

ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ: ОСОБЕННОСТИ ВЫСОТНОЙ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЯСНОСТИ

А.П. Горбунов, Э.В. Северский

Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория Института мерзлотоведения СО РАН,
050000, Алматы, а/я 138, Казахстан, permafrost@nets.kz

Для гор Западного Алтая (Казахстанская часть) характерна уникальная геокриологическая поясность. Здесь в пределах 600–1500 м абсолютных высот не происходит сезонного промерзания почв. Это связано с тем, что в пихтовых лесах образуется мощный (более 2 м) снежный покров, который ложится на толстый слой подстилки из отмирающего высокотравья. Это обстоятельство определяет особенность структуры высотной геокриологической поясности. Почвогрунты самого нижнего ландшафтного подпояса на предгорных степных равнинах до 400 м над уровнем моря подвергаются глубокому (до 3,5 м) сезонному промерзанию; от 400 до 600 м с увеличением снежности глубина сезонного промерзания заметно уменьшается; в пределах 600–1500 м находится акриогенный подпояс, промерзание почв в котором отсутствует; выше 1500 м развит пояс вечной мерзлоты.

Геокриологическая поясность, акриогенный подпояс, сезонное промерзание почв, высокотравные пихтовые черневые леса, криогенные образования

WESTERN ALTAI: FEATURES OF THE ALTITUDINAL GEOCRYOLOGICAL ZONALITY

A.P. Gorbunov, E.V. Severskiy

Permafrost Institute SB RAS, Kazakhstan Alpine Geocryological Laboratory,
050000, Almaty, P/O box 138, Kazakhstan, permafrost@nets.kz

The mountains of Western Altai (the Kazakhstan's part) are characterized by unique geocryological zonality. Here, within 600–1500 m a.s.l., there is no seasonal freezing of soils. The main reason is that the thick snow cover (more than 2 m) in the fir forests covers the thick layer of fading high grasses. This determines the features of the altitudinal geocryological zonality. In the low sub-belt at foothill steppe plain to 400 m a.s.l. the depth of seasonal freezing reaches 3.5 m. From 400 to 600 m the depth of seasonal freezing significantly decreases with increasing snow cover. Within the limits of 600–1500 m a.s.l. there is non-cryogenic subzone where freezing of soils is absent. There is a permafrost zone above 1500 m a.s.l.

Geocryological zonality, non-cryogenic subzone, seasonal freezing, fir forest with high grass, cryogenic formations

ВВЕДЕНИЕ

Западная часть Казахстанского Алтая включает ряд относительно невысоких (до 2778 м)



Рис. 1. Расположение района исследований:

1 – Западный (Рудный) Алтай.

лесистых горных хребтов: Тигирецкий, Коксуйский, Холзун, Ливстяга, Убинский, Ивановский и Ульбинский. Этот регион известен в литературе под названием Рудный Алтай. Рассматриваемая территория располагается на правом берегу Иртыша между 51° и 49°20' с.ш., 82°30' и 85°30' в.д. (рис. 1).

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Горные хребты Западного (Рудного) Алтая сложены осадочными, метаморфическими и вулканогенными породами палеозоя, местами встречаются гранитные интрузии. Лессы могут быть прослежены от предгорий в глубь гор до абсолютных высот 800–1000 м [Кригер, 1965]. Понижения между возвышенностями (Большая и Малая Голуха, Толстуха, Татарка, Синюха и др.) покрыты маломощными плейстоценовыми суглинками, перекрывающими древнюю пестроцветную глинистую кору выветривания [Чумаков, 1964].

Для Западного Алтая характерны отдельные возвышенности с уплощенными вершинами. Значительную часть года они покрыты снежниками и представляют собой типичные алтайские белки или гольцы. Водораздельные участки их, слабо переработанные процессами выветривания, представляют холмистые и сильно сглаженные поверхности – несомненные реликты древнего рельефа. Им присущи криогенные образования – нагорные (гольцовые) террасы и курумы. Альпийский рельеф приурочен к наиболее возвышенным участкам Западного Алтая (хребты Ивановский, Россыпной, Гребнюха и др.). Их островершинные, сильно расчлененные водоразделы и прилегающие к ним склоны несут четкие следы древней и современной ледниковой деятельности – цирки, кары, трог, выполненные моренными отложениями.

