



КРИОЛИТОЗО́НА

Авторы: Н. Н. Романовский

КРИОЛИТОЗО́НА (мёрзлая зона литосферы) (от *крио...*, греч. λίθος – камень и ζώνη – пояс), верхняя часть земной коры с отрицательной температурой почв, отложений, горных пород, с наличием или возможностью существования подземных льдов; часть *криосферы* Земли. Термин предложен П. Ф. *Швецовым* в 1955. К. включает в себя *мёрзлые горные породы*, *морозные горные породы* и *охлаждённые горные породы* (ниже 0 °С). Охлаждённые породы засолены или насыщены *криогалинными водами* (криопэгами). Выделяют К. многолетнюю, время существования которой от нескольких лет до многих тысяч лет, и сезонную, образующуюся при сезонном промерзании пород. Многолетняя К. подразделяется на субаэральную (К. суши вне ледников), субгляциальную (К. под ледниками) и субмаринную (К. под акваторией морей и океанов).

Многолетняя субаэральная К. совпадает по площади с областью *многолетней мерзлоты* (областью развития многолетнемёрзлых горных пород) на суше. Распространена гл. обр. в Сев. полушарии Земли; занимает ок. 25% суши, 70–75% территории РФ (что составляет ок. 10,5 млн. км²). В Европ. части России она развита только в тундре и лесотундре; от Кольского п-ова её юж. граница идёт к устью р. Мезень и далее почти по Сев. полярному кругу до Урала, где поворачивает на юг и спускается примерно до 60° с. ш. В Зап. Сибири граница К. имеет широтное положение до р. Енисей; вблизи р. Подкаменная Тунгуска она поворачивает на юг и проходит по правобережью р. Енисей. К востоку от Енисея К. распространена на преобладающей части территории, исключая юг п-ова Камчатка, о. Сахалин, Приморье и некоторые др. районы. Субаэральная К. подразделяется на 2 геокриологич. зоны – южную (островного и прерывистого распространения многолетнемёрзлых пород) и северную (сплошного распространения). На равнинах и плоскогорьях с юга на север среднегодовая темп-ра многолетнемёрзлых пород у подошвы слоя сезонных колебаний температур ($t_{ср}$) понижается. В юж. зоне в сев. направлении площади субаэральных *таликов* (гл. обр. радиационно-тепловых) сокращаются, мощности многолетнемёрзлых пород, имеющих позднеголоценовый возраст (4,5 тыс. лет и менее), увеличиваются от 10 до 150–200 м. В сев. зоне, где талики имеются только под водоёмами, водотоками и в местах разгрузки подземных вод, мощности многолетнемёрзлых пород изменяются от 300–400 до 1500 м и более, их возраст плейстоценовый (от 18 тыс. лет и более). В пределах юж. и сев. геокриологич. зон также существенно различается строение К. В сев. зоне в её вертикальном разрезе, как правило, выделяются ярусы мёрзлых, морозных и охлаждённых пород. В юж. зоне К. обычно состоит из яруса многолетнемёрзлых пород, которые на побережье Сев. Ледовитого ок. содержат линзы охлаждённых пород с криопэгами; многолетнемёрзлые породы подстилаются слоем охлаждённых отложений.

В пределах равнин толщи многолетнемёрзлых пород представлены дисперсными континентальными, мор., ледово-мор. и ледниковыми эпикриогенными породами разл. льдистости, которые перекрыты синкриогенными высокольдистыми континентальными отложениями. Часто в пределах сев. геокриологич. зоны многолетнемёрзлые породы содержат мономинеральные залежи различных по генезису *подземных льдов*. Площадь распространения синкриогенных высокольдистых отложений, их мощность и льдистость

увеличиваются к северу, где выделяются отложения «ледового комплекса», объёмная льдистость которых достигает 90–95%. «Ледовый комплекс» включает мощные сингенетич. повторно-жильные льды, содержит многочисл. остатки ископаемых млекопитающих «мамонтового комплекса» (мамонтов, шерстистых носорогов, овцебыков, лошадей, северных оленей и др.), а также горизонты торфа. При оттаивании высокольдистых отложений и залежей подземных льдов формируются термокарстовые озёра, а при их осушении – термокарстовые депрессии (аласы в Якутии, хасыреи в Зап. Сибири). На Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах, сложенных с поверхности дисперсными отложениями, на глубине от нескольких десятков до 200 м и более распространены реликтовые плейстоценовые многолетнемёрзлые породы мощностью от 20 до 500 м. Там, где над ними имеются позднеголоценовые многолетнемёрзлые породы, образуются двухслойные мёрзлые толщи.

В горных районах наличие К. обусловлено высотной поясностью. На Алтае острова многолетнемёрзлых пород начинаются с выс. 2000–3000 м, на Кавказе – ок. 2500 м. С высотой увеличивается сплошность и мощность (до 2000 м и более) многолетнемёрзлых толщ, которые часто подстилаются морозными породами; t_{cp} понижается до $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже. На выс. св. 5000 м наблюдается лишь кратковременное протаивание многолетнемёрзлых пород летом (в дневные часы) на юж. склонах гор.

