

УДК 991:551.351

Е.В. КЛЮЕВ

**ТЕРМИЧЕСКАЯ АБРАЗИЯ ПРИБРЕЖНОЙ ПОЛОСЫ
ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ**

Динамика современного рельефа морского дна является одним из сложных вопросов геоморфологии. Для убедительного решения этой проблемы требуются повторные исследования рельефа дна и его геологического строения. Динамические процессы прибрежной области полярных морей отличаются своеобразием, которое определяется наличием многолетнемерзлых пород в пределах взморья.

К сожалению, еще нет результатов повторных промеров и геологических съемок подводного берегового склона на всем протяжении побережья арктических морей, чтобы проследить количественные изменения рельефа дна в условиях многолетнемерзлых пород. Такие исследования проведены только в отдельных районах. Результаты, полученные при сравнении повторных систематических промеров, противоречат установившемуся предположению о быстром обмелении взморья в районах с термоабразионными берегами. Такое мнение сложилось потому, что большинство прежних наблюдений по динамике береговой зоны в Арктике были эпизодическими. И самое главное не было повторных промеров. При единичных посещениях подобных участков исследователь видел быстро разрушающийся берег и мелководное взморье. Все это и дало повод для вывода о быстром обмелении побережья и о затухании скорости отступления берега.

К настоящему времени в прибрежной полосе с термоабразионными берегами общей протяженностью около 700 км произведены повторные систематические промеры. На базе этих исследований можно проследить закономерности современного развития рельефа дна типичных участков взморья с термоабразионными берегами.

Одним из характерных и вместе с тем типичным побережьем с термоабразионными берегами является Анабаро-Оленекское взморье (море Лаптевых). Здесь весьма ярко и интенсивно идет развитие надводных и подводных геоморфологических процессов. Вопросы морфологии и динамики берега частично освещены в работах Б.А. Вильнера [1955], Н.Ф. Григорьева [1965], К.Л. Митта [1964] и других исследователей.

Динамику подводного берегового склона нельзя рассматривать без представления о закономерностях развития берега, поэтому кратко остановимся на вопросе строения и развития берегового обрыва.

Берег от м. Бус-Хая до м. Терпий-Тумус - это приподнятая над морем всхолмленная заболоченная равнина. На большом протяжении берега имеются уступы-обрывы, достигающие высоты 10-30 м. Кое-где берег прерывается дельтами рек, заболоченными низинами. Обрывы сложены дисперсными материалами с линзами торфяников, как правило вмещающими мощные жилы льда, по которым развивается множество крутостенных оврагов термокарстового происхождения, с глубиной просадки 5-20 м. Рассматриваемый участок длиной в 160 км является останцом древней аллювиальной равнины, имеющей довольно однотипное строение. Под покровом пылеватых неслоистых суглинков мощностью от нескольких сантиметров до метра залегает толща слоистых суглинисто-супесчаных отложений до 20-25 м. Она содержит частые включения повторно-жильных льдов, имеющих размеры по вертикали до 25-30 м и в ширину 4-10 м. Н.Ф. Григорьев [1965] наблюдал жилы мощностью по ширине 10 м и по вертикали 30-50 м. Нижняя часть жил нередко уходит под уровень моря.

Формирование рыхлой толщи, по мнению Митта, есть результат озерно-речной аккумуляции в условиях сурового климата. Накопление осадков осуществлялось в условиях поймы с одновременным ростом повторно-жильных льдов. Особенность строения поверхности побережья, сложенного рыхлыми четвертичными отложениями, в том, что она образует систему повышенных тетрагональных участков, разделенных понижениями. Понижения в плане образуют многоугольную решетку. Повышению всегда соответствуют «валы» породы, понижению - ледяная жила. Ледяные жилы оконтуривают столбы породы. На побережье часто встречаются береговые обрывы, вскрывающие днища аласных впадин, высотой в 8-15 м над ур. м. Суглинисто-супесчаные заторфованные аласные отложения также содержат повторно-жильные льды.

Характерная особенность района - изобилие байджерахов на крутых склонах морского берега и оврагов. Остроконечность форм байджерахов и незадернованность поверхности их склонов говорит о непрерывности их развития.

