

**EINIGE PROBLEME DER GEOMORPHOLOGIE,  
PALÄOGEOGRAPHIE UND NEOTEKTONIK  
DES SÜDBALTISCHEN KÜSTENRAUMES**

*BOGUSLAW ROSA; Toruń*

In dieser Arbeit, die teilweise eine Zusammenfassung meiner Habilitationssertation ist, möchte ich vor allem solche Entwicklungsgeschichtliche Probleme des südbaltischen Küstenraumes kurz besprechen, die bis jetzt noch nicht genau untersucht worden sind und mit welchen wir uns ferner beschäftigen wollen (Rosa, 1967). Ausserdem möchte ich einen kurzen Überblick über Aufbau und Morphologie des südbaltischen Raumes an Hand unserer letzten Forschungen geben.

Zu Beginn will ich ein paar Worte über den Begriff „die Küste“ selbst sagen; was verstehen wir unter diesem Begriff im geomorphologischen und paläogeographischen Sinne?

Unter dem Begriff „die Küste“ verstehen wir das Gebiet, das unmittelbar an der heutigen Strandzone liegt und sowohl das Festland als auch den Meeresgrund umfassen kann und auf der Oberfläche die geologischen und geomorphologischen Spuren der alten Meeresstrände trägt. Die Hauptaufgabe der morphologischen und paläogeographischen Untersuchungen ist also die alten Meeresstrände, d. h., ihre Formen und Bildungen möglichst genau zu beschreiben und zu erforschen und danach die allgemeine Entwicklungsgeschichte des ganzen Küstengebietes zur Darstellung zu bringen.

Das südbaltische Küstengebiet, wie wir wissen, umfasst vor allem den Meeresgrund und an manchen Stellen, hauptsächlich im Bereich der pommerschen Nehrungen, auch verhältnismässig kleine Teile des Festlandes. Die südbaltische Küste gehört nämlich zu den Transgressionsküsten der Welt im Gegensatz zu den nordbaltischen, die zu den Regressionsküsten gehören. Deshalb darf ich vor allem über den südbaltischen Meeresgrund schreiben.

\* \*  
\*

Alle bisherigen, älteren und neueren Erkenntnisse des südbaltischen Meeresgrundes gestatten uns den ganzen Raum in drei morphologischen

Grosseinheiten zu teilen. Zu diesen Einheiten gehören; 1) die so genannte südbaltische Flachebene, 2) die südbaltische Tiefebene und 3) der südbaltische Hang, der zwischen den beiden Ebenen liegt und sie trennt. Der Meeresgrund innerhalb dieser Grosseinheiten ist ganz anders aufgebaut und auch morphologisch verschieden.

Zu der südbaltischen Tiefebene gehören diejenige Bodenteile der Ostsee, die am tiefsten gelegen sind und zwar; die zentralgelegenen Teile der Danziger Bucht, des Bornholmer Beckens, der Stolper Rinne, des Ostgotländischen Beckens und auch andere Erniederungen der Ostseemulde. Diese Teile des Ostseebodens gehören zu den Exarationsgebieten des nördlichen Europas. Dafür spricht vor allem der geologische Aufbau dieser Bodenteile.

Bisher kennen wir am besten den Aufbau des tiefgelegenen Meeresgrundes im Bereich der Danziger Bucht. Unsere Kenntnisse über Aufbau dieses Grundes gründen sich vor allem auf Echogrammen der ultraakustischen Sondierung und teilweise auch auf den Kernen von Bodenbildungen, die in einzelnen Fällen bis zu etwa 10 m Tiefe von der Bodenoberfläche an in den Meeresgrund reichten (Masicka, 1965).

Vor allem aus den Echogrammen geht hervor, dass am Meeresboden der Bucht eine bis 20 m mächtige Sedimentationsfolge liegt, die teilweise unmittelbar auf der Kreide ruht. In einigen Echogrammen bildet diese Folge zusammen mit der Kreide eine ganz deutliche Berührungsfläche, die die ganz sanften Erhöhungen und weichen Erniedrigungen kennzeichnen. Es ist zweifellos, dass diese begrabene Berührungsfläche zwischen Kreide und Sedimentationsfolge eine echte Exarationsfläche darstellt, also solche, die noch vom letzten Inlandeis gestallt worden sein müsste. In machen Echogrammen, ist ein gewöhnlicher Geschiebemergel auch mit Steinen und Blöcken unmittelbar auf der Kreide zu erkennen. Solcher Geschiebemergel ist auch aus der Rigaer Bucht bekannt, wo er direkt auf dem Devon liegt. (Ульст и др., 1963).

Im Zusammenhang mit den festländischen Verhältnissen, die wir z. B. im Raume der Mlynary-Niederung, nördlich von der Elbinger Höhe, in zahlreichen Aufschlüssen unmittelbar beobachten können und wo der echte Geschiebemergel mit dem so genannten streifigen Geschiebemergel und weiterhin mit dem Deckton in Verbindung steht, nehmen wir an, dass auch am Meeresboden der echte Geschiebemergel der Höhe zu in streifigen übergeht und dieser darauf in den Deckton, der schon keine Schichtung aufweist aber kleine Steine und Steinchen enthalten kann. Dieartige Bildungen vom Festlande erlauben uns auf dieselbe Weise die Echogrammen vom Meeresgrunde zu interpretieren. Danach, auf dem Deckton des Meeresgrundes, ruhen gebänderte Bildungen, welche wir schon direkt von Stechrohrkerne entnehmen können. Das sind hauptsächlich feinkörnige Bändersande und Schlicke mit Bändertonschichtchen. Darauf befinden sich die holozäne Sedimente, die in den Echogrammen keine Schichtung aufweisen (Dauksza, 1963).

Zwei besondere Kennzeichen der ganzen Sedimentationsfolge sind hier zu unterstreichen. 1) Für die ganze Folge, die auf der Kreide ruht, ist eine ununterbrochene Sedimentation kennzeichnend, angefangen von dem Geschiebemergel von unten bis zu den jetzigen Bodensedimente nach oben. 2) Die Sedimentationsfolge des Bodens bildet eigentlich keine eigenen Formen. Ihre Sedimente lehnen sich nur an die sanften Erhöhungen und weichen Erniedrigungen der Exarationsfläche an, ohne sie zu verwischen. Deshalb können wir nun in dem heutigen Relief im Raume der Tiefebene nur die Exarationsformen des Untergrundes sehen, die wir als so genannte durch die Sedimentationsfolge nachgebildete Formen betrachten können.

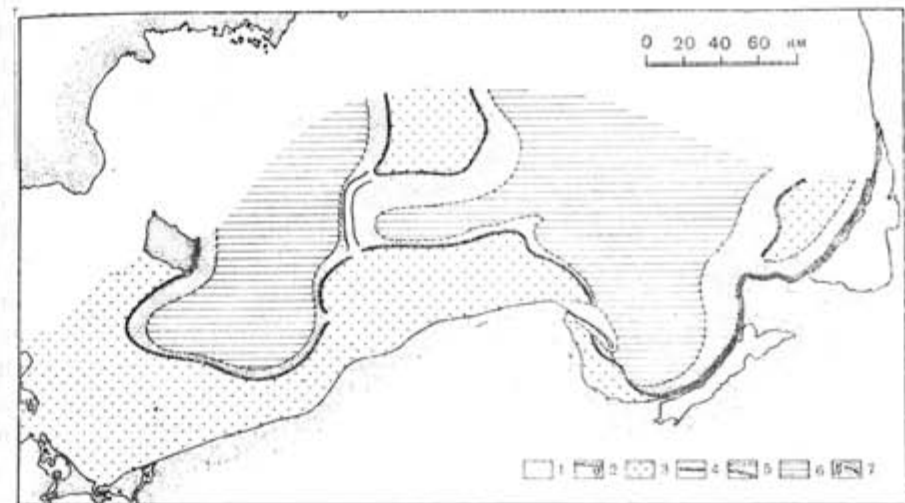


Abb. 1. Die morphologischen Grosseinheiten des südbaltischen Meeresbodens (teilweise nach M. Czekańska, 1927):

Zeichenerklärungen  
 1—Meeresgebiet, unbezeichnet, 2—Festland, 3—Flachebene, das Festland aus der Zeit der Enteisung des Gebiets, 4—Ränder des südbaltischen und mittelbaltischen Hanges, 5—Südbaltischer und mittelbaltischer Hang, 6—Tiefebene, das Gebiet der subaquatischen Degradation der Eisdecke, 7—Querschwelle der Stolper Rinne und Aufbau sockel der Halbinsel Hel, komplizierte Strukturen der Strandakkumulation.

Daraus ergeben sich folgende Konklusionen: 1) Das Abschmelzen des Gletschers musste am Boden des Danziger Tiefs unter dem Wasser erfolgen, ähnlich wie auf dem Festlande im Bereich der Mlynary-Niederung und irgendwo anders im Raume der spätglazialen Eisstauseen. Unter diesen Umständen entstand der echte Geschiebemergel, streifige Geschiebemergel und endlich Deckton. 2) Der Boden des Danziger Tiefs befand sich aber im folgenden auch unter Wasser. Im Spätglazial bildeten sich hier weiterhin die gebänderten Bildungen, dann im Holozän — die Absätze der Meeressedimentation. Auf dem Festlande dagegen wurde die Sedimentation nach der Entstehung des Decktons allmählich unterbrochen.

Welche Bedeutung hat die hier dargestellte geologische Struktur des Meeresgrundes für die Lösung vor allem des Problems der alten Strände der südbaltischen Küste, auf welche Weise hängt sie mit diesem Problem zusammen?

Es ist zweifellos, dass in der Zeit, in der sich die gebänderten Bildungen des Spätglazials am ehemaligen Tiefsboden bildeten, erste litoranen Formen und Bildungen der ältesten Strandlinie der neuentstandenen Ostsee gleichzeitig entwickeln mussten. Deshalb haben wir angenommen, dass gerade der südliche Bereich der spätglazialen Bänderbildungen uns die Lage der ältesten Strandlinie der Ostsee ungefähr zeigt. Ausserdem ist bemerkenswert für den ganzen südbaltischen Raum, dass der südliche Bereich der spätglazialen Bänderbildungen des Ostseebodens genau bis zum Fuss des südbaltischen Hanges reicht. Am Boden haben wir also solche geomorphologischen und geologischen Verhältnisse, die wir auf dem Festlande in den Baltischen Republiken der Sowjetunion, besonders in Lettland und Estland, beobachten können. (Гринбергс, 1959, Gudelis, 1960, Гуделис, 1961). Dort kann man auch einen Hang beobachten, welcher verhältnismässig hoch und steil ist, wie im unseren Raum, und welcher das so genannte supraaquatische Gelände des nordöstlichen Peribaltikums, mit glazigenem Relief, vom subaquatischen trennt. Dieser festländische Hang repräsentiert jetzt die älteste spätglaziale Strandlinie, wahrscheinlich aus der Zeit des Baltischen Eisstausees. Im Zusammenhang damit ist anzunehmen, dass auch der südbaltische Hang die älteste spätglaziale Strandlinie der südlichen Ostsee, d. h., ihre Kliffwand und ihr Kliffuss ehemals repräsentierte. In Estland befindet sich nun der Hangfuss der ältesten Strandlinie in einer Höhe von etwa +90 m, in der Umgebung von Riga in einer Höhe von +18 m, im südbaltischen Raum dagegen liegt der morphologisch entsprechende Hangfuss, d. h., der Fuss des südbaltischen Hanges unter dem Wasser und zwar am Boden der Danziger Bucht in einer Tiefe von etwa -70 m. Im südlichen Teil des Bornholmer Beckens befindet er sich in Tiefen von etwa -45 m und -55 m. (Rosa, 1967, 1968).

An anderen mehreren Stellen können wir nicht bisher die Lage der ältesten Strandlinie genau angeben. Die Hauptschwierigkeit der genaueren Angabe ihrer Lage besteht darin, dass sie nicht die am tiefsten liegende Strandlinie der südlichen Ostsee ist und dass ihre Formen und Bildungen zur Zeit der grossen Transgression des Meeres im Holozän und auch früher im Spätglazial zweifellos zum grössten Teil vernichtet wurden. Deshalb ist auch die Frage der ältesten Strandlinie im südbaltischen Raume keine morphologische Frage, sondern hauptsächlich eine geologische. Es geht hier vor allem um geologische Untersuchungen in der Nachbarschaft des südbaltischen Hanges und im südlichen Bereich der gebänderten spätglazialen Bildungen des Meeresgrundes. Es ist noch anzugeben, dass diese Frage mit einem anderen Hauptproblem der Paläogeographie des Gebiets in

Verbindung steht und zwar mit dem Problem der Entstehung der jetzigen Ostsee.

Auf andere spätglaziale Strandlinien haben wir bisher keine Hinweise. Es ist nur bekannt, dass die Linie, welche am tiefsten gelegen ist, im allgemeinen zu den alten Holozänstränden gehört und in der Zeitenwende zwischen Spätglazial und Holozän wahrscheinlich entwickelt wurde. Das geht vor allem aus Extrapolationen in der Richtung nach Süden der nordbaltischen Strandlinien hervor. (Fromm, 1963; Hyypä, 1963). Auch morphologisch ist sie den holozänen Linien ähnlich.

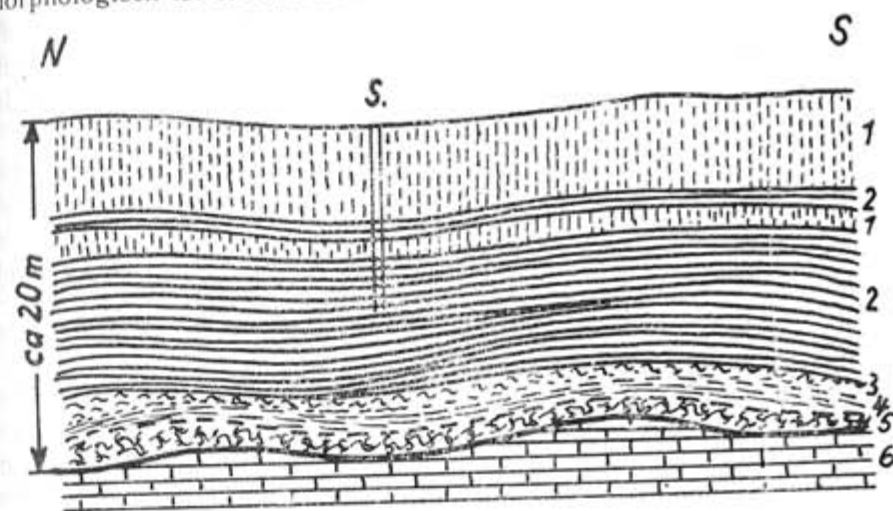


Abb. 2. Der Aufbau des Meeresgrundes im Bereich der Danziger Bucht (südbaltische Tiefebene):

Zeichenerklärungen  
1 — Absätze der Bodensedimentation (Holozän, Alleröd?), 2 — Gebänderte Bildungen (Jüngste Drays?, Spätglazial). 3 — Deckton, 4 — streifiger Geschiebemergel, 5 — gewöhnlicher Geschiebemergel (d. letzten Vereisung), 6 — Kreide, 5/6 — Exarationsfläche, S. — Stechrohrkern.

Das Gebiet der südbaltischen Flachebene liegt in der Nachbarschaft der heutigen Strandzone und vom jetzigen Strand reicht seewärts bis zu einer Tiefe von etwa 50—60 m. Im Gegensatz zu den tonigen und schluffigen Gebieten der Tiefebene bildet es hauptsächlich einen sandigen Boden mit einzelnen Steinfeldern und kahlen Steinblöcken sowie an manchen Stellen auch mit toniger und feinsandiger Bedeckung. (Wypych, 1962). Dieses Gebiet war im Spätglazial ein Festland mit glazigenem Formenschatz, der zur Zeit der grossen Transgression des Meeres im Holozän zum grössten Teil oder auch restlos vernichtet wurde. Während der Transgression entstanden hier ausgedehnte Einebnungsflächen, d. h., Abrasionsflächen, die im Untergrunde, unter sandiger Bedeckung durch Steinsohlen ausgeprägt sind.

An dieser Stelle ist bemerkenswert, dass der Hauptunterschied zwischen den südbaltischen und den südwestbaltischen Gebieten der flachgelegenen Teile des Ostseebodens gerade mit dem verschiedenen Entwicklungsgrad der Abrasionsflächen in Verbindung steht. Im Südwesten treten am Meeresboden verhältnismässig gut erhaltene glazigene Formen

und Bildungen auf. In der jetzigen Strandzone haben wir dort zahlreiche Buchten und Boddengewässer. Im südbaltischen Raum dagegen ist der glazigene Formenschatz des ehemaligen Festlandes fast restlos vernichtet und die heutige Strandlinie ist verhältnismässig gut ausgeglichen. Diese Hauptunterschiede zwischen beiden Ostseegebieten sind teilweise mit der verschiedenen Grösse der offenen Meeresflächen teilweise aber mit dem verschiedenen Relief des spätglazialen Festlandes verbunden.

Im südbaltischen Raum befindet sich am Meeresboden eine sandige Decke oberhalb der Steinsohle der Abrasionsflächen. Das Material dieser Decke ist derjenige Sand, der ehemals längs der Küste entlang, innerhalb der aktiven Zone der alten Strände wanderte und dann zur Ablagerung kam. Deshalb nennen wir diese Decke als eine alte litorale Sanddecke des Bodens.

Nur an einigen Stellen, z. B. im Raume der Stolper Bank, konnten sich unter gewissen Umständen glazigene Formen des Festlandes erhalten. Diese kleine Fragmente des festländischen Reliefs spielen jetzt eine grosse Rolle in unseren Bemühungen die Hauptzüge des spätglazialen Reliefs wiederzugeben.

\* \* \*

Jetzt möchte ich vor allem über Endmoränen und Urstromtäler des Gebiets schreiben, um dann zum Problem der Entstehung der heutigen Ostsee zu kommen. Um die Fragen nicht zu komplizieren, will ich nun über das Gebiet sprechen, das in der Mitte der südbaltischen Flachebene liegt und sich von der polnischen Küste in der Richtung nach Gotland zieht. Es handelt sich hier um ein so genanntes Brückengebiet oder eine Brückenzone, die nur durch die Stolper Rinne zerschnitten worden ist.

Die geomorphologischen Untersuchungen, die wir durchgeführt haben, (Rosa, 1967), gestatten uns nur zwei Endmoränengürtel in diesem Raum festzustellen, von denen einer zum Teil auf dem Festlande liegt und der andere sich am Meeresboden in Restformen befindet. Den ersten Gürtel kann man auf dem Festlande von Darlowo (Rügenwalde) bis nach Ustka (Stolpmünde) und von Dębina bei Rowy (Rowen) durch Gardno bis zum Rozewie-Kap (Rüxhof) verfolgen. Im Westen steht er wahrscheinlich mit dem Endmoränen der Insel Wolin in Verbindung. Kurz wird er als Gardnomoräne oder Gardnomoränenzug benannt.

Zu dem zweiten Moränengürtel gehören die untermeerischen Moränen, die an der Oberfläche der Stolper Bank vorkommen, wie auch einzelne, relativ niedrige Erhöhungen der Bodenoberfläche mit steiniger und grobkiesiger Bedeckung. Die letzten Restformen und Steinbildungen kann man vom Endmoränengebiet der Stolper Bank ostwärts am südlichen Rande der Stolper Rinne verfolgen sowie auch von dort in der Richtung nach Südwesten und weiterhin Westen am Rande des Bornholmer Beckens (Schmidt, 1963). Die Moränen der Stolper Bank hat W. Hartnack (1931) verhältnismässig eingehend beschrieben und später, im Jahre 1939, be-

sonders im Bornholmer Raum, wurden sie durch O. Pratje (1948) untersucht und auf den geologischen Karten des Meeresgrundes dargestellt.

Die beiden Endmoränenzüge sind im allgemeinen einander sehr ähnlich. Es ist sehr kennzeichnend, dass sie an den nördlichen Rändern der Grundmoränenplatten liegen und an manchen Stellen Moränenkränze mit Gletscherzungenbecken in der Mitte aufweisen. Diese Ähnlichkeiten weisen darauf hin, dass nicht nur der Gardnomoränenzug sondern auch der Moränenzug der Stolper Bank einen echten Stauendmoränengürtel bildet, dessen Entstehung mit kleinen Vorstössen des Eisrandes und an manchen Stellen auch mit Vorstössen der echten Gletscherzungen in Verbindung stand.

Unsere Untersuchungen bezüglich des übrigen Brückengebiets, also nördlich von der Stolper Rinne bis nach Gotland selbst, ergaben, dass dort am Meeresboden wahrscheinlich kein weiteres Endmoränengebiet vorkommt. Im Raume der beiden Mittleren Bänke und der Hoborgbank kann man nur eventuell über sogenannte Eisscheidebildungen oder Strukturen, die unter dem Eis selbst entstanden worden sind, sprechen. Die folgenden, in der Zeit und im Raum gebildeten Endmoränen, hauptsächlich Randaufschüttungszonen befinden sich erst auf Gotland selbst.

Die Stillstandslagen des Eisrandes auf Gotland sind schon aus der Zeit der De Geerschen Forschungen bekannt und zeitlich mit der Älteren Dryas des Spätglazials verbunden. Auch neuere schwedische Untersuchungen auf Gotland und in Schonen sowie C<sup>14</sup> Bestimmungen der spätglazialen Bildungen im südlichen Teil Schwedens weisen darauf hin, dass in der Älteren Dryas der Eisrand sich schon in Gotland befand (De Geer, 1963; Königsson, 1967). Aus diesem Grunde haben wir angenommen, dass unsere beiden Endmoränengürtel im südbaltischen Raum in der Ältesten Dryas entstanden sein dürften und weiter, dass in der Böllingszeit ein ganz bedeutendes Gebiet der jetzigen Ostsee zwischen der Stolper Bank und Gotland enteist worden sein müsste. Die Enteisung dieses Gebiets erfolgte schon unter dem Wasser oder bei der Berührung des Eisrandes mit Ostseegewässer, das war schon eine so genannte subaquatische Degradation der Eisdecke in diesem Raum. Darauf weisen vor allem spätglaziale Urstromtäler hin, die nur im südlichen Teil des Brückengebiets, also südlich von der Stolper Rinne entstehen konnten und bis jetzt am Meeresboden erhalten geblieben sind.

Es ist schon sehr genau festgestellt, dass im südlichen Teil des Brückengebiets nur fünf Urstromtäler vorkommen. Sie queren vom Osten nach Westen das Brückengebiet und ehemals bildeten sie eine direkte Verbindung zwischen Weichsel-Mündungsraum und dem gesamten Oder-Bornholmer Raum. Diese Urstromtäler repräsentieren so genannte einfache Talungen, vorwiegend mit steilen Hängen und flachen Boden, meistens ohne Terrassen oder nur mit schwach entwickelten Randterrassen des strukturellen Ursprungs (Augustowski, 1965). Nur eines von diesem Urstromtäler befindet sich jetzt auf dem Festlande. Das ist Leba-Reda Urstromtal. Übrige sind entweder in der heutigen Küstenzone oder

am Meeresboden vorhanden. Diese letzten sind fast gänzlich ausgefüllt und zugeschüttet worden.

An dieser Stelle interessiert uns vor allem das jüngste und gleichzeitig das letzte Urstromtal, das wir nach W. Hartnack als das Urstromtal der Stolper Bank bezeichnen können. Es zieht sich an der südlicher Seite der Stolper Bank vom Osten nach Westen und weist eine deutliche Neigung in dieser Richtung auf, von ungefähr  $-40$  m bis etwa  $-50$  m.

Nördlich von der Stolper Bank und Stolper Rinne kann man schon keine Ustromtäler am Meeresboden nachweisen.

\* \* \*

Alles, was ich bisher geschrieben habe über die geologische Struktur des Bodens im Raum der südbaltischen Tiefebene, über die älteste Strandlinien der Ostsee, über Moränen und Urstromtäler, steht mit dem Problem

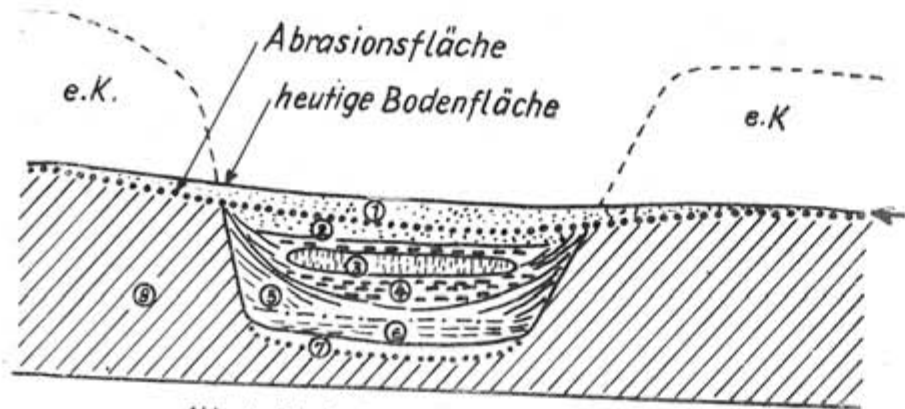


Abb. 3. Die Ausfüllung eines Urstromtales (Schema):

Zeichenerklärungen  
 1—Litorale Sanddecke mit Steinsohle, 2—Flugsand, die Resten der ehemaligen Nehrungen,  
 3—Limmische Sedimente, 4—Torf, 5—Hangfussbildungen, vorwiegend aus Spätglazial, 6—  
 Feingebänderte Schluffe, die Stauseebildungen, 7—Sande und Kiese mit Steinsohle des  
 Urstromtalbodens, 8—Pleistozäner Untergrund, e. K.—Ehemalige Kliffwände, — Ehemaliges  
 Niveau des transgredierenden Meeres.

der Entstehung der jetzigen Ostsee direkt oder indirekt in Verbindung. Wo, wann und auf welche Weise entstand die Ostsee: von welchem Zeitpunkt können wir schon über Ostsee und ihre einzelnen Entwicklungsphasen sprechen, und nicht mehr über die verschiedenen Stauseen des Spätglazials? Ich möchte auf diese Frage kurz antworten. Meine Antwort ist aber nur eine Arbeitshypothese, die ungefähr so lautet:

Die jetzige Ostsee entstand am Anfang oder in der ersten Hälfte der Böllingszeit. Sie entstand direkt nach dem Rückgang des Eisrandes vom Endmoränengürtel der Stolper Bank infolge der Vereinigung der ehemaligen Stauseegewässer des Bornholmer Beckens vom Westen und der Danziger Bucht vom Osten in Raum der Stolper Rinne, also nördlich von der Stolper Bank. In der Böllingszeit erfolgte eine verhältnismässig plötzliche und bedeutende Ausbreitung der ehemaligen Wasserfläche vor allem in

der Richtung nach Norden. An der südlichen Küste, direkt nach der Entstehung der Ostsee, musste das ehemalige Wasserniveau mindestens um etwa  $50$  m niedriger als die heutige Meeresspiegel gewesen sein. Darauf weist unter anderem vor allem das Müngungsgebiet des Urstromtales der Stolper Bank hin, wo es ein echtes Hängetal ist.

Infolge der schnellen Ausbreitung der offenen Meeresfläche konnten sich schon im Bölling die älteste Strandformen und Bildungen am Fuss des südbaltischen Hanges entwickeln. Das waren die älteste Strandbildungen im ganzen baltischen Raum. Es ist anzunehmen, dass die damaligen Zerstörungs- und Aufbauvorgänge an der Küste morphologisch sehr bedeutsam gewesen sein konnten. Gerade in der Böllingszeit wurde vielleicht der südbaltische Hang vor allem durch die Zerstörungsvorgänge schnell und bedeutend umgestaltet, so dass er jetzt als eine der Leitformen des gesamten südbaltischen Raumes betrachtet werden kann.

Was nachher an der südbaltischen Küste geschah, ist schwierig zu sagen. Wir wissen nur, dass im Spätglazial eine allgemeine Regressionstendenz des Meeres an der Küste vorherrschte, unbedingt mit einzelnen Transgressions- und Regressionsphasen, die wir bisher nicht kennen. Vielleicht im Alleröd fand eine riesige aber kurzdauernde Meerestransgression bis zur heutigen Strandzone statt. Dafür haben wir jedoch keine Beweise. Wir können nur sagen, dass zur Zeit der Entstehung der alten Strandlinie, die jetzt am tiefsten gelegen ist und an der Wende Spätglazial — Holozän gebildet wurde, der Meeresspiegel um  $8-10$  m tiefer lag als zur Zeit der ältesten Strandlinie aus dem Böllig. (Rosa, 1968).

Ich habe schon erwähnt, dass fast das ganze Flachebenengebiet im südbaltischen Raum eine ausgedehnte Abrasionsfläche bildet, was an vielen Stellen mit Hilfe des Vibrationsrohres festgestellt wird. Diese Abrasionsfläche kennzeichnet eine alte litorale Sanddecke mit Steinsohle im Untergrunde. Unter der Steinsohle befinden sich vorwiegend verschiedene pleistozäne Bildungen und nur dort, wo die Urstromtäler und übrige grössere Erniedrigungen der ehemaligen festländischen Oberfläche vorkommen, haben wir im Untergrunde der Steinsohle verschiedene, vorwiegend frühholozäne Ablagerungen meistens mit organischen Beimischungen, auch mit Torflagern. Die letzten Ablagerungen konnten sich im Bereich der ehemaligen Erniedrigungen des Festlandes deshalb erhalten, weil zur Zeit der Transgression das Meer nur die Erhebungen immer oberhalb der Eintiefungsböden vernichtete. Deshalb auch konnten sich auf dem Festlande selbst in der Nachbarschaft der damaligen Küste, vorwiegend im Bereich der Urstromtäler und Gletscherzungenbecken, verschiedene, hauptsächlich biogene und limmische Bildung schnell entwickeln und dann, nach Überschüttung durch Sandsedimente des transgredierenden Meeres, am Meeresboden erhalten. Das ergab sich vor allem aus der grossen relativen Höhenunterschieden des ehemaligen festländischen Reliefs (Hurtig, 1954; Rosa, 1957, 1953).

Die Mächtigkeit der alten litoralen Sanddecke im Bereich der Flachebene — gewiss mit vielen Ausnahmen — ist nicht so gross und beträgt

meistens nur 2 bis 3 m. Nur an den Stellen, wo unter den Transgressionsanden die Urstromtäler vorkommen, wird sie dicker bis 4 m und mehr. Dort dagegen, wo am Meeresboden sanfte Erhöhungen auftreten, wird sie immer dünner und verschwindet oft gänzlich. Dort breiten sich kahle Steinfeldern mit einzelnen grossen Steinblöcken aus.

Im Raume der Flachebene und auch im Raume des südbaltischen Hanges treten Formen und Bildungen der alten Strandlinien auf. Zu ihnen gehören vor allem so genannte litorale Abrasionsstufen und im Bereich der Urstromtäler — litorale Akkumulationsstufen. Die Abrasionsstufen treten am deutlichsten dort auf, wo die litorale Sanddecke verhältnismässig geringmächtig ist. Am deutlichsten sind sie am Meeresboden nördlich vom Rozewie Kap (Rüxhof) ausgebildet, dann in der Umgebung der Stolper Bank und auf dem Nordhang der Stolper Rinne sowie auch auf dem untermeerischen Hang des samländischen Sockels. Die relative Höhe der einzelnen Stufen beträgt meistens nur 3 bis 4 m, manchmal 5 bis 6 m und selten noch mehr. Es wird schon festgestellt, dass die Abrasionsstufen zu der Abrasionsfläche gehören und durch die alte litorale Sanddecke entweder teilweise oder gänzlich verkleidet sind. Völlig an jenen Stellen, wo die Mächtigkeit der Decke nicht geringmächtig ist, z. B. auf dem Nordhang der Oderbank. Ein wichtiges Kennzeichen dieser Stufen ist die Tatsache, dass einzelne von ihnen immer in einer gewissen Tiefe auftreten und in vielen Fällen kann man sie auf lange Strecken von mehreren Kilometern verfolgen.