Особое место в геоморфологическом строении Рудного Алтая занимает Риддерская (Лениногорская) депрессия, расположенная у подножия Ивановского хребта. Ее поверхность полого наклонена к западу и северо-западу. Котловина выполнена лессовидными суглинками пролювиально-делювиального генезиса, которые перекрывают мощную толщу моренных и флювиогляциальных отложений. Днище депрессии расположено ниже окружающих ее Убинского, Ивановского, Кучинского и Проходного хребтов на 1000–1500 м. Западная окраина Риддерской депрессии находится на высоте 400–500 м и повышается до 1300 м на северо-востоке.

Особенности климата Алтая определяются его внутриконтинентальным положением и влиянием резко континентального климата Монголии, континентального климата Средней Азии и Западной Сибири. Эти климатические факторы осложняются орографическим устройством поверхности. Рудный Алтай четко делится на две различные в климатическом отношении части – западную и восточную. Первая открыта для проникновения



Рис. 2. Черневые пихтовые высокотравные леса.

преобладающих влажных воздушных масс, поступающих с запада и северо-запада. Здесь отмечается наибольшее количество осадков и их более равномерное распределение в течение года. Постепенное увеличение годовых осадков наблюдается с 500–600 мм в предгорьях до 1500–1800 мм в средне- и высокогорьях. Для Западного Алтая характерно формирование мощного снежного покрова, достигающего 2–4 м и более. Здесь же в бассейне р. Громотухи находится самое влажное и заснеженное место Казахстана, где количество осадков достигает в отдельные годы 2200 мм.

Вторая, восточная часть Рудного Алтая, защищенная барьером Ивановского и Ульбинского хребтов, получает на 200–250 мм осадков меньше на равнозначных абсолютных высотах по сравнению с западной частью.

Средние годовые температуры воздуха у подножия Казахстанского Алтая порядка 2–3 °С. На абсолютных высотах 1300–1400 м эти температуры повсеместно становятся отрицательными. Продолжительность холодного периода в предгорных районах составляет 150–160 дней и достигает 200–220 дней в высокогорье. Важной особенностью климата являются позднеосенние и раннеосенние заморозки. На высотах более 2000 м они возможны в течение всего лета, особенно в ночное время.

Таким образом, большое количество атмосферных осадков в сочетании с высокой влажностью воздуха и значительным запасом тепла на территории Западного Алтая способствуют обильному развитию высокотравных пихтовых лесов, формируя своеобразную структуру высотной поясности растительности [Северский, 1972].

Западный Алтай через узкую полосу предгорий соприкасается со степями южной части Западно-Сибирской низменности и Северного Казахстана. Степная растительность подходит к подножию гор и по южным склонам и широким долинам рек внедряется в горную территорию. Здесь, непосредственно вблизи гор, распространяется *лесолугово-степной пояс*, в котором выделяются два подпояса:

- предгорный лугово-степной подпояс с широким развитием кустарниковых зарослей до абсолютных высот 400–500 м, сильно подверженный антропогенному влиянию;

- выше, до абсолютных высот 600–700 м, распространяется низкогорный подпояс пихтово-осиновых лесов, луговых степей и кустарников.

С продвижением на северо-восток в глубь гор и увеличением абсолютных высот ведущее положение в растительном покрове Западного Алтая занимают пихтовые черневые леса (рис. 2). Здесь на абсолютных высотах от 600–700 до 1400–1500 м широко развит *лесной (таежный) пояс*, который четко дифференцируется на два подпояса:

– низкогорный (от 600–700 до 1000–1200 м) пихтовых лесов с осиной и березой;

– среднегорный (от 1000–1200 до 1400–1500 м) пихтовых и пихтово-кедровых лесов с березой. В этом подпоясе пихтово-кедровые леса при подъеме в горы сменяют черневую тайгу и стоят на грани между черневой и темнохвойной тайгой.

На высотах от 1400–1500 до 1900–2000 м распространен *субальпийский* пояс. Здесь настоящие леса сменяются редколесьями из пихты, кедра и лиственницы. Отдельно стоящие деревья и небольшие группы размежеваны субальпийскими лугами, открытыми каменистыми и скальными участками.