Такой берег разрушается чрезвычайно интенсивно. Постоянные наблюдения за скоростью отступления берега последние 20 лет ведутся на м. Терпий-Тумус. Особенно сильно берег разрушается в районе м. Лыгий. Это можно объяснить тем, что 25-метровый обрыв, сложенный до 80% объема льдом, в течение 2-3 мес. летом принимает на себя удары морских волн и тепло хорошо прогретых оленекских вод. Берег прорезан множеством распадков, оврагов, промоин. Террасы и пляжа под обрывом нет, волны непосредственно воздействуют на береговой обрыв, а материал разрушения постоянно уносится в открытое море или включается во вдольбереговое перемещение. Наблюдения на геоморфологическом створе м. Лыгий показывают, что скорость отступления берега более или менее постоянна - около 4-5 м в год. В годы с повышенным гидродинамическим режимом и с относительно высоким прогревом прибрежных вод скорость разрушения берега увеличивается до 7 м в год.

В последнее время исследователи района настойчиво утверждают, что скорость отступления берега должна постепенно уменьшаться (Калинин, Вильнер, Григорьев, Митт). Б.А. Вильнер подчеркивал, что в результате обильного сноса материала разрушения берега в море в районе м. Лыгий началось образование прибрежной отмели. Однако результаты крупномасштабного промера последних лет не подтвердили эти данные, море по-прежнему непосредственно подходит к береговому обрыву. По-видимому, в годы наблюдений Вильнера гидродинамический режим района был недостаточно интенсивен, чтобы переработать и транспортировать в море огромные массы твердого материала разрушения берега, который в годы повышенной солнечной радиации сплошным грязевым потоком стекает по ледяному обрыву в море. Итак, 20-летние наблюдения показывают, что скорость отступления берега остается по-прежнему достаточно высокой. Следовательно, в районе существует не только надводная абразия, но проявляются и подводные ее формы.

Основной недостаток предыдущих исследований динамики береговой зоны заключается в том, что развитие берегового обрыва рассматривалось изолированно от динамики подводного берегового склона. Такая постановка вопроса была вызвана отсутствием по подводному береговому склону повторных промеров, которые позволяют строго судить о тенденции и интенсивности современного развития рельефа.

Начиная с 50-х годов в прибрежной области полярных морей производятся повторные промеры. При сравнении последних промеров с промерами, выполненными на 15-20 лет раньше, было обнаружено закономерное увеличение глубин моря там, где прилегающие берега сложены многолетнемерзлыми четвертичными отложениями. Сравнимые промеры были приведены к единому нулю глубин, координирование осуществлялось по одним и тем же геодезическим пунктам, ошибки планового положения глубин соответствуют современным требованиям морской картографии. Анализируя результаты сравниваемых исследований, можно прийти к бесспорному выводу, что в подобных районах идет интенсивная подводная абразия.

Впервые исследования рельефа дна от м. Бус-Хая до м. Терпий-Тумус были выполнены в начале 40-х годов. Промером был выявлен рельеф дна от уреза воды до 5-метровой изобаты. Галсы располагались нормально к береговой линии через 2 км, глубины измерялись ручным лотом с точностью до 10 см. Определения на галсовых точках производились по береговым геодезическим пунктам. В период промера непрерывно велись наблюдения за колебанием уровня моря. Нули уровенных постов привязывались к береговым реперам нивелировкой. Средняя квадратичная ошибка планового положения глубин равна $\pm 2-15$ м. Промером были выявлены простые формы рельефа, глубины постепенно увеличиваются от берега в море. Дно сложено мягкими илами с включением мелкого песка.

В начале 60-х годов рассматриваемый участок повторно промерен с большой подробностью. Координирование промера осуществлялось по тем же геодезическим пунктам, а наблюдения за колебаниями уровня моря велись на тех же уровенных постах. По материалам двух работ была составлена крупномасштабная картограмма, на которой видно, что на протяжении всего подводного берегового склона глубины последнего промера оказались больше глубин первого промера. Сравнимые глубины были приведены к одному и тому же уровню моря. В обоих случаях промер выполнялся со льда (что обеспечило ему высокую точность), методика этого вида работ за прошедшие 20 лет почти не изменилась.

