

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.488 (571.55) (571.54)

А. Т. НАПРАСНИКОВ, В. М. ПЛЮСНИН

Институт географии СО РАН, г. Иркутск

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Исследованы параметры снежного покрова в периоды похолодания (до 1970 г.) и потепления. При недостаточности информации разработаны методы определения параметров снега по имеющимся географо-климатическим данным для обширных территорий. Установлены свойства подобия и различия между региональными характеристиками. Выявлена корреляция между высотой снега и количеством осадков холодного периода в прошлом веке и при современном потеплении. Определены параметры снежного покрова в Байкало-Монгольском регионе и обоснована функционально-географическая концепция его пространственно-временных изменений.

Ключевые слова: *высота снежного покрова, осадки холодного периода, пространственно-временные изменения, потепление климата.*

We investigated the snow cover parameters for the cooling (prior to 1970) and warming periods. Because of a scarcity of information, we developed the methods for determining the snow parameters from available geographical-climatic data for extensive territories. We ascertained the properties of similarity and difference between the snow depth and the precipitation amount in the past century and for current warming. We determined the snow cover parameters in the Baikal-Mongolian region and provided a rationale for the functional-geographical concept of its spatiotemporal changes.

Keywords: *snow depth, precipitation of a cold period, spatiotemporal changes, climate warming.*

Снежный покров Восточной Сибири, формирующийся в условиях Азиатского антициклона, в целом характеризуется малой мощностью. Его увеличение идет с юга на север и с востока на запад. Региональная изменчивость связана с абсолютной высотой местности, расположением и размерами хребтов, горно-котловинным рельефом, различиями в растительном покрове.

Вещественный баланс снега складывается из количества твердых осадков, выпавших в разных ландшафтных выделах, соотношения выдуваемого и наметенного ветром снега, лавинной деятельности, разности между испарением снега и конденсацией приземных водяных паров.

На примере Байкало-Монгольского региона изучены процессы формирования снежного покрова, а также основные закономерности его географической дифференциации.

МАТЕРИАЛЫ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Байкальский регион включает территории Иркутской области, Республики Бурятия и Забайкальского края. Объектом настоящего исследования является территория Байкальского региона и Монголии в границах бассейна оз. Байкал, названная нами Байкало-Монгольским регионом.

Метеорологические станции исследуемого региона расположены в однородных стандартных местоположениях. В Предбайкалье и Забайкалье около 90 % станций находятся в долинах рек, на абсолютной высоте ниже 600 м; в горных же районах их единицы. Атмосферные осадки Байкальского региона фиксируются на 640 станциях, а высота снега и запасы влаги исследуются на 198, в Монголии — на 70 из 144 станций.

Источники информации о состоянии снежного покрова региона представлены справочниками, отражающими измерения до 1968 г. [1], и данными метеорологических станций России (1951–2010 гг.)

и Монголии (1976–2010 гг.). Рассматриваемый временной этап включает периоды как похолодания, так и потепления. Также использованы карты отдельных составляющих снежного покрова конца XX в. [2–7] и материалы экспедиционных исследований авторов.

При существенном дефиците информации требуется обосновать и разработать приемы ее дополнения. Проанализировать пространственно-временную изменчивость снежного покрова в пределах огромной территории по имеющимся данным сложно, поэтому возникла необходимость поиска эргодичных ландшафтов, данные о снежном покрове которых возможно распространять на смежные неисследованные территории.

Таким образом, в условиях динамически неустойчивых процессов природных систем необходимо опираться на новые теоретические знания о пространственно-временной связи составляющих снежного покрова с ландшафтом, рельефом, параметрами приземной атмосферы [8–13].

ОБОСНОВАНИЕ ФУНКЦИОНАЛЬНО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

В настоящее время формируются новые подходы к анализу снежного покрова. Они наиболее актуальны при решении практических задач, когда требуется ограниченную информацию о снежном покрове распространить на еще не изученные территории, а также объяснить неопределенность в зональном и высотном уменьшении или увеличении высоты снега в одних и тех же природных условиях, например на склонах разной экспозиции. Необходимо разработать теорию географической функции снежного покрова как системную, изменяемую во времени и пространстве.

Подобный подход, обосновывающий географо-каскадное (фрактальное) схождение топологических, региональных и зональных размерностей к единому истоку, впервые предложен в 2008 г. [12]. В работе была подчеркнута значимость фактора пространственного залегания снежного покрова с позиции системно-функционального единства региональных структур. Это качество проявляется в так называемых аттракторных множествах Б. Мандельброта (фракталах) [14], в которых фрагмент повторяет структуру всего множества. Фракталы обладают особыми топологическими свойствами, сущность которых раскрыта В. Б. Сочавой [15].