Выше 1900–2000 м распространен *альпийский* пояс, в котором выделяются два подпояса: лугово-тундровый (от 1900–2000 до 2400–2500 м), переходящий выше в нивальный.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В регионе структура высотной геофизиологической поясности совпадает с ландшафтной (рис. 3). Это очень редкое явление. Для Западного Алтая выявлена аномальная структура высотной

геофизиологической поясности, важной особенностью которой является почти полное отсутствие сезонномерзлых пород в поясе распространения черневых пихтовых высокотравных лесов. В этом поясе, несмотря на значительные низкие средние годовые температуры воздуха (от +2 до –1 °С), сезонного промерзания почв не происходит, поскольку температура на поверхности почвы зимой не опускается ниже 0 °С [Наплекова, 1968]. Этому способствуют, во-первых, большое количество зимних осадков, формирующих мощный снежный покров (2–4 м и более), и, во-вторых, толстая теплоизолирующая подстилка из ежегодно отмирающего широколиственного таежного высокотравья и опада древесных пород, на которую ложится снег. Суммарная масса сухих веществ подстилки составляет ежегодно 50–60 ц/га, половина которой приходится на обильные остатки высокотравья [Трофимов, Таранов, 1968]. В-третьих, установлено, что травянистые растения с широкими листовыми пластинками уменьшают возможность возникновения заморозков у поверхности почвы. И наоборот, травостой злаков и осок способствует заморозкам, так как холодный воздух свободно стекает по их стеблям к почве [Побединский, 1965].

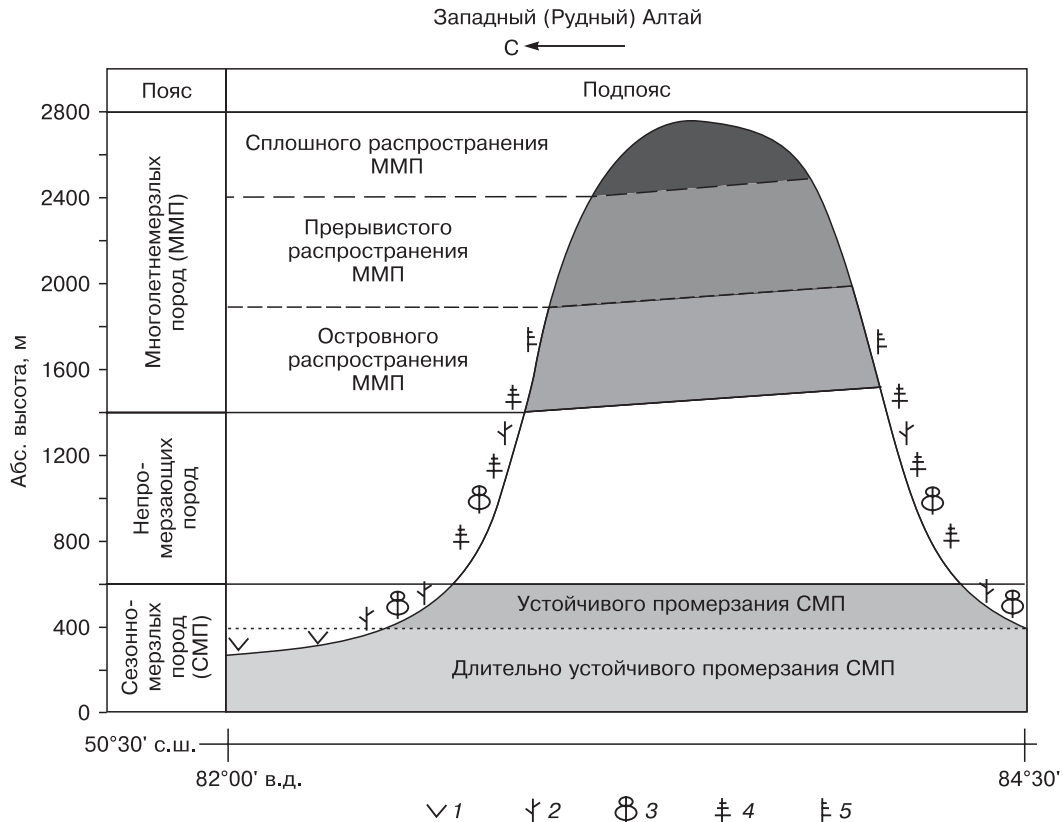


Рис. 3. Высотная геофизиологическая поясность Западного Алтая:

1 – травянистые луга и степи; 2 – кустарниковые заросли; 3 – лиственные леса; 4 – пихтовые леса; 5 – криволесье.