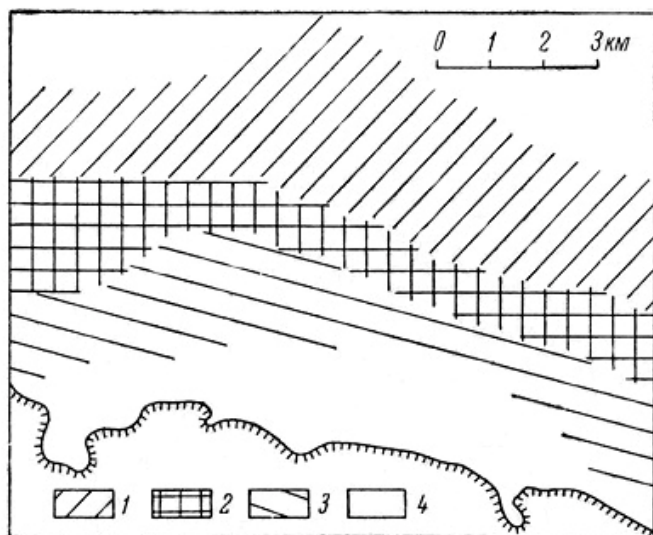


Рис. 1. Зоны увеличения глубин на подводном береговом склоне у м. Лыгий за 20 лет.
1 — на 0.4—0.6 м, 2 — на 0.8—1.0 м, 3 — на 0.6—0.4 м, 4 — строгих сведений нет.

Если тщательно проанализировать весь 160-километровый участок побережья по результатам сравниваемых исследований, то выделяется следующая характерная особенность: на глубинах моря 5-6 м расхождения достигают величины 0.4-0.6 м, в наиболее вогнутой части склона на глубинах около 3.5 м разница достигает максимальных величин 0.8-1.0 м, по мере приближения к берегу расхождения уменьшаются до 0.6-0.4 м. Эта закономерность наглядно представлена на всем протяжении подводного берегового склона у м. Лыгий (рис. 1). На этом рисунке показаны площади равных величин подводного разрушения за 20 лет. Точность измерения глубин на этом

диапазоне глубин равна ± 0.1 м; двойное значение этой точности было принято для граничного интервала как внутри площадей, так и между ними. Первый промер обрывается на глубинах 0.6-0.4 м, дальше точных сведений об интенсивности подводной абразии нет. Скорость отступления берега получена по замерам на геоморфологических створах, поэтому показать современное положение береговой линии нельзя.

Из результатов повторных систематических промеров следует, что общие формы подводного склона остались прежними, но за 20 лет изобаты сместились в сторону берега на 500-1200 м.

В условиях многолетнемерзлых пород скорость разрушения подводного берегового склона зависит от общего объема льда, содержащегося в отложениях; температуры морской воды летом; углов подхода волн к зоне их разрушения; глубин моря; температуры мерзлых пород; продолжительности времени, в течение которого море остается свободным ото льда. Перечисленные условия сочетаются весьма благоприятно

для интенсивного разрушения подводного склона на всем протяжении от м. Бус-Хая до м. Терпий-Тумус. Тщательно анализировать динамику рельефа прибрежной полосы на всем ее протяжении нет необходимости. Более подробно динамику взморья рассмотрим на примере м. Лыгий, который является типичным для всего побережья и занимает почти центральное положение. Береговые обнажения дают основание считать, что льдистые массы составляют 60-80% объема всех пород, слагающих прибрежную область. Жилы льда в большинстве своем уходят под уровень моря, глубина их залегания не выяснена. Бесспорно лишь то, что прибрежный склон, оказавшийся в подводном положении в результате отступления берега, сложен многолетнемерзлыми породами с включениями повторно-жильных льдов. Согласно работам Н.Ф. Григорьева [1959], общая мощность мерзлоты в этом районе - до 550 м. Температура отложений на глубине 6-9 м достигает -10, -12° при мощности слоя сезонного протаивания менее 1 м.

В обычных условиях степень разрушения морского дна, сложенного осадочными отложениями, зависит от гидродинамических факторов. В условиях распространения мерзлых пород наряду с волнением существенное значение приобретает интенсивность оттаивания грунта. Скорость оттаивания зависит от температуры морской воды, механических свойств пород, их льдистости и температуры мерзлых грунтов.

