

УДК 551.4:551.8

ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ КРИОГЕННО-ЭОЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТИБЕТСКОГО ПЛАТО

А.А. Галанин¹, И.В. Климова¹, И.И. Христофоров¹, Ц. Ву², Чж. Дзе²

¹Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия

²Northwest Institute of Eco-invironment and Resource, Chinese Academy of Science,
730000, Lanzhou, Gansu, 320 Donggang West Road, China

В пределах криолитозоны Тибетского плато широко распространен полигональный микрорельеф с размерами ячеек 15—20 м, дистанционно напоминающий рисунок арктических лессово-ледовых равнин северо-востока Евразии и Северной Америки. В отличие от последних, он образован частично закрепленными современными песчаными дюнами высотой до 2.5—3.0 м и вторичными (эпигенетическими) песчаными жилами U-образной формы, наследующими древнюю полигональную решетку. На основе полевых исследований в окрестностях высокогорной станции Бей-Лу-Хе (истоки р. Янцзы) было установлено, что полигональные дюны и U-образные жилы развиваются на поверхности 10—12-метровой террасы, сложенной гравийно-щебнистыми аллювиальными отложениями позднего неоплейстоцена. Кровля террасы представляет собой пустынную мостовую с ветрогранниками. Полигональные дюны и U-образные жилы сложены хорошо сортированным кварц-карбонатным песком со средним размером зерен 2.0—2.2 мм. На основе данных георадиолокации установлено, что в пределах развития полигональных дюн кровля подстилающих многолетнемерзлых пород расположена на глубинах от 2 до 4 м и имеет закономерный волнистый характер. Авторы пришли к выводу, что формирование полигональных дюн связано с биогенно-эоловым механизмом эолового осадконакопления вдоль границ древней полигональной морозобойной решетки.

Полигональный микрорельеф, дюны, песчаные жилы, пустынная мостовая, ветрогранники, криогенно-эоловые образования, полигональная сеть морозобойных трещин, высокогорная криолитозона, Тибетское нагорье

PERIGLACIAL-AEOLIAN POLYGONAL SURFACE STRUCTURES IN THE TIBETAN PLATEAU

A.A. Galanin, I.V. Klimova, I.I. Khristoforov, Q. Wu, Zh. Ze

The surface pattern of permafrost area in the Tibetan Plateau, with 15—20 m polygons, resembles the patterned ground of the Arctic periglacial loess plains in northeastern Eurasia and North America. However, unlike the Arctic plains, it consists of semi-stabilized modern sand dunes, up to 2.5—3.0 m high, and U-shaped epigenetic ice wedge casts inherited from an ancient polygonal network on the surface of a 10—12-m terrace of the Yangtze River. The polygonal dunes and the U-shaped sand wedges were studied in the Yangtze headwaters in the vicinity of the high-altitude research station Bei-Lu-Xe. The polygons have desert pavement floors with ventifacts, composed of Late Pleistocene alluvial gravel and debris. The dunes and wedges consist of well sorted quartz-carbonate sand with an average grains size of 2.0—2.2 mm. Ground Penetrating Radar surveys in the area revealed the permafrost table at depths varying from 2 m to 4 m below the dunes. The polygonal dunes may have formed by biogenic-aeolian deposition over an ancient system of ice wedges.

Polygonal surface pattern, dune, sand wedge, ice wedge, desert pavement, ventifact, periglacial-aeolian features, frost cracks, high-altitude permafrost, Tibetan Plateau

ВВЕДЕНИЕ

На высокогорных равнинах Тибетского плато в интервале 4000—5000 м наблюдаются обширные участки с ярко выраженным полигональным микрорельефом (рис. 1; дополнительные материалы, fig. 2—7, https://sibran.ru/journals/Suppl_Galanin.pdf). Размеры ячеек (10—20 м) указывают на криогенное происхождение и напоминают микрорельеф лессово-ледовых равнин с массивными полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), широко распространенных в пределах криолитозоны Северной Азии и Америки (см. доп. материалы, fig. 14). ПЖЛ в Тибете встречаются крайне редко. Имеются сведения лишь о небольших неактивных жилах шириной до 0.7 м и глубиной до 1.5 м, установленных на высоте около

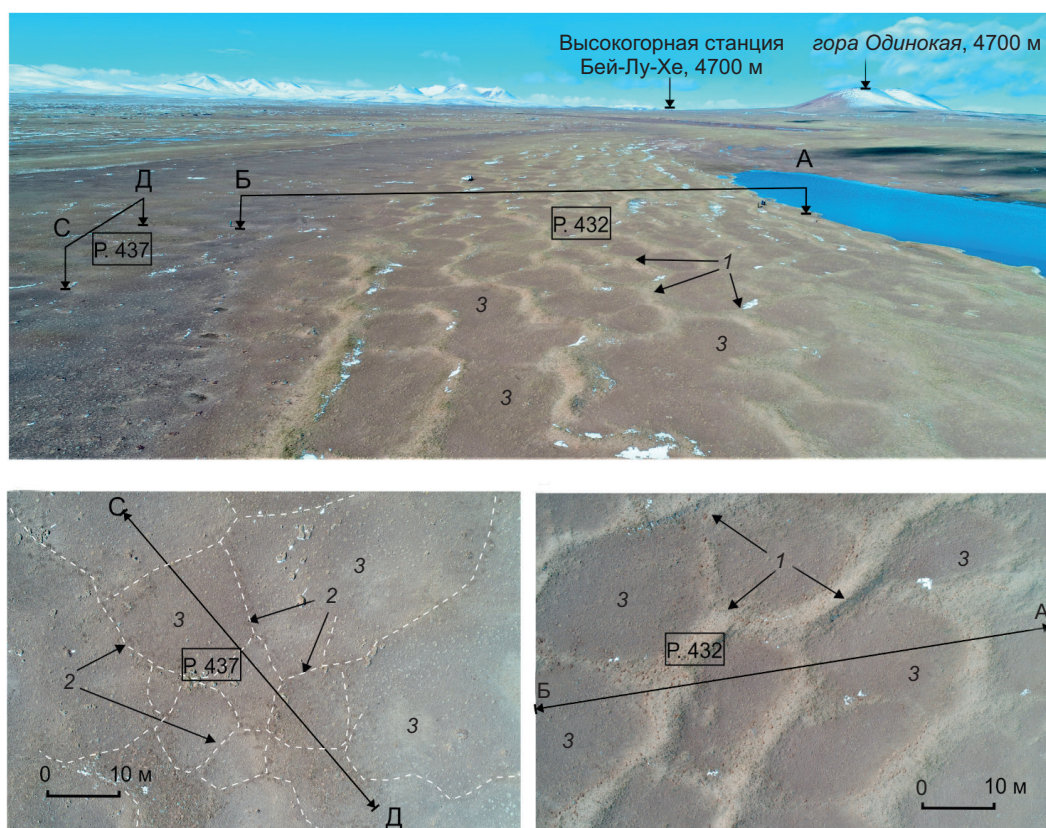


Рис. 1. Полигональный микрорельеф поверхности 10–12-метровой террасы р. Бей-Лу-Хэ в окрестностях одноименной высокогорной научно-исследовательской станции Северо-Западного института экологии и природных ресурсов Китайской академии наук (СЗИЭПР КАН), Цинхай-Тибетское нагорье.

Октябрь 2018 г. Здесь и далее: фото А.А. Галанина. 1 — гребни полигональных песчаных дюн; 2 — сеть полигональных песчаных жил (ППЖ); 3 — щебнисто-галечные днища полигонов с ветрограницами; линии АБ и СД — георадиолокационные профили; Р. 432 и Р. 437 — местоположение и номер шурфа.

4800 м [Li, He, 1990; Li, Jiao, 1990; Cheng et al., 2005, 2006]. Их размеры и возраст (21–15 тыс. л. н.) совершенно не сопоставимы с позднелейстоценовыми ПЖЛ арктической криолитозоны. Вместо ПЖЛ в Тибете широко распространены первичные полигональные песчаные жилы (ППЖ), сложенные супесями с тонкой вертикальной слоистостью, а также песчаные и гравийно-галечные псевдоморфозы по вытаявшим ПЖЛ позднелейстоценового возраста [Liang, Cheng, 1984; Xu, Pan, 1990; Pan, Chen, 1997; Owen et al., 1998; Wang et al., 2003; Jin et al., 2007].

Нижняя граница современной криолитозоны в Тибете приурочена к отметкам 4100–4200 м, на севере — 4600–4700 м [Jin et al., 2007]. Однако ППЖ и псевдоморфозы по ПЖЛ распространены намного шире и встречаются за пределами современной криолитозоны на высотах 2500–3000 м и ниже [Lehmkuhl, 1995; Lehmkuhl, Hoyer, 1996]. Они также установлены на юге пустыни Гоби к северу от нагорья на высотах 1400–2500 м [Wang et al., 2003].

Широкий ареал распространения реликтовых криогенных структур свидетельствует о значительно большей площади криолитозоны в недавнем прошлом. Дж. Ченг и Х. Дж. Джин с соавторами [Cheng et al., 2005; Jin et al., 2007] установили, что во время последнего термического минимума (МИС 2) в истоках р. Хуанхэ на высотах 4500–4800 м среднегодовые температуры опускались на 6–7 °C ниже по сравнению с современными. Предполагается также, что для формирования некоторых типов ППЖ требуются температуры на 10–15 °C ниже современных [Wang et al., 2003].

К настоящему времени опубликовано много данных о строении и абсолютном возрасте полигонально-жилых образований Тибетского плато [Xu, Pan, 1990; Wang, French, 1991; Wang, Luo, 1991; Pan, Chen, 1997; Wang et al., 2003; Jin et al., 2007]. Вместе с тем практически не освещены строение и генезис собственно полигонального микрорельефа, отчетливо видимого на космических снимках. Унас-

ледован ли этот микрорельеф от предшествующих криохронов и является результатом деградации первичных ПЖЛ либо он обусловлен современными процессами, в том числе некриогенными?