Рис. 4. Верхняя граница леса, расчлененная курумами и лавинными прочесами (Тигирецкий хребет, Инский белок).

В черневых высокоотравных пихтовых лесах разрушение опада очень быстро осуществляется микроорганизмами (коллемболами, клещами и дождевыми червями), широко населяющими верхние горизонты почвы. Именно в результате высокой жизнедеятельности микроорганизмов обильный материал опада уже ко времени установления снежного покрова оказывается доведенным до состояния грубого гумуса. Причем этот процесс продолжается и после установления снежного покрова, предохраняющего почву от промерзания, микроорганизмами разрушается от 40 до 100 % подстилки даже в зимние месяцы [Наплекова, 1968]. Установлено, что самая высокая численность и наибольшая активность микроорганизмов наблюдается в зимние месяцы [Клевецкая и др., 1968], что является подтверждением талого состояния почв. Неслучайно глубокие почвы под этими лесами выделены в самостоятельный подтип горно-таежных глубокооподзоленных непромерзающих [Трофимов, Таранов, 1968].

Особенности в структуре высотной геоэкологической поясности Западного Алтая выражены в следующем. Почвы самого нижнего ландшафтного подпояса на предгорных степных равнинах до 400 м над уровнем моря подвергаются глубокому (до 3,5 м) сезонному промерзанию. От 400 до 600 м с увеличением снежности глубина сезонного промерзания заметно уменьшается. В пределах 600–1500 м находится акриогенный подпояс, промерзание почв в котором практически отсутствует. Однако следует отметить, что здесь на отдельных небольших участках, где по естественным причинам (крутые стенки изолированных скальных выходов, лавиноактивные площади после схода

снежных лавин и др.) и в результате хозяйственной деятельности человека высота снежного покрова значительно меньше и характер растительности иной, может проявляться сезонное промерзание почв.

Верхняя граница леса (1400–1500 м), как правило, пилообразно расчленена лавинными лотками и потоковыми курумами из крупнообломочного материала, в которых формируются перелетки и массивы многолетней мерзлоты (рис. 4). Еще выше в зависимости от высоты хребтов и отдельных останцовых вершин наблюдается закономерная смена по высоте подпоясов с различными типами распространения вечной мерзлоты – островной, прерывистой, сплошной (см. рис. 3).

На Западном Алтае наиболее характерными и крупными криогенными образованиями являются типичные нагорные террасы и курумы, реже – каменные глетчеры и их переходные формы – курумооссы и курумоглетчеры.

В распространении криогенных форм рельефа прослеживается следующая закономерность. Выше верхней границы леса, на высотах более 1500–1600 м, на уплощенных вершинах останцовых возвышенностей и хребтов развиты трещинно-полигональные и структурные отсортированные грунты – каменные многоугольники и кольца. На склонах наблюдается снеговая эрозия в виде кароподобных ниш. Вблизи снежников встречаются солифлюкционные покровы в форме плоских террасированных ступеней высотой до 0,5–1,0 м и длиной до 100 м и более по простиранию склона.

С переходом на более крутые приводораздельные участки склонов широкое развитие получают нагорные террасы и площадные курумы выветривания и выпучивания. Нагорные террасы зачастую подобно гигантской лестнице окаймляют со всех сторон плоскую вершину гольцовых возвышенностей. Высоты их уступов изменяются от 1–2 до 5–10 м и более, ширина выровненных площадок – от первых десятков до первых сотен метров. Наиболее четко нагорные террасы и курумы выражены на водоразделах гор, сложенных гранитоидами. Площадные курумы на приводораздельных частях хребтов являются областью питания потоковых крупноглыбовых “живых” курумов, откуда они спускаются далеко вниз по склонам, вдаваясь в пояс лесов и достигая в длину нескольких сотен метров. Об активном движении курумов свидетельствуют свежие поверхности обломков и искривленные, поваленные и сломанные стволы деревьев. Скорость движения курумов у подножия белков составляет несколько сантиметров в год, выше, на крутых участках склонов, она достигает 3–4 м/год [Чумаков, 1964].