На основе связей с географо-климатическими параметрами Предбайкалья и Забайкалья построены корреляционные модели характеристик снежного покрова каждого ландшафтного выдела. Установлена высокая корреляция между средней высотой снежного покрова в марте и количеством осадков холодного периода (октябрь–март) (рис. 1). Эти связи общерегиональные, и по ним можно определять залегание снега в пределах всего региона, т. е. в местоположениях тех станций, где оно не измерялось, по данным об осадках холодного периода. Это доказывает фрактальное самоподобие в пространственном залегании снежного покрова.

Кроме того, географические различия в формировании снежного покрова Байкало-Монгольского региона проявляются и в ряде местоположений разного пространственного ранга. Выявлена общая тенденция к увеличению осадков холодного периода (выше 200 мм) и высоты снега (более 50 см) с ростом высоты местности. До этих пределов осадки, напротив, уменьшаются. Данная зональная закономерность описывается степенной или логарифмической функцией. Вся совокупность изложенной информации отражается корреляцией в пределах обширных территорий, когда практически все региональные связи количества зимних осадков и высоты снежного покрова находятся в пределах стандартных отклонений. Однако их общий тренд остается базисной основой высотного спектра, определяющего все региональные и топологические векторы осадков холодного периода и высоты снежного покрова. Этому тренду соответствуют экстремально большие значения зимних осадков и

высоты снега, формирующихся под влиянием вод рек, озер или рельефа высоких гор.

Максимальное увеличение количества зимних осадков (выше 200 мм) и мощности снега в марте

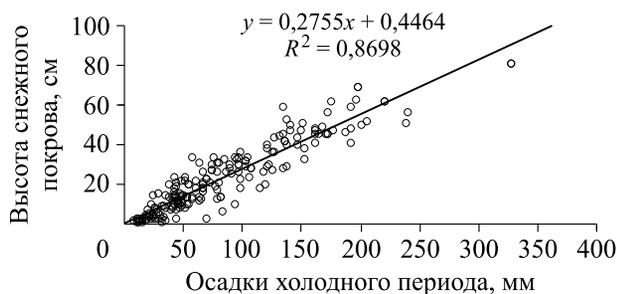
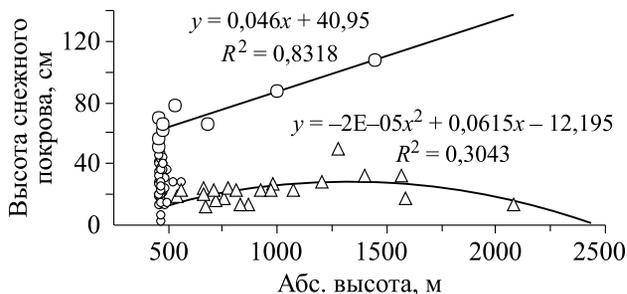


Рис. 1. Корреляционная зависимость высоты снежного покрова в марте от количества осадков холодного периода (октябрь–март) для Байкало-Монгольского региона.

Рис. 2. Корреляционная зависимость высоты снежного покрова в марте (до 1968 г.) от абсолютной высоты для Байкальского рифта.

Линейная зависимость — для станций, расположенных на берегу Байкала или в непосредственной близости от берега. Нелинейная зависимость — для метеостанций сухоподольных котловин Байкальского рифта.



(выше 50 см) наблюдается лишь в долинных приречных и приозерных ландшафтах. Воздушные потоки, гидравлически усиленные и сжатые береговыми склонами, над водной поверхностью дополнительно насыщаются влагой и тем самым увеличивают количество снега на склонах хребтов. Это характерно для местоположения метеорологических станций Выдрино (абс. высота 474 м, 353 мм зимних осадков), Снежной (535 м и 459 мм осадков) и др.

Когда гидравлически-геоморфологический фактор в насыщении воздушных масс отсутствует или проявляется слабо, то повышенное зимнее осадкообразование обеспечивают наветренные склоны и интенсивное долинное движение воздушных масс. Так происходит в долинах Лены, Витима, на берегах и прибрежных склонах Хамар-Дабана, Байкальского, Морского, Голондинского и Баргузинского хребтов, где расположены метеорологические станции Половина (542 м абс. высоты, 278 мм осадков холодного периода), Гоуджokit (681 м, 327 мм), Бабушкин (480 м, 216 мм), Танхой (472 м, 221 мм), Горячинск (487 м, 232 мм), Переемная (494 м, 315 мм), Соболиха (454 м, 226 мм). Данные наблюдений за осадками холодного периода в пределах всех остальных станций формируют однородную единую выборку с трендом их высотного уменьшения.