Цель статьи — изучение особенностей строения и генезиса полигональных образований и других смешанных криогенно-эоловых типов микрорельефа, формирующихся в пределах горной криолитозоны Тибетского плато на высотах более 4 тыс. м. Лежащие в основе статьи материалы получены в 2017—2018 гг. по полевым исследованиям в окрестностях высокогорной научно-исследовательской станции Бей-Лу-Хе (Bei-Lu-Xe) Северо-Западного института экологии и природных ресурсов Китайской академии наук (СЗИЭПР КАН) (см. доп. материалы, fig 1).

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Рассматриваемая территория расположена в истоках р. Янцзы в восточной части высокогорной пустыни Хох Ксил площадью около 45 тыс. км². Территория представляет собой высокогорную структурно-денудационно-аккумулятивную равнину с абсолютными отметками 4400—4800 м, окруженную с севера хр. Куньлунь, с юга и запада — горами Тангла, а с востока — отрогами хр. Баян-Хара-Ула. Горные хребты достигают отметок 6000—6500 м и несут современное оледенение.

Скальные породы представлены мезозойскими и кайнозойскими аргиллитами, алевролитами, песчаниками и мергелями. Современный осадочный чехол мощностью до 10—15 м сложен элювиальными щебнисто-дресвяными отложениями, пролювиально-аллювиальными галечно-щебнисто-песчаными отложениями (низкие террасы), а также разнообразными эоловыми отложениями [Liu et al., 2013; Xiao et al., 2015; Lu et al., 2015; Qiang et al., 2016; Dong et al., 2017].

Участок полевых исследований находится в окрестностях научной станции Бей-Лу-Хе. Среднегодовая температура воздуха здесь составляет около -3°C [Cheng et al., 2005; Jin et al., 2007], осадки — 400 мм/год, испарение достигает 1360 мм и в 4.2 раза превосходит количество осадков [Cheng et al., 2005]. За весь период наблюдений с 1961 по 2010 г. средние температуры поверхностного слоя (почвы) в регионе повысились на 1.3°C [Jin et al., 2011], в некоторых районах скорость роста средних температур поверхности достигала 0.77°C за 10 лет [Luo et al., 2016]. Многолетнемерзлые породы (ММП) мощностью от 6.5 до 65.5 м и температурами $-1...-2^{\circ}\text{C}$ имеют сплошное распространение [Cheng et al., 2005; Jin et al., 2007]. Содержание льда в них достигает 50 %. В 1980—1990 гг. средняя мощность сезонно-талого слоя (СТС) в истоках р. Янцзы на высотах 4500 м составляла 0.5—1.5 м [Wang, Luo, 1991], к настоящему времени она увеличилась до 2—4 м [Jin et al., 2007]. Современные криогенные образования представлены мерзлотными полигонами, буграми пучения, пятнами-медальонами [Bian, Guo, 1990; Jin et al., 2007], термокарстовыми депрессиями и др.

Растительный покров района образован пестрой мозаикой обедненных степей, лугов и незадернованных каменистых участков. Сочетание интенсивного выветривания, мощной ветровой нагрузки, а также слабый (30—40 %) растительный покров приводят к интенсивному выдуванию продуктов выветривания [Wang, 1997; Yang et al., 2004]. Дефляционный рельеф представлен котловинами и нишами выдувания с каменистыми днищами, дефляционными останцами, ярдангами, пустынными мостовыми [Dong et al., 2017]. Интенсивная дефляция вызывает увеличение глубины сезонного протаивания, снижение зеркала надмерзлотных вод, еще большее иссушение поверхности и усиление процессов дефляции [Yang et al., 2004].

Параллельно с дефляцией и площадным термокарстом на отдельных участках происходит современная эоловая аккумуляция. Эоловые формы представлены дюнами и барханами, а также слабозакрепленными и незакрепленными песчаными и лессовидными покровами [Dong et al., 2017].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Строение полигональных образований изучено в нескольких шурфах и расчистках глубиной до 3 м в пределах 10—12-метровой террасы р. Бей-Лу-Хе в 4 км к западу от одноименной высокогорной станции (см. рис. 1). Исследованные разрезы охарактеризованы стандартными методами и опробованы на гранулометрический и минералогический анализы в двух шурфах Р. 432 и Р. 437. Для сравнения были опробованы современные незакрепленные эоловые пески на участке, слагающие поля теневых дюн в 30 км к северу от станции (расчистка Р. 400).

Гранулометрический анализ отложений (25 образцов) выполнен стандартными методами ситового отсева и ареометрии [Шванов, 1969] в Главной государственной лаборатории инженерной геокриологии (ГГЛИГ) Северо-Западного института экологии и природных ресурсов Китайской академии наук (СЗИЭПР КАН). Статистическая обработка результатов выполнена в программе Gradistat [Blott, Рус, 2001] по модифицированному геометрическому методу Р. Фолка и Д. Варда [Folk, 1980; Blott, Pye, 2001]. Результаты гранулометрических анализов приведены в доп. материалах (см. table 1).

Количественный минералогический анализ песчаной фракции (17 проб) выполнен в лаборатории ИМЗ СО РАН с использованием бинокулярного микроскопа и поляризационного минералогического микроскопа, а также иммерсионных жидкостей (см. доп. материалы, table 2). Для анализа использовалась модальная фракция (100—250 мкм), которая извлекалась с помощью сит из предварительно отмученного образца. Для одного образца современных незакрепленных дюн выполнен минералогический анализ двух гранулометрических фракций (50—100 и 250—500 мкм).

Анализ степени окатанности зерен выполнен под бинокулярным микроскопом для случайной выборки зерен из фракции 0.25—0.50 мм, предварительно отмытых в дистиллированной воде. Оценка класса окатанности выполнялась по 5-балльной шкале А.В. Хабакова [1946].

Микроморфологический анализ песчаных зерен выполнен в ГГЛИГ (г. Ланьчжоу) на сканирующем электронном микроскопе Quanta FEG-450 FEI. Для анализа использована фракция 250—500 мкм, которая предварительно была промыта в 10%-м растворе соляной кислоты, а затем в дистиллированной воде. Высушенные частицы песка наклеивали на металлическую пломбу и подвергали напылению золотом под вакуумом. После чего образцы помещали в микроскоп и исследовали при различном увеличении ($\times 50$ —200).

Анализ катионно-анионного состава солевой вытяжки (3 пробы) и других показателей выполнен стандартными методами (титриметрия, капиллярный электрофорез и потенциометрия) в аккредитованной лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (г. Якутск) (см. доп. материалы, table 3).

Оценка возраста отложений выполнена на основе стратиграфического положения, а также ранее опубликованных предшественниками результатов оптико-люминесцентного и радиоуглеродного датирования. Авторами настоящей статьи также получена одна ^{14}C -дата, оказавшаяся современной. Радиоуглеродное датирование выполнено методом жидкостной сцинтилляции на спектрометре-радиометре Quantulus 1220 в радиоуглеродной лаборатории ИМЗ СО РАН (г. Якутск).

Изучение внутреннего строения и морфологии кровли многолетнемерзлых пород (ММП) выполнен методом георадиолокации по двум профилям АБ и СД протяженностью 198 и 60 м (см. рис. 1). Используются георадиолокаторы MALA (Швеция) с центральной частотой 100 МГц и PulseEkko (Sensor & Softwar, Канада) с центральными частотами 100 и 200 МГц. Измерения проводились с помощью методики зондирования с выставлением постоянного расстояния между приемной и передающей антеннами с шагом 0.1 и 0.2 м. Привязка результатов измерений к местности выполнена с помощью GPS-приемников Garmin 62S и Garmin 64S. Обработка данных осуществлялась на штатном программном обеспечении георадаров PulseEkko (Sensors & Software Inc., Канада), а также с помощью перевода через формат SEG Y на программном обеспечении GeoScan-32.

Для определения диэлектрической проницаемости исследуемой среды и привязки результатов измерений к реальным глубинам разреза использован метод общей глубинной точки, выполненный с шагом 0.1 м в пределах участка с горизонтальным залеганием структурных границ. Кроме того, для привязки геофизических разрезов использованы данные бурения на контрольном участке станции Бей-Лу-Хе [Jin et al., 2007].

СТРОЕНИЕ ПОЛИГОНАЛЬНОГО КРИОГЕННО-ЭОЛОВОГО МИКРОРЕЛЬЕФА

Исследованный участок ($34^{\circ}50'14''$ с.ш., $92^{\circ}59'52''$ в.д.) полигонального микрорельефа приурочен к поверхности 10—12-метровой аллювиальной террасы р. Бей-Лу-Хе в 5.5 км к востоку от одноименной высокогорной научно-исследовательской станции СЗИЭПР КАН. Размеры элементарных ячеек варьируют от 15 до 20 м. На аэрофотоснимках (см. рис. 1) днища полигонов выделяются более темным фотоном, а границы между полигонами — более светлым.

Микрорельеф образован специфическими песчаными дюнами, ориентированными вдоль полигональной сетки. Их поверхность частично (20—40 %) закреплена куртинами злаков (см. доп. материалы, fig. 2—8). Высота дюнных бровок над днищами междюнных понижений варьирует от 0.5 до 2.5 м. Наиболее развитые и высокие дюны приурочены к повышенным участкам террасы. В направлении пологих понижений высота дюн постепенно сокращается, бровки становятся менее отчетливыми, а полигональная структура поверхности террасы становится менее явной.