На водоразделах и в приводораздельных частях наиболее высоких хребтов Западного Алтая – Ивановского и Россыпного – развит рельеф альпийского типа со следами недавней и древней ледниковой деятельности. Наиболее четко высячие трог выражены на северном склоне Ивановского белка. Они имеют протяженность 2–3 км и ширину 0,5–0,7 км и резко обрезаются крутыми склонами хребта. В верхних частях трогов сохранились свежие кары, в которых формируются ветровые (надувные) снежники, часто перелетывающие. Скопления крупнообломочного обвального и осыпного материала у подножия стенок каров способствуют образованию небольших активных при-склоновых каменных глетчеров, ширина которых зачастую больше длины. Признаком, отличающим эти активные каменные глетчеры от осыпей, обвальных массивов и морен, является наличие крутого фронтального уступа (откоса), дугообразных валов и ложбин на их поверхности. Днища трогов обычно перекрыты моренами, к которым иногда причленены неактивные каменные глетчеры.

Западный Алтай характеризуется повышенной лавинной активностью. В некоторых бассейнах местных рек (Громотуха, Тигирек и др.) встречаются лавинные бугры, насыпи и валы. Состоят они из смеси каменного и валунно-галечного с песком и гравием аллювиального материала, выбитого из русла реки ударом снежной лавины на противоположный берег. Расположены они напротив лавинных лотков и достигают высоты 5–10 м и более. Эти своеобразные формы рельефа, сложенные пористым грубообломочным материалом, в малоснежные годы подвергаются сезонному промерзанию. У верхней границы леса в них возможно формирование перелетков и небольших массивов многолетней мерзлоты даже в условиях положительной средней годовой температур воздуха. Здесь наблюдается примерно такая же картина, как и в каменных курганах древних захоронений [Горбунов и др., 2005].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отсутствие сезонного промерзания почв в поясе черневых пихтовых высокоотравных лесов определяется тремя основными факторами.

1. Мощным снежным покровом (3 м и более).
2. Отопляющим влиянием лесного опада (листья и хвоя) в совокупности с отмирающим таежным высокоотравьем.

3. Особенности широкоотравного таежного высокоотравья, которое препятствует заморозкам на поверхности почвы.

Эти обстоятельства обуславливают жизнедеятельность почвенной фауны, которая активно проявляется в немерзлой среде почвенного покрова в течение всего года.

Литература

Горбунов А.П., Самашев З.С., Северский Э.В. Сокровища мерзлых курганов Казахского Алтая. Алматы, Иль-Тех-Кітап, 2005, 114 с.

Клевенская О.Л., Таранов С.А., Трофимов С.С. Микробиологические процессы в горно-таежных глубокоподзоленных почвах Горной Шории // Лес и почвы. Красноярск, кн. изд-во, 1968, с. 396–403.

Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М., Наука, 1965, 296 с.

Наплекова Н.Н. Целлюлозоразрушающие микроорганизмы подзолистых почв Сибири // Лес и почвы. Красноярск, кн. изд-во, 1968, с. 404–409.

Побединский А.В. Сосновые леса Средней Сибири и Забайкалья. М., Наука, 1965, 232 с.

Северский Э.В. Типы лесорастительных условий и лесорастительное районирование территории темнохвойных лесов Рудного Алтая: Автореф. дис. ... канд. с/х наук. Алма-Ата, 1972, 20 с.

Трофимов С.С., Таранов С.А. Горно-таежные глубокоподзоленные непромерзающие почвы Горной Шории // Лес и почвы. Красноярск, кн. изд-во, 1968, с. 107–119.

Чумаков И.С. Кайнозой Рудного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1964, 36 с.

Поступила в редакцию
11 апреля 2007 г.