Субгляциальная К. развита под ледниками с отрицательными темп-рами пород на контакте ледникового льда и подстилающих пород; широко распространена в Антарктиде. В России известна под ледниками Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Сев. Земли, где для неё характерны аномально малые для высоких широт мощности многолетнемёрзлых пород и высокие значения t_{cp} , а также под ледниками гор сев.-вост. части страны и Алтая. На суше субгляциальная К. представлена гл. обр. многолетнемёрзлыми породами, подстилаемыми морозными, а под ледниками, спускающимися на дно моря, – охлаждёнными породами. Мощность и t_{cp} субгляциальной К. варьируют в широких пределах (мощность от нескольких метров до 500 м и более; t_{cp} от 0 до $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже) в зависимости от температурного режима ледников, их динамики, геотермич. условий и др. При оттаивании ледников в местах их бывшего существования мощности многолетнемёрзлых пород сохраняются меньшими, чем мощности мёрзлых толщ вне ледников.

Субмаринная К. приурочена к территории Сев. Ледовитого ок. Включает К. океанич. впадин и шельфовую К. Первая охватывает значит. часть впадины Арктического бассейна, отсутствуя на его западе, в области влияния ветвей Северо-Атлантического течения. Представлена породами, насыщенными мор. водой с отрицательными темп-рами (до $-1,7\text{--}1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$), и имеет мощность неск. десятков метров. Шельфовая К. образовалась в результате погружения в период голоценового потепления под уровень моря толщ многолетнемёрзлых пород. В процессе трансгрессии самые верхние горизонты льдистых эпи- и синкриогенных отложений были частично разрушены термокарстом, а затем переработаны морем. Среднегодовая темп-ра донных отложений повысилась до $-1\text{--}2\text{ }^{\circ}\text{C}$, подземный лёд в отложениях был частично растворён и замещён морскими криогалинными водами. В результате образовались охлаждённые отложения в толще реликтовых многолетнемёрзлых пород. Прерывистость шельфовой К. увеличивается от побережья к бровке шельфа, а её мощность уменьшается. Наибольшей сплошности и макс. мощности шельфовая К. достигает в пределах морей Лаптева и Восточно-Сибирского (300–500 м), а также в м. Бофорта (700–800 м). В Баренцевом и Карском морях К. имеет спорадическое и островное распространение и макс. мощность 50–100 м. На мелководье происходит сезонное оттаивание и сезонное промерзание отложений. Вблизи устьев крупных рек шельфовая К. может отсутствовать

или иметь островное распространение. В пределах шельфовой К. и под ней известны скопления гидратов природных газов, находящихся как в стабильном, так и в метастабильном состоянии.

Сезонная К. подразделяется на зоны систематического (ежегодного) и несистематического (неежегодного) сезонного промерзания пород. В России охватывает б. ч. территории за пределами многолетней К. Мощность сезонномёрзлого слоя уменьшается в ряду рыхлых континентальных отложений: галечник, песок, супесь, суглинок, торф; она возрастает с уменьшением влажности отложений, повышением среднегодовой темп-ры пород и степени континентальности климата. Наибольшей мощности (4–6 м) сезонномёрзлый слой достигает при среднегодовых темп-рах пород 0 °С в слабовлажных грубообломочных породах и супесях в районах с резко континентальным климатом (в России – в Юж. Забайкалье, Зап. Сибири; в Монголии). Мощность сезонномёрзлого слоя определяет глубину заложения коммуникаций, фундаментов зданий и др.

Формирование многолетней К. на севере Евразии и Сев. Америки началось ок. 2–2,5 млн. лет назад (в конце неогена). На севере России она непрерывно существует 600–800 тыс. лет. Наибольшего распространения и макс. мощности К. достигла в период позднеплейстоценового похолодания (40–10 тыс. лет назад). Во время голоценового климатич. оптимума (8,5–4,5 тыс. лет назад) площадь субаэральной К. сократилась за счёт полного или частичного оттаивания толщ многолетнемёрзлых пород на юге, при этом на равнинах сохранились реликтовые мёрзлые толщи; на севере вследствие трансгрессии моря возникла шельфовая К. В период позднеголоценового похолодания (4–2,5 тыс. лет назад) граница К. вновь сместилась в юж. направлении; образовались двухслойные мёрзлые толщи. В совр. эпоху происходит глобальное повышение $t_{\text{ср}}$, протаивание маломощных мёрзлых толщ, увеличение глубин сезонного оттаивания, обусловленное короткопериодными колебаниями температур и, возможно, техногенными процессами, способствующими развитию парникового эффекта атмосферы и повышению темп-ры воздуха.

В пределах К. наблюдаются разл. [криогенные процессы](#) и [криогенные явления](#). Для рационального освоения территории К. необходимо осуществлять учёт её распространения, состава, строения, льдистости, свойств слагающих отложений и пород, температурного режима, криогенных процессов и явлений, а также динамики климата. При всех видах хозяйственной и природоохранной деятельности человека проводится мерзлотный прогноз, позволяющий предвидеть характер изменения криогенных условий в результате естественной динамики климата и техногенных мероприятий, правильно выбрать методы строительства, разработать природоохранные мероприятия и методы защиты от негативных криогенных процессов.

Литература

Лит.: Основы геокриологии (мерзлотоведения). М., 1959. Ч. 1; Общее мерзлотоведение: геокриология / Ред. В. А. Кудрявцев. 2-е изд. М., 1978.