В междюнных понижениях, имеющих форму плоских «блюдец» диаметром 15—20 м, обнажаются красноватые щебень и галька подстилающих аллювиальных отложений с единичными куртинами травянисто-кустарничковой растительности. Многие поверхностные обломки имеют признаки ветровой корразии и огранки. Встречаются ветрогранники следующих типов: классические крупные трехгранники с уплощенной нижней поверхностью (см. доп. материалы, fig 9, з); мелкие «перевертыши» с 3—4 гранями, имеющими отполированную ямчатую либо гладкую поверхность (см. доп. материалы, fig 9, д, е); уплощенные «вертлюги» криволинейной аэродинамической формы с матовой шероховатой

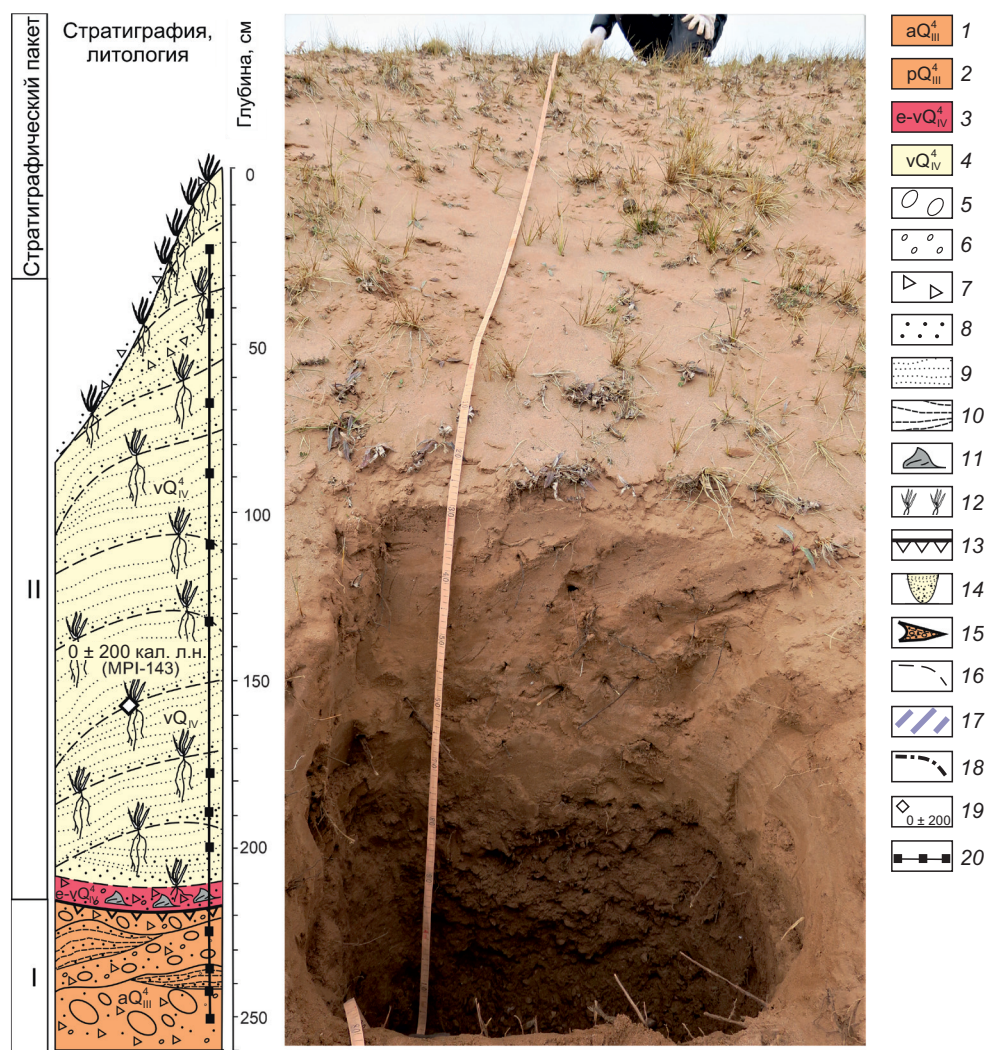


Рис. 2. Разрез полигональной дюны на поверхности 10—12-метровой террасы р. Бей-Лу-Хе (Тибетское нагорье).

Расчистка Р. 432. Генезис и возраст отложений: 1 — русловой аллювий (МИС 2); 2 — криогенные (полигональные) псевдоморфозы (МИС 2-1); 3 — элювиально-эоловые («пустынная мостовая» с ветрогранниками и цементирующими карбонатными корками) (МИС 2-1); 4 — эоловые полигональные U-образные жилы и дюны (МИС 1); литология: 5 — галька и валуны; 6 — гравий; 7 — щебень и дрова; 8 — песок; 9 — супесь; 10 — суглинок; 11 — ветрогранники; 12 — погребенные травянистые кочки; прочие: 13 — стратиграфическое несогласие; 14 — U-образные песчаные жилы; 15 — гравийно-галечно-песчаные псевдоморфозы; 16 — литологические границы; 17 — многолетнемерзлые породы; 18 — кровля ММП, предполагаемая по данным георадиолокации и опубликованным данным; 19 — радиоуглеродная датировка; 20 — точка отбора проб на гранулометрический и минералогический анализы.

поверхностью (см. доп. материалы, fig 9, в); уплотненные «лежаки» с ямчатой поверхностью (см. доп. материалы, fig 9, е). Первые два типа встречаются единично и состоят из плотных мелкокристаллических окварцованных пород дальнего разноса. Ветрогранники третьего типа наиболее распространены и образованы мягкими сланцеватыми породами.

Расчистка Р. 432 (рис. 2) выполнена в пределах гребня хорошо развитой полигональной дюны высотой около 2.5 м. Вскрыт следующий разрез (снизу вверх).

Пакет I (0—45 см) сложен плотными плохо сортированными галечно-щебнистыми отложениями красновато-коричневого цвета с песчано-суглинистым заполнителем. Галька и щебень представлены преимущественно выветрелыми песчаниками, алевролитами и небольшим количеством кварцитов. Размеры наиболее крупных обломков достигают 10 см, окатанность средняя и плохая, большинство галек несут признаки морозного дробления и химического выветривания, покрыты карбонатно-охристыми пленками, корками и натеками толщиной 2—4 мм, бурновскипающими при обработке 5%-м раствором соляной кислоты.

Гранулометрический состав песчаного заполнителя (4 пробы) следующий. Средний размер зерен (x , мкм) 2131 ± 539 , коэффициент сортировки (σ) 5.3 ± 1.1 , асимметрия (α) -0.42 ± 0.43 и эксцесс (τ) 0.59 ± 0.18 свидетельствуют о плохой сортировке и пологом асимметричном распределении с «хвостами» мелких фракций (см. доп. материалы, table 1, fig. 10).

В минералогическом составе фракции мелкого песка (100—50 мкм) доминируют зерна карбонатов (61 %), кварца (30 %), полевых шпатов (3.5 %) и гидроксидов железа (4.7 %). К аксессуарам можно отнести биотит, лимонит и микроугольки. Большинство зерен кварца хорошо окатаны и покрыты толстыми корками карбонатов. Водная вытяжка из супесчаной фракции характеризуется низкой минерализацией (54 мг/л), нейтральным значением $pH = 6.83$ и гидрокарбонатно-кальциевым составом.

Слоистость отложений неясная, местами наблюдаются линзы песка в суглинистом заполнителе. Степень цементации пакета существенно увеличивается к его кровле. Кровля пакета резкая, четкая, пологоволнистая, сложена преимущественно красноватым уплотненным щебнем, некоторые обломки имеют ветровую огранку.

Пакет II (45—250 см) образован переслаиванием песков светло-палевого цвета с тонкими прослойками (1—2 мм) серой пылевой супеси мелкого растительного детрита и корешками травянистой растительности. Отложения рыхлые, пористые, слоистость неясная, облегающая. В направлении к кровле наклон слоев увеличивается, появляются единичные обломки мелкого щебня. Кровля отложений является одновременно поверхностью дюны, частично закрепленной куртинами травянистой растительности.

Средний размер зерен (x , мкм) 200 ± 11 , коэффициент сортировки (σ) 1.62 ± 1.05 , асимметрия (α) 0.19 ± 0.03 , эксцесс (τ) 0.91 ± 0.08 , что свидетельствует о хорошей сортировке и симметричном нормальном распределении частиц. Гранулометрические характеристики хорошо выдержаны и практически не меняются от подошвы к кровле пакета (см. доп. материалы, fig. 10).

В минералогическом составе фракции мелкого песка (100—50 мкм) доминируют зерна кварца (44.8 %), растворимых карбонатов (44.1 %), примесь представлена полевыми шпатами (7.2 %) и гидроксидами железа (2.9 %). Большинство зерен кварца хорошо окатаны и покрыты корками карбонатов. Количество полевых шпатов несколько возрастает от подошвы к кровле пакета от 3 до 10 %. Аксессуары представлены микроуголками, хлоритом, лимонитом и биотитом. Водная вытяжка из отложений характеризуется низкой минерализацией (31—33 мг/л), нейтральным значением $pH = 6.4$ и гидрокарбонатно-кальциевым составом.

Расчистка Р. 437 (рис. 3) глубиной 1 м заложена на поверхности 10—12-метровой террасы р. Бей-Лу-Хе в пологом эллипсовидном понижении в 300 м от расчистки 432 (см. рис. 1). Полигональные дюны отсутствуют, но скрытая полигональная решетка здесь хорошо заметна на аэрофотоснимках. Здесь вскрыт следующий разрез (сверху вниз).