Es ist auch bekannt, dass die Abrasionsstufen die Füsse der alten Kliffwände darstellen. Die Kliffwände der alten Strände wurden zur Zeit der Transgression fast völlig vernichtet, nur unter gewissen Umständen, die wir bisher noch nicht genau kennen, erhielten sich unter dem Wasser die Klifffüsse selbst, gerade in der Gestalt der Abrasionsstufen. Es ist zweifellos, dass die Entstehung und Erhaltung der Stufen unter Wasser mit dem phasenhaften Verlauf der Transgression des Meeres eng in Verbindung standen. Man kann also annehmen, dass sie auf die vorübergehende Stabilisationen des Meeresniveaus hinweisen und dass ihre Ent-

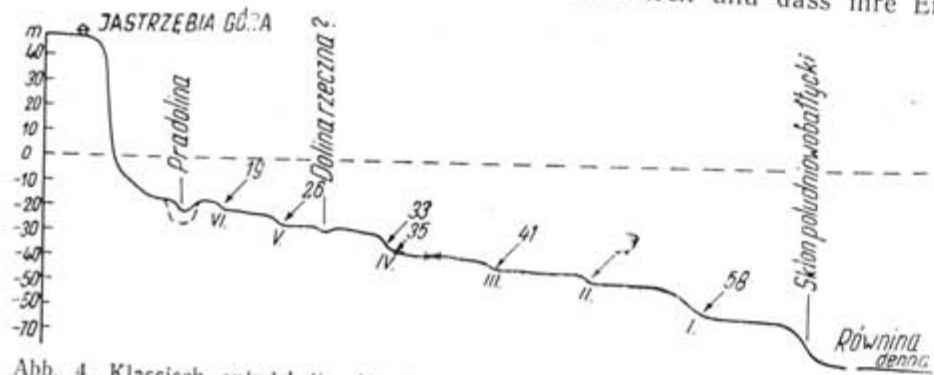


Abb. 4. Klassisch entwickelte Abrasionsstufen nördlich vom Rozewie-Kap (Rüxhof, schematisiert)  
 Zeichenerklärungen  
 I, II, III, IV, V, VI — Alte Strandlinien; 58, 41, 35 und 33, 26, 19 — Lage der Strandlinien in Meter unter NN.

stehung mit den Stabilisationsperioden des transgredierenden Meeres verbunden war.

An manchen Stellen werden auch sehr interessante Akkumulationsstrukturen mit Hilfe des Stechrohres festgestellt, und zwar im Bereich eines spätglazialen Urstromtales nördlich von Karwia (Karwen) und am Bodem der Bucht von Koszalin (Köslin), nördlich vom Jamno-See und Bukowo-See (Rosa, 1963, 1967). Diese Strukturen sind aus Stein-, Kies- und Grobsandschichten aufgebaut und bilden im Bodenrelief auch sehr sanften Stufen. Deshalb haben wir sie als litorale Akkumulationsstufen benannt. Im Innern dieser Strukturen treten auch festländische Bildungen der küstennahen Akkumulation, wie Torfschichten, liminische Sedimente, Flugsande mit organischen Beimischungen u. a. auf. Die festländischen Bildungen verzahnen sich und verbinden sich mit grobkörnigem Material der Strandakkumulation innerhalb dieser Strukturen. Die geomorphologische Analyse des in der Nachbarschaft gelegenen Bodenreliefs beweist, dass sie zu den alten Akkumulationsabschnitten des Strandes gehören und diese Abschnitte jetzt am Meeresboden darstellen. Wir hoffen, dass gerade diese Strukturen es uns gestatten, die alte Strandlinien genau und unmittelbar zu datieren.

Auf Grund bisherigen Forschungsergebnissen können wir feststellen, dass am Meeresboden der südlichen Ostsee nur sechs, eventuell sieben alten Strandlinien im Holozän entstanden sind. Sie treten in Gestalt der Abrasions- und Akkumulationsstufen auf. Es ist jetzt unsere Tagesaufgabe alle diese Strandlinien, besonders die, die am tiefsten gelegen sind, geologisch zu beweisen und unmittelbar mit Hilfe der modernen Methoden genau zu datieren.

\* \* \*

Jetzt möchte ich noch einige Bemerkungen zum Problem der Neotektonik des südbaltischen Gebiets darstellen. Dieses wichtige Problem, wie wir wissen, wird von vielen Forschern sehr skeptisch betrachtet. Aber ohne Lösung dieses im südbaltischen Raum komplizierten Problems kann man nicht andere wichtige Fragen der Paläogeographie dieses Gebiets endgültig erklären. Ich möchte nur auf drei Aspekte dieses Problems hinweisen und zwar auf solche, die unmittelbar mit den zahlreichen Fragen der alten südbaltischen Strandlinien in Verbindung stehen.

1. Bei der Betrachtung der Längsprofile der einzelnen Strandlinien in der Richtung vom Westen nach Osten oder umgekehrt geht hervor, dass diese Linien jetzt nicht mehr horizontal erhalten geblieben sind, sie sind ziemlich verbogen. Diese Verbiegungen verbinden sich ganz deutlich mit den tektonischen Strukturen des tieferen Untergrundes und weisen darauf hin, dass sie auch im Holozän fernerhin und verhältnismässig schnell entwickelten. Diese während des Holozäns verhältnismässig schnelle tektonische Entwicklung des Gebiets gestattet uns zu vermuten, dass auch im Pleistozän solche Erscheinungen stattfanden und dass sie unbedingt

mit der Belastung und Entlastung des Gebiets durch die Eisdecke und von Eisdecke verursacht waren.

2. Bei der Betrachtung der Längsprofile der alten Strandlinien in der Richtung vom Norden nach Süden, im Bereich der Danziger Bucht, kann man sehen, wie diese Linien eine ganz bedeutende Neigung in dieser Richtung aufweisen. Z. B., die am tiefsten am Hangfuss des Samländischen Sockels gelegene Strandlinie neigt sich vom Norden nach Süden von -74 m bis zu -80 m und weist darauf hin, dass gerade im südlichen Teil der Bucht das niedrigste Wasserniveau um etwa 83 m niedriger als der heutige Meeresspiegel gewesen sein musste. Diese Neigungen be weisen fernerhin, dass nicht nur das Gebiet der südlichen Ostsee sondern auch das Gebiet des pommerschen Seeplateaus eine allgemeine Senkungstendenz während des Holozäns aufwies. Es ist klar, dass diese allgemeine Senkungstendenz des südbaltischen und pommerschen Gebiets mit der Hebungstendenz im Norden in Verbindung stand. Es geht hier um glazial-isostatische Niveauveränderungen der Gebiete im gesamten baltischen Raum.

3. Es wäre interessant, die glazial-isostatische Bewegungstendenzen und -Richtungen im ganzen südbaltischen und pommerschen Raum in der Zeit zu verfolgen. Aber dazu wären vorher alle Strandlinien möglichst genau und unmittelbar zu datieren und die so genannten zeitlichen Verschiebungskurven der Strandlinien für den Bereich der südbaltischen Küste zusammenzustellen.

Die zeitliche Verschiebungskurven der südbaltischen Strandlinien zeigen uns nämlich nicht nur die eustatischen Schwankungen des Meeresniveaus sondern auch gleichzeitig die neotektonischen Niveauveränderungen des Gebiets. In diesen Kurven sind die Einflüsse der Eustatik und der Neotektonik gleichzeitig dargestellt. Um aus ihnen die neotektonische Bewegungstendenzen und Richtungen abzulesen, darf man sie mit den so genannten möglichst rein eustatischen Kurven des Weltmeeres vergleichen. Solche Vergleichprobe habe ich getan, aber nur aufgrund der mittelbar datierten Strandlinien (Rosa, 1968). Aus diesem Vergleich ging hervor, dass das südbaltische Gebiet im Spätglazial eine bedeutende Hebungstendenz und im Holozän dagegen im allgemeinen eine Senkungstendenz aufwies. Besonders am Anfang des Holozäns war diese Senkungstendenz des südbaltischen und pommerschen Gebiets sehr bedeutsam. Fernhin wird sie immer schwächer.

#### LITERATUR

- AUGUSTOWSKI, B.: 1965. Układ i rozwój pradolin pobraża kaszubskiego. Zeszyty Geogr. WSP w Gdańsku. Rok VII, Gdańsk.  
DAUKSZA, L.: 1963. Morfologia Niziny Młynarskiej. Archiv d. Lehrstuhl d. Physisch. Geogr. d. Universität in Toruń.

- FLORIN, S.: 1963. Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. Baltica 1, Vilnius.  
FROMM, E.: 1963. Absolute Chronology of the Late-Quaternary Baltic. Baltica 1, Vilnius.  
De GEER, E. H.: 1963. G. de Geer's part in exploring the history of the Baltic Sea. Baltica 1, Vilnius.  
GUDELIS, V. K.: 1960. The History of Evolution of East Baltic Sea coast during the Late- and Postglacial Times. Report for the XIX<sup>th</sup> Intern. Geographical Congress. Stockholm.  
HARTNACK, W.: 1931. Oberflächengestaltung der ostpommerschen Grenzmark. Der Nordosten. Breslau.  
HURTIG, Th.: 1954. Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtliche Probleme. Berlin.  
HYYPPÄ, E.: 1963. On the Late-Quaternary History of the Baltic Sea. Fennia 89, No 1, Helsinki.  
KONIGSSON, L.: 1967. Submarine Geology of Kalmarsund. Geolog. Föören. i Stockholm Förhandlingar, Vol. 89, Stockholm.  
MASICKA, H.: 1963. Essai de définition stratigraphique ainsique de l'âge de la carote prélevée de la Baie de Gdańsk. Baltica 2, Vilnius.  
PRATJE, O.: 1948. Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente. Deutsch. Hydrogr. Zeitschr., Bd. 1, H. 2/3.  
ROSA, B.: 1963. O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w swietle dawnych form brzegowych. Stud. Soc. Scien. Torunensis., Vol. V, sec. C, Toruń.  
ROSA, B.: 1967. Ewolucja mierzei południowobaltyckich. Sprawozdania TNT, 18. Toruń.  
ROSA, B.: 1967. Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. Archiv d. Lehrstuhl d. Phys. Geogr. d. Universität, Toruń.  
ROSA, B.: 1968. Obszar południowobaltycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. Ostatnie zlodowacenie w Polsce. Łódź.  
SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Helsinki.  
SCHMIDT, H.: 1963. Zur spätglazialen Gletscherdynamik zwischen Rügen und Christiansö. Geogr. Berichte, H. 4.  
WYPYCH, K.: 1962. Etudes géologiques dans la partie occidentale de la Baltique Méridionale. Conseil Intern. pour l'Exploration de la Mer. C. M.  
ГУДЕЛИС В. К.: 1961. Общие черты развития морских берегов Восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, т. VIII, Морские берега, Таллин.  
УЛЬСТ В. Г., БЕРЗИНЬ Е. Л., АБРАМОВ Е. П.: 1963. Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования. Baltica, 1, Вильнюс.

**SOME PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGY, PALEO GEOGRAPHY  
AND NEOTECTONICS IN THE COASTAL AREA  
OF THE SOUTHERN BALTIC**

by

*B. ROSA*

**SUMMARY**

On the ground of recent data, concerning the geology and geomorphology, bottom sediments and neotectonic movements the writer gives a clear picture of the submarine topography and the morphogenesis of the region under consideration. A great attention is paid to the ancient shorelines situated now below the modern sealevel as well as to the crustal movements, which took place during the late- and postglacial times.

**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ, ПАЛЕОГЕОГРАФИИ  
И НЕОТЕКТОНИКИ ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЛТИКИ**

*B. РОСА*

**РЕЗЮМЕ**

На основе новейших данных исследований, касающихся геологии и геоморфологии, донных отложений и неотектоники автор рисует отчетливую картину подводного рельефа и морфогенеза рассматриваемого района Балтики. Большое внимание уделяется древним береговым линиям, расположенным сейчас ниже современного уровня моря, а также проявлению движений земной коры, имевших место в поздне- и последниковье.

*BALTICA*

*Vol. 4*

*Page. 211—225*

*Vilnius, 1970*

**О ШТОРМОВЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ В СОДЕРЖАНИИ ТЯЖЕЛЫХ  
МИНЕРАЛОВ НА ПОДВОДНОМ БЕРЕГОВОМ СКЛОНЕ  
(ПО МАТЕРИАЛАМ ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ)**

*Ю. С. ДОЛОТОВ, Р. А. СТАУСКАЙТЕ, Москва, Вильнюс*

Вопросу о распределении и условиях концентрации тяжелых минералов в современной береговой зоне морских бассейнов в последнее время уделяется большое внимание, поскольку большинство россыпных месторождений этих минералов (содержащих редкие элементы) имеют прибрежно-морское происхождение. К настоящему времени накоплена довольно обширная литература, как отечественная (Щербаков, 1958; Невесский и Щербаков, 1958, 1960; Невесский, 1960; Болдырев, 1960; Ульст и Майоре, 1960; Щербаков и Павлидис, 1962; Ульст, 1963, 1964; Аксенов и др., 1964, 1965а, б; Васильчиков и др., 1966 и др.), так и зарубежная (Lamcke, 1937; Rittenhouse, 1943; Lenhart, 1956; Bressau, 1957; Ludwig и Vollbrecht, 1957; Rao, 1957; Wączyk, Nowak, 1963 и др.). На основе материалов региональных исследований выявлены некоторые интересные закономерности, касающиеся связи концентрации тяжелых минералов с особенностями динамики прибрежной зоны (в частности, с поперечным и продольным перемещением наносов), распределения этих минералов на различных участках и условий, благоприятствующих формированию и захоронению россыпей.

Выполненные исследования показали настоятельную необходимость тщательного и всестороннего изучения процесса дифференциации осадочного материала по удельному весу, в ряде случаев приводящего к повышению концентрации тяжелых минералов. На важность изучения этого процесса обращалось внимание в литературе (Невесский, 1960; Зенкович, 1962; Аксенов и др., 1964). В лабораторных условиях первый цикл подобных исследований проведен (Волков, 1965а, б). Что же касается натурных наблюдений, то опубликована лишь единственная работа, одного из авторов статьи (Stauskaitė, 1963—1964), в которой сделана попытка связать особенности сортировки наносов по удельному весу (изменения в содержании тяжелых минералов) с конкретным гидродинамическим режимом.



Цель настоящей статьи — на основе обобщения материалов детальных стационарных исследований на побережье Восточной Балтики, проведенных в последние годы Институтом океанологии АН СССР и Отделом географии Академии наук Литовской ССР, выявить некоторые закономерности штормовых изменений общего содержания тяжелой подфракции и отдельных групп минералов в зависимости от характера преобразований рельефа, механической дифференциации наносного материала и особенностей прошедших циклов волнения.

В работе одного из авторов настоящей статьи (Долотов, 1967), на основании анализа материалов этих же стационарных исследований на Балтике, было показано, что характер штормовых изменений рельефа и механического состава наносов (отмечены два типа таких изменений) определяется сочетанием следующих факторов.

Во-первых, это «направление волн», т. е. изменения направления волн и течений в ходе шторма, диапазон этих изменений и «результатирующее» направление. Учет этого фактора проводится на основе расчета относительных наносодвижущих характеристик прошедшего волнения по методу Р. Я. Кнапса (1956). Величина  $B$  («сила прибоя») отражает волновое воздействие в поперечном по отношению к общему направлению берега направлении. «Результативная наносодвижущая сила»  $T_{рез}$  характеризует воздействие волн и штормовых течений вдоль берега. Значения составляющих  $T_{рез}$  ( $T^+$  и  $T^-$ ) и их соотношение определяют интенсивность и характер разнонаправленных вдольбереговых подвижек наносного материала.

Второй фактор — «сила волн», т. е. изменение ее во время шторма, относительная роль волнения разной силы и общая «сила» воздействия волн, а также течений, связанных с волнением. Учитывается этот фактор на основе подсчета длительности (а следовательно установления и относительной роли) отдельных фаз волнения (усиления, стабилизации и затухания), а также общей продолжительности шторма и результирующей величины энергии волн и течений — «результативного вектора энергии»  $E$  (Кнапс, 1956). Третий фактор — это условия поступления и общее количество наносов в береговой зоне.

Данные разделения мелких фракций наносов тяжелыми жидкостями (с удельным весом 2,9) и минералогического анализа свидетельствуют о том, что изменения общего содержания тяжелых минералов и отдельных компонентов этой подфракции определяются теми закономерностями, которые касаются изменений рельефа и механического состава наносов и, в свою очередь, обусловленных характером гидродинамического режима прошедшего шторма.

В зависимости от сочетания указанных выше факторов, штормовые изменения в содержании и составе тяжелой подфракции также могут быть двух типов.

В качестве иллюстрации проведем анализ изменений, имевших место за штормовые периоды летом 1962 г. на одном из участков песчаного

побережья Куршской косы, отличающемся достаточно большими запасами наносов в верхней части подводного склона.

Изменения в содержании тяжелых минералов первого типа наблюдались во время двух штормовых циклов: в периоды с 13 до 20 и с 26 до 30 июля 1962 г.

Для этих циклов волнения было характерно общее преобладание действия «поперечных сил» — нормальных (по отношению к направлению берега) волнений, на что указывает явное превышение величины  $B$  над величиной  $T_{рез}$ , особенно значительное во время второго волнового цикла. Составляющие результирующей наносодвижущей силы ( $T^+$  и  $T^-$ ) несильно отличались по своим значениям друг от друга, что определяло тенденцию к вдольбереговому перемещению наносов в противоположных направлениях (в виде подвижек), а следовательно и возможность компенсации материала, вынесенного в одном каком-то направлении. Большая продолжительность фазы затухания волнения, особенно в первом цикле (85% от общей продолжительности штормового периода) предопределила тенденцию к длительной подаче наносов в сторону берега при действии волн в эту фазу (в течение 4,5 суток в первом случае).

Перемещение же материала в направлении уреза в условиях преобладания поперечных волн и благодаря возможности пополнения запасов наносов за счет их приноса со смежных участков, обусловило общую аккумуляцию наносного материала по профилю и увеличение количества наносов в верхней части береговой зоны. В связи с этим (рис. 1а) имело место повышение (в ряде случаев существенное) профиля подводного склона в пределах зоны с валами и даже за ее пределами, общее выполаживание, выравнивание профиля, а также общее уменьшение крупности наносов в верхней части его (зоне валов) за счет подачи более мелкого материала с нижележащих участков подводного берегового склона.

При сопоставлении данных о процентном содержании тяжелой подфракции до и после рассматриваемых двух циклов волнения (см. табл. 1 и 2) видно, что вследствие указанных процессов общее содержание тяжелых минералов по профилю подводного склона уменьшилось.

Наряду с этим, как следствие сглаживания, выполаживания профиля и общего «разбавления» рыхлого плаща наносов более мелким материалом в большинстве случаев отмечалось общее выравнивание процентного содержания тяжелых минералов в зоне валов, сглаживание существовавших до шторма довольно отчетливых различий (в этом отношении) между подводными валами и ложбинами.

Еще одной особенностью послештормовых профилей (см. табл. 2) является характерное общее высокое содержание более легких из минералов тяжелой подфракции (амфиболов и пироксенов) и присутствие слюд (даже на валах). Вместе с тем, отмечается значительно меньший процент минералов с большим удельным весом (рудных и, особенно, гранатов). Циркон же вообще в целом ряде случаев не обнаружен. Указанное соотношение между содержанием более легких и более тяжелых

минералов считается характерным для аккумулятивных участков (Ульст, 1963; Wączyk, Nowak, 1963). К сожалению, данных для сопоставления изменения минералогического состава наносов (тяжелой подфракции) за рассматриваемые циклы волнения почти нет, поэтому и приходится ограничиваться только сопоставлением данных, характеризующих послештормовую, итоговую картину распределения отдельных тяжелых минералов.

Роль поступления более мелкого материала особенно ярко проявляется в ложбинах, которые, как правило, испытали заметное повышение дна и на некоторых участках оказались в значительной степени заполненными наносами. В целом ряде случаев (ложбина между I и II валами на IV и II профилях за период 26—30 июля, приурезовая ложбина на IV профиле и ложбина между II и III валами на II профиле за тот же период — см. табл. 1) в связи с этим содержание тяжелых минералов сократилось в несколько раз (или же уменьшилось весьма существенно), причем это отмечалось на фоне весьма значительного уменьшения среднего медианного диаметра  $M_d$  (почти в 2 раза — в первом из перечисленных случаев) и, как правило, существенного увеличения содержания обеих мелких фракций (0,1—0,25 и <0,1 мм). Иногда (ложбина между I и II валами на IV профиле за период 13—20 июля) снижение процентного содержания тяжелой подфракции (в обеих мелких фракциях) наблюдалось практически при постоянстве величин  $M_d$  и  $S_o$  (коэффициента сортировки наносов) или очень небольших изменениях их. В этом случае, отсутствие изменения было характерно и для процентного содержания двух самых мелких фракций. Вероятно, это явилось результатом того, что поступал материал примерно той же крупности, что была у местного, но более легкого.

Зафиксирован и случай (ложбина между II и III валами на II профиле в период 13—20 июля), когда во фракции 0,1—0,25 мм отмечено уменьшение содержания тяжелых минералов, а во фракции <0,1 мм — увеличение. Поскольку это происходило на фоне существенного повышения дна и весьма значительного уменьшения крупности наносов, то происшедшие изменения, вероятно, следует объяснить тем, что, при наличии достаточно высоких скоростей придонных движений воды, поступавший материал испытывал некоторую сепарацию по удельному весу. Последнее привело к обогащению тяжелыми минералами самой мелкой фракции.

В ряде случаев пробы наносов 20 июля были отобраны на каких-то местных участках размыва, о чем свидетельствует изменение отметок глубин (приурезовая ложбина на IV профиле и ложбина между I и II валами на II профиле в период 13—20 июля — см. табл. 1). Возможно также, что значительная разница в глубинах в этих и еще в одном случае (приурезовая ложбина на II профиле в период 26—30 июля) свидетельствует о неодинаковых местах отбора проб до и после шторма.

На подводных валах, так же, как и в ложбинах, за рассматриваемые периоды волнений (13—20 и 26—30 июля), вследствие поступления

и отложения мелкого и легкого материала происходило повышение дна. Однако, в отличие от ложбин, на валах (см. табл. 1 и 2) во многих случаях величина  $M_d$ , так же, как и процентное содержание двух мелких фракций (0,1—0,25 и <0,1 мм), совсем не изменилась и лишь в нескольких случаях прослеживалось незначительное уменьшение крупности материала (уменьшение величины  $M_d$ ). Объяснить это следует тем, что на валах материал, в общем, всегда значительно мельче, чем в ложбинах и по механическому составу он, вероятно, был близок к тому материалу, который поступал сюда в ходе прошедших волнений.

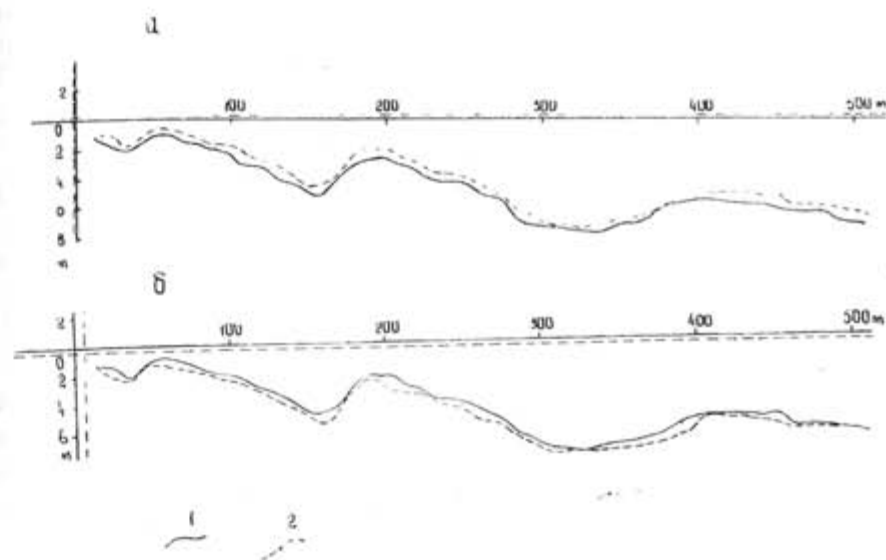


Рис. 1. Штормовые изменения профиля подводного берегового склона в результате действия различных волнений: а — первого типа, б — второго типа. 1 — исходный (доштормовой) профиль; 2 — то же после волнения; соответствующие положения уровня моря (высотное) и уреза (плановое) изображены теми же знаками

В связи с этим наиболее распространенными являются случаи, когда весьма характерное и для валов послештормовое общее уменьшение процентного содержания тяжелых минералов проходило без изменения характеристик механического состава наносного материала (II вал на IV профиле и III вал на II профиле в период 26—30 июля, II и III валы на I профиле, I вал на II профиле и II вал на IV профиле в период 13—20 июля — табл. 1 и 2).

Вследствие большей, по сравнению с ложбинами, интенсивностью придонных движений воды над валами (Айбулатов и др., 1966) более распространенным оказался случай, когда довольно отчетливо проявилась сепарация наиболее мелкой фракции (<0,1 мм) с выносом более легких частиц и вследствие этого — довольно заметным обогащением этой фракции тяжелыми минералами (II вал на II профиле в период 26—30 июля и III вал на том же профиле в период 13—20 июля — табл. 1).

В нескольких случаях, судя по значительной разнице в отметках глубин, сопоставление процентного содержания тяжелых минералов до и после шторма оказалось невозможным, ввиду того, что пробы были взяты не совсем в одном и том же месте (I вал на IV профиле, II вал на II профиле и I вал на I профиле в период 13—20 июля — табл. 1 и 2).

Для тяжелой подфракции наносов на валах после рассматриваемых циклов волнения характерно большее процентное содержание минералов с меньшим удельным весом (амфиболов и пироксенов), по сравнению с более тяжелыми минералами (гранатами и рудными), причем иногда амфиболы и пироксены составляют половину от общего содержания подфракции (табл. 2, период 13—20 июля). Подобная же закономерность отчетливо прослеживается и в ложбинах.

На участках подводного склона за зоной валов после действия волнений рассматриваемого типа наблюдалось следующее.

На небольшом удалении от внешнего морского вала (глубина 7 м) подводный склон испытывал еще влияние поступления и отложения легкого материала с нижележащих частей профиля. Судя по всему, этот материал имел примерно тот же гранулометрический состав, что и местный (отсутствие изменений величин  $Md$  и  $So$ , а также процентного содержания двух наиболее мелких фракций или их очень небольшие изменения — см. IV и II профили в период 13—20 июля и II профиль в период 26—30 июля — в табл. 1). Так же, как и в зоне валов, отмечается общее уменьшение процентного содержания тяжелых минералов. Вместе с тем, постоянство отметок глубин, по всей вероятности, свидетельствует о том, что отложение принесенного более легкого материала в этих частях подводного профиля было невелико (в пределах точности отсчета глубин при промерах).

На больших глубинах (10—12 м) подводный склон, по всей вероятности, являлся участком размыва и с него поступали наносы на участки дна, расположенные ближе к берегу. По этой причине здесь характерно уже не уменьшение, а напротив, общее увеличение процентного содержания тяжелой подфракции. В зависимости, по всей вероятности, от степени интенсивности придонных движений воды, отмечены такие случаи. На меньших отметках дна (глубина 10 м на IV профиле в период 26—30 июля — табл. 1) в условиях, видимо, достаточно высоких скоростей воды у дна, произошел отчетливо ощутимый отмыв (сепарация) обих мелких фракций (вынос более легких частиц) и наблюдается увеличение содержания тяжелой подфракции в обеих фракциях ( $<0,1$  и  $0,1—0,25$  мм).

Глубже (глубина 12 м на том же профиле в тот же период) придонные движения воды были, вероятно, меньшими, и наблюдалось некоторое обогащение тяжелыми минералами лишь наиболее мелкой фракции ( $<0,1$  мм), поскольку выносились только наиболее мелкие из легких частиц. Процентное содержание фракции  $<0,1$  мм уменьшилось, за счет чего возросло процентное содержание фракции  $0,1—0,25$  мм.

В отношении минералогического состава тяжелой подфракции следует подчеркнуть, что за зоной валов также отмечается более высокий процент минералов с меньшим удельным весом (амфиболов и пироксенов), по сравнению с более тяжелыми (глубина 7 м на I профиле в период 13—20 июля — табл. 2).

Изменения в процентном содержании тяжелой подфракции второго типа отмечались во время периодов волнения с 20 до 2 июля и с 30 июля до 4 августа 1962 г.

Эти циклы волнения характеризовались тем, что относительно велика была роль «продольных сил», т. е. косоугольного волнения и вдольбереговых течений, поскольку величина  $B$  превышала значение  $T_{рез}$  не намного. Разница же между величинами составляющих результирующей наносодвижущей силы ( $T^+$  и  $T^-$ ) была велика (в первом случае одна превышала другую в 20 раз, а во втором — практически существовала лишь одна составляющая). В связи с этим имела ярковыраженная тенденция к вдольбереговому перемещению наносов преимущественно в одном направлении. Вследствие этого вынос материала на соседние участки не мог быть компенсирован поступлением наносов ни со смежных участков (очень мала роль подвижек их в направлении, противоположном общему перемещению наносного материала вдоль берега), ни с местных участков дна (мала роль «поперечных сил», да и структура рассматриваемых циклов такова, что продолжительность фазы затухания, на которой происходит подача наносов в сторону берега, относительно невелика). В результате, наблюдался общий размыв и понижение профиля подводного берегового склона на большей его части или на участках значительного протяжения (рис. 16). Общее количество наносов в пределах зоны с валами сократилось. Крупность материала в тех местах, где отчетливо прослеживаются признаки размыва, увеличилась, причем в ряде случаев — весьма существенно (некоторые ложбины — табл. 1).

При сопоставлении данных об изменении процентного содержания тяжелых минералов за рассматриваемые два волновых цикла обращает на себя внимание тот факт, что влияние размыва дна проявляется по-разному на различных участках подводного склона: в одних случаях он приводит к обогащению наносного плаща тяжелыми минералами, в других — к обеднению. Дело в том, что для повышения содержания тяжелой подфракции требуется наличие таких скоростей придонных движений воды, при которых выносятся только легкий мелкий материал (фракций  $<0,1$  и  $0,1—0,25$  мм, в которых, в основном, и содержится тяжелая подфракция прибрежных осадков), но остается на месте материал той же крупности, но более тяжелый. При больших скоростях придонных движений воды, когда выносятся все частицы мелких фракций (и легкие и тяжелые) — процентное содержание тяжелой подфракции снижается. Подобные два случая отмечались и во время лабораторных опытов (Волков, 1965б).