На темп разрушения влияет и предел прочности пород. По данным Н.А. Цытовича [1952], при увеличении температуры сопротивление мерзлых осадочных пород на растяжение резко понижается. Если при температуре -4° оно равно 21.6 кг/см², то при температуре -1° становится уже 9.8 кг/см². При переходе через 0° в падении прочности наблюдается резкий скачок, грунт приобретает свойство текучести.

Непрерывное протаивание мерзлых пород подводного берегового склона летом и последующий полный или частичный вынос протаявшего материала волнением или течением составляют сущность процесса подводного разрушения или подводной термодинамической абразии. Летом, когда прибрежные воды приобретают положительную температуру по всей толще, на границе хорошо прогретых вод и мерзлых пород создается высокий температурный градиент, обуславливающий большую теплоотдачу и интенсивное протаивание. При этом, вероятно, осуществляется следующая закономерность: суммарное протаивание возрастает именно потому, что хотя в каждый данный момент протаивание, как правило, мало, но море почти всегда находится в состоянии волнения, которое весь протаявший слой уносит на большие глубины. Эта схема, конечно, упрощает явление, и в природе оно протекает несколько сложнее. Характернее другой вариант, когда происходит частичный вынос протаявшего материала. Такой случай наиболее вероятен при слабом размыве склона и при глубоком протаивании; очень слабом размыве и неглубоком протаивании; относительно интенсивном размыве и при глубоком протаивании. Соотношение, при котором протаивание опережает размыв, может возникнуть при любых глубинах протаивания.

Необходимо обратить внимание еще на одну особенность подводной абразии. В ходе интенсивного разрушения берегового обрыва на подводный склон поступает огромная масса обломочного материала. Она частично уносится на большие глубины, но наиболее крупные ее фракции могут отлагаться на склоне, создавая теплоизолирующий плащ, предохраняющий летом нижние слои мерзлых пород от теплого воздействия морской воды. Это мнение подтверждают результаты бурения [Григорьев, 1965]: оттаявший слой морского дна даже в придельтовых участках не превышает 0.8 м.

Увеличение глубин моря может произойти и без размыва, только при одном протаивании. Известно, что при протаивании мерзлых грунтов происходит их просадка. Н.А. Цытович установил, что грунты верхних горизонтов слоя многолетнемерзлых пород подвержены большой сжимаемости при протаивании. В результате уплотнения грунта при оттаивании величина его сжатия может изменяться до 20 см на каждый метр глубины оттаявшего грунта. Следовательно, и при одном оттаивании мерзлых грунтов средней льдистости произойдет их уплотнение и за счет этого увеличение глубин на подводном

береговом склоне. Кстати, образование термокарстовых озер глубиной до десятка метров позволяет полагать об увеличении глубин моря только при одном протаивании мерзлых грунтов и особенно льдистых включений, без участия гидродинамических факторов. Совместное воздействие термических и гидродинамических факторов обеспечивает весьма большую активность геоморфологических процессов и интенсивное увеличение глубин моря.

Характерно, что на отдельных участках Анабаро-Оленекского побережья, на поверхности узких заливаемых пляжей, где море только что очистило подножие берегового обрыва от протаявшего грунта, на долгое время сохраняется рисунок полигональной сети с типичными размерами полигонов, одни концы которого уходят под уровень моря, другие - в береговой обрыв. На поверхности пляжа по линии простираения ледяных жил образуются канавки глубиной до 40 см, при этом мористые концы понижения всегда более углубленные. После длительного шторма канавки заносятся, но спустя некоторое время появляются снова. Очевидно, такие понижения будут появляться до тех пор, пока глубина протаивания жил не сравняется с максимальной глубиной сезонного протаивания. Итак, протаивание повторно-жильных льдов на подводном береговом склоне влечет за собой особенно заметное увеличение глубин моря.

Мерзлые грунты на дне моря протаивают только при положительных температурах воды по всей ее толще. 30-летние наблюдения гидрологических экспедиций показывают, что в прибрежной области морские воды прогреваются почти ежегодно до положительных температур. В частности, по данным экспедиции на г/с «Полярник» 1959 г., с 8 августа по 25 сентября прибрежные воды до глубин 15-20 м имели положительные температуры; поверхностный слой до 4-7.2°, придонный около +1.0°. Это был год с обычными средними гидрологическими условиями. С 11 июля до 28 сентября поверхностный слой воды у полярной станции Терпий-Тумус имел только положительные температуры, которые достигли максимума (+9.3°) 9 августа.