Пакет I (0—100 и более см) сложен плотными плохо сортированными галечно-щебнистыми отложениями красновато-коричневого цвета с песчано-суглинистым заполнителем. По составу отложения идентичны аллювию пакета I в предыдущей расчистке 432. Средний размер зерен песчаного заполнителя (x , мкм) 1180 ± 539 , коэффициент сортировки (σ) 5.6 ± 0.56 , асимметрия (α) 0.23 ± 0.48 и эксцесс (τ) 0.53 ± 0.07 свидетельствуют о плохой сортировке и пологом симметричном распределении с «хвостами» крупных фракций.

Минералогический анализ, выполненный для фракции мелкого песка (3 пробы), указывает на преобладание вторичных растворимых карбонатов (48 %), кварца (39 %), подчиненном количестве полевых шпатов (10 %) и гидроксидов железа (3 %). Из аксессуарных минералов присутствует биотит и лимонит. Большинство зерен хорошо окатаны и покрыты толстыми корками карбонатов.

Слоистость субгоризонтальная, местами волнистая. Кровля экспонируется на дневной поверхности, покрыта слоем щебня с ветрогранниками, единичными куртинами травянистой растительности и разбита вертикальными песчаными жилами, организованными в полигональную решетку с диаметром элементарных ячеек 15—20 м.

Пакет II (0—80 см) образован жилой U-образной формы шириной около 120 см и глубиной 80 см. Она сложена нечетким переслаиванием мелкого песка палевого цвета с прослоями мелкого щебня. Отложения рыхлые, пористые, пронизаны живыми и отмершими корешками травянистых злаков. В отличие от пакета I, они не уплотнены и не сцементированы.

Средний размер зерен (x , мкм) 198 ± 6 , коэффициент сортировки (σ) 1.62 ± 0.02 , асимметрия (α) 0.21 ± 0.01 , эксцесс (τ) 0.94 ± 0.08 свидетельствуют о хорошей сортировке и симметричном распределении. Минералогический состав фракции мелкого песка (2 пробы) характеризуется преобладанием зерен кварца (44.8 %), карбонатов (44.0 %), подчиненном количестве полевого шпата (9.1 %) и гидроксидов железа (2.2 %). Большинство зерен хорошо окатаны и покрыты толстыми корками карбонатов. В литологическом и минералогическом отношении отложения идентичны отложениям «полигональной дюны» пакета II из расчистки Р. 432.

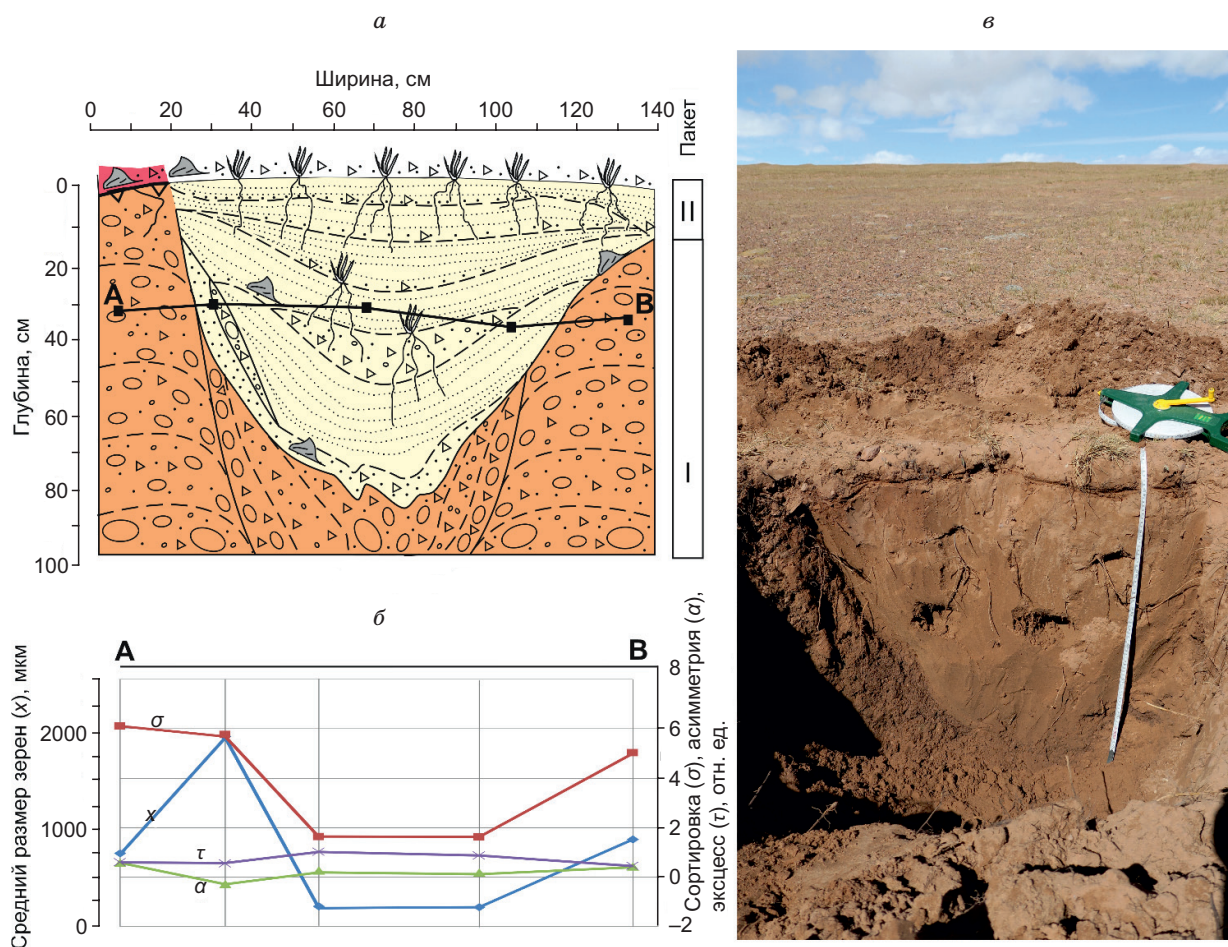


Рис. 3. Разрез U-образной песчаной жилы (а) в отложениях 10—12-метровой аллювиальной террасы р. Бей-Лу-Хе (Тибетское нагорье) и вариация гранулометрического состава поперек жилы (б), расчистка Р. 437 (в).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Слоистость неявная, в нижней части вогнутая, облегающая подошву, в направлении к кровле выполаживается до субгоризонтальной. Слоистость тонкая субпараллельная. Кровля жилы присыпана сверху мелким щебнем и покрыта куртинами травянистых злаков.

Боковые контакты жилы с вмещающими отложениями резкие, секущие. Вблизи них наблюдаются крутонаклонные прослои гравия и ориентированной гальки. Подошва жилы подстилается гравийно-щебнисто-галечными отложениями, структура которых, по-видимому, нарушена в результате вытаивания полигонально-жильных льдов и просадок грунта.

Современные активно формирующиеся незакрепленные дюны изучены на участке Р. 400 (35.0466° с.ш., 93.0115° в.д.) постоянного геоэкологического мониторинга Транс-Тибетской железной дороги в 26 км к северу от высокогорной станции Бей-Лу-Хе (см. доп. материалы, fig. 11). Здесь в пределах дефляционно-аккумулятивной равнины с абсолютными высотами 4640—4700 м формируются цепочки незакрепленных барханов и теневых дюн (shadow dunes) юго-восточной ориентировки.

Гранулометрический состав эоловых песков следующий. Средний размер зерен ($\bar{x}$, мкм) 229 ± 58 , коэффициент сортировки (σ) 1.55 ± 0.1 , асимметрия (α) -0.09 ± 0.17 , эксцесс (τ) 0.92 ± 0.32 свидетельствуют о хорошей сортировке и симметричном нормальном распределении зерен (см. доп. материалы, table 1).

В минералогическом составе дюнных песков доминируют кварц (45—64 %) и карбонаты (35—52 %) (см. доп. материалы, table 2). Последние представлены преимущественно вторичным кальцитом. Характерной особенностью является увеличение содержания кварца в крупных фракциях (0.25—0.50 мм), а карбонатов — в мелких. Содержание полевых шпатов крайне невелико, максимальное их

количество (3.4 %) установлено в мелкой фракции (0.05—0.10 мм). Большинство зерен кварца хорошо окатаны и покрыты толстой коркой карбонатной глазури.

В целом современные эоловые (дюнные) пески проявляют значительное сходство гранулометрического и минералогического состава с песками полигональных дюн и песчаной жилы, охарактеризованных в расчистках Р. 432 и Р.437, что указывает на эоловое происхождение последних.

Под бинокулярным микроскопом (см. доп. материалы, fig. 12) установлено, что во всех исследованных пробах преобладают (80—90 %) зерна средней и хорошей окатанности. До 10—15 % частиц имеют наивысшую (совершенную) окатанность и представлены эллипсоидами вращения, в том числе практически идеальными шарами. Неокатанные и плохо окатанные зерна с острыми ребрами и вершинами присутствуют единично.

Большая часть зерен (95 %) прозрачные или слабо окрашены в желтоватые и охристые оттенки. Более окатанные зерна наиболее интенсивно окрашены. Плохо окатанные зерна, как правило, более прозрачны. Поверхность большинства зерен гладкая, отполированная, блестящая.

Изучение микроморфологии зерен современных дюнных песков участка Р. 400 с использованием сканирующего микроскопа показал следующее. Преобладающее число частиц (>80 %) имеет изометричную форму и среднюю окатанность (см. доп. материалы, fig. 13). Поверхности частиц преимущественно неровные, рельеф невысокий, часто встречаются пологие ямки и выпуклости, извилистые борозды. Поверхности зерен с характерными V-образными (клиновидными) ямками соударений, каверны химического травления встречаются единично. Некоторая часть зерен представлена агломератами более мелких зерен, покрытых толстыми корками.