Еще одной особенностью, связанной с действием штормовых волнений рассматриваемого типа, является характерное распределение отдель-

ных минералов тяжелой подфракции. Условия общего размыва и выноса мелких частиц обусловили уменьшение процентного содержания более легких минералов — амфиболов и пироксенов (см. табл. 2). Слюды же вообще почти совсем не обнаруживаются. Повышение же, порой значительное, содержания минералов с большим удельным весом (гранатов и, особенно, рудных), привело к тому, что в целом ряде случаев в процентном отношении рудные минералы (ильменит, магнетит, гематит и лейкоксен) стали преобладающими. Сходная картина на участках размыва отмечалась и другими исследователями (Ульст, 1963; Waczyk, Nowak, 1963).

Признаки размыва профиля особенно отчетливо прослеживаются в ложбинах (межваловых и приурезовой), которые, в целом, испытали углубление. В большинстве случаев об этом свидетельствует изменение отметок глубин (см. табл. 1 и 2), но иногда размеры происшедших изменений рельефа — в пределах точности промера (отметки глубин до и после волнения остаются одинаковыми). Однако во всех случаях влияющие размыва дна проявились достаточно ярко.

На некоторых участках профиля, в связи с размывом на дне ложбин и сепарацией материала с выносом более легких частиц, отчетливо прослеживается увеличение процентного содержания тяжелой подфракции. В одних случаях оно имело место на фоне укрупнения материала — увеличения  $M_d$  и общего уменьшения содержания фракций  $<0,1$  и  $0,1-0,25$  мм (приурезовая ложбина на IV профиле в период 20—26 июля — табл. 1). В других же — это наблюдалось при некотором уменьшении крупности наносов (ложбина между I и II валами на I профиле в период 20—26 июля — табл. 2), причем характерно увеличение содержания более тяжелых минералов (гранатов, рудных, циркона) и уменьшение более легких (амфиболов и пироксенов), слюды же вообще исчезли.

По некоторым участкам ложбин нет данных об изменении процентного содержания тяжелой подфракции за шторм, но показателем очень высокий процент рудных минералов после прошедшего волнения (ложбина между I и II валами и приурезовая на I профиле в период 30 июля — 4 августа — табл. 2), причем опять-таки без признаков укрупнения материала. Вероятно, что общее обогащение поверхностных донных осадков тяжелыми минералами или минералами с большим удельным весом (среди тяжелых), при отсутствии признаков увеличения крупности наносов, связано с характером поступившего нового материала, подвергавшегося сепарации под воздействием волн и течений.

В ряде случаев в ложбинах, испытавших размыв, за рассматриваемые циклы волнения общее содержание тяжелой подфракции уменьшилось. В основном, это имело место на фоне существенного укрупнения наносного материала (увеличения  $M_d$  и общего уменьшения процентного содержания двух наиболее мелких фракций), что свидетельствует о выносе как легких, так и тяжелых мелких частиц, благодаря значительным скоростям придонных движений воды. Подобный процесс, по всей вероятности, был характерен для ложбины между I и II валами на IV про-

филе и для ложбины между II и III валами на II профиле — в период 20—26 июля, для ложбины между I и II и между II и III валами на II профиле — в период 30 июля — 4 августа (см. табл. 1).

На тех участках ложбин, где зафиксированы признаки местного повышения дна (ложбина между I и II валами на IV профиле в период 30 июля — 4 августа, ложбина между I и II валами и приурезовая — на II профиле в период 20—26 июля — см. табл. 1), на фоне отложения наносов (поступившего сюда материала), сопровождавшегося уменьшением величины  $M_d$  и увеличением процентного содержания двух самых мелких фракций, отмечено возрастание или уменьшение содержания тяжелых минералов. Характер этого изменения, по всей вероятности, определялся составом поступавшего наносного материала, подвергавшегося сепарации в разной степени, в зависимости от интенсивности придонных движений водной толщи на том или ином участке. Этими же факторами, вероятно, был предопределен и характер изменения в содержании тяжелых минералов на некоторых участках размыва (приурезовая ложбина на I профиле в период 20—26 июля и на II профиле в период 30 июля — 4 августа — см. табл. 1 и 2).

На валах, в условиях общего размыва, при значительных скоростях волновых движений и течений у дна, за рассматриваемые периоды волнения в большинстве случаев отмечено возрастание содержания тяжелых минералов. Характерно, что интенсивная сепарация материала, как правило, проходила без заметного изменения крупности наносов (величин  $M_d$  и процентного содержания фракций  $<0,1$  и  $0,1-0,25$  мм), поскольку гранулометрический состав поступавших и местных наносов был, вероятно, сходным. Подобный процесс наблюдался как на участках оштормованного размыва (III вал на II профиле в периоды 20—26 июля и 30 июля — 4 августа, а также тот же вал на I профиле в период 20—26 июля — см. табл. 1 и 2), так и на участках, где, по промерным данным до и после шторма, возможный размыв не отразился в изменении отметок глубин (II вал на IV профиле в период 20—26 июля).

Сепарация наносов по удельному весу в условиях преобладания размыва обусловила существенные изменения в минералогическом составе тяжелой подфракции. Отмечено увеличение более тяжелых минералов — гранатов и рудных и существенное уменьшение более легких — амфиболов и пироксенов, в результате чего рудных в целом ряде случаев стало больше, чем амфиболов и пироксенов, а слюды вообще не обнаруживаются (см. III вал на I профиле в периоды 20—26 июля и 30 июля — 4 августа — табл. 2 и I вал на том же профиле в период 20—26 июля).

На тех участках подводных валов, где отмечалась местная аккумуляция наносов, на фоне уменьшения крупности материала отмечается общее сокращение содержания тяжелых минералов или уменьшение их в одной из фракций (II вал на IV профиле в период 30 июля — 4 августа и I вал на II профиле в период 20—26 июля — табл. 1). В отличие от участков размыва, на аккумулятивных участках процентное содержание более легких минералов — амфиболов и пироксенов выше, чем более

тяжелых — рудных (II вал на I профиле в период 30 июля — 4 августа — табл. 2). Видимо, на участках аккумуляции существенное влияние оказало «разбавление» наносов мелким и легким наносным материалом.

Характер поступавшего материала сыграл определяющую роль в штормовых изменениях на целом ряде участков подводных валов, обусловив постоянство, возрастание или сокращение общего содержания тяжелой подфракции и составляющих ее отдельных минералов (некоторые участки валов в табл. 1 и 2).

За зоной валов после действия волнений рассматриваемого типа, в отличие от действия штормовых волнений первого типа, как и следовало ожидать, не обнаружено четких зон аккумуляции и размыва, которые связаны с процессом поступления наносного материала в сторону уреза (при штормах первого типа). На глубине 7 м, на фоне очень небольших изменений рельефа (или отсутствия таких изменений) в одних случаях отмечалось некоторое увеличение содержания тяжелых минералов в одной из фракций, на фоне укрупнения материала, благодаря сепарации его (II и IV профили в период 20—26 июля). В других случаях (I профиль в периоды 20—26 июля и 30 июля — 4 августа) на фоне некоторого (незначительного) уменьшения содержания двух мелких фракций, но почти неизменной величине Md, процентное содержание тяжелой подфракции не изменилось. Однако характер поступавшего сюда материала обусловил явное преобладание более легких минералов — амфиболов и пироксенов, содержание которых за штормовой период значительно возросло.

Приведенный фактический материал по целой серии штормов свидетельствует о том, что в процессе действия волн и течений общее содержание тяжелых минералов и минералогический состав тяжелой подфракции существенно изменяются. Особенно велик размах этих изменений в зоне валов: в ряде случаев процентное содержание подфракции уменьшалось или увеличивалось в 6—9 раз. Следует подчеркнуть, что колебания в 2—3 раза характерны и для зоны за валами, что безусловно связано с наличием достаточно высоких значений скоростей придонных движений вод, которые и обеспечивают возможность сепарации наносов по удельному весу.

При различных гидродинамических режимах наблюдается существенная разница в условиях для дифференциации наносов по удельному весу, а следовательно и для концентрации тяжелых минералов.

Характер минералогической дифференциации осадков подводного берегового склона определяется следующими факторами. Во-первых, это гранулометрический и минералогический состав местного наносного материала подводного склона. Во-вторых — крупность, сортированность и минералогический состав наносов, поступающих в ходе штормового волнения. Наконец, в-третьих, это величины скоростей придонных движений воды — ведущий фактор, определяющий основные условия для сепара-

ции осадочного материала: аккумуляцию наносов или размыв (разной степени) подводного склона на том или ином участке.

Аккумуляция материала, в целом, нарушает и ухудшает условия дифференциации донных наносов по удельному весу. Отмечавшееся поступление и отложение мелкого и часто легкого нового материала как бы «разбавляет» плац наносов и приводит к обеднению его более тяжелыми частицами. Отсутствие же достаточно высоких скоростей воды у дна на участках аккумуляции не создает условий для существенной переработки (сепарации) поступившего осадочного материала. На подобных участках, в общем, создаются условия, неблагоприятные для отмыва тяжелой подфракции, а следовательно для повышения концентрации тяжелых минералов. Характерно уменьшение общего процентного содержания их и преобладание более легких минералов тяжелой подфракции. В некоторых же случаях (когда новый материал имеет более высокое содержание тяжелых минералов, чем местный) может произойти и возрастание процента на том или ином участке профиля.

Размыв подводного склона во время шторма, благодаря значительным скоростям движений воды в придонном слое, в целом, создает условия, обуславливающие интенсивную сепарацию материала по гидравлической крупности. При каких-то оптимальных скоростях, когда происходит вынос более легких частиц, а более тяжелые частицы тех же двух наиболее мелких фракций остаются, отчетливо прослеживается увеличение общего содержания тяжелой подфракции и обогащение этой подфракции минералами с большим удельным весом. В этом случае, вероятно, возникают оптимальные условия для отмыва концентратов тяжелых минералов (Аксенов и др., 1965а). Особенно это характерно для участков с хорошо сортированным мелким материалом (как на подводных валах).

При очень больших скоростях придонных движений водной толщи наблюдается иная картина. В этих случаях, поскольку могут выноситься и более тяжелые частицы, как правило, общее содержание тяжелых минералов уменьшается. Последнее особенно характерно для участков дна, где имелся плохо сортированный материал, который в ходе волнения испытал существенное укрупнение (некоторые ложбины). На уменьшение процентного содержания тяжелых минералов в ходе размыва крупного плохо сортированного материала обращалось внимание и ранее (Щербаков и Павлидис, 1962; Ульст, 1963).

Анализ данных о штормовых изменениях в содержании тяжелых минералов объясняет разницу во взглядах у различных авторов в отношении приуроченности максимума концентрации этих минералов к тем или иным морфологическим зонам на подводном береговом склоне. Так, по мнению одних авторов (Невесский и Щербаков, 1958) наибольшее обогащение тяжелой подфракцией характерно для вершин или морских склонов подводных валов, по исследованиям других — этот максимум наблюдался у внешнего края бурунной полосы и в средней части подводного склона (Ульст, 1963, 1964).

Поскольку при единичном отборе проб наносов в ходе региональных повторных работ в разных районах распределение наносного материала оказывается отражением различных гидродинамических режимов, то, на наш взгляд, несомненно более правильной следует признать точку зрения исследователей (Павлидис, 1965), признающих, что не может быть универсальной схемы распределения тяжелых минералов на отдельных побережьях. Сложность преобразований рельефа и изменений состава наносов при различных волновых режимах и разные условия поступления нового наносного материала обуславливают существенную разницу в ходе процесса дифференциации осадков по удельному весу.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АИБУЛАТОВ Н. А., ДОЛОТОВ Ю. С., ОРЛОВА Г. А. и ЮРКЕВИЧ М. Г.: 1966. Некоторые черты динамики отмелого песчаного берега. Сб. «Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря». Изд. «Наука», М.
- АКСЕНОВ А. А., НЕВЕССКИЙ Е. Н., ПАВЛИДИС Ю. А. и ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1964. Физико-географические условия накопления россыпей прибрежно-морского генезиса. Сб. «Теоретические вопросы динамики морских берегов». Научн. сообщ. по программе XX Междунар. Геогр. Конгр. Изд. «Наука», М.
- АКСЕНОВ А. А., НЕВЕССКИЙ Е. Н., ПАВЛИДИС Ю. А. и ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1965а. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76.
- АКСЕНОВ А. А., НЕВЕССКИЙ Е. Н., ПАВЛИДИС Ю. А. и ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1965б. Изучение процессов образования и захоронения современных прибрежных россыпей. Сб. «Геология россыпей». Изд. «Наука», М.
- БОЛДЫРЕВ В. Л.: 1960. Изучение потоков песчаных наносов и проблема поисков прибрежно-морских россыпных месторождений. Тр. Ин-та геол. и полезн. ископаемых АН Латвийск. ССР, т. 6.
- ВАСИЛЬЧИКОВ Н. В., ПАВЛИДИС Ю. А. и СЛОВИНСКИЙ-СИДАК Н. П.: 1966. О ванадиевых титаномагнетитовых прибрежных россыпях Дальнего Востока. «Океанология», т. VI, вып. 5.
- ВОЛКОВ П. А.: 1965а. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря. Сб. «Геология россыпей». Изд. «Наука», М.
- ВОЛКОВ П. А.: 1965б. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76.
- ДОЛОТОВ Ю. С.: 1967. О штормовых изменениях рельефа и состава наносов подводного берегового склона (по материалам Восточной Балтики). «Baltica», т. 3.
- ЗЕНКОВИЧ В. П.: 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, Москва.
- КНАПС Р. Я.: 1956. О методике определения характеристик движения наносов на безливных морях. Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР, т. 3. Вильнюс.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1960. Некоторые вопросы изучения условий концентрации и накопления тяжелых минералов в прибрежных морских песках. Тр. Ин-та геол. и полезн. ископаемых АН Латвийск. ССР, т. 6.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н. и ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1958. Изучение процессов концентрации тяжелых минералов в связи с поисками прибрежных морских россыпей. Доклады АН СССР, т. 123, № 1.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н. и ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1960. Концентрация тяжелых минералов в прибрежно-морских отложениях и некоторые вопросы россыпеобразования. Сб. «За-

- кономерности размещения полезных ископаемых», т. IV «Россыпи». Гос. научн.-техн. изд. литературы по горн. делу, М.
- ПАВЛИДИС Ю. А.: 1965. Образование россыпей тяжелых минералов в прибрежной зоне вулканических островов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76.
- УЛЬСТ В. Г.: 1963. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря. Тр. Ин-та геол. АН Латв. ССР, т. XI. «Вопросы четвертичной геологии», II, Рига.
- УЛЬСТ В. Г.: 1964. Накопление тяжелых минералов в современных прибрежно-морских отложениях. Сб. «Теоретические вопросы динамики морских берегов». Научн. сообщ. по программе XX Междунар. Геогр. Конгр. Изд. «Наука», М.
- УЛЬСТ В. Г. и МАЙОРЕ Я. Я.: 1960. О распределении и условиях концентрации тяжелых минералов в песках латвийского побережья. Тр. Ин-та геол. и полезн. ископаемых АН Латв. ССР, т. 6.
- ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1958. Некоторые условия концентрации тяжелых минералов в прибрежных морских наносах. Доклады АН СССР, т. 118, № 2.
- ЩЕРБАКОВ Ф. А. и ПАВЛИДИС Ю. А.: 1962. Особенности распределения тяжелых минералов в береговой зоне моря. «Океанология», т. II, вып. 4.
- BAJCZYK, J., NOWAK, B.: 1963. Wplyw rzezyby na roznicowanie sklady mineralnego osadow powier zehniwych na Polwyspie Hel. Artykuly. Czasopismo geograficzne, XXXIV, 209.
- BRESSAU, S.: 1957. Abrasion, Transport und Sedimentation in der Beltsee. Die Küste Jahrgang, Heft 1.
- LAMCKE, K.: 1937. Natürliche Anreicherung von Schwermineralen in Küstengebieten. Geologie der Meere, I, Heft 1.
- LENHART, W.: 1956. „Black gold“ from sand and gravel deposit. Rock products, v. 59, N 7.
- LUDVIG, G., VOLLBRECHT, K.: 1957. Die allgemeinen Bildungsbedingungen litoraler Schwermineral konzentrate und ihre Bedeutung für die Auffindung sedimentarer Lagerstätten. Geologie, Jahrgang 6, Heft 3.
- RAO, B.: 1957. Beach erosion and concentration of heavy minerals sands. J. Sediment. Petrol., v. 27, N 2.
- RITTENHOUSE, G.: 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54.
- STAUSKAITE, R.: 1963—1964. Lietuvos priekrantines zonos povandeninio slauto ir papludinio smeliu mineralogine sudetis bei litodinamika Nidos rajone. Lietuvos TSR Geografinė Draugija, Geografinis Metraštis, VI—VII t., Vilnius.

[Поступило: 1.8.1968]

CHANGE OF THE HEAVY MINERALS CONTENT BY STORM  
ON THE SUBMARINE SHORE SLOPE  
(BASED ON THE EAST BALTIC MATERIALS)

by

*Y. S. DOLOTOV & R. A. STAUSKAITE*

SUMMARY

The change of the heavy minerals total content and some of these minerals content under conditions of different wave-regimes are considered. It was determined that these changes are significant not only in the zone of bars and troughs but and out off the zone limits too.

If during the storm period the normal wave approach prevails, the sediment removal from the low to the upper part (the zone of bars and troughs) of the submarine slope takes place. On this reason accretion of the material have been observed and the total sediment-amount increases in the zone with bars and troughs. On a whole the accretion conditions are not favourable to the sediment separation on gravity. The total content of heavy minerals decreases and more light minerals (amphiboles and pyroxens) usually prevail.

If during the storm cycle the oblique wave approach is dominant, the erosion of the submarine slope takes place in the zone of bars and troughs. The total amount of sediments decreases. Under these conditions the sediment-separation on gravity is intensive. When the washing-away of only light particles of the small size fractions ( $<0,1$  and  $0,1-0,25$  mm) takes place, the heavy minerals total content and the more heavy minerals (ores, granats and others) content increases. When the velocities of the water motions are large at bottom, the washing-away of the more light and more heavy small particles takes place and the heavy minerals total content decreases.

ÜBER DIE STORMVERÄNDERUNGEN IN DEM BESTAND  
VON SCHWERMINERALIEN AUF DER SCHORRE  
(NACH DEN BEFUNDEN AUS DER ÖSTLICHEN OSTSEE)

von

*J. DOLOTOV & R. STAUSKAITE*

ZUSAMMENFASSUNG

Im vorliegenden Bericht werden die Gesetzmässigkeiten der Verbreitung und der Konzentration von Schwermineralien in der Uferzone der Ostsee abhängig von den Entwicklungsphasen des Wellenganges dargestellt. In den Aufschüttungszonen sind die Verhältnisse für die Anreicherung von Schwermineralien ungünstig. Das schräge Anlaufen von Wellen in der Brandungszone verursacht bessere hydraulische Separation des Mineralbestandes des Sandmaterials, was in der Zunahme des Anteils von Schwermineralien (Z. b. Erze, Granat und andere) zum Ausdruck kommt.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ НАНОСОВ В РАЙОНЕ ПОРТА КЛАЙПЕДА ЛИТОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

В. Г. УЛЬСТ, Рига

Литологические методы слабо используются при изучении процесса перемещения песчаного материала в прибрежной зоне моря. Поэтому интересны методика и результаты такого рода исследований, выполненных Институтом геологии (г. Рига) и «Ленморниипроект» в районе порта Клайпеда.

Из предыдущих исследователей, в большей или меньшей степени касающихся этого района, нужно отметить работы В. К. Гуделиса и Р. А. Стаускайте по литологии и фациям лагунных, прибрежно-морских и аллювиальных отложений (Gudelis, 1958; Гуделис, 1958, 1959; Gudelis ir Stauskaite, 1959; Stauskaite, 1962, 1962a, 1963—1964 и др). К сожалению в полной мере использовать материалы этих работ не удалось, так как исследования указанных авторов преследовали совсем другие цели.

Порт Клайпеда расположен в нижней части одноименной протоки, которая соединяет лагуну Куршю марес с Балтийским морем (рис. 1). Для протоки характерны значительные расходы входящих и выходящих течений со скоростями порядка 1,0—2,0 м/сек. Устье протоки ограждено двумя параллельными молами, перед которыми расположен бар. На рис. 1-А бар условно показан как выступ в сторону моря первой от берега изобаты против молв порта Клайпеда. В истоке протока расширяется и разделяется островом Свинной на два коротких рукава, то есть напминает устьевой участок реки. Литовское название данного острова — Кяулес пугара (Kiaulės pūgāra).

Наличие аккумулятивных образований в истоке и перед устьем протоки (остров и бар) явилось одной из причин противоречивых представлений о источнике заносимости порта и морского канала, проложенного через бар. Одни исследователи видят источник заносимости в прибрежно-морских песках, другие — в аллювиальных выносах реки Нямунас, полагая, что последние, поступив в лагуну Куршю марес, перемещаются далее под действием течений в протоку и на бар.



Берег моря в районе порта, а также к северу и югу от него на расстоянии не менее сотни километров — низменный, песчаный, с небольшими уклонами дна.

В районе порта наблюдаются ветровые волны от юго-юго-западных до северных направлений. Высота штормовых волн колеблется от 1,0 до 5,0 метров, при длине 30—80 метров.

Молю порта частично преграждают вдольбереговой поток песчаных наносов, который по данным изучения динамики берегов юго-восточной Балтики и минералогического состава прибрежных отложений проходит с юга на север (Ульст, 1957, 1963). В то же время расчет по формуле Мунх-Петерсена для района порта Клайпеда дает отрицательное значение результирующей наносодвижущей силы, то есть говорит о преобладающем перемещении наносов к югу. Поэтому единого мнения о направлении и режиме вдольберегового перемещения наносов в районе порта не имеется.

Как видно естественные условия Клайпедского порта крайне сложные и недостаточно изученные. В связи с намечаемой реконструкцией гидротехнических сооружений вопрос о источнике заносимости порта и особенностях перемещения наносов в этом районе приобретает весьма актуальное значение.

При выборе методики исследования был использован опыт изучения прибрежных отложений юго-восточной Балтики, который показал, что некоторые особенности перемещения и аккумуляции наносов можно выявить путем анализа карт, отражающих распределение в прибрежной зоне наносов разной крупности, их сортировку, содержание тяжелых минералов, угловатых зерен и ряда других литологических показателей. В связи с этим основным содержанием полевых работ явилось картирование грунтов прибрежной зоны моря, Клайпедской протоки, лагуны Куршю марес, а также сбор образцов из устьевого области реки Нямунас и ряда скважин, пробуренных с помощью вибропоршневой трубки на бере и в нижней части протоки.

Картирование грунтов прибрежной зоны моря было выполнено в период с 7 по 27.1.1967 г. по галсам, ориентированным по нормали к берегу. Расстояние между галсами составляло 1 километр; между пунктами отбора образцов — 250—300 метров. На бере частота отбора образцов была увеличена, а по краям исследуемого участка — несколько уменьшена.

Все перечисленные работы выполнила Изыскательская партия № 5 «Ленморниипроекта». Сотрудниками Института геологии (г. Рига) были обработаны данные механических анализов, проведены минералогические исследования (Я. Я. Майоре, Я. П. Ошинь), составлена серия карт (В. Г. Ульст, В. Б. Эмсс) и обобщен весь полученный материал.

\* \* \*

Прибрежная зона моря у порта Клайпеда является только небольшим участком естественного берегового района, который на юге представлен обрывистым, местами размываемым берегом Самбийского полуострова и косой Куршю-нерия (рис. 1—В), а на севере — низменным материковым берегом, протягивающимся до порта Лиепая. С юга к этому порту примыкает крупнейший в юго-восточной Балтике участок аккумулятивного берега длиной около 35-ти километров.

Такие морфолого-динамические особенности берегов и наибольшая повторяемость волнений юго-западной четверти, в целом по району, позволяют говорить о преобладающем перемещении наносов от мыса Таран к порту Лиепая, то есть в северном направлении. Существование вдольберегового потока песчаных наносов в указанном направлении подтверждается особенностями заносимости ряда портовых сооружений, расчетом наносодвижущих сил для многих пунктов побережья к северу от порта Клайпеда, а также результатами исследований минералогического состава прибрежных отложений (Кнапс, 1938; Кнапс, 1952; Ульст, 1957, 1963, 1964, 1965; Stauskaitė, 1962, 1963—1964 и др.).

Однако имеющихся общих сведений о характере потока наносов совершенно недостаточно для решения конкретных инженерных задач, связанных с реконструкцией Клайпедского порта и борьбы с его заносимостью. Более того, понятие «поток наносов» (Зенкович, 1962) в данном случае несколько абстрактно, поскольку процесс заносимости определяется местными подвижками, миграциями наносов, которые в разные сезоны года могут иметь различное направление, интенсивность и повторяемость. Не зная все эти закономерности трудно, а порою и невозможно обеспечить эффективный режим ремонтного землечерпания. Отсюда следует, что наиболее ценными являются такие методы исследования, которые позволяют характеризовать перемещение наносов за возможно короткий промежуток времени. Одним из таких методов является соответствующая обработка и анализ материалов кратковременных грунтовых съемок.

В соответствии с задачами исследования попытаемся сначала, на основе анализа схем распределения различных литологических показателей в прибрежной зоне, выяснить особенности перемещения наносов в районе порта Клайпеда, а затем по данным результатов минералогических исследований определить источник заносимости порта и морского канала на бере.

На рис. 1 приведены схемы распределения осадков в прибрежной зоне моря, Клайпедской протоке и лагуне Куршю марес (верхний слой). При их составлении была использована классификация с очень широкой градацией осадков по крупности. Так, например, к группе мелких песков по этой классификации относятся чистые, алевритистые и алевритовые, то есть пески, содержащие примесь крупноалевритовых частиц от 0 до 40% (Ульст, 1963). Применение столь «грубой» классификации обуслов-

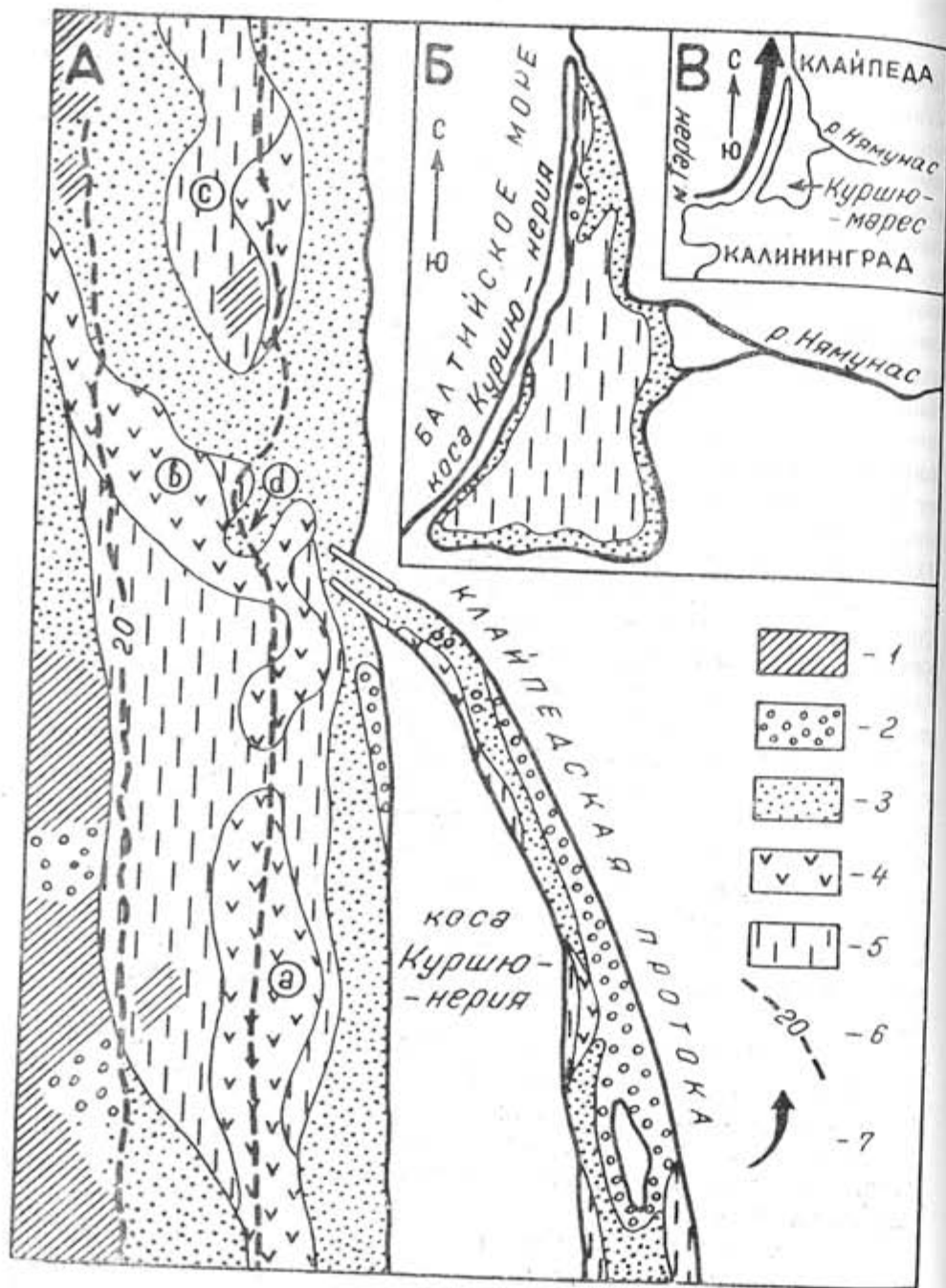


Рис. 1. Схемы распределения осадков (немасштабные)  
 А — распределение осадков в прибрежной зоне моря и Клайпедской протоке, В — то же в лагуне Куршю марес, В — положение района исследований, 1 — остаточные продукты размыва ледниковых отложений; 2, 3, 4, 5 — песчаные и алевроитовые осадки. Крупность материала уменьшается от 2-го к 5-му типу осадков; 6 — пюбаты; 7 — направление вдольберегового потока наносов

лено тем, что механический состав прибрежных отложений крайне изменчив в пространстве и времени. Поэтому карты, составленные на основе слишком дробных классификаций, обычно имеют настолько пестрый вид, что ведущие закономерности в распределении осадков нередко затухиваются.

На карто-схемах рисунка 1 выделено пять типов осадков. Первый тип представлен грубыми остаточными продуктами размыва ледниковых отложений, остальные — песчано-алевритовыми осадками. В направлении от 2 до 5 типу крупность материала уменьшается.

В прибрежной зоне моря, вдоль основания и в нижней части подводного склона, развиты преимущественно грубые остаточные продукты размыва ледниковых отложений, которые под действием волн и течений не перемещаются. Ближе к берегу дно выстилают мелкие осадки 3—5 типа. Местами мощность последних незначительна, о чем свидетельствуют встречающиеся здесь выходы осадков 1 типа.

В распределении осадков 4 и 5 типа обращают внимание следующие особенности. Во-первых, залегающая на ровном, полого падающем склоне, они окружены почти со всех сторон более грубыми отложениями. Создается впечатление, что осадки 4 и 5 типа имеют незначительную мощность и являются образованиями временного характера, связанными с фазами затухания последних штормов юго-западного направления. Действительно, исследование прибрежных отложений юго-восточной Балтики, проводившееся в 1961 году (Ульст, 1963), показало, что на подводном склоне в районе порта Клайпеда преобладают осадки 3 типа. Об этом свидетельствуют также результаты бурения на баре в 1965 году изыскательской партией «Ленморниипроекта».