В процессе разрушения берега и оттаивания мерзлых отложений подводного склона на последнем скапливаются огромные массы твердого материала, которые при пониженном гидродинамическом режиме моря создадут благоприятные условия для быстрого образования прибрежной оползневой террасы. При этом берег, казалось бы, должен начать вылаживаться, а темп его разрушения падать. Однако этого не происходит.

20-летние наблюдения на геоморфологических створах показывают, что скорость отступления берега остается постоянной и достигает 4-5 м в год. Размыв оттаявшего материала дна и перенос продуктов разрушения осуществляются волнением, а также периодическими и непериодическими течениями. Согласно Н.Н. Зубову [1957], размыв и перенос илистых и песчаных частиц происходит при скорости течений 0.18-0.65 м/сек. Непериодические течения в рассматриваемом районе достигают скорости 0.96 м/сек. Вследствие мелководности района скорости течений по всем горизонтам воды примерно одинаковы. Течения имеют хорошо выраженный годовой максимум осенью, когда у берега и на подводном береговом склоне скапливаются огромные массы материала разрушения. В период осенних штормов во взвешенном состоянии находится настолько большое количество твердого материала, что при забрызгивании волнами палубы судов покрываются песком и илом. Приливо-отливные течения имеют скорости до 0.92 м/сек. При ветрах северных четвертей морские волны подходят к берегу под прямым углом, обладая огромной энергией. В зоне деформации волн возникает сложная циркуляция воды, которая порождает донные противотечения, разрывные и вдольбереговые течения. Все это вместе взятое обеспечивает перенос материала разрушения прибрежной зоны на более низкие гравитационные уровни.

Особенности динамики подводного склона подчеркивает и характер распределения донных отложений у м. Лыгий. Распределение частиц находится в полном противоречии с обычной схемой механического распределения осадочного материала в прибрежной

полосе. Если рассматривать схему последовательности пространственного распределения по дну частиц, вносимых в водоем, то вблизи берега должны концентрироваться наиболее крупные компоненты не только потому, что они тяжелы и не могут перемещаться во взвешенном состоянии, но и потому, что высокая степень активности прибрежных вод препятствует отложению здесь более мелких частиц. В процессе разрушения берега на склон поступает огромное количество суглинисто-супесчаных частиц, которые формируют илистые отложения. Подводный береговой склон также сложен суглинисто-супесчаными отложениями. Поток материала разрушения настолько велик, что волнение и течения не всегда в состоянии отсортировать и перераспределить его за короткое арктическое лето. Разрушение берега начинается в июне, а море освобождается ото льда только в конце июля. И не случайно, что подводный склон от уреза воды до 4-метровой изобаты сложен илистым песком с большим количеством торфянистых включений, растительных остатков. По мере увеличения глубины моря содержание илистых включений в пробах уменьшается. Гидродинамическая энергия моря переносит илистые включения на большие глубины. За пределами 6-метровой изобаты дно сложено исключительно песком, который простирается до 20-25-метровых изобат. Мористее в пробах преобладают илистые включения.

Итак, результаты повторных гидрографических исследований показывают, что вместе с разрушением берега происходит увеличение глубин на подводном береговом склоне. Материалы наблюдений не позволяют установить нижнюю границу подводной термодинамической абразии. Повторные промеры произведены в полосе 5-8 км, и только в этой полосе возможно установить количественные изменения рельефа дна.

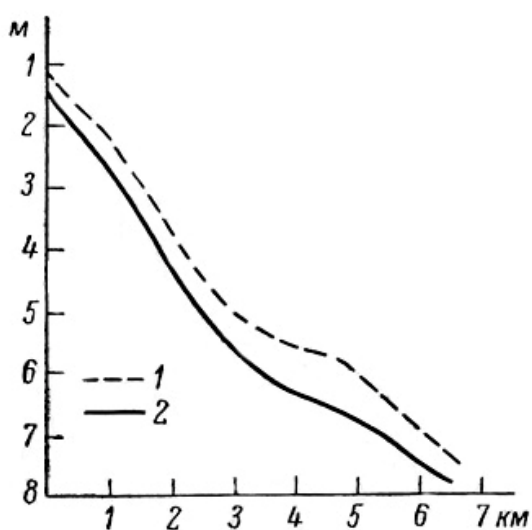


Рис. 2. Профиль подводного берегового склона у м. Терпяй-Тумус.