Необходимо отметить, что результаты изучения эоловых песков, полученные с использованием оптического и сканирующего микроскопов, существенно различаются. При использовании сканирующего микроскопа более низкая степень окатанности и заматованность зерен обусловлены разрушением карбонатной глазури при обработке образцов соляной кислотой. Так, под бинокулярным наблюдается

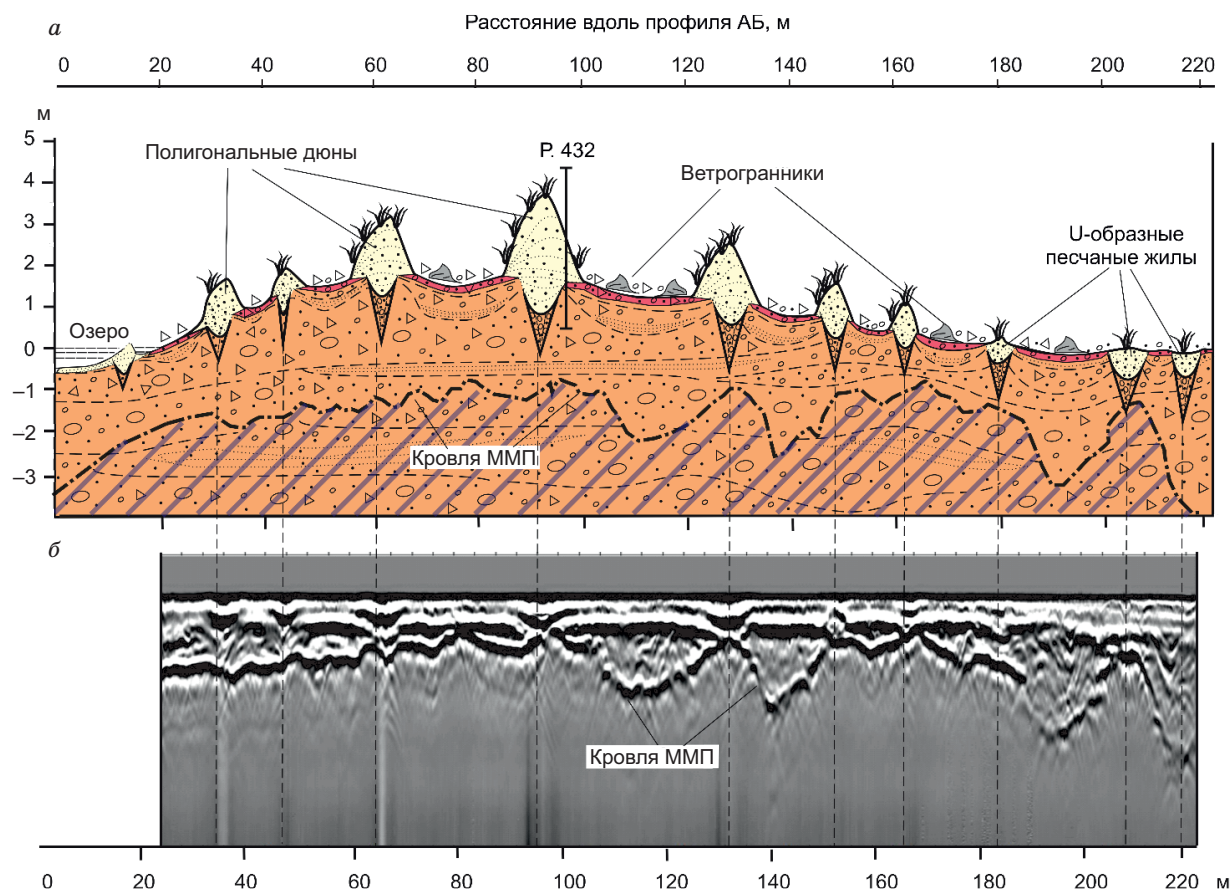


Рис. 4. Геокриологический разрез (а) и радарограмма (б) полигональных эолово-криогенных образований 10—12-метровой аллювиальной террасы р. Бей-Лу-Хе (Тибетское нагорье) по профилю АБ.

Положение профиля приведено на рис. 1, усл. обозн. см. на рис. 2.

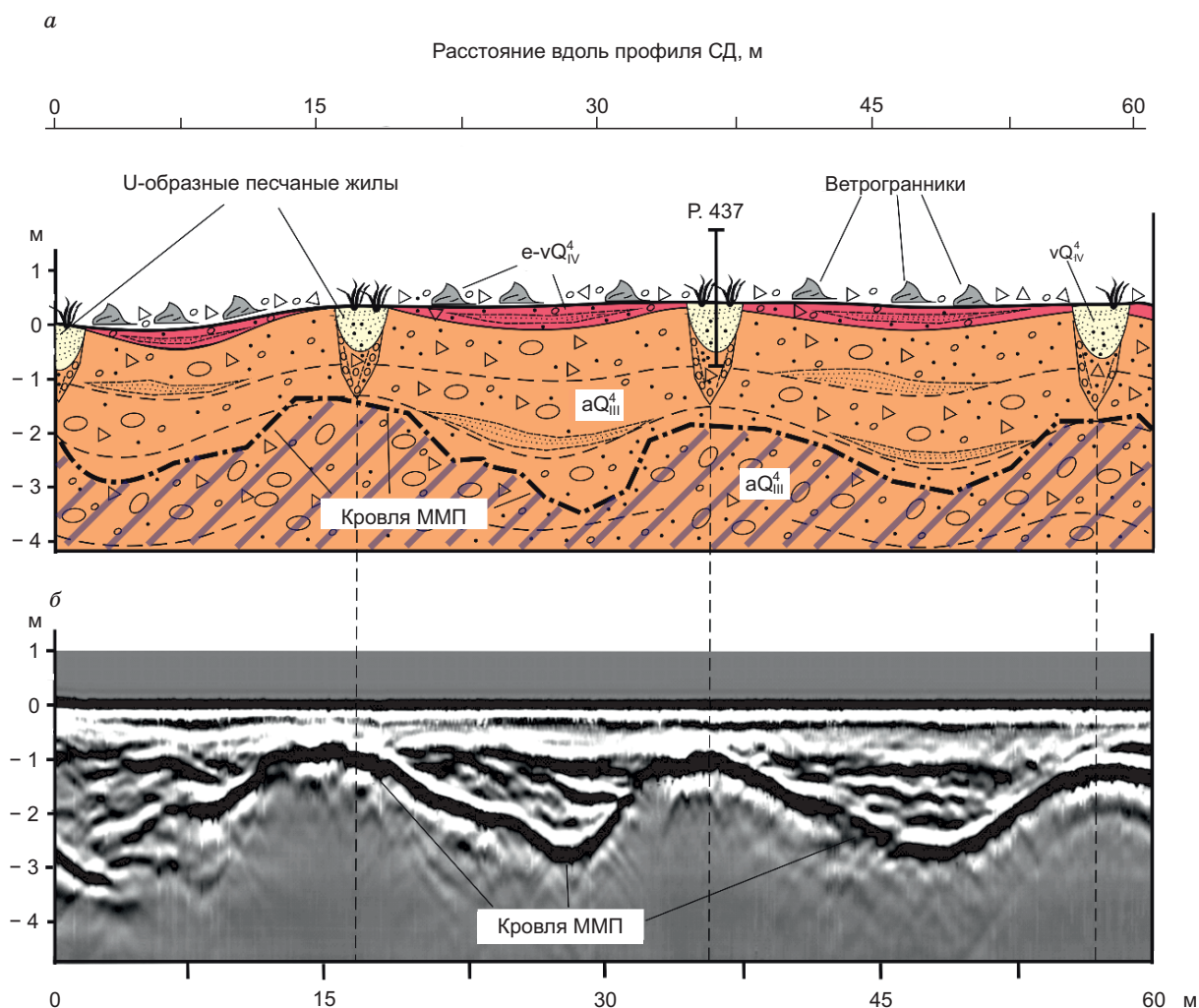


Рис. 5. Геокриологический разрез (а) и радарограмма (б) полигональных криогенно-эоловых образований 10—12-метровой аллювиальной террасы р. Бей-Лу-Хе (Тибетское нагорье) по профилю СД.

Положение профиля приведено на рис. 1, усл. обозн. см. на рис. 2.

множество зерен с блестящей глянцевой поверхностью и совершенной окатанностью, в то время как под сканирующим микроскопом зерна из этих же проб имеют шероховатую матовую поверхность и среднюю окатанность.

Анализ глубины залегания и морфологии кровли ММП выполнен методом георадиолокации по двум профилям АБ и СД (см. рис. 1). Профиль АБ длиной 198 м (рис. 4, б) заложен вкрест долины р. Бей-Лу-Хе от безымянного старичного озера. Профиль пересекает участок с наиболее ярко выраженным полигональным микрорельефом, где остроконечные бровки (гребни) «полигональных» дюн достигают высоты 1.5—2.0 м (расчистка Р. 432). Профиль СД длиной 60 м (рис. 5, б) приурочен к пологоволнистой галечно-щебнистой поверхности, где распространены скрытополигональные структуры, образованные с U-образными песчаными жилами. Эти жилы вскрыты и прослежены в нескольких шурфах и детально охарактеризованы в расчистке Р. 437.

На основе данных георадиолокации, шурфов и с учетом данных о мощности сезонно-талого слоя (СТС) в окрестностях станции Бей-Лу-Хе [Jin et al., 2007] были построены геологические разрезы по профилям АБ и СД (см. рис. 4, а; 5, а). Установлено, что на всей исследованной площади 10—12-метровой террасы р. Бей-Лу-Хе слагающий ее галечно-щебнисто-песчаный аллювий расчленен единой полигональной решеткой с размерами элементарных ячеек 15—20 м. Элементы данной решетки отчетливо проявляются в структуре радарограмм.