Во-вторых, южнее порта Клайпеда площадь дна, покрытая осадками 4 и 5 типа, значительно больше, чем севернее порта. Это сразу говорит о более низкой гидродинамической активности прибрежных вод и, следовательно, о более медленном перемещении наносов на южном участке по сравнению с северным.

В третьих, на фоне продольной относительно берега гранулометрической зональности выделяется почти непрерывная полоса осадков 4 типа («а» и «в» на рис. 1), которая против молот отклоняется под углом  $60^\circ$  от берега и распространяется до глубины более двадцати метров. Отклонение этой полосы в сторону моря («в» на рис. 1-А) можно объяснить только как результат осаждения тонкозернистого материала, вынесенного на глубину течением.

При ситуации, показанной на рис. 1-А, ясно, что это течение является либо ветвью, либо целиком отклонившимся течением, которое следуя вдоль берега, подходит к порту Клайпеда с юга. Отклонение от берега всего течения совершенно исключается имеющимися данными по движению и литологии наносов прибрежной зоны юго-восточной Балтики (Кнапс, 1938; Кнапс, 1952; Ульст, 1957, 1963; Stauskaitė, 1963—1964). Известно, что в перемещении песчаных наносов вдоль берегов этого обширного района ведущую роль играют штормовые течения

(Кларк, 1938; Кнапс, 1952; Ульст, 1963). Поэтому уходящее на глубину течение можно рассматривать только как ветвь штормового течения, главная струя которого проходит вдоль берега и, следовательно, пересекает бар перед молами Клайпедской протоки.

Таким образом из анализа схемы распределения осадков вытекает, что вдольбереговое перемещение наносов в районе порта Клайпеда происходило в северном направлении. При этом у дистального окончания косы часть наносов исключилась из вдольберегового транзита вследствие осаждения в прибрежной части дна и выноса на глубину.

На рис. 1-А обращает внимание еще одна небольшая, но существенная деталь. Поле распространения осадков 3 типа, преобладающих севернее порта, образует характерный выступ к югу, который охватывает почти весь бар и значительную часть морского канала («d» на рис. 1-А).

Это говорит о том, что заносимость морского канала обусловлена не только отложением материала, поступающего с юга, но и вдольбереговыми подвижками наносов с севера, под влиянием воли северных румбов и связанных с ними течений.

Рассмотрим другие литологические особенности осадков подводного берегового склона. На рис. 2 показано распределение в осадках угловатых зерен кварца и общего (валового) содержания тяжелых минералов.

Угловатые зерна кварца обладают более высокой плавучестью, чем окатанные. Поэтому с участков ускоренного перемещения песка вдоль берега происходит преимущественный вынос угловатых частиц и в результате песчаный материал обогащается здесь более окатанными зернами. В процессе перемещения вдоль берега угловатые частицы опережают окатанные и первыми достигают участков замедленного перемещения наносов, где происходит их массовое осаждение. Вследствии такой дифференциации частиц по форме аккумулятивные отрезки берега выделяются повышенным содержанием угловатых зерен в то время как абразионные и транзиты наносов — пониженным.

Вдольбереговая дифференциация частиц по форме сочетается с дифференциацией при поперечном перемещении песка относительно линии берега. Так как на аккумулятивных участках имеется постоянная тенденция выноса материала с подводного склона на пляж, а на абразионных — наоборот, то на первых количество угловатых зерен возрастает с уменьшением глубины воды, а на вторых — уменьшается (Ульст, 1965; Ульст, Эмсс, Майоре, 1967).

Как видно на рис. 2-А максимальным содержанием угловатых зерен характеризуются осадки, покрывающие подводный склон к югу от молов порта (60—80%)<sup>1</sup>. При этом угловатые зерна концентрируются только в верхней и средней части подводного склона, образуя полосу, вытяну-

<sup>1</sup> Количество угловатых зерен определялось для фр. 0,25—0,1 мм под бинокляром. К угловатым зернам относились очень остроугольные, остроугольные и угловатые по шкале М. Пауэрса (Powers, 1953).

тую вдоль берега. В нижней части подводного склона содержание угловатых зерен минимальное (менее 50%). На участке севернее порта содержание угловатых зерен относительно низкое (50—60%) причем распределение последних здесь более равномерное чем на южном участке.

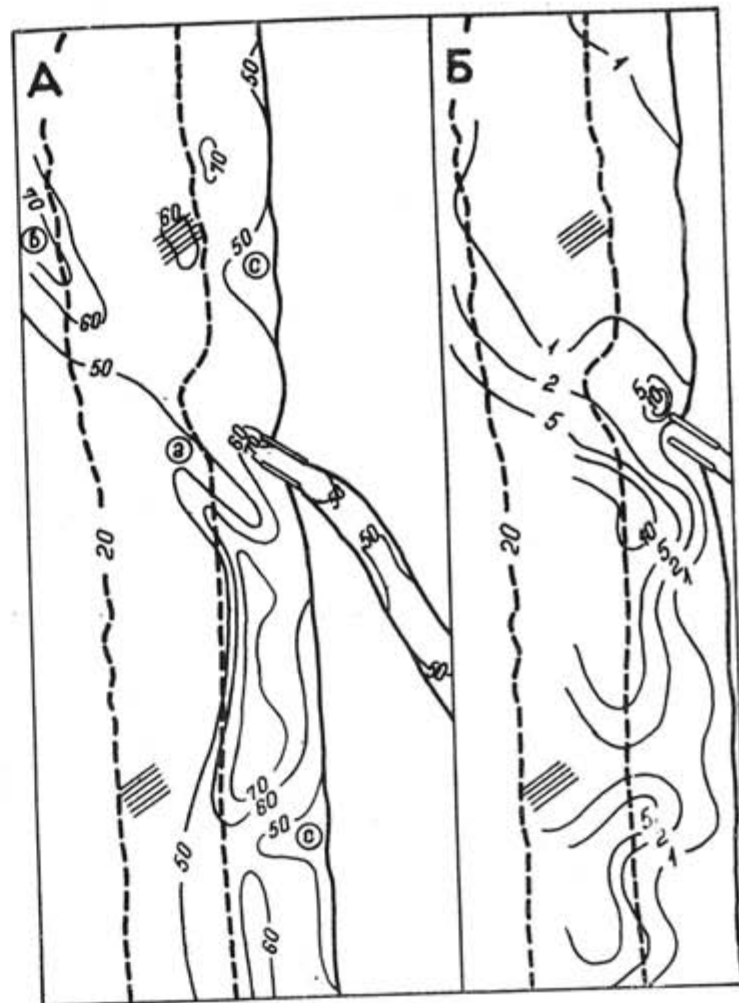


Рис. 2. Схема распределения в осадках прибрежной зоны моря в районе порта Клайпеда угловатых зерен кварца диаметром 0,25—0,1 мм (А) и валового содержания тяжелых минералов (Б)

В свете отмеченных закономерностей дифференциации песчаного материала по форме зерен ясно, что концентрация угловатых частиц на южном участке обусловлена замедлением вдольберегового перемещения наносов, а приуроченность концентрации этих частиц к верхней части подводного склона объясняется преобладающей тенденцией поступления материала со дна на пляж, которая характерна для аккумулятивных берегов.

На рассматриваемой карто-схеме ясно отражается результат локального выноса песчано-алевритового материала из прирезовой зоны вглубь моря. Несколько южнее молв, на фоне осадков с содержанием угловатых частиц 60—70%, от берега в сторону моря протягивается узкая полоса осадков, где количество угловатых частиц 50—60%, а в центральной части — менее 50% («а» на рис. 2-А). Образование этой полосы произошло в результате массового выноса угловатых частиц струями штормовых течений, которые отклоняются от берега в море. Судя по карте, накопление угловатых зерен, вынесенных из прибрежной зоны, произошло на глубинах более двадцати метров, где вырисовывается пятно осадков с повышенным содержанием этих зерен («в» на рис. 2-А).

Вынос песчаного материала из прирезовой зоны дна на небольшие глубины отражают также очаги пониженного содержания угловатых зерен кварца (менее 50%), отмеченные на рис. 2-А буквой «С». Их образование связано с воздействием на дно местного оттока штормовых нагонных вод.

Более однородное распределение и относительно пониженное содержание угловатых зерен кварца на подводном склоне севернее порта Клайпеда является результатом увеличения скорости вдольберегового перемещения наносов и отсутствия здесь какой-либо преобладающей тенденции в поперечном перемещении материала (к берегу, или наоборот). Это подтверждает характер динамики надводной части берега: за исключением отрезка близ северного мола, берег находится здесь в состоянии динамического равновесия, то есть является участком транзита наносов.

На карто-схеме распределения валовых содержаний тяжелых минералов (рис. 2-Б) прежде всего бросается в глаза существенное различие между участками расположенными к северу и югу от молв порта<sup>1</sup>. Южнее молв на преобладающей площади дна содержание в осадках тяжелых минералов составляет два-пять, местами более десяти процентов, в то время как на северном участке — меньше одного процента.

Характерно также, что изолинии содержания тяжелой фракции 1,2, 5% против молв вытянуты под углом к берегу и уходят на глубину, пересекая изобату двадцать метров. При этом изолинии 2 и 5% точно совпадают с зоной отходящего от берега течения, которое отражается на схемах распределения осадков и угловатых зерен кварца («в» на рис. 1-А; «а» и «в» на рис. 2-А).

Приуроченность полосы концентрации тяжелых минералов и ее ветви, отклоняющейся в сторону моря, к мелким осадкам 4 и 5 типа говорит о том, что механизм концентрации заключался преимущественно в отстаивании частиц тяжелых минералов от движения основной массы наносов, представленной легкими кварцевыми зёрнами. Необходимой предпосылкой для этого является уменьшение скорости вдольберегового перемещения наносов, что создает условия для массового осаднения

<sup>1</sup> Карто-схема составлена по данным выходов тяжелой фракции из навесок непросеянных образцов величиною 5—10 грамм.

тяжелых минеральных зерен (Ульст, 1963). Если бы накопление тяжелых минералов происходило на месте их первичного залегания, вследствие вымывания легких частиц, то концентрации были бы связаны с грубыми разновидностями прибрежных отложений, резко выделяющимися на фоне мелкозернистых.

Низкое содержание тяжелых минералов на участке севернее порта связано с повышением скорости перемещения обломочного материала, что обуславливает транзит вдоль берега в равной степени как легких так и тяжелых минералов.

Крайне характерным является также небольшое пятно осадков с высоким содержанием тяжелой фракции (5—10%) против северного мола. На крупномасштабных промерных планах видно, что это пятно приурочено к локальной ложбине в рельефе дна. Такие ложбины размыва, образуются, как это показал Р. Я. Кнапс (1952), в результате местного увеличения скорости вдольбереговых течений и завихрения их струй, вызванного частичным преграждением течения молами порта<sup>1</sup>. Естественно, что обогащение осадков тяжелыми минералами происходит здесь благодаря вымыванию легких частиц.

Таким образом концентрация тяжелых минералов перед молв, как и ложбина размыва, служит прямым указанием на то, что главная струя вдольберегового штормового течения пересекает бар.

Итак анализ карто-схем (рис. 1 и 2) показывает, что в период предшествовавший съемке вдольбереговой поток наносов у порта Клайпеда был направлен с юга на север. Против дистального окончания косы Куршю-нерия наблюдалось торможение и небольшое пресыщение потока, которое выражается в накоплении на обширной площади дна тонкозернистых осадков, обогащенных угловатыми зёрнами кварца, а несколько ниже по ходу потока наносов — тяжелыми минералами. Судя по характеру распределения грунтов и тяжелых минералов зона торможения потока наносов охватывала значительную часть бара.

Несколько южнее молв часть транспортируемого вдоль берега материала выносилась к основанию подводного склона отходящим от берега течением. Основная масса наносов перемещалась дальше вдоль берега. При этом какая то часть последних осаждалась на баре, а какая то уносилась далее к северу. С помощью литологических методов это решить конечно нельзя. Ясно только, что на участке севернее порта емкость потока наносов возрастает и здесь происходит главным образом транзит материала вдоль берега.

Выше отмечалось, что на рис. 1-А значительную часть бара охватывает выступающий к югу язык относительно крупнозернистых осадков («d» на рис. 1-А), которые широко распространены на подводном склоне севернее молв порта. Этот язык вдается в полосу более мелких осадков

<sup>1</sup> Располагаясь всегда у подветренного мола, такая ложбина размыва позволяет судить о направлении течения, связанного с прошедшим штормом.

(«в» на рис. 1-А), которые явно отложились раньше чем осадки образующие язык.

Период предшествовавший съемке характеризовался преобладанием волнений юго-западной четверти и редкими волнениями северо-западного и западного направления. Первые возбуждали мощный вдольбереговой поток наносов, направленный к северу, с которым, помимо прочих особенностей распределения осадков, связано накопление тонкозернистых отложений, образующих полосу «в». Волнения северо-западных направлений обусловили кратковременные миграции наносов к югу и в частности накопление последних в виде выступающего к югу языка («д» на рис. 1-А).

Можно полагать, что именно такие подвижки наносов вызывают иногда катастрофическую заносимость морского канала на баре, подобно наблюдавшейся в начале шестидесятых годов. Перемещение наносов в северном направлении, по ходу потока, обуславливает обычную для канала заносимость. Вместе с тем известны факты незначительного обмеления канала после сильных штормов юго-западной четверти. Очевидно перемещение наносов в северном направлении иногда происходит при таких значительных скоростях, что поток свободно пересекает морской канал. Известен также случай подвижки наносов в северном направлении (после затухания северо-западного шторма) вызванный оттоком нагонных вод. Понятно, что для изучения столь сложного механизма заносимости, материалов одной грунтовой съемки недостаточно.

Для практики крайне важно знать интенсивность вдольберегового перемещения песчаного материала на разных глубинах подводного склона. Как известно соответствующие расчеты для условий юго-восточной Балтики были произведены Р. Я. Кнапсом (1952). Установленные им глубины, на которых интенсивность вдольберегового перемещения наносов достигает максимальных значений, по литологическим признакам маркируется очагами концентрации тяжелых минералов на подводном склоне аккумулятивных отрезков берега (Ульст, 1963). Судя по рис. 2-Б для района порта Клайпеда таковыми являются глубины, располагающиеся близ первой от берега изобаты.

В заключении нужно подчеркнуть, что рассмотренные особенности концентрации тяжелых минералов и угловатых зерен кварца подтверждают существующие представления о том, что перемещение песчаных наносов в прибрежной полосе юго-восточной Балтики происходит главным образом во взвешенном состоянии и что ведущим фактором этого перемещения являются вдольбереговые штормовые течения.

Таковы некоторые особенности перемещения наносов в прибрежной зоне района порта Клайпеда, которые устанавливаются по данным литологических исследований. Конечно все вышесказанное далеко не освещает всю сложность режима движения наносов в этом районе. Однако не вызывает сомнения перспективность применения литологических методов при изучении этого вопроса, особенно в случае организации пов-

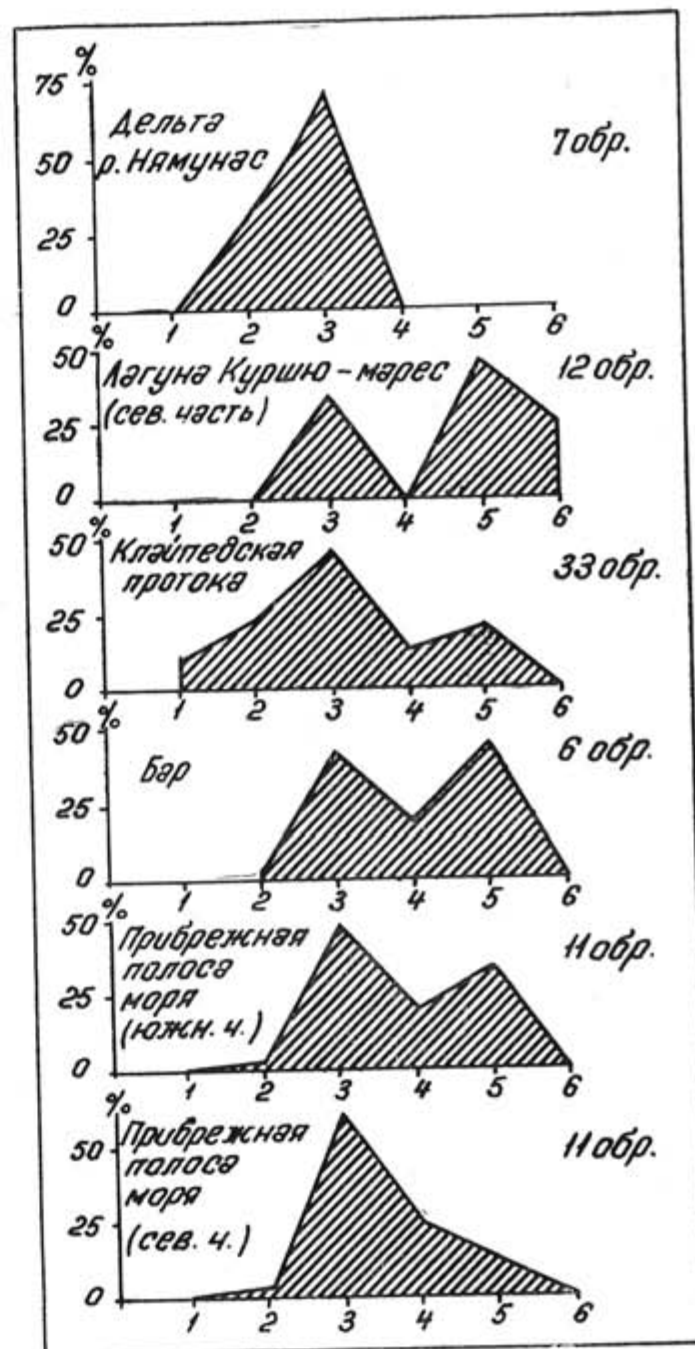


Рис. 3. Частота распространения осадков различного механического состава среди отложений разных фациальных типов

1 — гравий, галька; 2 — пески средне- и крупнозернистые; 3 — пески мелкозернистые; 4 — алевро-пески; 5 — алевроиты; 6 — заиленные плохо сортированные крупные пески и гравий с галькой («мусорные» осадки). Справа указано количество анализированных образцов

торных грунтовых съемок, подобно выполненным в южной части Рижского залива с целью решения конкретных инженерных задач (Ульст, Эсс, Майоре, 1967).

Следующий вопрос на котором необходимо остановиться это источник заносимости порта Клайпеда и морского канала на баре. Как известно нижняя часть Клайпедской протоки, где расположен порт, заносится меньше чем канал, проложенный через бар.

Прежде всего сравним механический состав осадков разных фациальных типов. Как видно на рис. 1 осадки лагуны наиболее мелкозернистые, а протоки — крупнозернистые. Осадки прибрежной зоны моря занимают в этом отношении промежуточное положение.

На рис. 3 показана частота распространения осадков различного механического состава среди отложений разных фациальных типов. Бросается в глаза почти полная идентичность состава осадков бара и прибрежной зоны моря на участке южнее порта. Это позволяет полагать, что поверхностный слой осадков бара в период съемки был образован материалом прибрежно-морского происхождения.

Обращает внимание довольно сходный состав осадков Клайпедской протоки и самой северной части лагуны Куршю марес, резко отличающихся по мехсоставу от аллювия реки Нямунас. По-видимому между протокой и северной частью лагуны происходит обмен наносами.

Грубый характер материала, выстилающего местами русло Клайпедской протоки, отражает воздействие на дно довольно сильных входящих и выходящих течений. Возникает вопрос: существует ли в протоке какое-либо преобладающее направление перемещения наносов?

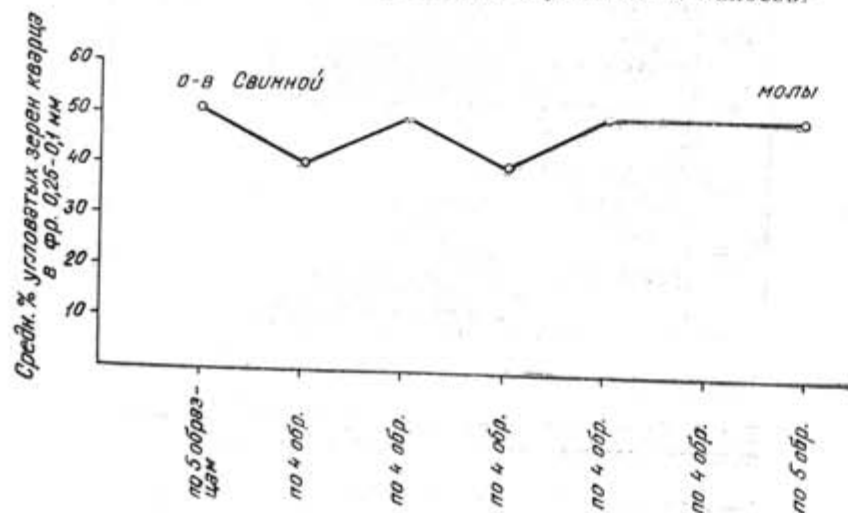


Рис. 4. Изменение содержания угловатых зерен кварца диаметром 0,25—0,1 мм в осадках Клайпедской протоки (Средние содержания для 4—5 образцов, отобранных на галсах поперек протоки)

На рис. 4 показаны средние содержания угловатых зерен кварца в фракции 0,25—0,1 мм для семи галсов поперек протоки. Как видно вдоль русла протоки не наблюдается какого-либо изменения количества угловатых частиц кварца. Это говорит об отсутствии однонаправленного перемещения наносов, так как в противном случае количество угловатых частиц возрастало бы в сторону бара или лагуны.

Таковы некоторые соображения по рассматриваемому вопросу, вытекающие из общего обзора характера осадков.

Для строгого решения поставленной задачи необходимо найти минералогические различия между прибрежно-морскими отложениями с одной стороны и отложениями лагуны и устьевой области реки Нямунас — с другой. Однако практически это выполнить не так легко, потому что источником как аллювиально-лагунных, так и прибрежно-морских отложений являются одни и те же четвертичные образования, в основном морены. Правда, для первых главным источником служат продукты размыва вюрмских, а для вторых — рисских морен. По минералогическому составу различить эти морены невозможно, так как они образовались в основном за счет материала, принесенного из одного района — Фенноскандии.

Единственно надежным критерием литостратиграфического расчленения этих морен является разное содержание в них округленных зерен роговой обманки (Ульст, Майоре, 1964). Однако попытка применения роговообманкового метода не дала положительного результата. Оказалось, что зерна роговой обманки, как и кварца, в условиях подводного берегового склона и руслового потока подвергаются дифференциации по форме. В результате характерные черты первоначальных источников материала (рисская или вюрмская морена) теряются.

Неудача с применением роговообманкового метода заставила обратиться к тщательному исследованию минералогического состава крупно-алевритовой фракции. Предпосылкой для этого послужил известный факт, что подчиненным источником питания прибрежной зоны обломочным материалом являются продукты размыва третичных отложений, которые обнажаются на северном берегу Самбийского полуострова и выделяются присутствием глауконита и дистена.

В таблице 1 приведены результаты минералогических анализов. Как видно в дельте р. Нямунас аллювий практически не содержит дистена; рутил и глауконит присутствуют в незначительных количествах. В осадках самой северной части лагуны, вблизи протоки, количество дистена чуть чуть увеличивается и заметно возрастает содержание глауконита. Осадки Клайпедской протоки, бара и прибрежной зоны моря заметно отличаются от осадков лагуны и дельты р. Нямунас более высоким содержанием перечисленных минералов. Особенно показательным является изменение содержания глауконита.

Отсюда, казалось бы, сразу можно сделать вывод, что осадки бара и Клайпедской протоки морского происхождения. Однако количественно-минералогические различия рассмотренных отложений могут быть обус-

Таблица 1

Средние содержания дистена, рутила и глауконита в аллювиальных, лагунных и прибрежно-морских осадках (фр. 0,1—0,05 мм)

Участки сбора образцов	Колич. образцов	Среднее содержание в %		
		дистен	рутил	глауко-нит
Лагуна Куршю марес южнее устья р. Нямунас	11	не определялось		0,25
Рукава дельты р. Нямунас	7	0,09	0,13	0,7
Лагуна Куршю марес севернее дельты р. Нямунас	11	не определялось		1,2
Северная оконечность лагуны Куршю марес (на протяжении 2-х км от о-ва Свиного)	4	0,30	0,15	4,9
Клайпедская протока	5	0,86	0,6	4,7
Бар	6	1,2	1,4	3,0
Прибрежная зона моря к югу от молов	11	1,4	0,9	4,5
Прибрежная зона моря к северу от молов	14	0,6	1,3	3,5

ловлены разным характером механической и минералогической дифференциации в различных фациальных условиях. Иными словами сделанный вывод будет правилен только в том случае, если будет доказано, что отмеченные изменения содержания дистена, рутила и глауконита не зависят от изменений механического состава осадков и валового содержания тяжелых минералов.

На рис. 5 для отложений разных фаций показаны средние содержания дистена, рутила, глауконита, крупноалевритовой фракции и тяжелых минералов (валовое содержание). Судя по ходу кривых, незначительное увеличение количества дистена и рутила в осадках самой северной оконечности лагуны, по сравнению с аллювием р. Нямунас, не зависит от валового содержания тяжелых минералов и содержания фракции 0,1—0,05 мм.

При переходе от осадков протоки к осадкам бара и прибрежной зоны строгой зависимости содержания рутила и дистена от валового количества тяжелых минералов и фракции 0,1—0,05 мм также не наблюдается. Однако в целом нельзя не усмотреть связи между заметным возрастанием количества этих минералов и одновременно резким увеличением валового содержания тяжелых минералов. Поэтому рутил и дистен не могут служить надежным критерием источника заносимости порта и морского канала.

Иная картина вырисовывается при рассмотрении глауконита. По среднему содержанию глауконита четко выделяются две области: первая — лагуна Куршю марес с дельтой реки Нямунас, где содержание глауконита незначительно и составляет 0,25% в южной и 1,2% в северной части лагуны. Вторая область включает северную оконечность лагуны (вблизи о-ва Кяулес Нугара), Клайпедскую протоку, бар и прибреж-

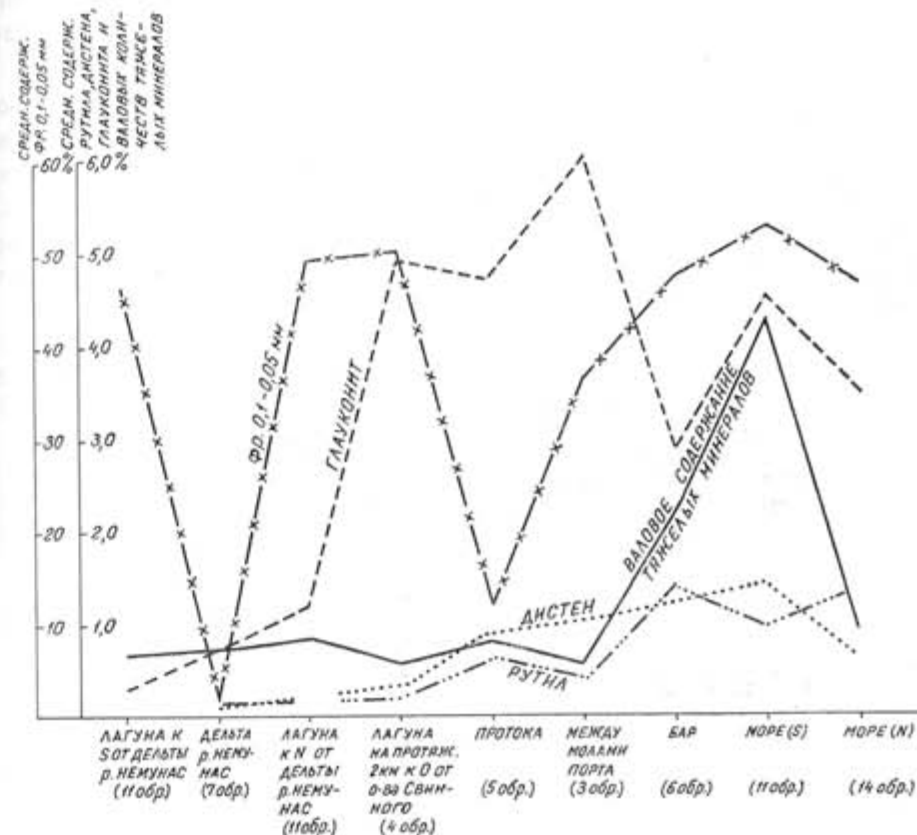


Рис. 5. Зависимость содержания дистена, рутила и глауконита от валового содержания тяжелых минералов и количества крупноалевритовой фракции (Среднее содержание для осадков разных фацисальных типов)

ную зону моря. Содержание глауконита в среднем составляет здесь 3,0—4,9%. Скачок в увеличении процента глауконита в осадках северной оконечности лагуны и Клайпедской протоки никоим образом не отражается на ходе кривой валового содержания тяжелых минералов и не связан с изменениями количества крупноалевритовой фракции. Лишь для прибрежной зоны моря характерно совпадение хода кривых глауконита, валового содержания тяжелых минералов и крупноалевритовой фракции. Однако это уже не имеет значения, поскольку содержание глауконита здесь относительно высокое и этот минерал типичен именно для прибрежно-морских осадков. Выше отмечалось, что глауконит поступает в береговую

зону с продуктами размыва третичных отложений, которые обнажаются на северном берегу Самбийского полуострова.

Таким образом глауконит можно рассматривать как надежный индикатор источника заносимости порта Клайпеда. Поэтому изложенные выше данные по распределению в осадках глауконита убедительно говорят о том, что в период съемки на баре и в Клайпедской протоке преобладал материал прибрежно-морского, а не лагунного происхождения. Более того присутствие морских наносов прослеживалось даже у северной оконечности лагуны.

Нельзя забывать, что сказанное относится только к верхнему слою осадков. Поэтому не исключено, что проникновение морских наносов в протоку явление не характерное, эпизодическое. Неясно также какими осадками сложено тело бара: морскими или аллювиально-лагунными. Для решения этих вопросов были выполнены минералогические анализы образцов из скважин, пробуренных на баре и в нижней части протоки (табл. 2).

Таблица 2

Среднее содержание глауконита в отложениях, пройденных скважинами на баре и в нижней части Клайпедской протоки (фр. 0,1—0,05 мм)

Местоположение скважин	№№ скважин	Глубина проходки по грунту	Среднее содержание глауконита в %
На баре	22	2,9	5,5
"	19	2,0	6,1
"	16	2,7	5,7
"	24	3,5	4,5
В ниж. части <sup>1</sup> протоки	4	0,9	8,0
"	5	1,5	4,0

<sup>1</sup> На забое скважин 4 и 5 морена.

Данные таблицы 2 говорят о явном преобладании морских песков на баре и в нижней части протоки. Если рассматривать содержание глауконита в образцах, характеризующих отдельные слои или интервалы осадков, то изредка можно встретить такие, которые по содержанию глауконита следует рассматривать как нямунасского или лагунного происхождения. Таковы, например, низы отложений, вскрытые скважиной № 16.

Вывод о преобладающей роли в строении бара прибрежно-морских наносов согласуется с историческими данными: известно, что до строительства молов перед устьем Клайпедской протоки бара не было; его образование началось после сооружения молов, преградивших вдольбереговой поток.