1 — по результатам первого промера,
2 — по промеру 20 лет спустя.

В верхнюю часть склона поступает большой объем материала разрушения берега, на сортировку и перенос которого и расходуется основная часть гидродинамической энергии моря. Поэтому глубины в этой части склона увеличились на 0.3-0.4 м, максимальное увеличение произошло у м. Лыгий на 0.4-0.6 м. Наибольшее увеличение глубин произошло в наиболее вогнутой части склона, где максимальных величин достигают удары волн при разрушении. Это особенно наглядно видно при сравнении одного и того же профиля у м. Терпяй-Тумус (рис. 2). За 20 лет глубины моря здесь в среднем увеличились на 0.7-0.9 м, а в отдельных случаях на 1 м и более. В этом районе, как правило, трудно берутся грунтовые пробы, по-видимому весь протаявший слой выносится вниз по склону.

По мере увеличения глубин моря ослабевает влияние волнения, растет слой наносов, служащий в какой-то степени теплоизолятором, поэтому глубина и темп протаивания уменьшаются. Темп увеличения глубин снижается до 0.2-0.4 м и только у м. Лыгий уровень дна понизился на 0.4-0.6 м.

Темп термодинамической абразии из года в год не остается постоянным. Иногда побережье в течение всего лета бывает блокировано льдом, вода имеет отрицательную температуру, абразия отсутствует. В связи с этим следует принять условногодовую величину подводной термодинамической абразии. И, очевидно, целесообразнее всего эту величину считать для наиболее вогнутой части подводного берегового склона, которая характеризуется самой интенсивной циркуляцией воды и соответственно быстрым

перемещением оттаявших частиц на более низкие уровни. Для Анабаро-Оленекского взморья условная средняя годовая величина подводного разрушения за 20-летний период составляет 4 см в год. Аналогичные величины получены и для других районов полярных морей.

Анализ динамики рельефа подводного берегового склона позволяет сказать, что увеличение глубин прибрежной зоны произошло благодаря тепловому воздействию морской воды летом на многолетнемерзлые отложения дна и гидродинамических факторов. Рассмотрение районов с различным тепловым балансом водных масс, но примерно одинаковыми гидродинамическими режимами позволяет утверждать, что подводное разрушение происходит главным образом в результате теплового воздействия морской воды. Гидродинамическая же энергия моря расходуется в основном на вынос твердого материала разрушения берега и дна в открытое море.

Литература

1. *Вильнер Б.А.* Особенности динамики берегов северных морей. Сб. работ Института океанологии АН СССР, том 4, 1955.
2. *Григорьев Н.Ф.* О влиянии водоемов на геокриологические условия Приморской низменности Усть-Янского района Якутской АССР. Материалы по общему мерзлотоведению. М., 1959.
3. *Григорьев Н.Ф.* Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. Изд. СО АН СССР, 1965.
4. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962.
5. *Зубов Н.Н.* Океанологические таблицы. Гидрометизд., М., 1957.
6. *Клюев Е.В.* Роль мерзлотных факторов в динамике рельефа дна полярных морей. Океанология, вып. 5, 1965.
7. *Клюев Е.В.* Некоторые особенности динамики рельефа дна полярных морей. Записки по гидрографии, № 2, 1968.
8. *Ермолаев М.М.* Геологический и геоморфологический очерк о. Б. Ляховский. Тр. совещ. по изуч. произв. сил. Сер. Якутск., вып. 7, 1932.
9. *Ермолаев М.М.* Инструкции для экспедиционного учения ископаемого льда как географического фактора. Л., 1932.
10. *Митт Л.К.* К морфологии и динамике Анабаро-Оленекского берега моря Лаптевых. Океанология, № 4, 1964.
11. *Панов Д.Г.* Геоморфологический очерк полярных морей. Ученые записки МГУ, т. 2, вып. 19, 1938.
12. *Цытович Н.А.* Принцип механики мерзлых грунтов. М., 1952.

Ссылка на статью:



Клюев Е.В. Термическая абразия прибрежной полосы полярных морей. Известия Всесоюзного Географического общества, 1970, № 2, с. 129-135.