В пределах исследованного участка террасы кровля ММП залегает на глубине от 2 до 4 м и имеет весьма неровную волнистую форму. На радарограммах она отчетливо фиксируется зоной поглощения

радиоволн, очевидно, в результате более высокой увлажненности. Морфология кровли ММП подчиняется общей полигональной структуре отложений. Так, под дюнами и песчаными жилами (на границах полигональных ячеек) она залегает наиболее высоко на глубине около 2 м от дневной поверхности. В междюнных понижениях (внутри ячеек) кровля ММП опускается на 1.5—2.0 м ниже и залегает на глубине до 4 м от поверхности. Данная закономерность особенно явно прослеживается на участке распространения песчаных жил. Результаты интерпретации глубины залегания кровли ММП на исследованном участке полностью подтверждаются данными бурения предшественников [Cheng, Wang, 1983; Jin et al., 2007].

Волнистый характер кровли ММП, вероятно, связан с разной теплопроводностью отложений, а также неравномерным распределением снежного покрова в зимнее время внутри и на границах полигональных ячеек. Кроме того, слагающие днища полигонов отложения «пустынной мостовой» являются водупором, что в периоды дождей и снеготаяния приводит к систематическому обводнению, появлению мелких луж. При переполнении последних поверхностные воды стекают в полигональные трещины, инфильтруются через песчаные жилы вниз к мерзлотному водупору, где замерзают в виде шпирогового и текстурного льда. Это, в свою очередь, приводит к повышению кровли ММП под жилами.

ДИСКУССИЯ

Приведенные выше результаты показывают, что полигональный микрорельеф поверхности 10—12-метровой террасы в окрестностях станции Бей-Лу-Хе и других районов Тибетского нагорья образован песчаными золовыми дюнами высотой от 0.5 до 2.5—3.0 м и вторичными песчаными жилами U-образной формы. В плане эти дюны организованы в четкую полигональную сеть и именованы авторами *полигональными дюнами*. Данный термин гармонично вписывается в наиболее широко используемую в литературе классификацию золового рельефа Б.А. Федорович [1983], построенную исключительно на морфологических признаках. Исследованные полигональные песчаные дюны и жилы развиваются по границам древней решетки морозобойных трещин. Поэтому в генетическом отношении они имеют комплексное (криогенно-золовое) происхождение.

Полигонально-жилые образования Тибетского плато. Известно, что первичные (сингенетические) ПЖЛ в пределах криолитозоны Тибета крайне редки и характеризуются небольшими размерами [Cheng et al., 2005; Jin et al., 2007]. Имеется упоминание об одной неактивной полигональной ледяной жиле, обнаруженной в озерных отложениях в пределах южного склона хр. Куньлунь на высоте 4850 м [Li, He, 1990]. Ее толщина составляет 0.7 м, глубина проникновения (вертикальная мощность) 1.5 м, возраст жилы определен интервалом 15—21 кал. тыс. л. н. [Li, He, 1990].

Вместо ПЖЛ в регионе встречаются первичные песчаные жилы (ППЖ), а также множество вторичных грунтовых жил и псевдоморфозы по ПЖЛ [Liang, Cheng, 1984; Xu et al., 1984; Bian, Guo, 1990; Wang et al., 2003; Cheng et al., 2005; Jin et al., 2007]. Первичные ППЖ имеют принципиально иное строение и возраст в сравнении с вторичными ППЖ. Для первых характерна более узкая и вытянутая форма в виде тонкого клина [Owen et al., 1998; Cheng et al., 2005; Jin et al., 2007]. Заполняющий жилы тонкодисперсный материал имеет вертикальную слоистость, образованную тонкими элементарными (годовыми) слоями. Во вмещающих отложениях нередко наблюдаются приконтактные деформации.

Массовое образование первичных ППЖ и ПЖЛ происходило в регионе во время последнего криохрона МИС 2, причем пики формирования приходятся на последний термический минимум (18—20 тыс. л. н.) и похолодание позднего дриаса (12.7—11.1 тыс. л. н.) [Liang, Cheng, 1984; Wang, French, 1991; Owen et al., 1998; Wang et al., 2003; Cheng et al., 2005; Jin et al., 2007]. При формировании первичных ППЖ и ПЖЛ среднегодовая температура в регионе была ниже современной на 6—7 °С. Преимущественное формирование первичных ППЖ обусловлено низкой влажностью СТС, а также отсутствием растительного и снежного покрова, в результате чего на значительных участках нагорья на протяжении зимнего периода сохранялась высокая активность золовых процессов. В таких условиях раскрывающиеся мерзлотные трещины заполнялись преимущественно песчаным материалом еще до начала теплого периода. По мнению некоторых исследователей, условия криоморфогенеза, благоприятные для формирования первичных ППЖ, сохраняются в некоторых районах Тибета до настоящего времени [Jin et al., 2007].

Формирование вторичных ППЖ и псевдоморфоз по ПЖЛ связано с процессами потепления и деградации криолитозоны Тибетского нагорья на протяжении бореального оптимума голоцена [Cheng et al., 2005; Jin et al., 2007]. В 100—150 км к северу от исследуемого района в аллювиальных отложениях низких террас р. Хуанхэ Дж. Ченг с соавторами [Cheng et al., 2005, 2006] установили вторичные ПЖП возрастом 5.0—5.5 тыс. л. Преобладание ширины (1.0—1.5 м) над вертикальной протяженностью (0.9—1.0 м) придает жилам специфическую U-образную форму. Заполняющие супесчаные отложения повторяют форму подошвы жилы, характеризуются вложенной облегающей слоистостью и тонкой параллельной слоистостью, нередко включают вкрапления гумуса и органического детрита [Cheng et al.,

2005; Jin et al., 2007]. Рассмотренные в настоящей статье U-образные ППЖ полностью соответствуют данной текстурной характеристике.

Гранулометрический состав золотых песков. Об золотом происхождении полигональных дюн свидетельствует облегаяющая слоистость слагающих песков, прослойки травянистых дернинок, сходство гранулометрического и минералогического составов с современными золотыми песками нагорья и другие признаки [Liu et al., 2013; Qiang et al., 2016; Hu et al., 2017].

Так авторы работ [Jin, 1994; Yang et al., 2004] указывают, что фации активных современных песчаных дюн Цинхай-Тибетского плато характеризуются преобладанием (65—75 %) частиц со средним размером 0.5—0.125 мм. Доля фракции мелкого песка составляет не более 20—25 %, а содержание пылеватой фракции не превышает 2—3 %. В полужакрепленных песчано-лессовых покровах доля пылеватой фракции (<0.63 мм) возрастает до 20—30 %, но в модальном классе все равно доминируют (40—50 %) песчаные фракции.

По данным Дж. Ху с соавторами [Hu et al., 2017], закрепленные золотые покровы первой террасы р. Янцзы в 100 км к северо-востоку от станции Бей-Лу-Хе сложены хорошо сортированными кварц-кальцитовыми песками со средними размерами зерен от 174 до 200 мкм.

Особенности микроморфологии частиц золотых песков. Принято считать, что степень окатанности и характер поверхности зерен имеют принципиальное значение для понимания генезиса отложений [Krinsley, Doornkamp, 1973; Pye, Tsoar, 2009]. Многие современные исследователи используют распространенную классификацию Е. Мичельска-Довгалло и Б. Воронко [Kut et al., 2021], согласно которой ключевыми индикаторами золотого генезиса являются хорошая окатанность и матовая поверхность зерен, а также незначительное количество V-образных сколов. Наоборот, в отложениях водного ряда доминируют глянцевые зерна разной степени окатанности. Кроме того, поверхность частиц испещрена V-образными микрократерами — следами соударений в высокоскоростном потоке [Kut et al., 2021]. Генезис неокатанных и плохо окатанных зерен, как правило, связывают с физическим выветриванием и ледниковым истиранием.

Результаты исследования золотых отложений разных районов Тибетского плато, пустыни Бадын-Джаран (Внутренняя Монголия), нижнего течения р. Хуанхэ и других регионов существенно расходятся с приведенными выше утверждениями [Dong et al., 2017; Cheng et al., 2018; Li et al., 2020]. Так, современные покровные золотые пески Тибетского нагорья характеризуются преобладанием плохо окатанных зерен угловатой формы (см. доп. материалы, fig. 7) со слабозакругленными ребрами [Dong et al., 2017]. Большинство зерен прозрачны, имеют блестящую поверхность и свежие изломы, свидетельствующие о недавнем происхождении частиц и относительно непродолжительной их транспортировке. Коррозионные ямки, V-образные сколы и трещины растворения встречаются относительно редко. Кроме того, в золотых песках Тибета присутствуют многочисленные признаки ледниковой и флювиальной обработки [Dong et al., 2017], в том числе раковистые ступенчатые изломы, бороздки и углубления, а также глубокие круглые экструзивные ямки, серповидные сколы и др.

Сходные признаки установлены для песков из крупнейших в мире золотых дюн пустыни Бадан-Джаран (юг пустыни Гоби), расположенной в северных предгорьях Тибета. Они характеризуются преобладанием изометричных зерен плохо окатанных зерен со слегка округленными ребрами и весьма высоким рельефом. Среди микроструктурных признаков наиболее распространены серповидные ступенчатые сколы, перевернутые пластинки (upturned plates), V-образные микрократеры встречаются редко [Li et al., 2020].

Напротив, в современных (аллювиальных) отложениях р. Хуанхэ доминируют изометричные и полуугловатые плохо- и среднеокатанные зерна с высоким рельефом, множеством механических сколов разных размеров, а также V-образных микроструктур [Cheng et al., 2018]. Что свидетельствует об их значительной золотой обработке.