Таким образом результаты литологических исследований позволили характеризовать наиболее существенные особенности перемещения на-

носов в прибрежной зоне моря у порта Клайпеда и выявить главнейший источник его заносимости.

В заключение нужно отметить: несмотря на то, что главную роль в заносимости порта играют морские пески, известны отдельные случаи катастрофического обмеления морского канала за счет наносов, поступивших из лагуны Куршю марес. Поэтому при дальнейших исследованиях необходимо уделить должное внимание изучению этого процесса и его повторяемости.

## ЛИТЕРАТУРА

- ГУДЕЛИС В. К.: 1958. История развития водоема Куршю марес и его современные донные отложения. VI конференция по изучению водоемов Прибалтики. Вильнюс.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1959. Геологические и физико-географические условия залива Куршю марес и территории окаймляющей залив. В сб. «Куршю марес». Изд-во АН Литовск. ССР, Вильнюс.
- ЗЕНКОВИЧ В. П.: 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, Москва.
- КНАПС Р. Я.: 1952. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях. Изв. АН Латв. ССР, № 6.
- УЛЬСТ В. Г.: 1957. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Из-во АН Латв. ССР, Рига.
- УЛЬСТ В. Г.: 1963. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря. Вопросы четвертичной геологии II, Тр. Ин-та геологии АН Латв. ССР, XI, Рига.
- УЛЬСТ В. Г.: 1964. Накопление тяжелых минералов в современных прибрежно-морских отложениях. В сб. «Теоретические вопросы динамики морских берегов». Изд-во «Наука», Москва.
- УЛЬСТ В. Г.: 1965. Дифференциация песчаного материала по форме зерен в прибрежно-морских условиях. В сб. «Baltica», вып. 2, Вильнюс.
- УЛЬСТ В. Г., МАЙОРЕ Я. Я.: 1964. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений северо-запада Европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. Вопросы четвертичной геологии, III. Изд-во АН Латв. ССР, Рига.
- УЛЬСТ В. Г., ЭМСС В. Б., МАЙОРЕ Я. Я.: 1967. Литодинамика прибрежной зоны Рижской бухты. В сб. «Морские заливы как приемники сточных вод». Изд-во «Зинатне», Рига.
- GUDELIS, V.: 1958. Dabartinės Kuršių marių nuosėdos ir jų litologija. LTSR MA Geologijos ir geografijos institutas, Moksliniai pranešimai, VIII t, Vilnius.
- GUDELIS, V., STAUSKAITE, R.: 1959. Pietrytinio Baltijos pajūrio kranto zonos smėlių Sventosios uosto—Palvininkų ruože. LTSR Geografinė Draugija, Geografinis Metraštis, II t, Vilnius.
- STAUSKAITE, R.: 1962. Baltijos pajūrio kranto zonos Sventosios—Jūntarnov ruožo smėlių mineraloginė sudėtis. LTSR Mokslų Akademijos Darbai, ser. B. 4(31), Vilnius.
- STAUSKAITE, R.: 1962a. Apie Nemuno žemupio ir Kuršių marių pakraščio sąnašų granulometrinę bei mineraloginę sudėtį. LTSR Geografinė Draugija, Geografinis Metraštis, V t, Vilnius.
- STAUSKAITE, R.: 1963—64. Jūros priekrantinės zonos povandeninio slauto ir paplūdimio smėlių mineraloginė sudėtis bei litodinamika Nidos rajone. LTSR Geografinė Draugija, Geografinis Metraštis, VI—VII t, Vilnius.



KNAPS, R.: 1938. Prüfung der Formel von prof. Munch-Petersen über Materialwanderung an der lettische Küste. VI Balt. Hydrologische Konferenz. Bericht II D. Berlin.  
POWERS, M.: 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Journ. of Sedim. Petrology vol. 23, N 2.

[Поступило: 15.6.1967]

## INVESTIGATION OF THE SAND TRANSPORTATION IN THE AREA OF KLAIPĒDA HARBOUR BY MEANS OF THE LITHOLOGICAL METHODS

by

W. H. ULST

### SUMMARY

Klaipėda harbour is situated in the lower part of the sound connecting Kuršių Marios lagoon with the Baltic Sea (fig. 1—B).

At the mouth of the sound there were built two breakwaters, in front of them there is a bar. It is shown as a curve of the first isobathe towards sea in the fig. 1—A. The navigational channel is cut through this bar. The tasks of the investigation were the following:

- 1) to ascertain the peculiarities of the sand drift in the coastal zone of the port region;
- 2) to find out the source of the material which was accumulated in the area of harbour and bar.

Fig. 1—A shows the distribution of the deposits on the underwater slope (1—relict products of the scouring of the glacial deposits which do not move under the influence of waves and currents; 2—5 sand, silt deposits; in the direction from 2 to 5 type deposits the grain size of the material is reducing.

South of the port the finegrained deposits occupy more vast area than to the north. It witnesses to the slower drift of the sand in the southern area than in the northern one.

In front of the breakwaters the deposits of the 4 type form a broad stripe, which diverges from the coast into the sea („b“ — fig. 1—A).

It is connected with the deviation of some flows of storm currents from the coast. The main current flows along the coast in the S.-N. direction. Thus the map of the distribution of the deposits shows that the sand drift near Klaipėda harbour takes place in the northern direction.

At the northern end of Kuršių Nerija spit the sand drift along the coast slows down and the sand settles in the coastal zone of the bottom and in the depth, where it is brought by the currents which are diverging from the coast.

Fig. 2 shows the distribution of the angular quartz grains (A) and the total content of the heavy minerals (B). Regularity of the concentration of angular particles of quartz and heavy minerals in coastal zone of the sea were described by the author earlier (Ульст, 1963, 1964, 1965).

Maximal content of angular grains of quartz and heavy minerals in the area south of the port is explained by the reduction of the speed of the longshore sand drift.

Fig. 3 demonstrates density of spreading of deposits of different mechanical content among the deposits of different facies types. Fig. 4 shows changes of the content of angular quartz grains along Klaipėda sound. These data helps to suggest the preliminary conclusions that the upper layer of the bar deposits is composed of material of marine but not alluvial or lagoon origin. In the sound there is no predominant direction of the sand drift.

Table 1 gives the average percentage of the content of typical minerals in marine, lagoon and alluvial deposits also in the deposits of Klaipėda sound.

As it is seen from the content of disthen, rutile, glauconite the bar deposits and deposits of Klaipėda sound are of marine origin.

This conclusion can be right only in case it will be proved that the marked changes in the content of minerals do not depend on the different character of mechanical and mineralogical differentiation under the conditions of the coastal zone, lagoon and sound.

Fig. 5. The average content of rutile, glauconite, disthen fractions 0,1—0,5 mm and total content of heavy minerals are shown for depositions of different facies types. The analysis of the curves help to establish that only glauconite may be considered as an indicator of the source of material which was accumulated in Klaipėda harbour and bar channel.

Peculiarity of distribution of glauconite witnesses to the fact that the upper layers of deposits in Klaipėda sound and bar channel were of marine origin.

Table 2 gives the average content of glauconite in the deposits in the bore holes in the bar. Data of table 2 show that the bar is composed of marine but not alluvial lagoon deposits.

# LITHOLOGISCHE UNTERSUCHUNG DER UMLAGERUNG SANDIGER SEDIMENTE IM BEREICH DES HAFENS VON KLAIPĒDA

von

W. H. ULST

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Klaipėda Hafen liegt am südlichen Ende des Sundes, die das Kurische Haf (Kuršių marios) mit dem Baltischen Meere vereinigt (Abb. 1—B). In der Mündung des Sundes sind zwei Mole errichtet worden. Vor ihnen erstreckt sich eine Barre. Auf der Abb. 1—A ist sie in Form einer Biegung der ersten Isobate nach Kanal sichtbar.

Die Untersuchungen hatten folgendes zum Ziel:

- 1) die Eigentümlichkeiten der Sandumlagerung in der marinen Uferzone im Hafengebiet zu klären;
- 2) Die Quelle der den Hafen und den Barrekanal anfüllenden Sande zu präzisieren.

In der Abb. 1—A sieht man die Verteilung des Sediments auf dem wasserbedeckten Uferabhänge (1 — Reliktprodukte der Ausspülung glazialer Ablagerungen, die durch Wellengang und Strömungen nicht transportiert werden. 2—5 — sandig-schluffige Ablagerungen; in der Richtung vom zweiten zum fünften Sedimenttypus verringert sich die Korngrösse des Materials).

Südlich vom Hafen nehmen die feinkörnigen Sedimente viel mehr Platz ein, als nördlich von ihm, was davon zeugt, dass im südlichen Teil die Sedimente langsamer transportiert werden, als im nördlichen.

Die Sedimente des 4-ten Typus bilden vor den Molen einen breiten Streifen, der nach der Richtung vom Ufer zum Meere geht („b“ Abb. 1—A). Dieses ist davon bedingt, dass ein Teil des Sandes vom Ufer abgelenkt wird und längs dem Ufer der S—N Richtung folgt.

Nach der Sedimentationskarte sieht man auf dieser Weise, dass die Sandwanderung am Hafen von Klaipėda in der Richtung nach Norden zu sich vollzieht. Am Nordende der Kurischen Nehrung wird die Sandwanderung längs dem Ufer langsamer, wobei die Sedimente teilweise am Boden des Wasserstromes während des Stormes in ufernahen Zone abgesetzt werden, teilweise auch, unter Wirkung des vom Ufer ablenkenden Stromes, in die Tiefe abwandern. Die Hauptmasse der Sedimente wandert aber am Hafen vorüber, nach Norden.

Auf der Abb. 2 ist die Verteilung der eckigen Quarzkörner (A) und des Gesamtgehaltes an Schwermineralen (B) zu sehen. Die Gesetzmässigkeiten der Konzentration der eckigen Quarzteilchen und der Schwermi-

neralen in der ufernahen Zone des Meeres sind vom Verfasser früher ermittelt worden (Ульст, 1963, 1964, 1965).

Der Maximalgehalt an eckigen Quarzkörner im Bereich südlich vom Hafen ist der Reduktion der Transportgeschwindigkeit längs dem Ufer zu verdanken.

Die Abb. 3 zeigt die Dichte der Sedimentverteilung verschiedener Korngrössen im Sediment von verschiedenem Faziestyp, die Abb. 4 aber — die Änderungen im Gehalt der eckigen Quarzkörner in der Meeresenge von Klaipėda. Diese Beobachtungsdaten erlauben eine derartige vorläufige Folgerung zu machen, dass die Oberflächenschicht der Barre nicht vom Material alluvial-lagunischer, sondern mariner Herkunft gebildet ist.

Eine vorherrschende einseitige Sandtransportrichtung (nach dem Meere oder der Lagune hin) ist im Sunde nicht zu beobachten.

Die Tafel 1 zeigt den mittleren prozentuellen Gehalt der typischen Minerale in den Meeres-, Lagunen-, Alluvialablagerungen und in den Ablagerungen des Klaipėda Sundes. Das Anwesen von Disthen, Rutil und Glaukonit spricht davon, dass die Ablagerungen der Barre und des Klaipėda Sundes mariner Herkunft sind. Die Folgerung wird aber nur in dem Falle richtig sein, falls es bewiesen wird, dass die beobachteten Veränderungen im Gehalte der genannten Minerale nicht von der verschiedenen Art der Korngrössen- und Mineraldifferentiation in der marinen Uferzone, in der Lagune und im Sunde abhängt.

Auf der Abb. 5 ist die Ablagerung von verschiedenem Faziestyp dargestellt. Es wird der Mittelgehalt von Disthen, Rutil und Glaukonit der Korngruppen 0,1—0,05 mm und der Gesamtgehalt der Minerale gegeben. Die Analyse der Kurvenrichtung erlaubt die Schlussfolgerung zu machen, dass nur Glaukonit als ein zuverlässiger Indikator der Anfüllungsquelle vom Hafen und dem Barrekanal angesehen werden kann.

Die Verteilungseigentümlichkeiten des Glaukonits zeugen davon, dass während der Probenentnahme auf der Barre und im Sunde Sedimente mariner Herkunft geherrscht haben.

Die Tafel 2 zeigt den Glaukonitmittelgehalt in den durch Aufschlussbohrungen auf der Barre erschlossenen Ablagerungen. Aus den Daten der Tafel ersieht man, dass die Barre durch marine, aber nicht durch alluvial-lagunische Ablagerungen entstanden ist.

## О МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПЛЯЖЕВЫХ ГРАВИЙНО-ГАЛЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

А. ЮРГАЙТИС, Вильнюс

В отдельных участках Юго-восточного побережья Балтийского моря на пляже среди песков довольно часто встречаются гравийно-галечные отложения. Несмотря на то, что гранулометрический и минералогический состав песков (Gudelis, Stauskaitė, 1959; Stauskaitė, 1962; Гуделис, Минкявичюс, 1963) и тяжелых концентратов (Линчюс, 1965, 1966) детально изучен, литология гравийно-галечных отложений до настоящего времени не освещалась.

На основе собранного фактического материала<sup>1</sup>, исследование которого проводилось по раньше описанной нами методике (Юргайтис, 1965), дается литологическая характеристика гравийно-галечных отложений Юго-восточного побережья Балтийского моря. Пробы для изучения вещественного состава отбирались на морском пляже в большинстве случаев из верхней части пляжа до глубины 10 см и редко до 50 см. Всего на участке побережья Балтийского моря от Самбийского полуострова до границы Латвии (рис. 1) была отобрана 21 проба на гранулометрический, минералого-петрографический и другие анализы.

На всем протяжении пляжевой зоны Юго-восточного побережья Балтийского моря преобладают пески. Появление большого количества гравийных и галечных фракций в этих песках отмечается на отдельных участках между пос. Швянтойн и г. Клайпеда и между пос. Юодкранте и мысом Таран в Калининградской области, а между г. Клайпеда и пос. Юодкранте береговая зона моря покрыта только песками.

Песчано-гравийно-галечные отложения, встречаемые в пляжевой зоне, имеют мощность до 1 м и больше. Обычно они встречаются во всей пляжевой зоне, ширина которой достигает 50 м.

По данным изучения месторождения прибрежно-морских песчано-гравийных отложений «Смельте», находящегося вблизи г. Клайпеда, для

<sup>1</sup> За оказанную помощь при сборе фактического материала автор выражает сердечную благодарность кандидату геол.-мин. наук А. А. Линчюсу.

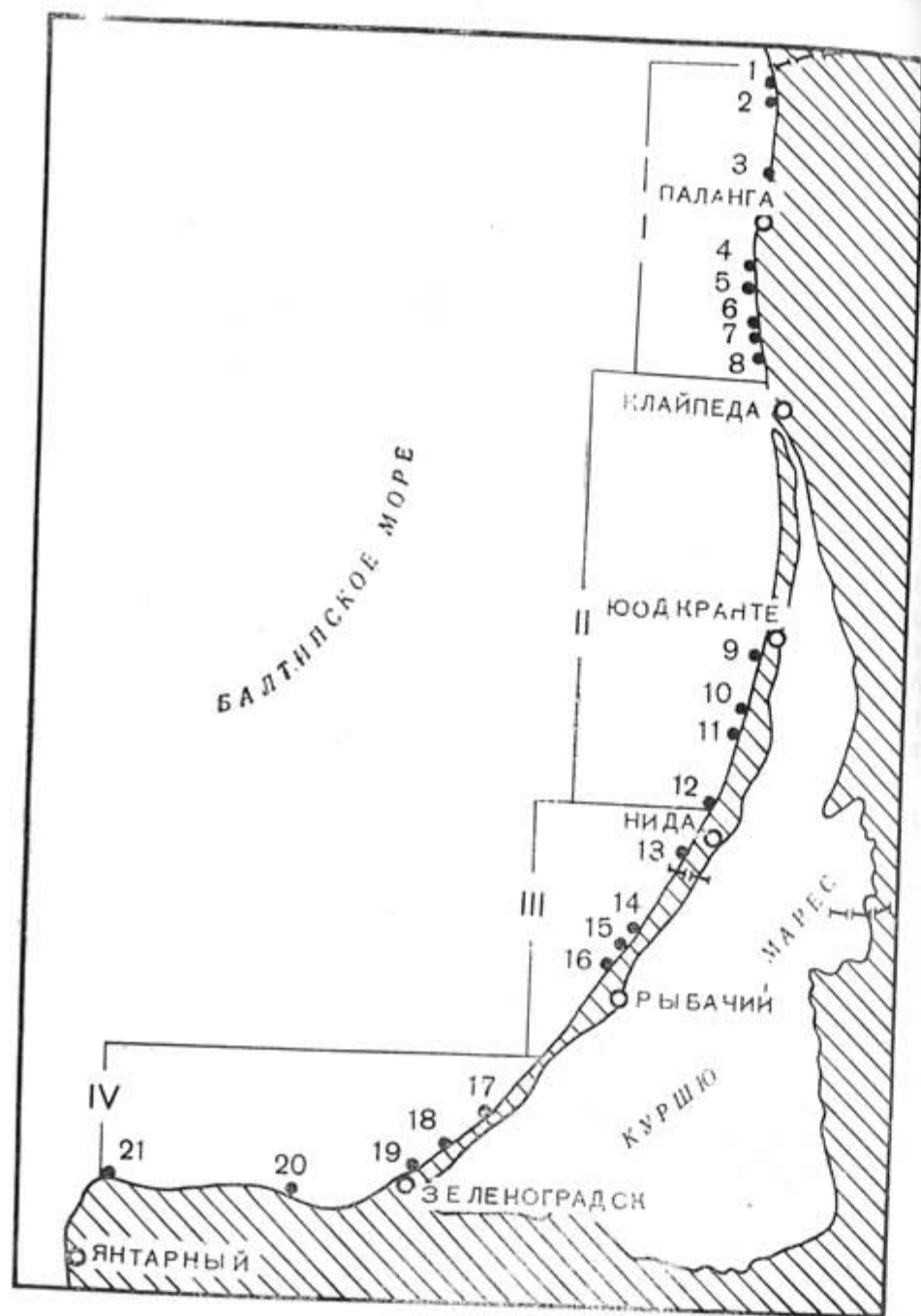


Рис. 1. Схема расположения проб на пляже Юго-восточного побережья Балтийского моря  
1—21 — номера проб; I—IV — зоны побережья, выделенные по количеству обломков карбонатных пород в гравийно-галечных отложениях

этих отложений характерна горизонтальная (рис. 2) или очень полого наклонная слоистость. Мощность слоев песчано-гравийных отложений средняя и тонкая (0,2—1,0 см). Залегают они под углом наклона 2—6°. Мощность слоев прибрежно-морских песчано-гравийных отложений средняя (10—60 см). Угол наклона их — до 4°.

Изменение крупности обломочного материала в вертикальном направлении в разрезах прибрежно-морских песчано-гравийных отложений постепенное. Хорошо окатанные гальки в толще песчано-гравийного материала встречаются редко и расположены в виде отдельных мелких прослоек.

Для изучения морфологических особенностей обломков из прибрежно-морских отложений нами определялась сферичность, уплощенность, удлиненность, анизометричность и изометричность галек и окатанность песчаных зерен по методике описанной раньше (Юргайтис, 1967).

Из трех изученных фракций (50—30, 30—20 и 20—10 мм) наибольший коэффициент сферичности (в среднем 0,70) характерен для галек известняков самой крупной фракции (50—30 мм). При уменьшении крупности галек коэффициент сферичности также уменьшается, для фракции 30—20 мм в среднем составляя 0,69, а для фракции 20—10 мм — 0,67.

Коэффициент уплощенности галек при увеличении размера фракции постепенно уменьшается. Для фракции 20—10 мм он в среднем равен 1,117, для фракции 30—20 мм — 0,913, а для фракции 50—30 мм — 0,894.

Удлиненность галек известняков из прибрежно-морских отложений тем больше, чем меньше размер фракции обломков. Наибольший коэффициент удлиненности галек характерен для фракции 20—10 мм (в среднем 0,768), а для фракций 30—20 мм (0,700) и 50—30 мм (0,635) он меньше. Коэффициент анизометричности является прямым выражением коэффициентов уплощенности и удлиненности и поэтому его значениям свойственны те же закономерности изменения величины в зависимости от крупности галек. Среднее значение коэффициента анизометричности для всех изученных фракций галек равно 1,676.

Значения коэффициента изометричности галек известняков обычно меньше единицы. Коэффициент изометричности галек фракции 50—30 мм в среднем равен 0,962, фракции 30—20 мм — 0,999 и фракции 20—10 мм — 0,972.

Окатанность песчаных зерен из прибрежно-морских отложений определялась вибросепаратором. Коэффициент средней окатанности песчаных зерен колеблется в пределах 3,917—3,947. Для этих отложений характерно, что окатанность песчаных зерен при увеличении размера фракции улучшается.

Изучение морфологических особенностей прибрежно-морских песчано-гравийно-галечных отложений показало, что для них характерно меньшая сферичность, большая уплощенность, удлиненность и анизометричность галек и хорошая окатанность песчаных зерен.

Гранулометрический состав прибрежно-морских песчано-гравийно-галечных отложений Юго-восточного побережья Балтийского моря до-

вольно разнообразный. Содержание обломков крупнее 20 мм обычно не превышает 10%, хотя в единичных случаях повышается до 24,3—48,0%. Фракция 20—10 мм является одной из основных для этих отложений. Ее содержание колеблется от 1,8 до 49,0%, в среднем составляя около 15—20% всех обломков. Количество обломков галечных фрак-

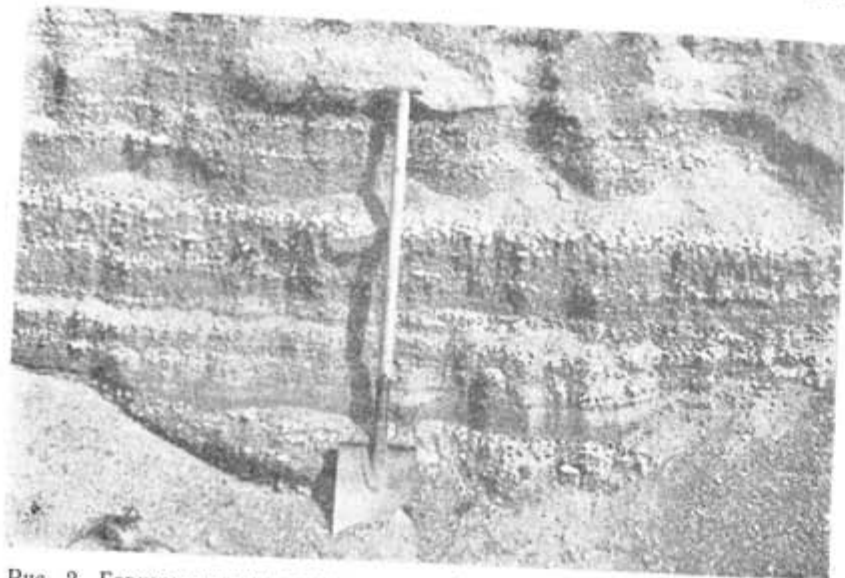


Рис. 2. Горизонтальная слоистость прибрежно-морских песчано-гравийно-галечных отложений в карьере «Смельте», находящимся вблизи г. Клайпеда

ций (>10 мм) в прибрежно-морских отложениях этого района колеблется в больших пределах от 1,8 до 74,7%. Среднее содержание обломков галечных фракций в этих отложениях обычно составляет 20—30%.

Нами изучалось количество обломков пяти гравийных фракций (10—7, 7—5, 5—3, 3—2 и 2—1 мм). Более часто обломки гравийных фракций приурочены к одной из этих фракций, составляя в ней до 25—35% от общего содержания обломков, а реже равномерно распределяются по всем гравийным фракциям. Также следует отметить, что большое количество обломков приурочено к более крупным гравийным фракциям (10—7, 7—5 и 5—3 мм). Содержание всех гравийных фракций обычно составляет около 60—70% всех обломков, за исключением тех проб, в которых очень большое количество обломков галечных фракций (Палепгирай, Карклининкай, Нида).

В изученных нами гравийно-галечных отложениях Юго-восточного побережья Балтийского моря содержание песчаных фракций (1—0,5, 0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм) колеблется в пределах 0,1—41,6%, в среднем составляя 5—15%. Алевроитовые и глинистые частицы в этих отложениях встречаются очень редко и не превышают 0,1%.

Для более полной характеристики гранулометрического состава песчано-гравийно-галечных отложений был подсчитан средний размер зе-

рен ( $M_n$ ) и коэффициент сортировки ( $\sigma$ ) по сокращенному аналитическому методу моментов (Рухин, 1947).

Средний размер зерен прибрежно-морских песчано-гравийно-галечных отложений Юго-восточного побережья Балтийского моря колеблется в пределах 2,249—10,59 мм. Наиболее часто среди этих отложений встречаются зерна, средний размер которых равен 4—5 мм. Численные значения коэффициента сортировки, указывающего на степень однородности и сортировку отложений, для прибрежно-морских отложений колеблется от 0,254 до 0,784. Для этих отложений наиболее характерным является колебание коэффициента сортировки в пределах 0,3—0,5.

Проведенные исследования минералого-петрографического состава прибрежно-морских гравийно-галечных отложений позволили выявить закономерности его изменения на участке побережья Балтийского моря от Самбийского полуострова до границы Латвии. По количеству обломков карбонатных пород (в основном известняков) во фракциях размером 20—10, 10—7, 7—5, 5—3, 3—2, 2—1 и 1—0,5 мм на этом участке побережья Балтийского моря можно выделить несколько зон. Первая зона, в которой количество обломков карбонатных пород во фракциях размером 20—0,5 мм по отдельным пробам колеблется в пределах 5,7—17,1%, находится на отрезке побережья между границей Латвии и г. Клайпеда (рис. 1). В этой зоне отмечается незначительное и постепенное повышение количества обломков карбонатных пород по направлению с юга на север. Вторая зона, в гравийно-галечных отложениях которой обломки карбонатных пород отсутствуют, расположена между г. Клайпеда и г. Нида. Третья зона побережья Балтийского моря по количеству обломков карбонатных пород в гравийно-галечных отложениях выделяется между г. Нида и пос. Рыбачий. В ней отмечено незначительное количество обломков карбонатных пород во фракциях размером 20—0,5 мм — от 4,4 до 13,3%. Южный отрезок изученного участка побережья Балтийского моря от пос. Рыбачий до мыса Таран приурочен к четвертой зоне, в которой заметно повышается количество обломков карбонатных пород, слагающих гравийно-галечные отложения. В этой зоне количество их во фракциях размером 20—0,5 мм колеблется от 29,2 до 34,2%. Ниже отметим закономерности изменения количества обломков кристаллических пород и кварца в прибрежно-морских гравийно-галечных отложениях выделенных зон.

Содержание обломков кристаллических пород в прибрежно-морских гравийно-галечных отложениях во фракциях размером 20—0,5 мм почти одинаковое в первой, второй и третьей зонах, колеблясь в пределах 52,2—63,9%, и значительно меньше в четвертой зоне (35,2—35,8%). Такое резкое понижение количества обломков кристаллических пород в четвертой зоне происходит за счет значительного повышения количества обломков карбонатных пород, вымываемых в Самбийском полуострове из обнажений плейстоценовых (в основном моренных) отложений. Содержание кварца в прибрежно-морских отложениях во фракциях размером 20—0,5 мм несколько меньше в первой зоне (17,3—

20,8%), примерно одинаковое в третьей и четвертой зонах (21,3—23,8%) и незначительно больше во второй зоне (25,8—33,5%).

В прибрежно-морских песчано-гравийно-галечных отложениях по сравнению с другими генетическими типами (Юргайтис, 1966) заметно больше обломков кристаллических пород (на 25—30%) и соответственно меньше обломков карбонатных пород.

Обломки кристаллических пород в прибрежно-морских гравийно-галечных отложениях Юго-восточного побережья Балтийского моря обычно представлены разными гранитами, порфирами, основными и ультраосновными и метаморфическими породами. Среди разновидностей пород, принадлежащих к кристаллическим породам, значительно преобладают граниты, содержание которых иногда достигает 65—75% всех обломков. Количество обломков порфиров редко превышает 5%, а обломки основных и ультраосновных пород составляют в среднем 7—15%. Обломки метаморфических пород обычно содержатся в небольшом количестве от 1 до 3%.

Содержание обломков песчаников, которые в основном представлены ютнийскими породами, колеблется в пределах 3—10%, в среднем составляя около 5%. Среди обломков карбонатных пород встречаются известняки, доломиты и мергели. Обломки известняков очень резко преобладают среди карбонатных пород, составляя около 90%. Количество обломков доломитов колеблется от 0,5 до 3%, а содержание обломков мергелей еще меньше, составляя 0,0—2,0% всех обломков.

Проведенные исследования позволили установить лишь общие черты литологии гравийно-галечных отложений Юго-восточного побережья Балтийского моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

- ГУДЕЛИС В., МННҚЯВИЧЮС В.: 1963. Литодинамические спектры ветропесчаного потока приморских дюн Литвы (Куршо Нярия). Baltica, vol. 1, Вильнюс.
- ЛИНЧЮС А. А.: 1965. О распространении концентратов тяжелых минералов на пляжах пересыпи Куршо-Нярия и их гранулометрическом составе. Труды АН Литовской ССР, серия Б, 1 (40), Вильнюс.
- ЛИНЧЮС А. А.: 1966. Особенности гранулометрического состава пляжевых концентратов Юго-восточного побережья Балтики. Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики, Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 3, Вильнюс.
- ЛИНЧЮС А. А.: 1966. Минералогический состав пляжевых концентратов Юго-восточного побережья Балтики. Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики, Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 3, Вильнюс.
- РУХИН Л. Б.: 1947. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ, Ленинград.
- ЮРГАЙТИС А. А.: 1965. Гранулометрический и минерало-петрографический состав песчано-гравийных отложений Северо-восточной Литвы. Труды АН Литовской ССР, серия Б, 4(43), Вильнюс.
- ЮРГАЙТИС А. А.: 1966. Гранулометрический и минерало-петрографический состав песчано-гравийных отложений неоплейстоцена Литовской ССР. Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики, Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 3, Вильнюс.

ЮРГАЙТИС А. А.: 1967. Морфологическая характеристика обломков песчано-гравийных отложений Литвы. Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы, Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 5, Вильнюс.

GUDELIS V., STAUSKAITE R.: 1959. Pietrytinio Baltijos pajūrio kranto zonos smėliai Sventosios uosto—Palvininkų ruože (Granulometrinė analizė). Lietuvos TSR Geografinė draugija, Geografinis metraštis, II t., Vilnius.

STAUSKAITE R.: 1962. Baltijos pajūrio kranto zonos Sventosios—Jantarnoje (Palvininkų) ruožo smėlių mineraloginė sudėtis. Lietuvos TSR MA Darbai, serija B, 4(31), Vilnius.

[Поступило: 8.10.1968]

## ON MINERALOGY AND PETROGRAPHY OF BEACH GRAVEL AND PEBBLES OF THE SOUTH-EASTERN BALTIC SEA COAST

by

A. JURGAITIS

SUMMARY

Gravel and pebbles are frequently found among the beach sediments of the Baltic Sea coast.

The lithologic characteristics of beach gravel and pebble sediments is provided on the basis of the data collected by the author. The samples have been taken from the section of the Baltic Sea coast, stretching from the Samland peninsula to the boundary of Latvia (Fig. 1). In most cases they have been taken from the upper part of the beach. An increase in the quantity of gravel and pebbles is noted in the beach between Sventoji and Klaipėda as well as between Juodkrantė and cape Taran (Brūsterort). The sea beach between Klaipėda Town and Juodkrantė is represented only by sands.