В Байкальской котловине формирование снежного покрова осложнено внутрикотловинной инверсией. Практически все станции расположены на побережье. Две находятся в окрестностях северо-западного склона Байкальской котловины (Даван — на высоте 997 м, Гоуджokit — 681 м) и три — на юго-восточном склоне (Верхняя Мишиха — 1280 м, Уляты — 1100 м, Хамар-Дабан — 1442 м). Этим метеостанциям недостаточно для пространственного анализа снежного покрова, поэтому возникает необходимость выявления сходства и различия в формировании снежного покрова Байкальской котловины и всего Байкало-Монгольского региона.

В работе использована теория фрактальных множеств Б. Мандельброта [14], согласно которой имеет место функциональное подобие между разными территориальными связями высоты снежного покрова и количеством осадков холодного периода. Информация по Байкальской котловине дополнялась данными о Верхнеангарской, Муйской, Чарской и Тункинской котловинах, сходных по многим природным параметрам. Гидролого-климатическая информация об этих объектах эргодична и фрактальна. В данном случае можно утверждать, что суммы осадков холодного периода и высоты снежного покрова могут быть разбиты на множество территориальных частей, каждая из которых аналогична исходной с одним коэффициентом подобия. Такой подход позволяет сформировать единую информационную выборку в пределах всего Байкальского рифта в виде трендов.

Особенностью Байкальской котловины и всего Байкальского рифта является то, что линейная связь (рис. 2) отражает увеличение высоты снега лишь по данным наблюдений станций, расположенных на берегах Байкала или в непосредственной близости от него: Даван, Гоуджokit, Хамар-Дабан, Танхой, Снежная, Выдрино, Сосновка, Охотино, Черемухово. Это явление вызвано испарением влаги с поверхности оз. Байкал. В соответствии с нелинейным уравнением мощность снежного покрова с ростом высоты местности увеличивается до 1250 м, затем уменьшается. Многочисленные исследования подтвердили эту закономерность как характерную для всех пространственных гидролого-климатических параметров Байкало-Монгольского региона.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАЛЕГАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Природе Байкало-Монгольского региона свойственна двойственность (бинарность) в формировании ландшафтов. Здесь соседствуют переувлажненная тайга и сухие степи — холодные и теплые природные системы. Южные степи проникают далеко вглубь горно-таежных ландшафтов по долинам рек на север и по южным склонам хребтов — к водоразделам. На склонах северной экспозиции формируется повышенное увлажнение, на южных — пониженное.

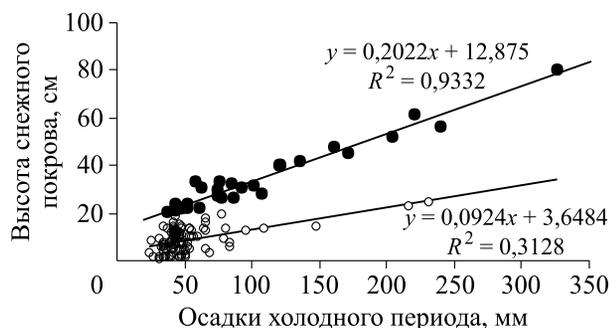


Рис. 3. Корреляционная зависимость высоты снежного покрова в марте (до 1968 г.) от количества осадков холодного периода (октябрь–март) в горно-таежных (верхняя линия) и степных (нижняя линия) ландшафтах Забайкалья.

тепненных ландшафтах (рис. 3). В горно-таежных (наветренных), обычно на склонах северной экспозиции, корреляции высот снежного покрова (в марте) с суммой осадков холодного периода (октябрь–март) выражаются следующими зависимостями:

- 1) $y = 0,2022x + 12,875; R^2 = 0,93$ (Забайкалье);
- 2) $y = 0,3164x - 2,0016; R^2 = 0,91$ (Предбайкалье, Забайкалье);
- 3) $y = 0,2022x + 12,875; R^2 = 0,93$ (Забайкалье, Монголия);
- 4) $y = 0,3215x - 2,4097; R^2 = 0,93$ (юг Предбайкалья и Саяны);
- 5) $y = 0,238x + 2,6501; R^2 = 0,93$ (Тувинская котловина, Саяны).