Минералогический состав золотых песков. К сожалению, сведения о минералогическом составе золотых образований Цинхай-Тибетского нагорья очень ограничены. Б. Лиу с соавторами [Liu et al., 2013] указывают, что в окрестностях оз. Цинхай на высоте 3.500 м в вертикальном разрезе закрепленных золотых песков голоценового возраста мощностью 3.5 м содержание карбонатов кальция варьирует от 2.6 до 4.3 %. Н. Ванг с соавторами [Wang et al., 2003] указывают, что в северной части Цинхай-Тибетского нагорья в первичных ППЖ последнего термического минимума (18—22 кал. л. н.) содержание кальция достигает 16.4 %.

Минералогический состав изученных в настоящей работе полигональных дюн и U-образных песчаных жил характеризуется необычайно высоким содержанием кальцита (35—50 %). Причем еще более высокие концентрации последнего (до 60 %) установлены в составе песчаного заполнителя из подстилающих галечно-щебнистых отложений нижележащего аллювия.

Происхождение полигональных дюн, как и вторичных U-образных песчаных жил, очевидно, связано с процессами деградации древних ПЖЛ. Авторы предполагают следующий механизм. Деграда-

ция первичных ПЖЛ позднелейстоценового возраста привела к просадкам поверхности над ними. В результате этого по границам полигонов сформировались ложбины. Более увлажненная поверхность полигональных мочажин заполнялась эоловым песком и частично закреплялась травянистой растительностью, которая, в свою очередь, усиливала эоловую аккумуляцию. Наоборот, внутри полигональных ячеек плетносцементированные отложения «пустынной мостовой» являются неблагоприятным субстратом для растительности и подвергаются непрерывной дефляции, о чем свидетельствует вторичный щебень и ветрогранники на их поверхности.

В дальнейшем неравномерное закрепление травянистой растительностью поверхности террасы привело к избирательному накоплению эолового материала и росту дюн над границами полигонов. Вообще растительный покров является мощным аккумулятором эоловых частиц [Luo et al., 2016; Dong et al., 2017]. Широко известны такие аккумулятивные эолово-биогенные образования, как песчаные бугры и гривы, в которых куртины травянистой и кустарниковой растительности играют роль армирующего каркаса [Pye, Tsoar, 2009].

Таким образом, собственно полигональный микрорельеф, широко распространенный на высокогорных равнинах Тибета, является результатом деградации древних ПЖЛ и преобразования (эволюции) ископаемой морозобойной полигональной трещинной решетки в условиях голоценового и современного опустынивания территории. Большинство специалистов сходятся во мнении, что голоценовое и современное опустынивание и активизация эоловых процессов в Тибете напрямую связаны с деградацией ММП, увеличением мощности СТС и понижением зеркала надмерзлотных вод [Jin, 1994; Liu et al., 2013; Dong et al., 2017; Hu et al., 2017]. Эоловые отложения представлены разными формами и фациями — цепочки незакрепленных барханов и теневых дюн мощностью до 10—15 м, частично закрепленные травянистой растительностью песчано-лессовые покровы мощностью 3—10 м и др. В целом только в пределах высокогорной равнины в истоках р. Янцзы площадь песчаных и песчано-лессовых эоловых покровов составляет 4.5 тыс. км² [Dong et al., 2012, 2017].

Признаки существования холодных позднечетвертичных пустынь в Сибири. Тесное сочетание криогенных и эоловых фаций характерно не только для высокогорной криолитозоны Тибетского нагорья. Подобные ассоциации встречаются в позднечетвертичных отложениях Западной и Восточной Сибири, но остаются слабоизученными. Так, на юге Западной Сибири в осадках замкнутой котловины оз. Аскор в 27 м ниже современного уреза р. Иртыш в основании озерно-субаэриальной супесчаной толщи мощностью 12.9 м залегают плиоценовые галечники, кровля которых плотно сцементирована карбонатными корками и содержит большое количество ветрогранников, галек с ячеистой поверхностью и пустынным загаром в ассоциации с песчаными клиньями и псевдоморфозами [Зыкин и др., 2003; Дервянко и др., 2008]. Эти авторы считают, что дефляционная котловина и пустынная мостовая сформировались на протяжении ермаковской ледниковой эпохи (МИС 2), во время которой на юге Западной Сибири доминировали ландшафты холодных пустынь.

В Восточной Сибири к фации «пустынной мостовой» относятся протяженные прослои ветрогранников средне- и позднечетвертичного возраста в бассейне р. Лена и ее притоков (Линда, Виллой, Тумара, Ундулунг и др.) [Колпаков, 1983; Галанин, 2021]. Наиболее древние прослои ветрогранников соотносятся с холодной перигляциальной пустыней самаровского оледенения (МИС 6), наиболее молодые прослои формировались на протяжении МИС 2 [Колпаков, 1983]. На некоторых пологих водораздельных участках Лено-Виллоевского водораздела сохранились фрагменты каменистых дефляционных равнин, кровля которых выполнена фациями «пустынной мостовой» с множеством ветрогранников идеальной аэродинамической формы. Последние залегают непосредственно вблизи дневной поверхности внутри современного почвенного покрова, что свидетельствует о существовании здесь каменистых пустынь на протяжении позднелейстоценового оледенения вплоть до конца МИС 2. В некоторых разрезах прослои ветрогранников сцементированы карбонатным или карбонатно-глинистым цементом и покрыты кальцитовыми корками.

Ярким доказательством существования холодных каменистых пустынь в холодных регионах Восточной Сибири является разрез широко известной нижнепалеолитической стоянки Диринг-Юрях, приуроченной к отложениям 125-метровой террасы р. Лена. Здесь горизонт с множеством ветрогранников и артефактов подстилается эоловыми песками среднего плейстоцена, разбитыми мощной полигональной решеткой из песчаных жил шириной до 2 м и глубиной до 4—5 м [Waters et al., 1999; Галанин и др., 2021]. Вверх по разрезу слой ветрогранников перекрыт субаэриальной пачкой лессов и песчаных дюн среднего и позднего неоплейстоцена [Галанин и др., 2021].

Развитие представлений об условиях формирования четвертичных отложений, рельефа и криолитозоны Сибири длительное время было обусловлено доминированием «аквальных и субаквальных гипотез», в рамках которых определяющая роль в формировании рельефа и отложений отдавалась процессам нивально-гляциального, криогенного и флювиального генетических рядов [Галанин, 2021]. В их рамках трудно объяснить происхождение первичных ППЖ, известных во многих районах Западной и

Восточной Сибири, а также разнообразных типов дюн и песчаных покровов, регионально выдержанных прослоев ветрогранников, отложений «пустынной мостовой». Кроме того, существуют объяснения генезиса некоторых типов эолового микрорельефа (например, ячеисто-грядового (honeycomb dunes), лункового (kettle dunes)) в пределах ареалов криолитозоны позднего плейстоцена [Волков, 1971; Федорович, 1983; Jäkel, 2004]. По мнению авторов настоящей статьи, механизм формирования данных образований, как и в Тибетском нагорье, может быть связан с вытаиванием более древних ПЖЛ и развитием эоловых дюн, наложенных на полигональную морозобойную решетку.

В целом роль криогенных процессов в формировании эоловых отложений в холодных регионах и криолитозоне остается еще недостаточно изученной. Наблюдаемые в пределах современной криолитозоны Тибета специфические типы микрорельефа и фациально контрастные отложения могут быть ключом для реконструкции условий рельефообразования и осадконакопления в пределах позднечетвертичной криолитозоны Северной Евразии.

ВЫВОДЫ

Широко распространенный в пределах современной криолитозоны Тибетского плато полигональный микрорельеф в геометрическом отношении является обратным (инверсионным) микрорельефу с байджарахами на термоденудационных лессово-ледовых равнинах Северной Азии и Америки. Этот рельеф принципиально отличается по структуре и происхождению.

Микрорельеф сложен эоловыми дюнами и вторичными (эпигенетическими) песчаными жилами позднеголоценового возраста, развивающимися вдоль границ древней полигональной морозобойной решетки в результате вытаивания ПЖЛ.

Дюны сложены кварц-карбонатным песком средней и хорошей окатанности, имеют резкие гребни высотой до 2—4 м. Междюнные понижения приурочены к центрам полигонов и сложены щебнисто-галечными отложениями «пустынной мостовой» с ветрогранниками.

Таким неожиданным образом древние криогенные процессы могут повлиять на морфологию и пространственную ориентацию эпикриогенных эоловых дюн. Поскольку данный тип дюн занимает обширные пространства в Тибетском нагорье и может встречаться в других регионах, он должен учитываться при разработке классификаций эоловых образований, а также легенд геологических и геокриологических карт. Наличие полигональных дюн может использоваться в качестве признака для реконструкции палеоклиматов и границ древней криолитозоны.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>.

ЛИТЕРАТУРА

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М., Наука, 1971, 274 с., <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-pozdnechetvertichnaya-subaeralnaya-formaciya.pdf>.

Галанин А.А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли, 2021, т. XXV, № 1, с. 3—34, doi: 10.15372/KZ20210101.

Галанин А.А., Курбанов Р.Н., Лыткин В.М., Васильева А.Н., Шапошников Г.И. Новые данные о строении и возрасте нижнепалеолитической стоянки Диринг (Центральная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы XI Всероссийской научно-практической конференции. Якутск, СВФУ, 2021, с. 23—26, doi: 10.52994/9785751331399_2021_4.

Деревянко А.П., Кузьмин М.И., Ваганов Е.А. Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008, 511 с., <https://www.iprbookshop.ru/15792.html>.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии, 2003, № 4, с. 2—16, http://old.archaeology.nsc.ru/ru/publish/journal/doc/2003/164/2003_164_002-016.pdf.

Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М., Наука, 1983, № 52, с. 123—131.

Федорович Б.А. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М., Наука, 1983, 236 с., <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-dinamika-i-zakonomernosti-relefoobrazovaniya-pustyn.pdf>.

Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Советская геология, 1946, вып. 10, с. 12—24.

Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., Недра, 1969, 247 с.

Bian C., Guo P. Geomorphic characteristics of periglacial in the source area of Yellow River in Qinghai-Xizang Plateau, China // J. Glaciol. Geocryol., 1990, v. 12 (2), p. 147—153 (in Chinese).

- Blott S.J., Pye K.** Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // *Earth Surf. Processes Landforms*, 2001, v. 26, p. 1237—1248.
- Cheng G.D.** Mechanisms of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice // *Cold Reg. Sci. Technol.*, 1983, v. 8 (1), p. 57—66.
- Cheng G.D., Wang S.L.** Distribution features of high ice content permafrost along the Qinghai-Tibet Highway // *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost (Fairbanks, AK)*. Washington, D.C., Natl. Acad. Press, 1983, p. 142—146.
- Cheng J., Zhang X., Tian M., Yu W., Yu J.** Ice-wedge casts showing climatic change since the Late Pleistocene in the source area of the Yellow River, Northeast Tibet // *J. Mountain Sci.*, 2005, v. 2 (3), p. 193—201, <http://www.imde.ac.cn/journal>.
- Cheng J., Zhang X.J., Tian M.Z., Yu W.Y., Yu J., Tang O., Yue J.** Ice-wedge casts discovered in the source area of the Yellow River, northeast Tibetan Plateau and their paleoclimatic implications // *Quat. Sci.*, 2006, v. 26 (1), p. 92—98 (in Chinese).
- Cheng Y., Liu C., Lu P., Zhang Y., Nie Q., Wen Y.** Surface textural analysis of quartz grains from modern point bar deposits in lower reaches of the Yellow River // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 2018, v. 108, p. 032023, doi: 10.1088/1755-1315/108/3/032023.
- Dong Z., Hu G., Yan C., Lu J., Wei Z.** Aeolian desertification in the source regions of the Yangtze River and Yellow River. Beijing, Sci. Press, 2012, 343 p. (in Chinese).
- Dong Z., Hu G., Qian G., Lu J., Zhang Z., Luo W., Lyu P.** High-altitude aeolian research on the Tibetan Plateau // *Rev. Geophys.*, 2017, v. 55, p. 864—901, doi.org/10.1002/2017RG000585.
- Folk R.L.** Petrology of sedimentary rocks. Austin, Tex., Hemphill Publ. Company, 1980, 350 p.
- Hu G., Yu L., Dong Z., Jin H., Luo D., Wang Y., Lai Z.** Holocene aeolian activity in the Headwater Region of the Yellow River, Northeast Tibet Plateau, China: A first approach by using OSL-dating // *Catena*, 2017, v. 149, p. 150—157, doi.org/10.1016/j.catena.2016.09.014.
- Jäkel D.** Initial stages of complex dune forms after rainfall and formation processes of honeycomb and kettle dunes in the Badain Jaran Desert (Shamo) in China // *Z. Geomorphol. Suppl.*, 2004, v. 133, p. 107—128.
- Jin H.J., Chang X.L., Wang S.L.** Evolution of permafrost on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau since the end of the late Pleistocene // *J. Geophys. Res.: Earth Surf.*, 2007, v. 112, p. F02S09, doi: 10.1029/2006JF000521.
- Jin H., Luo D., Wang S., Lv L., Wu J.** Spatiotemporal variability of permafrost degradation on the Qinghai-Tibet Plateau // *Sci. Cold Arid Reg.*, 2011, v. 3 (4), p. 281—305, doi: 10.3724/SP.J.1226.2011.00281.
- Jin J.** The study of the windy sand in Tibet // *Geogr. Res.*, 1994, v. 13 (1), p. 60—68 (in Chinese with English abstract).
- Krinsley D.H., Doornkamp J.** Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1973, 91 p.
- Kut A.A., Woronko B., Spektor V.V., Klimova I.V.** Grain-surface microtextures in deposits affected by periglacial conditions (Abalakh High-Accumulation Plain, Central Yakutia, Russia) // *Micron*, 2021, v. 146, p. 103067, doi.org/10.1016/j.micron.2021.103067.
- Lehmkuhl F.** Geomorphologische Untersuchungen zum Klima des Holozäns und Jungpleistozäns Osttibets (Geomorphological investigations for the climate during the Holocene and late Pleistocene in eastern Tibet) // *Goettinger Geogr. Abh.*, 1995, v. 102, p. 1—184.
- Lehmkuhl F., Hovermann J.** Landscape and paleoclimatic evolution of the Tibetan Plateau // *Geowissenschaften*, 1996, v. 7—8, p. 268—271.
- Li S.D., He Y.X.** Basic feature of permafrost in the western Kunlun Mountains // *Proceedings of the 4th Chinese Conf. on Glaciology and Geocryology*. Geocryology Vol. Beijing, Sci. Press, 1990, p. 1—8.
- Li S.J., Jiao K.Q.** Glacial changes on the south slope of the western Kunlun Shan Mountains // *J. Glaciol. Geocryol.*, 1990, v. 12 (4), p. 311—317 (in Chinese).
- Li Z., Yu X., Dong S., Chen Q., Zhang C.** Microtextural features on quartz grains from eolian sands in a subaqueous sedimentary environment: A case study in the hinterland of the Badain Jaran Desert, Northwest China // *Aeolian Res.*, 2020, v. 43, p. 100573, doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100573.
- Liang F.X., Cheng G.D.** Polygonal wedges along the Qinghai-Tibet Highway and their paleoclimatic implications // *J. Glaciol. Geocryol.*, 1984, v. 6 (4), p. 51—60.
- Liu B., Jin H., Sun L., Sun Z., Su Z., Zhang C.** Holocene climatic change revealed by aeolian deposits from the Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau // *Quat. Int.*, 2013, v. 296, p. 231—240, doi.org/10.1016/j.quaint.2012.05.003.
- Lu R., Jia F., Gao S., Shang Y., Li J., Zhao C.** Holocene aeolian activity and climatic change in Qinghai Lake basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2015, v. 430, p. 1—10, doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.044.

Luo D., Jin H., Lü L., Zhou J. Spatiotemporal changes in extreme ground surface temperatures and the relationship with air temperatures in the Three-River Source Regions during 1980–2013 // *Theor. Appl. Climatol.*, 2016, v. 123 (3), p. 885–897, doi.org/10.1007/s00704-015-1543-6.

Owen L.A., Richards B., Rhodes E.J., Cunningham W.D., Windley B.F., Badamgarav J., Dorjnamjaa D. Relic permafrost structures in the Gobi of Mongolia: age and significance // *J. Quat. Sci.*, 1998, v. 13 (6), p. 539–547.

Pan B.T., Chen F.H. Evolution of permafrost in the northeastern part of the Qinghai-Tibet Plateau during the past 150,000 years // *J. Glaciol. Geocryol.*, 1997, v. 9 (2), p. 148–153 (in Chinese).

Pye K., Tsoar H. Aeolian sand and sand dunes. Berlin, Springer, 2009, 458 p.

Qiang M., Jin Y., Liu X., Song L., Li H., Li F., Chen F. Late Pleistocene and Holocene aeolian sedimentation in Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: Variability, processes, and climatic implications // *Quat. Sci. Rev.*, 2016, v. 132, p. 57–73, doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.010.

Wang B., French H.M. Soil wedge and ice-wedge pseudomorphs and their paleoclimatic implications // *J. Glaciol. Geocryol.*, 1991, v. 13 (1), p. 67–76 (in Chinese).

Wang N., Zhao Q., Li J., Hu G., Cheng H. The sand wedges of the last ice age in the Hexi Corridor, China: paleoclimatic interpretation // *Geomorphology*, 2003, v. 51 (4), p. 313–320, doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00243-X.

Wang S. The study of the permafrost degradation in Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau // *Adv. Earth Sci.*, 1997, v. 12 (2), p. 164–167 (in Chinese).

Wang S., Luo X., Guo P.F. The distributive characteristics of frozen ground in the east of Qinghai-Xizang plateau // *J. Glaciol. Geocryol.*, 1991, v. 13 (2), p. 131–140 (in Chinese).

Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M. Late Quaternary geology and geochronology of Diring Yuriakh, an early Paleolithic site in Central Siberia // *Quat. Res.*, 1999, v. 51, p. 195–211, doi.org/10.1006/qres.1998.2024.

Xiao J.H., Qu J.J., Yao Z., Pang Y., Zhang K. Morphology and formation mechanism of sand shadow dunes on the Qinghai-Tibet Plateau // *J. Arid Land*, 2015, v. 7 (1), p. 10–26, doi: 10.1007/s40333-014-0074-9.

Xu S.Y., Pan B.T. Periglacial wedges and their formation environments in the eastern part of the Qinghai Plateau // *Proceedings of the 4th Chinese Conference on Glaciology and Geocryology*. Beijing, Sci. Press, 1990, p. 17–24 (in Chinese).

Xu S., Zhang W., Xu D., Xu Q., Shi S. Discussion on the periglacial development in the Northeast marginal region of Qinghai-Xizang Plateau // *J. Glaciol. Geocryol.*, 1984, v. 6 (2), p. 15–25 (in Chinese).

Yang X.P., Rost K.T., Lehmkuhl F., Zhu Z.D., Dodson J. The evolution of dry lands in northern China and in the Republic of Mongolia since the Last Glacial Maximum // *Quat. Int.*, 2004, v. 118–119, p. 69–85.