The investigations of the morphological properties of marine sand, gravel and pebbles have showed that a low sphericity, a great breadth, length and anisometricity in pebbles and a good roundness in sand grains are characteristic of the sediments.

The granulometric composition of the sand, gravel and pebble deposits is rather varying. The average contents of pebble in these deposits usually form 20—30%, whereas the fragments of gravel form the bulk of these deposits (about 60—70%) and the fractions of sand form 5—15% on the average. The grains, the average size of which equals 4—5 mm are most frequently met in these deposits and the most characteristic variation of the coefficient of sorting is within 0,3—0,5.

**АРЕАЛЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД  
НА ДНЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ  
ВАЛУНОВ)**

*А. ГАЙГАЛАС, Вильнюс*

Изучение эрратических валунов в Северной Европе в конце XIX и в течение XX столетий выяснило, что некоторые представители эффузивных пород не имеют коренных выходов на материке Фенноскандии или на островах Балтийского моря. Составление конусов (веер) распространения этих валунов на территории Североευропейских стран позволило указать местонахождение коренного залегания упомянутых пород на дне Балтийского моря (Hedström, 1894, Milthers, 1905, 1909, 1933, Hausen, 1912, 1913, Чирвинский, 1914, Korn, 1927, Eskola, 1928, 1933, 1934, Kraus, 1934, Heselmann, 1936, 1939, Jaroszewicz-Klyszyńska, 1938, Яковлева, 1955, Viiding, 1955, Konieczny, 1956, Вийдинг, 1957, Тарвидас, 1957, 1960, 1961, Tarvydas, 1958, Tarvydas, Gudelis, 1958, Gaigalas, 1959, Раукас, 1963, Гайгалас, 1963, 1965, Гайгалас, Раукас, 1965, Гайгалас, Гуделис, 1965, Ружицкий, 1966 и др.). В настоящее время с достаточной достоверностью можно утверждать, что на дне Балтики залегают материнские породы: 1) красного кварцевого порфира, 2) бурого кварцевого порфира, 3) сиенитового порфира, 4) спилитового мандельштейна, 5) прениитового мандельштейна, 6) диабазового мандельштейна, 7) диабазов, 8) порфиритов, 9) порфиров, 10) базальтовых туфов и др. Возможно также нахождение еще большего числа типов эффузивных пород, залегание которых на дне депрессии Балтийского моря можно полагать по рассеиванию валунов неопределенного происхождения.

Выявление участков распространения эффузивных пород имеет большое значение для реконструкции путей движения ледниковых покровов плейстоценового оледенения, а также для более глубокого познания геологического строения и развития депрессии Балтийского моря. К сожалению, эти породы пока недоступны непосредственному изучению и приходится пользоваться анализом данных по распространению и составу валунного материала. Но, тем не менее и этот материал является инте-

ресным и ценным, а также может во многом послужить при дальнейших более детальных геологических исследованиях дна Балтийского моря.

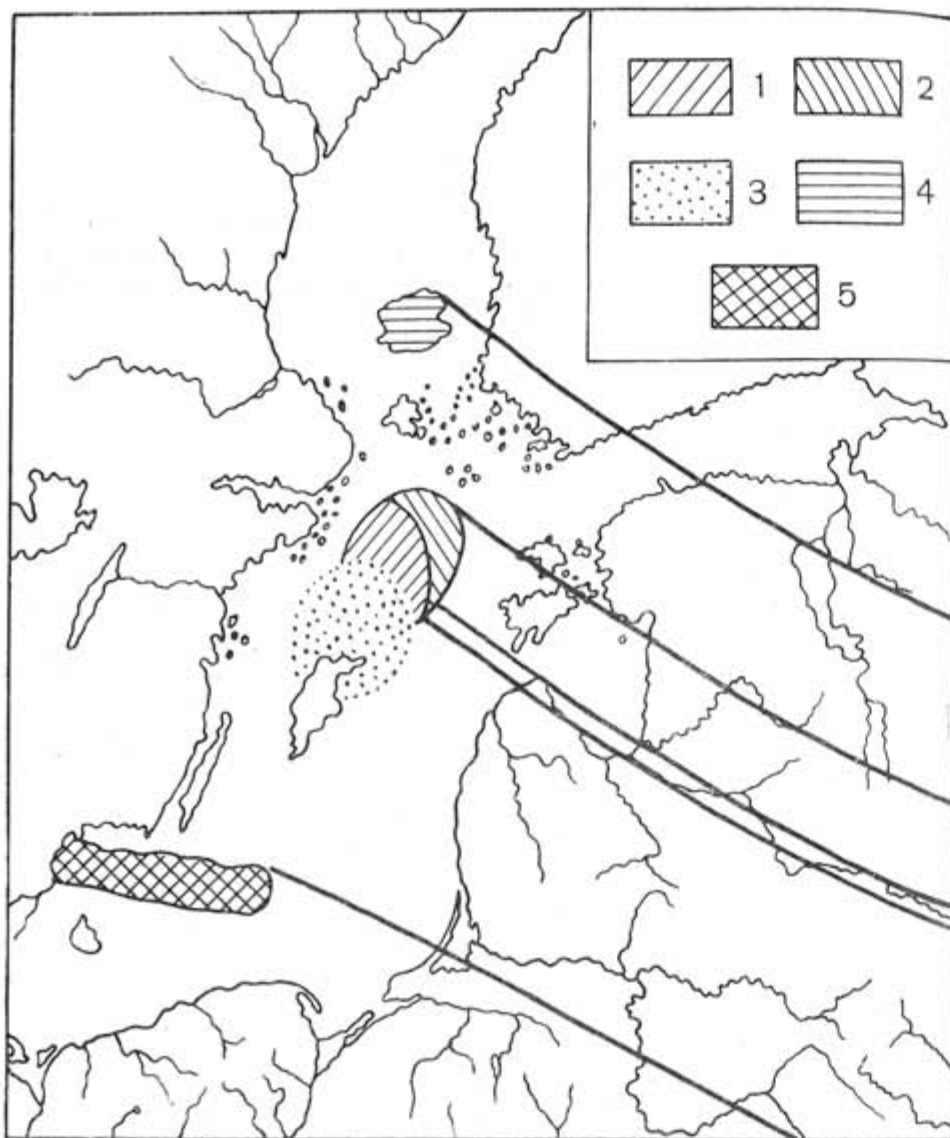


Рис. 1. Предполагаемые площади залегания эффузивных пород на дне Балтийского моря и северо-восточные границы рассеивания их валунов  
1 — бурых балтийских кварцевых порфиров, 2 — красных балтийских кварцевых порфиров, 3 — балтийских мандельштейнов, сениитовых порфиров, порфиритов и диабазов, 4 — ботнических порфиров и кератофиров, 5 — базальтовых туфов

**Ареалы залегания.** Распространение материнских эффузивных пород эратических валунов предполагается на дне южной части Балтики, северной части средней Балтики и на дне южной части Ботнического залива (рис. 1).

Впервые возможное место коренных выходов пород бурого балтийского кварцевого порфира было указано в 1894 г. Х. Хедстромом (Hedström, 1894). Он установил, что некоторые валуны из четвертичных отложений Северной Германии происходят не из Средней Швеции, как до того допускалось, а из пород дна Балтийского моря, которые залегают к северу от Готланда, между шведским материком и Аландскими островами. Более поздние исследования по распространению бурых кварцевых порфиров это отчасти подтвердило, только уточнило наиболее вероятное место нахождения коренных пород на дне Балтийского моря.

К аналогичному выводу на счет залегания пород красных кварцевых порфиров в 1905 г. пришел В. Мильтерс (Mithers, 1905), изучавший валуны на острове Готланде. Раньше считалось, что эти красные кварцевые порфиры происходят из Северной Швеции. По В. Мильтерсу родина красных кварцевых порфиров — это участки дна Балтийского моря к югу от Аландских островов, несколько восточнее ареала залегания бурых кварцевых порфиров. Тем самым на основании изучения валунов на острове Готланде он несколько уточнил предполагаемое место залегания бурых кварцевых порфиров, которое должно находиться несколько юго-восточнее указанного впервые Х. Хедстромом.

Некоторые исследователи, среди них П. Эскола и Ю. Хеземани, допускают, что коренные выходы материнских пород бурого кварцевого порфира имеются не в одном, а в разных местах на дне средней части Балтийского моря и южной части Ботнического залива (Eskola, 1933, Heselmann, 1939). Это, конечно, допустимо, так как среди валунного материала Северной Европы иногда встречаются неопределенного происхождения разновидности кварцевых порфиров, имеющие некоторое сходство с бурым и красным балтийскими кварцевыми порфирами. Кроме того, некоторые разновидности ботнических порфиров имеют некоторое сходство с бурым балтийским кварцевым порфиром. Все-таки основная масса валунного материала балтийских кварцевых порфиров, как подтвердили исследования последних лет, должна происходить именно из дна северной части Средней Балтики (Тарвидас, 1957, 1960, 1965, Gaigalas, 1959, Гайгалас, 1963, 1965, Гайгалас, Раукас, 1965, Гайгалас, Гуделис, 1965 и др.). Кроме того, при необходимых детальных исследованиях они почти всегда отделяются от ботнических порфиров.

На дне средней части Балтийского моря также предполагается коренное залегание пренитовых мандельштейнов, сплитовых мандельштейнов, диабазовых мандельштейнов, порфиритов, сениитовых порфиров, диабазов и др. (Hedström, 1894, Eskola, 1933).

Ареал коренного распространения упомянутых пород по рассеиванию валунов должен находиться южнее коренных выходов бурого и красного кварцевых порфиров, но севернее острова Готланда. Это как раз подтверждает северо-восточные границы конусов рассеивания упомянутых пород, проходящие несколько юго-западнее границы распространения бурого балтийского кварцевого порфира и красного балтийского кварцевого порфира. Из всех упомянутых пород из средней части



Балтики наиболее далеко на северо-восток распространены валуны красного балтийского кварцевого порфира, что говорит за более северное и восточное залегание его коренных пород на дне Балтийского моря (рис. 1).

При изучении валунов на территории юго-западной Финляндии и Аландских островов Х. Хаузен (Hausen, 1912) выявил, что в южной части Ботнического залива на дне залегают порфиры и кератофиры. Более точное местонахождение коренного залегания этих пород указал П. Эскола (Eskola, 1928, 1934). Он предполагал, что выходы ботнических порфиров находятся на дне Ботнического залива к северо-западу от Пори на широте Родо. Ботнические порфиры генетически связаны с гранофирами и рапакиви (Eskola, 1928).

Также имеются указания (Когп, 1927), что на дне южной части Балтийского моря залегают базальтовые туфы (рис. 1). Площадь распространения базальтовых туфов простирается почти в широтном направлении от южного конца шведского материка на восток.

**Петрографическая характеристика.** Признаки внешнего облика, минералого-петрографический состав и внутреннее строение эффузивных пород из дна Балтики в настоящее время могут быть охарактеризованы только используя валунный материал. Валуны этих пород встречаются в разновозрастных ледниковых и водно-ледниковых отложениях плейстоцена в различных количествах. В моренных отложениях Литвы в начале каждого оледенения плейстоцена валунов Балтийского происхождения больше, чем в таких отложениях максимума или второй половины того же самого оледенения. Это понятно, так как в начале оледенения ледниковые покровы формировались в депрессии Балтийского моря, откуда потом надвигались на южные и юго-восточные прилегающие районы. Поэтому в начале каждого оледенения эти породы дна Балтийской депрессии для ледниковой экзарации были более доступны, чем во время максимума оледенения. Во время максимума оледенения большей мере экзарировались породы островов (Аланда и др.). В моренах, соответствующих этому этапу, как раз валунов из пород островов Балтийского моря содержится в большем количестве. Распределение балтийских валунов по разновозрастным моренам плейстоцена Прибалтики было приведено в предыдущие годы (Раукас, 1963, Гайгалас, 1963, 1965, Гайгалас, Гуделис, 1965, Гайгалас, Раукас, 1965 и др.). Поэтому в этой статье уделим больше внимание только их петрографической характеристике.

**Бурый балтийский кварцевый порфир.** Различаются три главные разновидности бурого балтийского кварцевого порфира, выделяемые микроскопически: 1) красно-бурая с полевым шпатом того же цвета, 2) серовато-бурая с светло-желтым или зеленоватым полевым шпатом и 3) бурая с плотной, роговиковой основной массой и резко отделяющимися крупными порфиробластами полевого шпата. Эти три разновидности бурых балтийских кварцевых порфиров связаны между собой переходными формами, которые почти неотличимы микроскопически.

Бурые балтийские кварцевые порфиры имеют характерное микростроение основной массы, которая сложена из тонких, длинных и игольчатых кристаллов кварца и между ними лежащих зерен полевых шпатов. В основной массе породы тоже присутствует хлорит в виде мелкочешуйчатых и листоватых агрегатов. В тонкозернистой основной массе кварцевые неделимые имеют ширину около 0,003 мм, а длину около 0,03 мм.

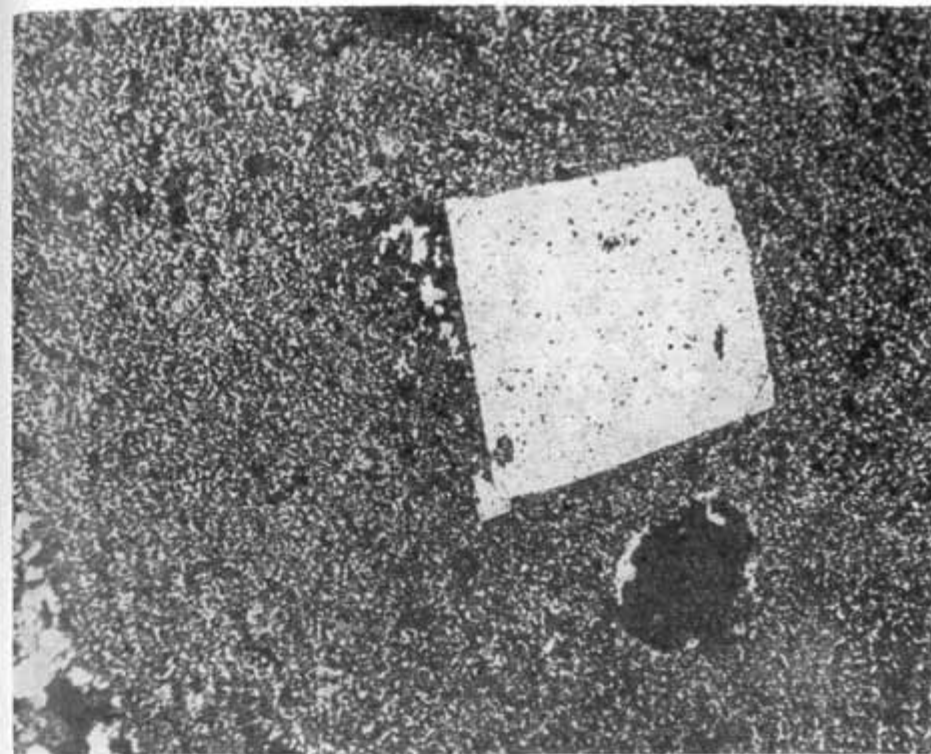


Рис. 2. Порфирные выделения кварца в микрозернистой основной массе красного балтийского кварцевого порфира. Николи II.  $\times 32$

Часто кварцевые иглы скопляются и образуют одновременно погасающие округлой формы группы. В основной массе некоторых экземпляров этих порфиров наблюдаются слабо развитые микропегматитовые сростания.

Порфирные выделения бурых балтийских кварцевых порфиров наиболее часто состоят из полевых шпатов, кварца и хлорита.

Выделения полевых шпатов сложены калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами. Они имеют правильные кристаллографические очертания и также бывают округленные; иногда корродированные. Калиевые полевые шпаты наиболее часто представлены ортоклазом. Плагиоклаз — кислый. Он образует сравнительно широкие пластинки. Величина порфирных выделений полевых шпатов не превышает 4—5 мм.

Порфирные зерна кварца округленной формы, более редко с правильными кристаллографическими формами. Часто выделения кварца

корродированы. Кварц включений содержит мало. Размеры кварцевых зерен менее 4 мм. По числу уступают порфирировым выделениям полевых шпатов.

Изредка встречается зеленоватый хлорит. Порфирировые выделения хлорита часто представляют псевдоморфозы по авгиту. Иногда наблюдаются правильные восьмиугольные формы, по контуру напоминающие

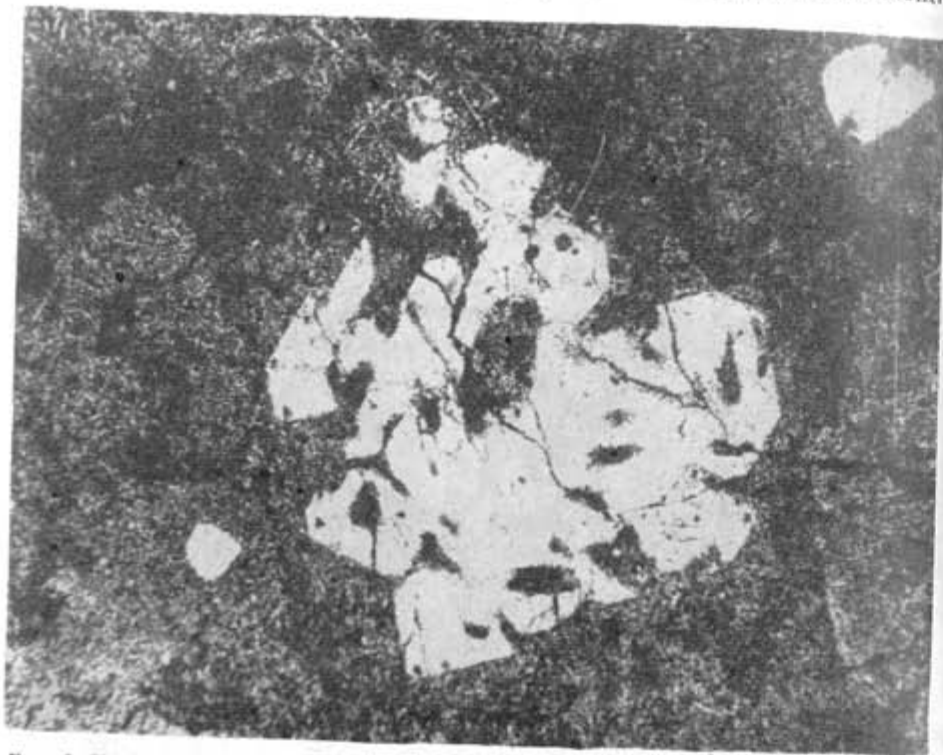


Рис. 3. Коррозионные углубления в кварцевом фенокристалле красного балтийского кварцевого порфира. Николи 11.×32

кристаллы авгита. Хлорит сопровождается равномерно рассеянными многочисленными зернами рудных минералов.

Характерной чертой микростроения породы является наличие полюсов из кварцевых иголок вокруг порфирировых выделений кварца. Кварцевые иголки в полосках угасают одновременно следуя контуру порфирирового зерна.

Удлиненные кварцевые иглы основной массы, по видимому, возникли из лейст плагиноклаза в результате общего окремнения пород.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, лейкоксеном, апатитом и цирконом.

**Красный балтийский кварцевый порфир.** Основная масса красных балтийских кварцевых порфиров красная различных оттенков. Она тонкозернистая до плотной. Состоит из прозрачных зернышек кварца и сильно пигментированного ортоклаза. Размеры их около 0,01—0,03 мм.

Структура основной массы микрогранитовая, реже микропегматитовая. Иногда в основной массе встречаются более грубозернистые шпирсы.

Интересно отметить, что красные балтийские кварцевые порфиры из более древних морен Литвы имеют хуже раскристаллизовавшуюся основную массу, чем из молодых плейстоценовых отложений. Это понятно, так как верхние части эффузивных тел этих порфиров экзарировались в первой очереди во время более древнего плейстоценового оледенения. Естественно, верхние части эффузий должны были обладать большей стекловатостью, чем более глубокие горизонты того же тела кварцевых порфиров.

Полевые шпаты, кварц и жеодообразные полиминеральные агрегаты образуют порфирировые выделения.

Порфирировые выделения полевых шпатов окрашены почти одинаково с основной массой в красный цвет. Размеры в среднем 1—4 мм. Полевые шпаты порфирировых выделений представлены ортоклазом, реже плагиноклазом. Ортоклаз порфирировых выделений сильно пигментирован. Пигментация возрастает с центра зерен в периферическую их часть. Наблюдаются карлсбадские двойники. Отдельные зерна иногда почти полностью замещены агрегатом кварца и мусковита. В небольшом количестве в порфирировых выделениях присутствует плагиноклаз.

Порфирировые выделения кварца в красных балтийских порфирах встречаются в неодинаковом количестве. Зерна кварца угловатой или слабо закругленной формы (рис. 2, 3). Размеры их в среднем 1—2 мм. Часто в зернах кварца наблюдаются коррозионные углубления, выполненные основной массой (рис. 3). Макроскопически кварц окрашен в дымчато-серый и темный цвет.

Жеодообразные выполнения состоят из агрегата роговой обманки, кварца и виридина. Макроскопически эти выделения образуют темные пятна, размером около 1—2 см и меньше.

Из других минералов порфирировые выделения образуют роговая обманка, хлорит, мусковит, серицит и эпидот. Последние два минерала являются продуктами выветривания полевых шпатов.

Акцессорная часть породы представлена рудными минералами.

**Балтийский сиенитовый порфир.** Порода балтийского сиенитового порфира имеет несколько макроскопических разновидностей: 1) бурокрасную, 2) темную серо-бурую, 3) зеленоватую и 4) серовато-зеленую. В этих всех разновидностях макроскопически кварца не наблюдается. На выветрелых поверхностях валунов особенно отчетливо выделяются многочисленные желтовато-белые порфирировые выделения полевых шпатов, придающие породе пятнистость.

Основная масса фельзитовая. Под микроскопом она большей частью микрогранитная, но иногда наблюдается и гранофировая структура.

Порода составлена лейстами полевых шпатов, небольшого количества кварца и подчиненного числа зерен апатита, эпидота, циркона, титанина, авгита, хлорита, роговой обманки, рудных минералов и др.

В основной массе лежат светло красно-бурые порфиновые выделения полевых шпатов, размером 1—4, реже 5 см. В свежем изломе они слабо отделяются от основной массы породы. Полевые шпаты представлены ортоклазом и плагиоклазом. Ортоклаз выветрелый, с многочисленными включениями эпидота. Кроме того, порфиновые выделения образованы выветрелым авгитом, хлоритами и другими минералами. Иногда встречаются в породе миндалины, выполненные кальцитом, халцедоном и др.

**Балтийские мандельштейны.** Балтийские мандельштейны представлены спилитовыми мандельштейнами, пренитовыми мандельштейнами, диабазовыми мандельштейнами и множеством других разновидностей, представляющих единую генетическую цепь этих пород.

**Спилитовый мандельштейн.** В темно-серой или темной основной массе породы макроскопически хорошо выделяются фенокристаллы светлых, почти белых плагиоклазов, темной роговой обманки и округлые миндалины, заполненные целым рядом минералов.

Основная масса породы афанитовая, фельзитовая или в некоторых местах перекристаллизованная и содержит зернышки магнетита.

Порфиновые выделения плагиоклазов, размером 0,2—0,5 см, представлены альбитом. Он иногда образует лейстовидные кристаллы. Альбит сосюртитизирован, но имеет еще реликтовую зонарную структуру. Сильно выветрелые плагиоклазы карбонатизированы. В некоторых разновидностях этой породы плагиоклаз образует микролиты.

Выделения роговой обманки проявляет идиоморфизм по (110) (010) и резко выраженный плеохронизм от коричневатого до желтого цвета.

Миндалины в среднем размером от 0,2 до 1,5 см заполнены зернистым кварцем, зернами эпидота, тонкоигольчатым амфиболом, кальцитом, серпентином, халцедоном и др. В некоторых миндалинах наблюдается закономерная зональность, выражена снаружи зоной кальцита, затем зеленоватого серпентина, снова кальцита, светло-зеленого серпентина, кальцита, а внутри зонами халцедона и кварца.

**Пренитовый мандельштейн.** Основная масса пренитового мандельштейна окрашена в темный красно-бурый или в коричневый до черного цвета. Макроскопически в афанитовой основной массе хорошо выделяются крупные порфиновые выделения светлых плагиоклазов, миндалины заполнены белым пренитом, порфиробласты зеленоватого хлорита и эпидота, реже других минералов.

Под микроскопом в основной массе обнаруживаются плагиоклазовые микролиты. Лейстовидные порфиновые выделения плагиоклазов в различной степени пренитизированы. По составу плагиоклазы приближаются олигоклазу. В случае полного замещения полевых шпатов наблюдаются пренитовые псевдоморфозы (рис. 4). Пренит в псевдоморфозах часто розетообразный или лучисто кристаллический, образует своеобразные лучистые агрегаты — «пренитовые солнца». Пренитовая масса в таких случаях тонкая до средnezернистой. В различных местах псевдоморфоз величина зерен несколько меняется.

Миндалины в породе главным образом состоят из средnezернистого пренита, а также более крупных зерен кальцита и кварца. Иногда наблюдаются миндалины полностью заполнены только кальцитом. Кроме того, в породе наблюдаются порфиновые выделения оливина.

**Диабазовый мандельштейн.** Порода плотная, с темно-зеленой до серо-зеленой или коричневатого-фиолетовой окраски основной массы.

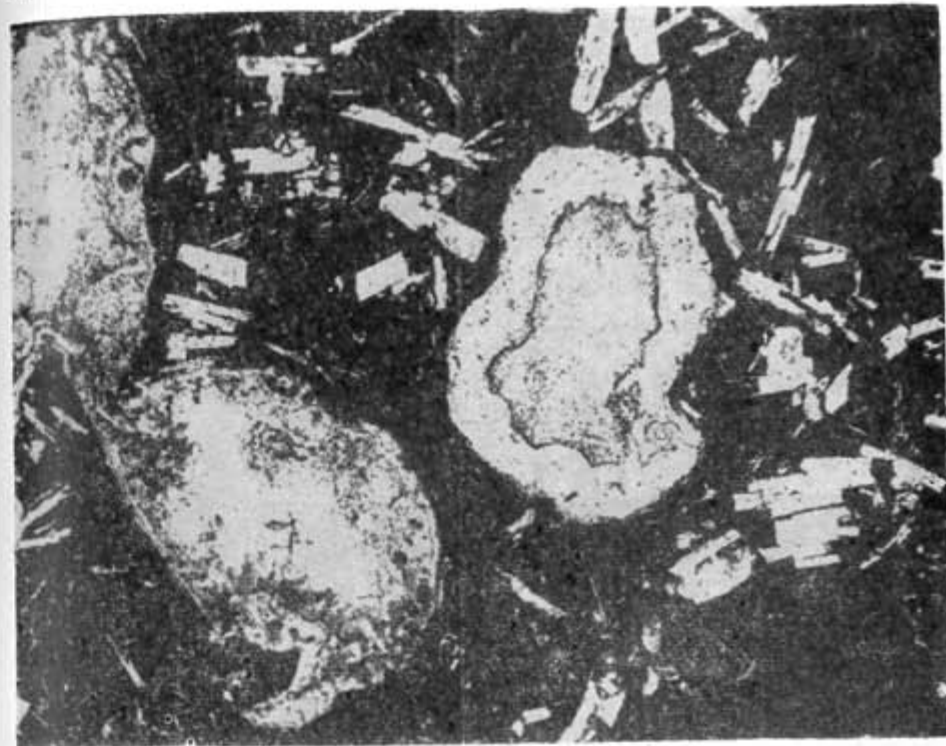


Рис. 4. Зональные миндалины и лейсты пренита в балтийском пренитовом мандельштейне. Николи II.  $\times 32$

В диабазовой основной массе породы залегают округлые и продолговатые миндалины, размерами 6—10 мм. В миндалинах встречаются или темно-зеленый хлорфент-гуллит или кристаллы кальцита. Кальцит от светлой до мясо-красной окраски.

Кроме описанных типов среди балтийских мандельштейнов имеется больше разновидностей, которые постепенно переходят к зеленовато-темным плагиоклазовым порфиритам, к породам типа Ойе диабазов и др.

**Ботнические порфиры.** Х. Хаузен, изучавший распространение ботнических порфиров в юго-западной Финляндии, выделил основные две их разновидности: кварцевый порфир и кварцевый кератофир (Hausen, 1912). Ботнические порфиры характеризуются некоторым непостоянством состава и изменчивостью внутренних и внешних признаков породы. Это позволило Ю. Хеземанну (Hesemann, 1939) выделить даже 13 подтипов этих порфиров.

Ботнические порфиры представляют породы темно-серого, коричневатого или черного цвета. Основная масса фельзитовая, плотная или мелкозернистая (рис. 5). Некоторые разновидности ботнических порфиров-гранофиров имеют микропегматитную основную массу, что указывает на их генетическую связь с гранитовыми порфирами и в некоторой степени они тем самым отделяются от эффузивных порфиров. Это позволило П. Эсколе (Eskola, 1928) наметить их родственность с графическими гранитами, залегающими тоже на дне Ботнического залива.

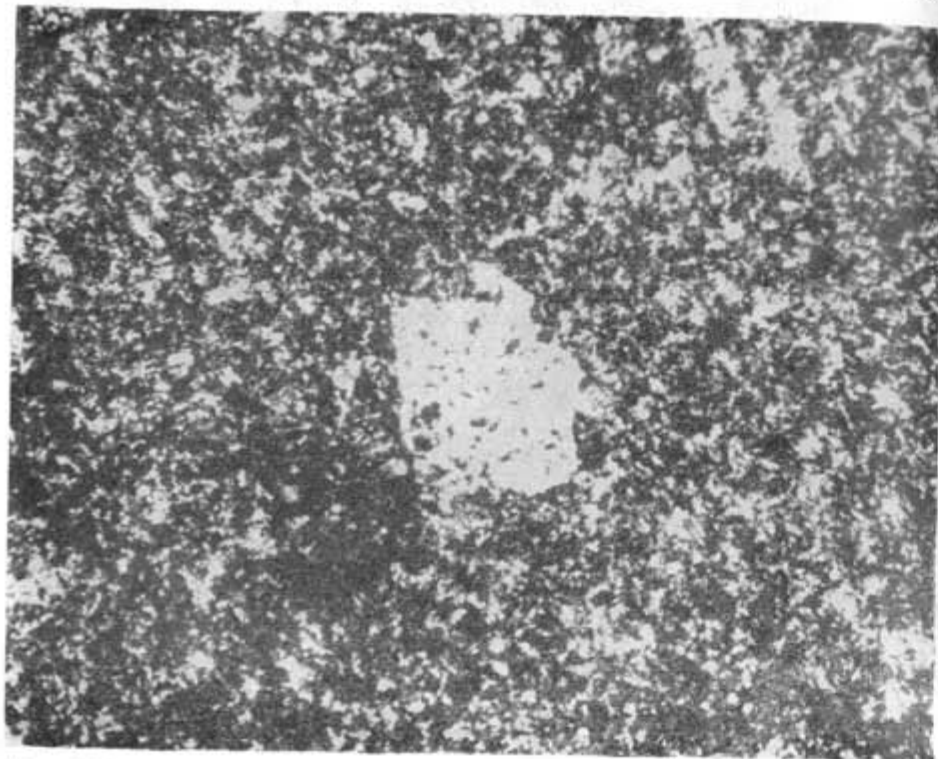


Рис. 5. Порфировое выделение кварца и микрогранитовая основная масса ботнического порфира. Николи. X32

В основной массе ботнических порфиров содержатся порфировые включения альбита, округлых зерен ортоклаза и кварца. Идиоморфные кристаллы плагиоклазов сильно выветрелые, размером 1—8 мм. Зерна кварца крупные, ксеноморфные, с резкими следами коррозии и многочисленными включениями, размером около 1 см. Зерна калиевых полевых шпатов встречаются значительно реже, чем кварца и плагиоклаза. Темноокрашенные минералы редкие, главным образом представлены хлоритом и эпидотом.