Для лесостепных ландшафтов и горных склонов южной экспозиции (подветренных) получены следующие зависимости:

- 1) $y = 0,0924x + 3,6484; R^2 = 0,31$ (Забайкалье);
- 2) $y = 0,2168x - 4,3933; R^2 = 0,87$ (Предбайкалье, Забайкалье);
- 3) $y = 0,0993x + 3,0863; R^2 = 0,35$ (Забайкалье, Монголия);
- 4) $y = 0,2225x - 7,2205; R^2 = 0,82$ (юг Предбайкалья и Саяны);
- 5) $y = 0,139x - 3,9689; R^2 = 0,53$ (Тувинская котловина, Саяны).

По типу увлажнения территория Западного Забайкалья находится в двойной орографо-климатической тени. Система хребтов, окаймляющих оз. Байкал, ограничивает поступление северо-западных (атлантических) атмосферных осадков на территорию, а система возвышенных хребтов Станового нагорья и Олёкминского Становика уменьшает поступление тихоокеанских осадков на все Забайкалье. Поэтому в Западном Забайкалье и наветренные, и подветренные склоны получают меньшее количество влаги, чем в соседних регионах.

ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ПЕРИОД СОВРЕМЕННОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

В период глобального потепления произошла трансформация структуры снежного покрова. В зависимости от продолжительности рассматриваемого периода (1951–2010 и 1975–2010 гг.) выявляются особенности этих изменений.

Трансформация снежного покрова проходила в следующих климатических условиях. Потепление в Байкало-Монгольском регионе началось в Северном Забайкалье с повышения зимних месячных температур (и, соответственно, средних годовых) приблизительно в 1955 г. Спустя 20–25 лет последовало повышение летних температур. Приrost сумм летних температур $>10^{\circ}\text{C}$ оказался здесь выше (600°C), чем в аридных пустынях (200°C). По средним годовым температурам потепление достигло юга Монголии лишь в 1985 г., по суммам летних температур — приблизительно в 1985–1990 гг. Тем не менее с 1975 по 2010 г. в крайне засушливых (аридных) южных областях Монголии средние годовые температуры повысились на 2°C , в северном горном Забайкалье — на 1°C .

Количество атмосферных осадков холодного периода не изменилось или несколько увеличилось в горно-таежных ландшафтах, уменьшилось в лесостепях и степях Забайкалья, полупустынях и пустынях Монголии. При этом высота снежного покрова в горно-таежных системах или сохранилась неизменной, или несколько уменьшилась. В лесостепи, степи и пустынях — снизилась.

Относительно осадков холодного периода до 1968 г. высота снега уменьшилась в 1976–2010 гг. по зависимости

$$y = -0,0011x^2 + 0,8266x + 1,6466; R^2 = 0,93.$$

Формированию этой зональной тенденции способствуют горы Восточного и Западного Саяна, Монгольский Алтай, хребты Станового нагорья, Олёкминского Становика. Так, на метеостанциях Орлик (1376 м), Монды (1304 м), Чара (708 м), расположенных недалеко от этих горных массивов, среднее количество зимних осадков за октябрь–март в 1970–1979 гг. составляло 31,3 мм, в 1980–1989 гг. — 28 мм, в 1990–1999 гг. — 30,3 мм, в 2000–2009 гг. — 32,5 мм. Прослеживается уменьшение увлажнения на Витимском плоскогорье, в Долине Озер, в полупустынях и пустынях южной и юго-восточной Монголии. Снежный покров практически не формируется на крайнем юге Монголии при осадках холодного периода меньше 7–10 мм.

Для более длительного периода характерно сглаживание выявленных контрастов. Так, количество осадков холодного периода в 1951–2010 гг. сократилось, уменьшилась и высота снежного покрова в соответствии с зависимостью

$$y = -0,0028x^2 + 1,302x - 19,316; R^2 = 0,93.$$

Во всех территориальных связях имеет место их подобие при некотором отличии коэффициентов уравнений, что объясняется количественной неоднородностью статистических выборок. Этим подтверждается правомерность применения принципа подобия Б. Мандельброта и возможность использования для всех территориальных выделов Байкало-Монгольского региона единой корреляции высоты снежного покрова с количеством осадков холодного периода (см. рис. 1).

