval of moraines propagation on glaciers Medvezhiy and Bivachny in 2007–2012 was equal to, respectively: 3000–5000 and 3400–4800 m above sea level. It was revealed increase of total area of the moraine on these glaciers for the years 1975–2007. Analysis of the content and quality of the main sources of global and regional information about modern glaciation of the Earth shows that without additional thematic processing they are not suitable for monitoring the dynamics of glaciers in the major river basins and use on a par with the existing data on precipitation, temperature, humidity, cloud cover and other climatic characteristics. Additional processing should be provided to exclude asynchronies in morphometric parameters. This will reduce errors in glaciological interpretation of satellite images and improve the quality of spatial extrapolation of meteorological data. Examples are given of determining the spectral albedo of glacier surface, using ENVI software and remote sensing data from Landsat 7 ETM+ and TERRA. Application of the methods for determining the albedo on the one hand creates additional opportunities for remote monitoring of glaciers, on the other – provides calculation different types of melted glacier surface as a function of absorbed solar radiation.

Summary

Altitude and areal characteristics of glaciation of the Earth, as well as annual ELA and AAR values for a limited number of glaciers can be found in references [10, 15, 16, 18, 29]. According to these data, the analysis of the relations between ELA, AAR, annual mass balance of glaciers and its com-