**Балтийский базальтовый туф.** В свежем состоянии порода серо-черная до светло-зеленой, с полосчатой текстурой. Полосчатость особенно проявляется на выветрелой поверхности. Прослойки базальтового туфа включает в себе кальцит, возникший при образовании породы в морской

воде. По этой причине порода бурно реагирует с соляной кислотой. В редких случаях можно в породе обнаружить окаменелости. Полосчатость обусловлена чередованием полосок из грубых обломков и более тонкого туфогенного материала. Мощность туфовых полосок колеблется от несколько миллиметров до несколько сантиметров. При выветривании прослоев, богатых кальцитом, поверхность валуна приобретает желтоватый цвет.

Под микроскопом наблюдаются светлые кусочки вулканического стекла и мелкие зерна коричневатого палагонита, а также раздробленные кристаллы плагиоклаза и авгита.

\* \* \*

Изучение коренных пород дна Балтийского моря почти полностью проводилось косвенно, — по валунам рассеянным в ледниковых отложениях Прибалтики и по аналогичным слоям, залегающим на суше. Настоящее время появляется реальная возможность изучения обломков и валунов, а также коренных пород при исследовании донных отложений Балтийского моря. Нет сомнения, что эти новые исследования должны значительно дополнить и откорректировать также и в настоящей статье поднятые вопросы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- ВИЙДИНГ Х. А.: 1957. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. Научные сообщения Института геологии и географии АН Литовской ССР, т. IV.
- ГАЙГАЛАС А.: 1963. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морей. Вопросы геологии Литвы. Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС А. И.: 1964. Некоторые закономерности распространения руководящих валунов в краевых ледниковых образованиях Юго-восточной Прибалтики. Тезисы докл. и кратких сообщ. 2-го межведомств. совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения. Вильнюсский гос. университет им. В. Капсукаса, Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС А. И.: 1965. Некоторые закономерности распространения руководящих валунов в краевых образованиях материкового оледенения Юго-восточной Прибалтики. Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС А. И., РАУКАС А. В.: 1965. Распространение руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 29.
- ГАЙГАЛАС А., ГУДЕЛИС В.: 1965. Эрратические валуны стадияльных образований последнего оледенения Южной Прибалтики и динамика ледникового покрова. Baltica, т. 2.
- РАУКАС А. В.: 1963. Закономерности распространения руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. Известия АН ЭССР, т. XII, сер. фаз. мат. и техн. наук, № 2, Таллин.
- РУЖИЦКИЙ С.: 1966. Некоторые проблемы распределения валунов в ледниковых отложениях Польши. Современный и четвертичный континентальный литогенез.

- TARVIDAS P.: 1957. Некоторые предварительные данные изучения кристаллических валунов на территории Литвы. Научные сообщения института геологии и географии АН Литовской ССР, т. IV, Вильнюс.
- TARVIDAS P.: 1960. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенения на территории Литовской ССР. Сб. статей для XXI сессии международного геол. конгресса, Институт геологии и географии АН Литовской ССР, Вильнюс.
- TARVIDAS P. H.: 1961. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений Южной Прибалтики и их минералого-петрографическая характеристика. Автореферат диссертации, Вильнюс.
- TARVIDAS P.: 1965. Некоторые вопросы динамики неоплейстоценового ледника на территории восточной Литвы. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-восточной Литвы.
- ЧИРВИНСКИЙ В. Н.: 1914. Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова. Зап. Киевск. общ. естествоисп., XXIV, в. 2—3.
- ЯКОВЛЕВА С. В.: 1955. Исследование ледниковых валунов. В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. III, Госгеолтехиздат.
- ESKOLA, P.: 1928. On Rapakivi Rocks from the Bottom of the Gulf of Bothnia. Fennia, 50, No 27.
- ESKOLA, P.: 1933. Tausend Geschiebe aus Lettland. Suomalaisen Tiedeakademian Toimituksia, Serja A, XXXIV, No 5.
- ESKOLA, P.: 1934. Über die Bottenmeerporphyre. Bull. Comm. Geol. Finl., No 104.
- GAIGALAS A.: 1959. Džūkijos, Ašmenos ir Gardino aukštumų galinių morenų bei keiminių kalvų petrografiniai bruožai. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Geologijos ir geografijos instituto Moksliniai pranešimai, IX.
- HEDSTROM, H.: 1894. Studier öfver bergarter från morän vid Visby. Sveriges Geol. Undersökn., ser. C, No 139.
- HAUSEN, H.: 1912. Studier öfver de Sydöfverska ledblockens spridning in Ryssland. Fennia, 32, No 3.
- HAUSEN, H.: 1913. Materialen zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, Nr. 3. Helsingfors.
- HESEMANN, J.: 1936. Zur Petrographie einiger nordischer kristalliner Leitgeschiebe. Abhandl. d. Preussischen Geol. Landesanstalt, Neue Folge, H. 173.
- HESEMANN, J.: 1939. Zur Petrographie weiterer hauptsächlich ostfennoskandischer Leitgeschiebe. Zeitschr. f. Geschiebeforschung, 15, 2.
- JAROSZEWICZ-KLISZYŃSKA, A.: 1938. Kamienie narzutowe, ich znaczenia naukowe i historia badań. Wiadomości Muzeum Ziemi, No 4.
- KONIECZNY, S.: 1956. Z badań nad rozmieszczeniem erratyków krystalicznych zlodowacenia plejstocenijskiego w zachodniej Polsce. Poznańskie towarzystwo przyjaciół nauk. Prace komisji Geograficzno-Geologicznej, t. II, z. 1.
- KORN, J.: 1927. Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im Norddeutschen Flachlande. Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- KRAUS, E.: 1934. Über die Geschiebe in Lettland. Zeitschrift f. Geschiebeforschung. Band 10, Heft 2.
- MILTHERS, V.: 1905. Über die Geschiebe, die sogenannten Rödö—Quarzporphyr—Geschiebe im baltischen Diluvium? Medd. fra Dansk Geol. Forenh. XII.
- MILTHERS, V.: 1909. Scandinavian Indicator Boulders in the Quaternary deposits. Danmarks geologiska Undersogelse, II Raekke, 23.
- MILTHERS, V.: 1933. Leitgeschiebe aus Gotland und Gotska Sandön sowie die Heimat der Ostseeporphyre. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. Bd. 55.
- TARVYDAS, R. GUDELIS, V.: 1958. Paskutiniojo ir priešpaskutiniojo apledėjimų kristalinių vedamųjų riedulių pasiskirstymo dėsningumo Lietuvos TSR teritorijoje klausimu. Lietuvos TSR MA Geologijos ir geografijos instituto Moksliniai pranešimai, VI.

TARVYDAS, R.: 1958. Svarbesniųjų Lietuvos TSR kristalinių leitriedulių mineraloginės-petrografinės sudėties klausimu. Vilniaus Valstybinio V. Kapsuko vardo universiteto Mokslo darbai, XIX.

VIIDING, H.: 1955. Eesti NSV rändkivide petrografiast. LUS aastaraamat, k. 48, Tartu.

[Поступило: 12.11.1968]

## SPREAD AREAS OF THE EFFUSIVE ROCKS IN THE BOTTOM OF THE BALTIC SEA AND THEIR PETROGRAPHIC COMPOSITION (ON THE BASIS OF EXAMINATION OF THE ERRATIC BOULDERS)

by

A. GAIGALAS

SUMMARY

The observations on the distribution of erratic boulders in the glacial deposits of Peri-Baltic regions showed that the brown Baltic quartz porphyries, red Baltic quartz porphyries, Baltic syenite porphyries, Baltic prenite-, spilite- and diabase-mandelstones, Baltic diabase, Baltic porphyrites and etc., are derived from the rocks of Mid-Baltic Sea bottom (fig. 1).

The bottom of Bothnian Gulf formed the boulders of Bothian quartz porphyries, granophyries and quartz keratophyries. The basaltic tuff is spread at the bottom of the southern Baltic Sea region.

Besides, the present article deals with the petrographic characteristics of the effusive rocks on the basis of erratic boulders investigation.

VERBREITUNGSGEBIET DER ERGUSSGESTEINE  
AUF DEM OSTSEEBODEN UND IHRE PETROGRAPHISCHE  
CHARAKTERISTIK (AUF GRUND DER LEITGESCHIEBEN)

von

A. GAIGALAS

ZUSAMMENFASSUNG

Auf Grund der Verbeitung von Leitgeschieben in den glazialen Ablagerungen des Peribaltikums stellte man fest, dass das Muttergestein der Geschiebe auf dem Boden des nördlichen Teils der mittleren Ostsee lagern muss: also das Ausgangsgestein des braunen Ostseequarzporphyrs, des roten Ostseequarzporphyrs, des Ostseesyenitporphyrs, der baltischen Prehnit-, Spilit- und Diabasmandelsteine, der Ostseediabase, der baltischen Porphyrite u. a.

Im südlichen Teil des Bottnischen Meerbusengrundes vermutet man Ausgänge des bottnischen Porphyrs, Granophyrs und Keratophyrs. Ausserdem nimmt man an, dass sich auf dem Grund des südlichen Teils der Ostsee das Muttergestein des baltischen Basalt-Tuffs befindet (Abb. 1).

Auf Grund der Untersuchungen des in nordeuropäischen glazialen Ablagerungen vorkommenden Geschiebe wurde eine petrographische Charakteristik der obenerwähnten Ergussgesteine angeführt.

ПЕСКИ И ИХ ТЯЖЕЛЫЕ МИНЕРАЛЫ НА ПЛЯЖЕ  
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ПОРТА ШВЯНТОЙИ

А. ЛИНЧИУС, А. УГИНЧИУС, Вильнюс

Осенью 1967 года авторами настоящей статьи были проведены геологические исследования современного пляжа Балтийского моря в районе пос. Швянтойи, к северу от курорта Паланга. Преследовалась цель охарактеризовать вещественный состав современных пляжевых песков и их перспективность для поиска прибрежно-морских россыпей. Полевые работы совпали со временем после исключительно сильного шторма в Балтийском море 18 октября 1967 года.

Литологический состав песков береговой зоны моря в районе пос. Швянтойи до этого изучался В. Гуделисом и Р. Стаускайте (Gudelis, Stauskaitė, 1959; Stauskaitė, 1962).

**Общая характеристика морского пляжа и методика работ.** Для исследований были выбраны два участка различного гидродинамического режима (рис. 1). Участок I (южный) охватывает побережье Балтийского моря протяженностью 3 км к югу от мола пос. Швянтойи и представляет собою аккумулятивный берег. Исключением является лишь его самая южная часть. Севернее мола и устья реки Швянтойи расположен участок II (северный) протяженностью 2 км. По существу он представлен гидродинамически уравновешенным (стабильным) берегом, хотя некоторые промежутки пляжа время от времени подвергаются размыву.

Гидродинамические различия этих двух участков Балтийского побережья вызваны тем, что Восточно-балтийский прибрежный поток наносов на своем пути по северному направлению частично загражден портовым молом (Gudelis, 1960). Поток наносов перед ним испытывает торможение, в результате чего в пределах данного участка происходит аккумуляция песчаных наносов. Севернее мола прибрежный поток является недонасыщенным и пополняется новым материалом за счет дна прибрежной зоны и пляжа, что на определенных местах участка II вызывает абразию. Сезонными половодьями реки Швянтойи выносимый

в море аллювий, возможно, также служит источником для покрытия дефицитного расхода прибрежного потока наносов.

В пределах участка I ширина пляжа колеблется от 32 на юге до 106 м на севере, в среднем составляя 65 м, а поверхность его весьма полого наклонена в сторону моря. На участке II морской пляж имеет среднюю ширину 30 м при амплитуде колебаний 23—44 м. Общий наклон поверхности пляжа здесь значительно больший.

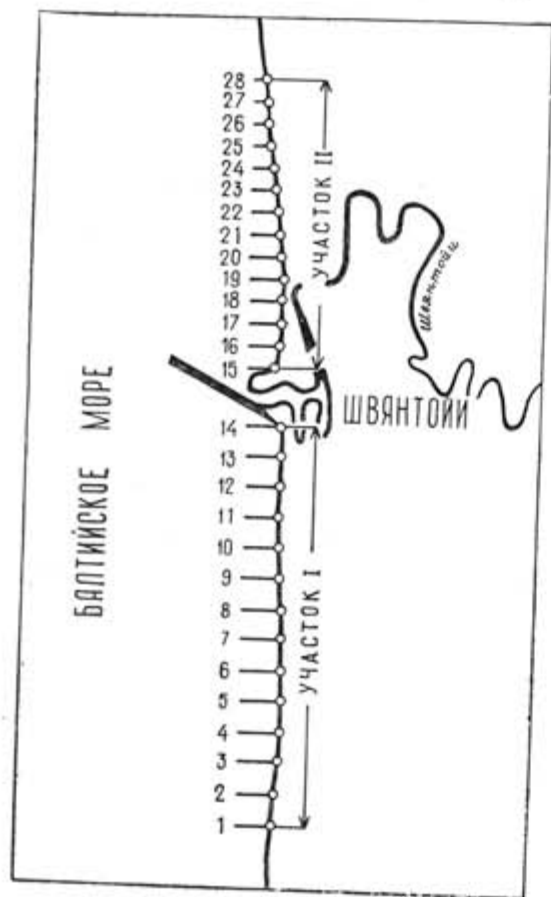


Рис. 1. Схема расположения профилей на современном пляже Балтийского моря около Швянтویی

Песчаные отложения морского пляжа довольно часто содержат прослойки гравийного материала и гальку на протяжении участка II, что гораздо реже отмечается на соседнем южном участке. Проходкой шурфов установлено, что на протяжении участка II под маломощным покровом песка, часто не превышающем 1,5 м, залегает торф и валунный суглинок — морена. В ряде мест они выходят на дневную поверхность.

Образцы пляжевых песков (всего их 98) отбирались с поверхности до глубины 2 м по профилям, которые отбивались перпендикулярно береговой линии через каждые 200 м на участке I и через каждые 150 м на участке II. Обычно на профильной линии опробованию подвергались три точки пляжа: тыльная (вблизи береговых дюн), средняя и расположенная в непосредственной близости к береговой линии.

Гранулометрический анализ выполнен ситовым методом. Навеска каждого образца весом в 100 г просеивалась в течение 10 минут с помощью ротата; данные анализа выражены весовыми процентами. Средний размер зерен ( $M_n$ ) и коэффициент сортировки ( $\sigma$ ) определены по сокращенному методу моментов (Kuntzein, 1935; Рухин, 1947).

Подготовка проб для минералогического анализа заключалась в разделении зерен песка с помощью бромформа (уд. вес 2,9) на тяжелую и легкую подфракции. Бралась навеска в 20 г песчаных частиц фракции 0,4—0,063 мм, поскольку к данному размерному интервалу приурочено подавляющее большинство в песке содержащихся тяжелых минералов. Магнетит отделялся при помощи постоянного подковообразного магнита. Данные об общем содержании тяжелых минералов и магнетита отдельно выражены в процентах от веса зерен размерной фракции 0,4—0,063 мм. Состав остальных тяжелых, а также легких минералов изучался иммерсионным методом с помощью поляризационного микро-

скопа МИН-8. Для количественного подсчета бралось в среднем 400 зерен; результаты представлены количественными процентами.

Кроме того, были применены полуколичественный спектральный и химический (для определения  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$  и  $Fe_2O_3$ ) анализы пляжевых песков. Их данные выражены весовыми процентами.

Выход полезных минералов в процентах от общего веса песка подсчитан при учете удельного веса минералов по методике, описанной Ю. Н. Кэмероном (Cameron, 1961).

**Гранулометрический состав.** В пределах участка I в пляжевых песках преобладают частицы мелкозернистой фракции 0,2—0,1 мм, процентное содержание которых составляет от 28,7 до 83,3% (в среднем 63,7%). Самыми многочисленными в данном размерном интервале являются зерна с поперечником 0,2—0,14 мм. Их количество составляет от 3,5 до 72,0, в среднем 42,3%. Содержание песчаных частиц средней зернистости, т. е. размером 0,4—0,2 мм, на участке I варьирует между 14,1 и 67,2% (в среднем 33,5%). Среди них преобладают зерна с диаметром 0,315—0,2 мм — от 12,7 до 66,0, в среднем 30,4%. Остальные более крупные фракции (>0,4 мм), вместе взятые, охватывают в среднем лишь 1,8%, а алевритовые частицы (0,1—0,063 мм) — 1%. Таким образом, на современном морском пляже в пределах участка I преобладают мелкозернистые пески. Средний размер зерен этих песков ( $M_n$ ) изменяется в пределах 0,162—0,257 мм (в среднем 0,182 мм).

Морской пляж на участке II в гранулометрическом отношении явно отличается от выше отмеченного. Здесь содержится значительно больше песчаных частиц среднезернистой фракции 0,4—0,2 мм, а именно — 13,0—87,1% (в среднем 59,4%). В этой фракции преобладают зерна размером 0,315—0,2 мм, на долю которых приходится 4,1—58,0, в среднем 35,2%. Мелкозернистая фракция 0,2—0,1 мм играет второстепенную роль, охватывая 1,9—64,9, в среднем 20,8% песчаных зерен. Как и в пределах участка I, здесь в данной фракции преобладают песчаные частицы размером 0,2—0,14 мм, но их количество меньше и составляет 1,5—62,2, в среднем 18,1%. Что касается зерен по размеру крупнее 0,4 мм, то на участке II необходимо отметить их явно повышенное количество — в среднем 19,6%. Среди них частицы с поперечником 0,63—0,4 мм составляют 7,3%, 1—0,63 мм — 7,2%, 2—1 мм — 3,2% и >2 мм — 1,9%. На долю алевритовых частиц (0,1—0,063 мм) приходится весьма малое количество — 0,2%.

Как и следовало ожидать, средний размер зерен пляжевых песков северного участка почти вдвое больше, нежели на южном участке. Он изменяется в пределах 0,199—0,687 мм и в среднем составляет 0,317 мм. Таким образом, современный пляж моря на участке II сложен в основном среднезернистыми песками.

Что касается на участке II расположенных тяжелыми минералами обогащенных песков и их естественных концентратов, то они, по сравнению с обыкновенным песком, являются более мелкими (средний размер зерен 0,274 мм), хотя и не выходят за пределы среднезернистых. В них преобладают частицы размером 0,315—0,2 мм — от 34,7 до 57,0,

в среднем 45,0%, затем по содержанию следуют песчаные зерна с диаметром 0,2—0,14 мм — от 7,6 до 31,9, в среднем 20,8%. Частицы других размерностей количественно распределяются таким образом: 0,4—0,315 мм — от 4,4 до 33,3, в среднем 16,9%; 0,63—0,4 мм — от 0,2 до 19,0,

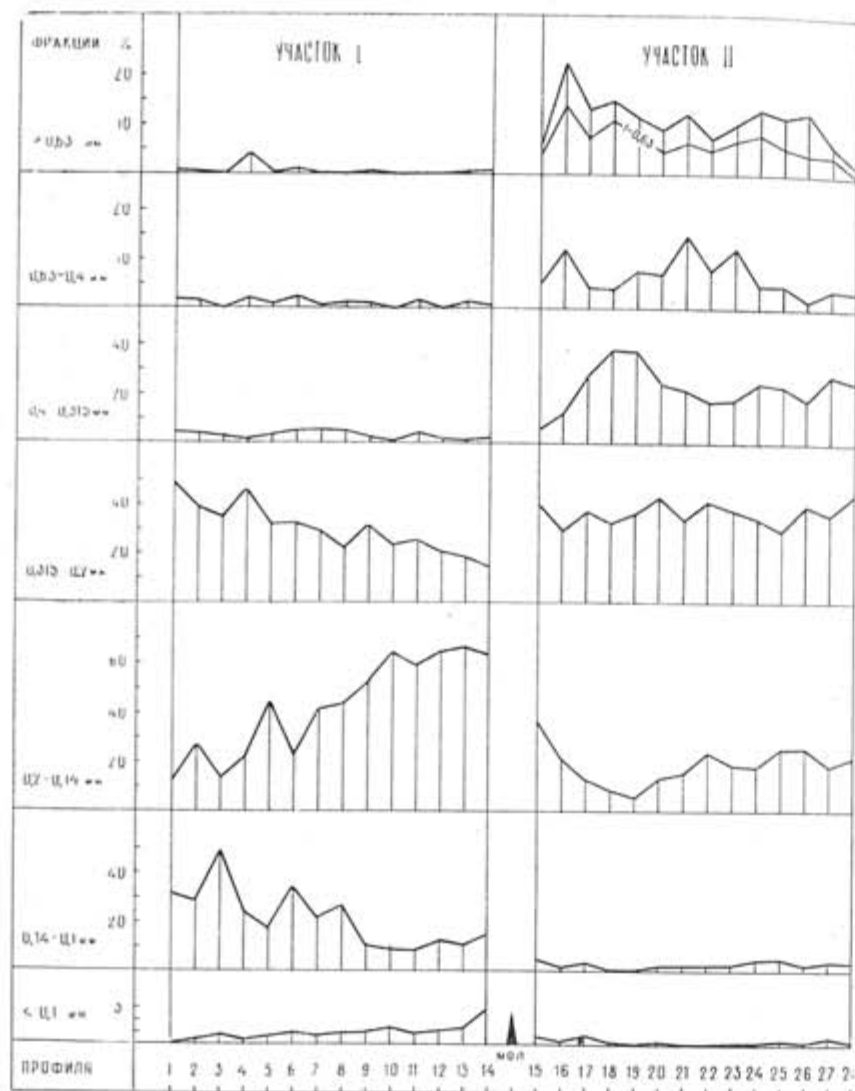


Рис. 2. Гранулометрический спектр пляжевого песка (в весовых %) по профилям (см. рис. 1)

в среднем 7,3%; крупнее 0,63 мм — от 0 до 15,5, в среднем 5,4%; 0,14—0,1 мм — от 0,8 до 9,7; в среднем 3,9%. Алевритовые частицы (0,1—0,063 мм) составляют в среднем 0,7%.

Как изменяется гранулометрический состав песков пляжа по профилям вдоль берега Балтийского моря, можно судить по рис. 2. Нами отмечаются следующие закономерности в пределах участка I. По север-

ному направлению увеличивается содержание алевритовых частиц и резко повышается количество зерен размером 0,2—0,14 мм. Помимо того, вдоль берега по данному направлению отмечается склонность уменьшения процентного количества зерен фракций 0,14—0,1 и 0,315—0,2 мм. Содержание зерен остальных фракций изменяется весьма неопределенно. Судя по приведенным данным, можно утверждать, что на участке I имеются благоприятные условия для накопления мелких песчаных частиц размером менее 0,2 мм.

Закономерности распределения песчаных зерен различных размерных фракций вдоль берега в пределах II участка почти не уловимы (рис. 2). Однако, сравнительно небольшие изменения величины среднего размера зерен все-таки позволяет рассмотреть постепенное измельчение пляжевых песков на участке II по северному направлению, чего нельзя сказать о весьма одинаковых в этом отношении песках морского пляжа в пределах участка I. Помимо того, нами отмечается закономерно различная величина среднего размера зерен для песка, взятого из разных точек пляжа по перпендикулярному береговой линии профилю. Так, например, у береговой линии (склон пляжа) средний размер песчаных зерен является наибольшим: на участке I он равен 0,194 мм, а на участке II — 0,338 мм. На верхней части пляжа (у подножья береговых дюн) средний размер оказывается меньшим и составляет соответственно 0,176 и 0,310 мм.

Сортировка пляжевых песков по величине составляющих их зерен в пределах участка I хорошая, поскольку коэффициент сортировки ( $\sigma$ ) изменяется от 0,092 до 0,256, в среднем составляя 0,140. На участке II сортировка пляжевого песка является средней и выражается коэффициентом сортировки величиною 0,045—0,372, в среднем 0,208. Тяжелыми минералами обогащенные пляжевые пески и их естественные концентраты на участке II Балтийского побережья имеют хорошую сортировку (коэффициент сортировки равняется 0,170).

**Содержание тяжелых минералов.** На участке I морские пляжевые пески весьма бедные тяжелыми минералами. Их количество (во фракции 0,4—0,063 мм) составляет 0,01—1,02, а в среднем равно лишь 0,2% от веса песка. В северном направлении на данном участке морского пляжа прослеживается уменьшение общего содержания тяжелых минералов (рис. 3).

Пляжевые пески участка II вмещают большее количество тяжелых минералов. Оно варьирует в пределах 0,16—6,25%, в среднем составляя 1,6%. Максимальные содержания приурочены к средней части участка II.

Как и можно было ожидать, тяжелыми минералами обогащенные пляжевые пески и их естественные концентраты на участке II отличаются исключительно большим количеством этих минералов по сравнению с обыкновенным песком. Валовое содержание тяжелых минералов в них составляет от 7,77 до 60,18, в среднем 25,6%.

**Минеральный состав.** Легкая подфракция (0,4—0,063 мм) пляжевых песков на изученных участках характеризуется весьма одинаковым



минеральным составом. Преобладают в ней зерна кварца, содержание которых варьирует в пределах 82,2—95,1% (в среднем 88,8%). Полевые шпаты содержатся в количестве 3,9—15,7% (в среднем 10,1%), карбонаты — до 3,5% (в среднем 0,8%). Остальные минералы (из фосфатов, амфиболы, слюды, глауконит) встречаются лишь единичными зернами.

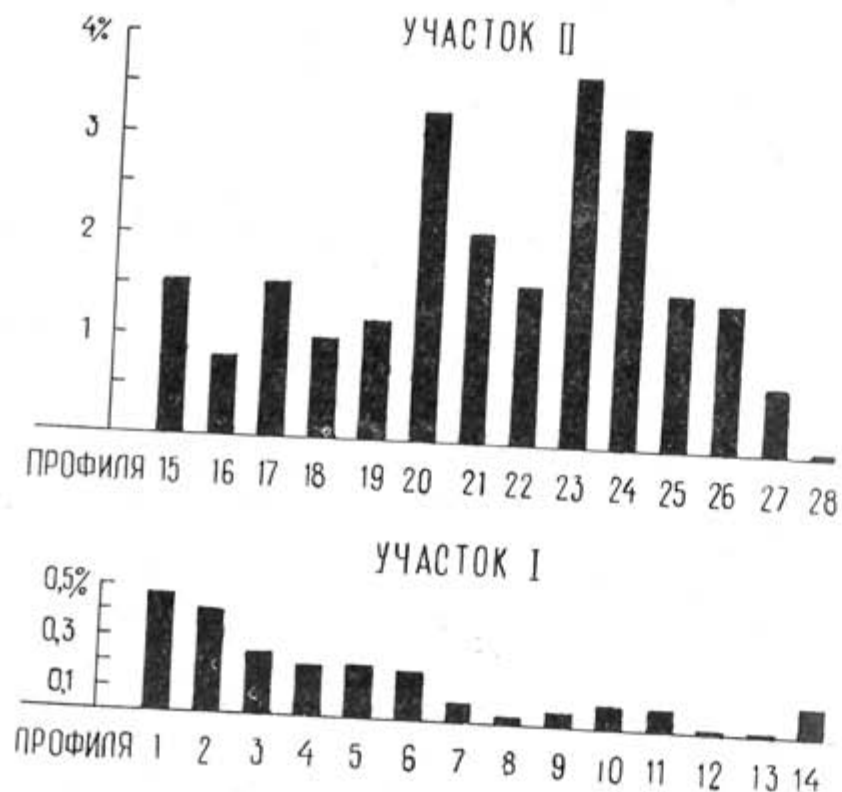


Рис. 3. Валовое содержание тяжелых минералов (в весовых %) в пляжевых песках по профилям (см. рис. 1)

В шлиховых прослоях процентное соотношение минералов легкой подфракции мало отличается от выше приведенного состава обыкновенных пляжевых песков: кварц составляет в среднем 91,8%, полевые шпаты — 6,8%, карбонаты — 1,4%.

При изучении тяжелых минералов размером 0,4—0,063 мм в песках было установлено наличие более 25 минералов и их групп: пирит, корунд, магнетит, ильменит, лимонит, группа рутила, лейкоксен, сидерит, апатит и другие фосфаты, циркон, дистен, андалузит, силлиманит, ставролит, гранаты, сфен, турмалин, пироксены, амфиболы, эпидоты, хлориты, глауконит. Преобладающими среди них в обыкновенном пляжевом песке являются гранаты (в среднем 26,8%), амфиболы (24,5%) и ильменит (18,6%).

На участке I наибольшим распространением пользуются амфиболы. Среди тяжелых минералов они составляют от 8,2 до 44,2, в среднем 29,7%.

За ними следуют ильменит, содержание которого находится в пределах 7,1—32,1 (в среднем 18,1%), и гранаты — 4,0—36,2% (в среднем 16,2%). Других минералов насчитывается меньшее количество, например, эпидотов — 10,0%, пироксенов — 7,5%, оксидов и гидроксидов железа (без магнетита) — 5,7%. Процентное содержание лейкоксена, циркона, апатита и других фосфатов, турмалина и остальных минералов, взятых в отдельности, не превышает 2%.

В пределах участка II среди тяжелых минералов в пляжевом песке ведущее место занимают гранаты, которые составляют от 11,0 до 56,0%, в среднем 36,4%. За ними следуют амфиболы с количеством 6,1—46,9% (в среднем 19,7%) и ильменит — 4,0—35,9% (в среднем 19,0%). Далее по убывающему количеству распределяются: эпидоты — 6,2%, пироксены — 6%, оксиды и гидроксиды железа (без магнетита) — 3,8%, циркон — 2,6%. Остальные минералы, взятые в отдельности, не превышают 1,5%.

Что касается магнетита, то его количество (в весовых процентах) на аккумулятивном южном участке пляжа варьирует от единичных зерен до 0,02%, в среднем составляя 0,002%. В пределах гидродинамически установленного морского берега севернее Швянтойского мола содержание магнетита в пляжевых песках повышается. Оно здесь изменяется от 0,002 до 0,20% и в среднем равняется 0,03%. На обогащенных тяжелыми минералами полосах пляжа количество магнетита еще выше — 0,36—4,44, в среднем 1,42%.

Судя по кривым (рис. 4), можно указать следующие сдвиги в изменении содержания минералов вдоль рассматриваемого пляжа Балтийского моря. На участке I в северном направлении сокращается процентное количество ильменита, циркона и гранатов. Содержание оксидов и гидроксидов железа (без магнетита), апатита и других фосфатов, эпидотов, наоборот, явно повышается.

На участке II кривые содержания отдельных минералов весьма скачкообразные или исключительно пологие и поэтому не отражают каких-либо закономерностей. Сравнение средних данных двух различных участков морского пляжа наталкивает на мысль, что аккумулятивному берегу (участок I) характерно преобладание амфиболов, повышенное количество оксидов и гидроксидов железа (без магнетита). Для динамически стабильного и только местами подвергающегося морской абразии берега на протяжении участка II характерно преобладание гранатов, повышенное количество ильменита, циркона, также значительное сокращение количества амфиболов, пироксенов, эпидотов.