Следует отметить различную природу факторов распределения снежного покрова. Так, пределы параметров снегоформирующих процессов (количество осадков холодного периода больше 200 мм и высота снежного покрова в марте выше 50 см) линейно увеличиваются, ниже этих критериев — уменьшаются по нелинейным связям (см. рис. 2). Подобные различия в первом случае, по-видимому, объясняются особенностью вертикальной поясности, структурой и динамикой переувлажненной приземной атмосферы в условиях наветренных склонов, во втором — ландшафтным, рельефным и метелевым разнообразием подветренных территорий, обеспечивающим возможность широкомасштабной аккумуляции или сноса снега. Поэтому становится возможным по выявленным локальным связям распространять информацию на смежные малоизученные территории. Это еще раз подтверждает применимость теории фрактальных множеств к определению как осадков холодного периода, так и других характеристик снежного покрова.

Во время потепления высота снежного покрова в Северном Забайкалье сохранилась прежней или незначительно уменьшилась, следовательно, лавинная опасность здесь не увеличилась. Но при этом возросла повторяемость значительных осадков холодного периода и высоты снежного покрова выше 30 см [13], что спровоцировало в аридных ландшафтах массовый падеж скота. Так, в Монголии зимой 2010/11 гг. при максимальной высоте снежного покрова погибло около 40 млн голов различного скота.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе метода подобия и различия, примененного к региональным ландшафтным характеристикам, установлены закономерности пространственно-временного залегания снежного покрова. Его высота уменьшается с 50–80 см на северо-западе анализируемой территории (Лено-Ангарское плато) до 5–10 см на обширных равнинах Забайкалья и Монголии.

Снежный покров бассейна оз. Байкал формируется в сложных географических условиях, обусловленных разным взаимодействием воздушных потоков с ландшафтной поверхностью. Поскольку оценка пространственно-высотного разнообразия не обеспечена полной исходной информацией, снежный покров бассейна оз. Байкал проанализирован на основе данных по всему Байкальскому рифту, что позволило выявить общие региональные пространственно-временные изменения.

Сравнение по трем периодам — до 1968 г., 1951–2010 и 1976–2010 гг. — показывает, что на участках с высоким залеганием снега его значения во время потепления уменьшились. В связи с этим понизилась лавинная опасность в горах, однако увеличилась экстремальность значений высоты снега.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Справочник** по климату СССР. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — Вып. 21, ч. 4. — 402 с.; 1968. — Вып. 22, ч. 4. — 278 с.; 1968. — Вып. 23, ч. 4. — 328 с.
2. **Атлас** Забайкалья: Бурятская АССР и Читинская область. — М.; Иркутск: ГУГК, 1967. — 176 с.
3. **Атлас** Иркутской области. — М.; Иркутск: ГУГК, 1962. — 182 с.
4. **Национальный атлас** Монгольской Народной Республики. — Улан-Батор; М.: ГУГК СССР–ГСК МНР, 1990. — 144 с.
5. **Атлас** снежно-ледовых ресурсов мира / Отв. ред. В. М. Котляков. — М.: Изд-во РАН, 1997. — 392 с.
6. **Экономический потенциал** Республики Тыва (2003–2004 гг.): Атлас / Ред. В. И. Лебедев, Ю. Г. Полулях. — Кызыл: Изд-во Тув. ин-та комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, 2005. — 60 с.
7. **Предбайкалье** и Забайкалье. — М.: Наука, 1965. — 492 с.
8. **Пузаченко Ю. Г.** Методические основы измерения сложности ландшафта // Изв. РАН. Сер. геогр. — 1995. — № 4. — С. 30–50.
9. **География** лавин / Под ред. С. М. Мягкова, Л. А. Канаева. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. — 332 с.
10. **Кириченко А. В., Напрасников А. Т.** Оценка лавинной опасности Забайкалья и Дальнего Востока. Карта м-ба 1:10 000 000 // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. — М.: Изд-во РАН, 1997.
11. **Напрасников А. Т., Кириченко А. В.** Определение параметров снежного покрова на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока // Региональное природопользование в Сибири (проблемы и перспективы). — Иркутск, 1984. — С. 159–185.
12. **Напрасников А. Т.** Агросистемы Евразии: опыт географической оценки фрактальных состояний и преобразований // География и природ. ресурсы. — 2008. — № 1. — С. 175–184.
13. **Напрасников А. Т., Плюснин В. М.** Снежный покров континентальной Азии: его роль в формировании климатических характеристик и экологического состояния природной среды // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгр. — Новосибирск: Офсет, 2012. — С. 33–37.
14. **Мандельброт Б.** Фракталы и возрождение теории итерации // Красота фракталов. — М.: Мир, 1993. — С. 131–141.
15. **Сочава В. Б.** Введение в учение о геосистемах. — Новосибирск: Наука, 1978. — 319 с.

Поступила в редакцию 3 октября 2014 г.