Среди песчаных отложений морского пляжа тяжелыми минералами обогащенные пески и их естественные концентраты отличаются сильно повышенным количеством гранатов, составляющим 52,1—67,1, в среднем 58,2%. Им также характерно большее содержание ильменита (22,3%) и циркона (3,4%). Процентное увеличение выше указанных минералов компенсируется резким сокращением содержания амфиболов (4,7%),

эпидотов (3,2%), пироксенов (2,2%) и других минеральных разновидностей.

Отмеченные изменения процентного содержания тяжелых минералов, помимо других причин, вызваны различиями в гидродинамическом

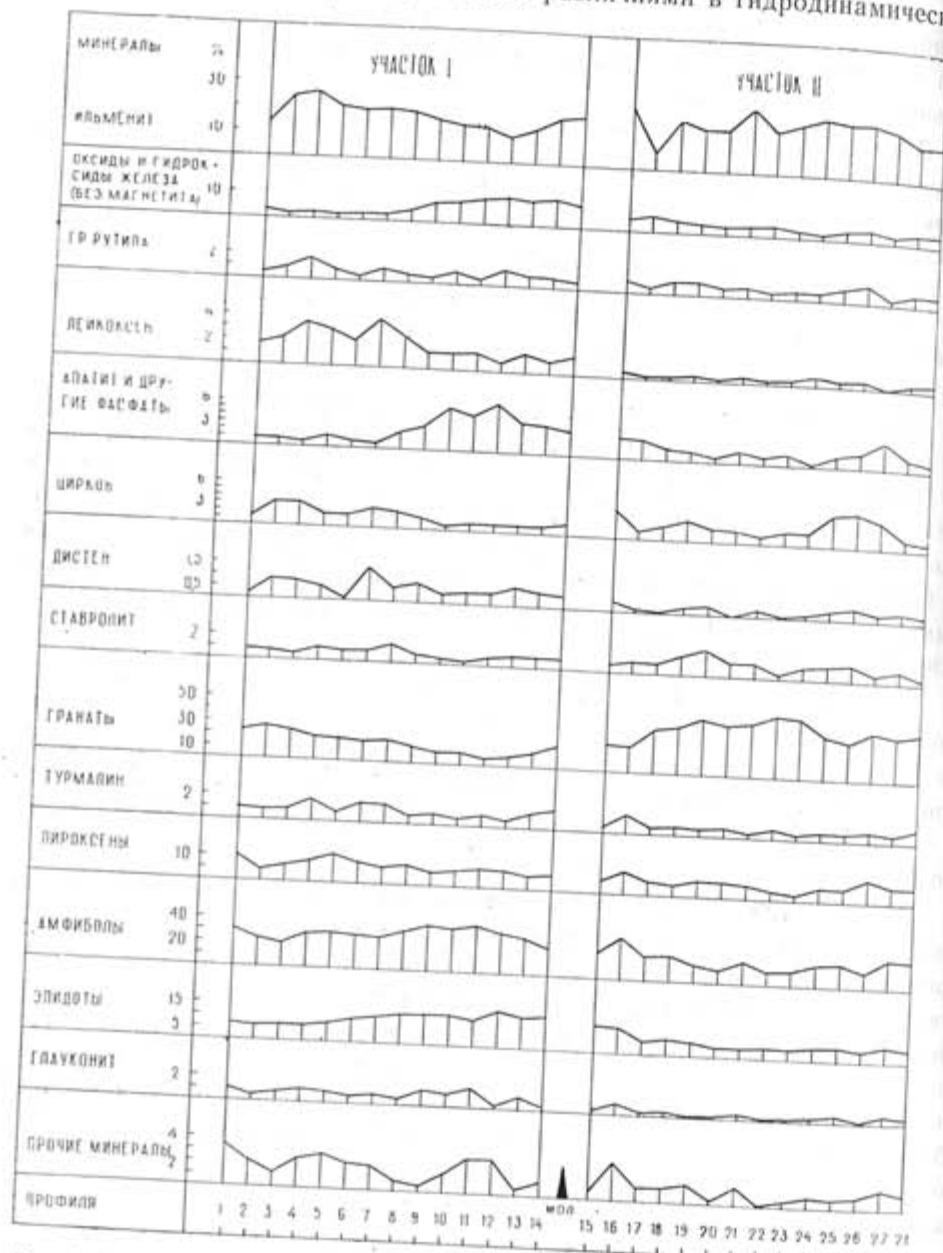


Рис. 4. Содержание минералов тяжелой подфракции 0,4—0,063 мм (в количественных %) в пляжевых песках по профилям (см. рис. 1)

режиме пляжа описываемых участков морского берега, в чем можно убедиться также при рассмотрении распределения минералов по их удельному весу. На аккумулятивном пляже процентное содержание минералов

тяжелой подфракции с удельным весом 2,9—3,7 составляет около 54%, а минералов, имеющих удельный вес выше 3,7 — 45%. На гидродинамически уравновешенном (стабильном) участке морского берега в пляжевых песках количество минералов с удельным весом >3,7 повышается до 63% за счет уменьшения содержания более легких минералов (36%). Максимальное скопление минералов большего удельного веса (>3,7) приурочено к обогащенным тяжелыми минералами местам пляжа и их естественным концентратам — 87%. Можно предполагать, что увеличение количества более устойчивых против выветривания минералов, имеющих удельный вес >3,7, зависит от частоты и интенсивности перемыва и переотложения пляжевого материала. Своего максимума данный процесс достигает во время штормов именно не на аккумулятивном пляже, а на менее стабильных, периодически слегка подвергающихся морской абразии отрезках в общем гидродинамически уравновешенного пляжа. С ними обычно и связано образование естественных концентратов в пределах севернее Швянтойского мола расположенного участка II.

**Выход полезных минералов.** При подсчете возможного выхода полезных минералов (ильменита, рутила, лейкоксена и циркона) выяснилась следующая картина. Общий выход тяжелых минералов из пляжевого песка на участке I составляет от 0,01 до 1,01, в среднем 0,16 процента от веса песка. Из этого количества полезным минералам приходится лишь 0,052%, в том числе ильмениту — 0,042, рутилу — 0,002, лейкоксену — 0,004 и циркону — 0,004%.

В пределах участка II общий выход тяжелых минералов значительно больший и составляет от 0,04 до 6,20, в среднем 1,46%. Среди них ильмениту приходится 0,359, рутилу — 0,014, лейкоксену — 0,004 и циркону — 0,036% (общая их сумма равна 0,413%).

Наибольшим выходом полезных минералов отличаются пески, обогащенные тяжелыми минералами, и их естественные концентраты в пределах участка II. В них средний выход тяжелых минералов составляет 23,84%, в том числе полезных минералов — от 1,274 до 23,412, в среднем 7,977%. Среди общего количества полезных минералов ильмениту приходится 6,975, рутилу — 0,138, лейкоксену — 0,014, циркону — 0,850%.

По данным полуколичественного спектрального анализа, содержание множества элементов в пляжевом песке Балтийского моря не превышает кларковых норм этих элементов. Исключение составляют лишь Ti, Mn, Zr в некоторых образцах песка.

Согласно данным химического анализа, содержание двуокиси титана самое высокое в образцах, которые отобраны из естественных концентратов — 0,99—1,28%. В обыкновенном пляжевом песке его количество в подавляющем большинстве случаев меньше 0,25%. Содержание двуокиси циркония в песках пляжа Балтийского моря составляет сотые доли процента и повышается до 1,1% лишь в естественных концентратах.

## Выводы

Современный пляж Балтийского моря около пос. Швянтойи представлен песками, гранулометрический состав которых находится во взаимосвязи с гидродинамическим режимом данного участка морского берега. В свою очередь гидродинамический режим зависит от изменений характера Восточно-балтийского прибрежного потока наносов северного направления, частично перекрытом портовым молом. Поэтому аккумулятивный пляж (участок I) южнее мола сложен в основном мелкозернистыми песками, а в пределах гидродинамически уравновешенного пляжа севернее мола (участок II) преобладают среднезернистые пески.

Образование естественных концентратов тяжелых минералов не возможно на аккумулятивном пляже (участок I), имеющем в песках ничтожное количество (0,17%) тяжелых минералов и неблагоприятную гидродинамическую обстановку. На гидродинамически уравновешенном пляже, где в песках имеется почти десятикратно (по сравнению с аккумулятивным пляжем) повышенное содержание тяжелых минералов, возникновение естественных концентратов вполне возможно. Наиболее благоприятными местами здесь являются во время штормов абрадируемые и им смежные отрезки пляжа. Это можно пояснить тем, что на гидродинамически стабильном современном пляже и в особенности на его время от времени размываемых интервалах в результате многократного и более интенсивного переотложения песка происходит изменения процентного соотношения тяжелых минералов в сторону повышения содержания минералов большего удельного веса (гранатов, циркона, ильменита и др.). Максимальное скопление этих минералов, имеющих удельные веса выше 3,7, связано именно с обогащенными тяжелыми минералами местами пляжа и их естественными концентратами.

## ЛИТЕРАТУРА

- GUDELIS, V., STAUSKAITE, R.: 1959. Pietrytinio Baltijos pajūrio kranto zonos smėliai Sventosios uosto—Palvininkų ruože (granulometrinė charakteristika). Geografinis metraštis, II t., Vilnius.
- GUDELIS, V., 1960. Baltijos jūra. Fizinė-geografinė apybraiža, Vilnius.
- STAUSKAITE, R.: 1962. Baltijos jūros kranto zonos Sventosios—Jantarnoje (Palvininkai) ruožo smėlių mineraloginė sudėtis. Lietuvos TSR MA Darbai, ser. B, 4(31).
- КЭМЕРОН Ю. Н.: 1966. Рудная микроскопия. Изд. «Мир», Москва.
- РУХИН Л. Б.: 1947. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ, Ленинград.

[Поступило: 10.12.1968]

## BALTIC SEA BEACH SANDS AT SVENTOJI HARBOUR AND THEIR HEAVY MINERALS

by

A. LINCIUS & A. UGINCIUS

## SUMMARY

This article deals with general conclusions concerning, geological material obtained by investigating recent Baltic Sea beach sands at Sventoji in 1967.

Changes of the beach hydrodynamic conditions at Sventoji are caused by East Baltic Sea near-shore sand drift having north direction and partly being blocked by the pier beside the Sventoji river mouth. The beach lying southwards of that pier is of accumulative type. Fine grained sand prevails there (fraction 0.2—0.1 mm composes 63.7 per cent). To the north of the pier the beach is in dynamic equilibrium state and middle-size grains of sand predominate there (fraction 0.4—0.2 mm composes 59.4 per cent).

Such character of the Baltic Sea beaches is responsible for the distribution of heavy minerals in the sands (fraction 0.4—0.063 mm). In the southern zone of the beach the minerals make up 0.2 per cent. Amphiboles are the most abundant among those heavy minerals — 29.7 per cent; ilmenite composes 18.1, garnets — 16.2, epidotes — 10, pyroxenes — 7.5 per cent, etc. In the northern zone of the beach heavy minerals account for 1.6 per cent; garnets predominate there — 36.4 per cent. The percentage values of other minerals are the following: amphiboles — 19.7, ilmenite — 19, epidotes — 6.2, pyroxenes — 6 per cent, etc. In areas with natural concentrates of heavy minerals occurring northward from the pier the total quantity of heavy minerals amounts to 25.6 per cent. Garnets compose there 58.2 per cent, ilmenite — 22.3, amphiboles — 4.7, zircon — 3.4, epidotes — 3.2 per cent, etc. The yield of useful minerals in the concentrate areas is the greatest — 7.98 per cent (with respect to sand weight) which includes ilmenite — 6.98, zircon — 0.85, rutile — 0.14 and leucosene — 0.01 per cent.

# SANDE DES OSTSEESTRANDES IM BEREICH DES SVENTOJI HAFENS UND IHRE SCHWERMINERALENGEHALT

von

A. LINCIUS & A. UGINCIUS

## ZUSAMMENFASSUNG

Hier werden die im Jahre 1967 im Bereich des Sventoji Hafens, Litauen, erzielten Untersuchungsergebnisse der Sande des gegenwärtigen Ostseestrandes zusammengefasst. Südlich von dem Hafen Mole herrscht feinkörniger Sand (0,2—0,1 mm — 63,7%), Nördlich davon erstreckt sich der Strand mit den vorherrschenden mittelkörnigen Sanden (0,4—0,2 mm — 59,4%). In der südlichen Strandstrecke bilden die Schwerminerale 0,2%. Den ersten Platz nehmen hier Amphibolen — 29,7 ein, dann folgen Ilmenit — 18,1, Granaten — 16,2, Epidoten — 10, Pyroxenen — 7,5% u. a. Im nördlichen Abschnitt stellen die Schwerminerale 1,6% zusammen. Unter ihnen herrschen Granaten — 36,4% vor. Die Anzahl der anderen Mineralen ist folgend: Amphibolen — 19,7, Ilmenit — 19, Epidoten — 6,2, Pyroxenen — 6% usw. Die allgemeine Anzahl der Schwerminerale in den natürlichen Konzentratenflächen bildet 25,6%. Darunter bilden die Granaten 58,2, Ilmenit — 22,3, Amphibolen — 4,7; Zirkon — 3,4, Epidoten — 3,2% usw. Der Anteil nutzbarer Mineralen ist in den Konzentraten die grösste — 7,98% (von Sandgewicht). Hier nehmen Ilmenit 6,98%, Zirkon — 0,85%, Rutil — 0,14 und Leukoxen 0,01% ein.

## ПРОЯВЛЕНИЕ ВОЛНОВЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СКЛОНЕ БАЛТИЙСКОГО ШИТА В ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

В. Г. ВАСИЛЬЕВ, М. Е. ВИГДОРЧИК, Ленинград

Работами Е. Kaariainen (1953), В. К. Гуделиса (1960) и Ю. А. Мещерякова (1961, 1965) установлено, что поднятие Балтийского щита в поздне- и послеледниковое время происходило неравномерно и имело большую скорость в период воздействия гляциоизостатического фактора. К этим представлениям можно, по-видимому, добавить сведения, указывающие на волновой характер движений, сопровождавших подъем щита в указанное время и проявившихся в особенностях строения долин рек, пересекающих его погребенный склон и смежные территории.

### Долины крупнейших рек бассейна Финского залива

Исследованиям долин рек бассейна Финского залива посвящено значительное количество работ, в которых рассматриваются время их формирования, влияние ледникового фактора на особенности их строения, значение региональных поздне- и послеледниковых озер как базисов эрозии в периоды формирования террас. Это изучение связано с именами И. В. Даниловского, Н. Н. Соколова, К. К. Маркова, Б. Л. Личкова, Ю. А. Мещерякова. В последние годы изучением речных долин и составлением продольных профилей занимались Е. Н. Былинский, В. Г. Будрин, Д. Б. Малаховский, М. Е. Вигдорчик, В. А. Исаченков. Благодаря этим исследованиям к настоящему времени составлены продольные профили по долинам крупнейших рек рассматриваемого района: Ояти, Мсты, Ловати, Великой, Волхова и Шелони. Кроме того, сведения по четвертичной геологии области последнего оледенения, а также палеогеографии поздне- и послеледникового этапа развития этой территории и позволяют судить о возрасте террас перечисленных рек и их взаимной увязке (Последний Европейский ледниковый период, 1965). Данные геологических съемок, геофизических и геоморфологических работ, производимых Северо-Западным геологическим управлением, а также Всесоюзным инсти-

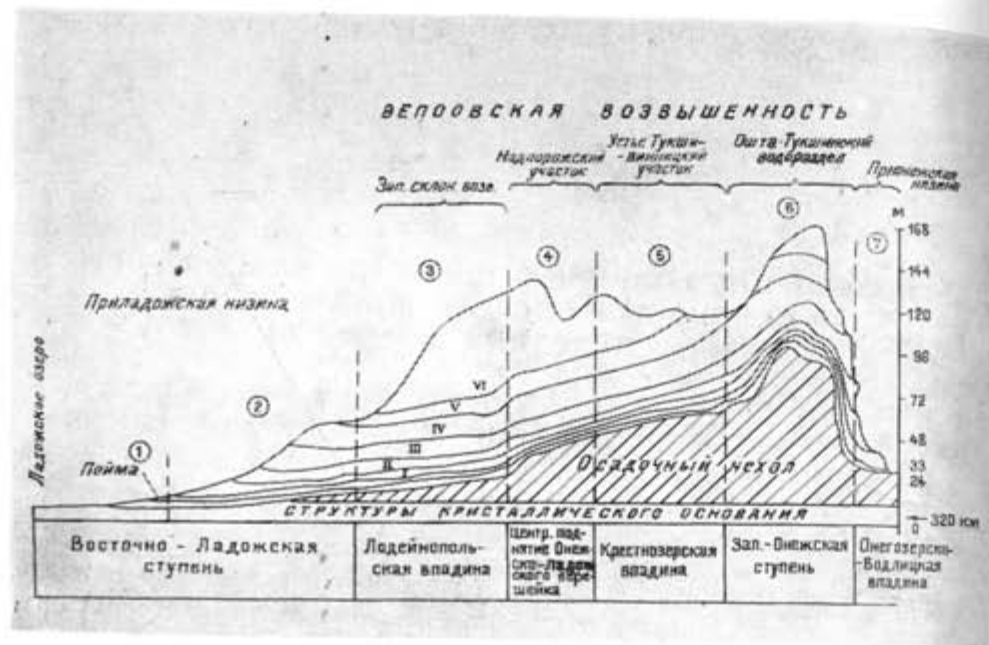


Рис. 1. Продольный профиль системы долин рек Оят-Тукши-Ошты

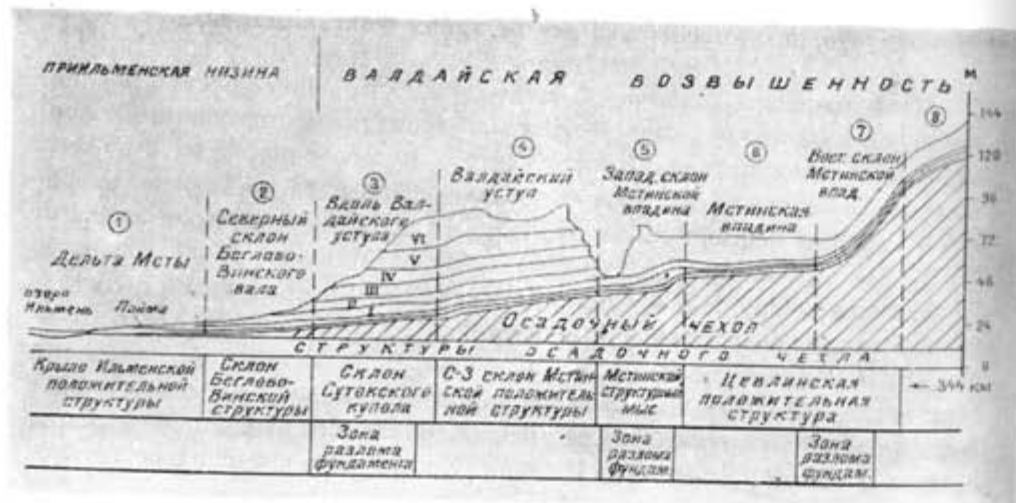


Рис. 2. Продольный профиль долины р. Мсты

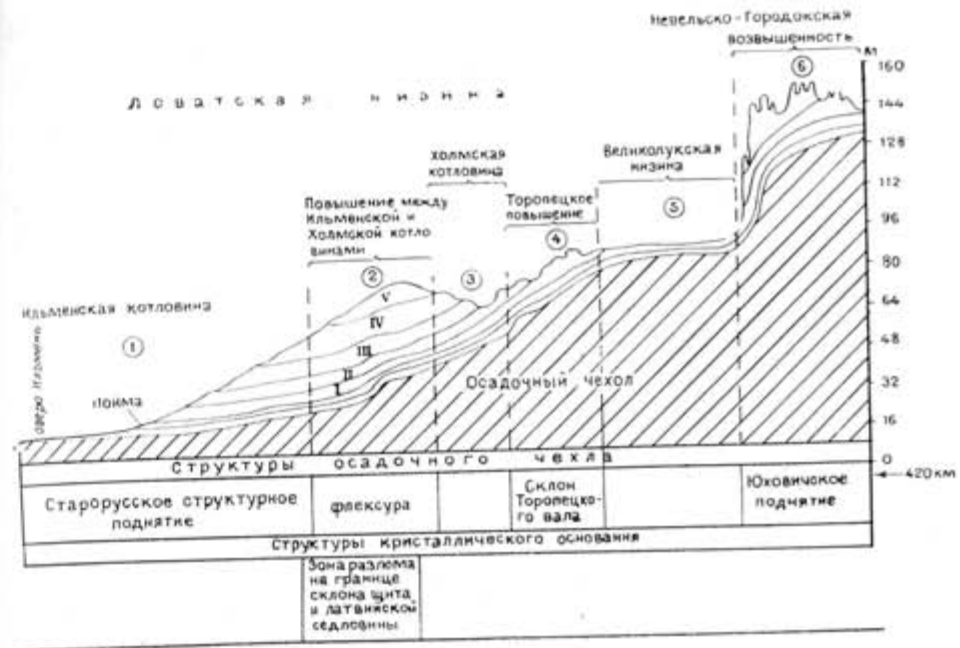


Рис. 3. Продольный профиль долины р. Ловати

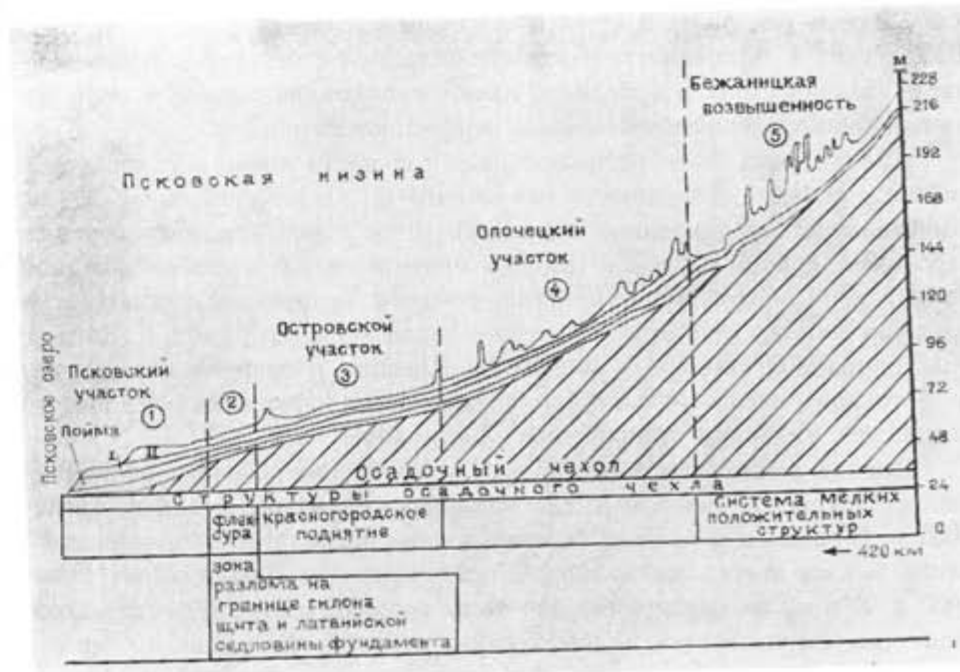


Рис. 4. Продольный профиль долины р. Великой

тутом разведочной геофизики и Северо-Западным геофизическим трестом дают возможность оценить геологическую ситуацию районов пересекаемых перечисленными долинами.

Долины рек Ояты, Мсты, Ловати и Великой расположены во внутренней зоне Валдайского оледенения (Соколов, 1948). Их формирование происходило последовательно за отступавшим ледником по мере изменения уровней одних и тех же озерно-ледниковых и озерных водоемов в поздне- и послеледниковое время. Эта общность сказалась в том, что террасы каждой из перечисленных долин могут быть сопоставлены между собой по возрасту и генезису. Всего по долинам рек Финского залива выделяется до 6 уровней сквозных террас.

На рисунках 1, 2, 3, 4 приводятся продольные профили долин рек Ояты, Мсты, Ловати и Великой, а также показаны геологические структуры в осадочном чехле и кристаллическом основании соответствующих участков. Профили сопровождаются таблицами №№ 1, 2, 3, 4, в которых сообщается о возрасте, генезисе террас и их относительных высотах.

При рассмотрении продольных профилей и таблиц видно, что помимо их общности в отношении возраста, генезиса и последовательности формирования террас можно говорить об отличительных особенностях каждой из этих долин. Эти особенности выражаются, прежде всего, в положении этих долин относительно различных орографических и структурно-тектонических элементов.

Долины рек Мсты и Ояты в основном расчлениют западную часть Валдайской возвышенности и в целом обладают субширотным направлением. Долины Ловати и Великой имеют субмеридиональное и меридиональное направления и в основном пересекают низины.

Долина реки Ояты расположена в той части южного склона Балтийского щита, где мощность осадочного чехла не превышает 500 м. Кристаллическое основание характеризуется здесь горсто-грабеновым строением, причем горсты и грабены ориентированы в северо-западном направлении. Структурам кристаллического основания соответствуют платформенные структуры осадочного чехла (рис. 5, 6, табл. 5, Вигдорчик, Гарбар, Оганесова и др., 1967). Древняя и современная долины р. Ояты приурочены к флексурам и разрывным нарушениям осадочного комплекса, имеющим субширотное простирание.

Долина реки Мсты в ее верхнем течении приурочена к окраинной части Московской синеклизы, где мощность осадочного чехла достигает 2000 м. В среднем и нижнем течении долина располагается в окраинной части склона щита, где мощность осадочного чехла составляет менее 1000 м. К тому же среднее течение Мсты тяготеет к зоне «Крестцовского шва», где установлен ряд положительных структур в осадочном комплексе. Этими структурами определено направление долины на различных участках. Долина реки Мсты огибает те или иные положительные структуры. В нижнем течении река Мста окаймляет систему Беглово-Винских структур, направляясь к котловине оз. Ильмень, выработанной в сводной части Ильменского купола.

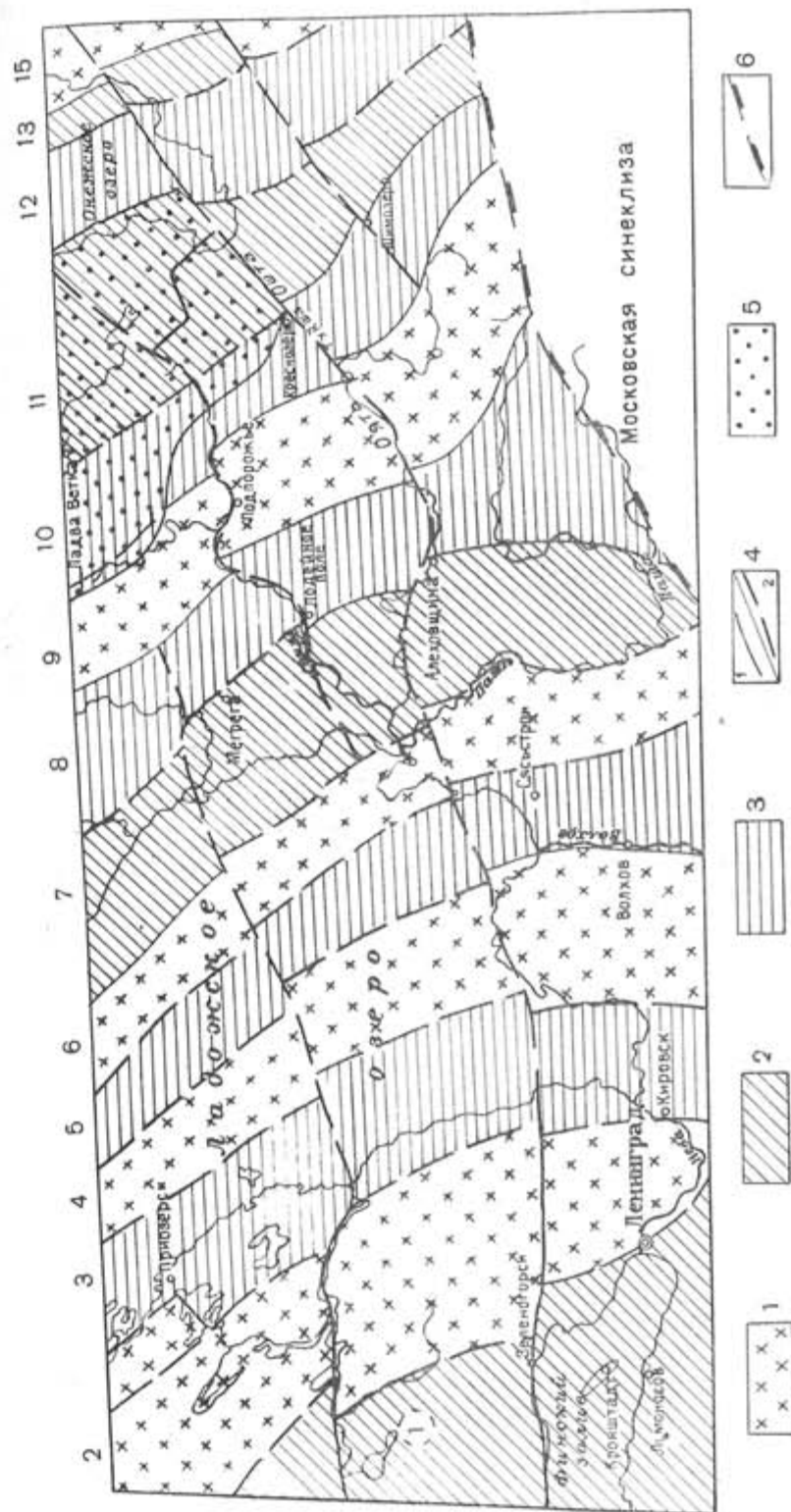


Рис. 5. Схема структурного плана южного склона Балтийского щита в области Великих озер  
1 — террасы; 2 — ступени; 3 — шалаша; 4 — линии тектонических нарушений; а) — установленные; б) — предполагаемые; 5 — Западно-Онежская (шотландская) синеклиза; 6 — граница Московской синеклизы.

Долина реки Мсты в ее верхнем течении приурочена к окраинной седловине кристаллического фундамента. Мощность осадочного чехла здесь колеблется в пределах 600—900 м. Долина р. Ловати тяготеет к зоне глубинного разлома вдоль границы Московской синеклизы и Латвийской седловины, долина р. Великой — к меридиональному разлому, северное продолжение которого унаследовано впадинами Псковского и Чудского озер. В своем течении названные реки пересекают несколько малоамплитудных положительных структур в осадочных образованиях.

Перечисленные различия в структурно-тектонической и орографических позициях четырех выбранных долин дают возможность проследить за проявлением волновых движений в разных районах и разных условиях.

Составление графиков, характеризующих проявление волновых движений

**Первый этап.** В продольных профилях долин рек выделяются участки, характеризующиеся общностью геолого-геоморфологического строения. По каждому из участков рассчитываются превышения одной террасы над другой. Для расчетов превышений используются сведения о высоте террас (табл. 1—4). Эти данные наносятся на графики превышений уровней смежных террас. Пример таких графиков, составленных по данным о долине р. Мсты, приводится на рис. 7. На нем изображено семь кривых показывающих, соответ-

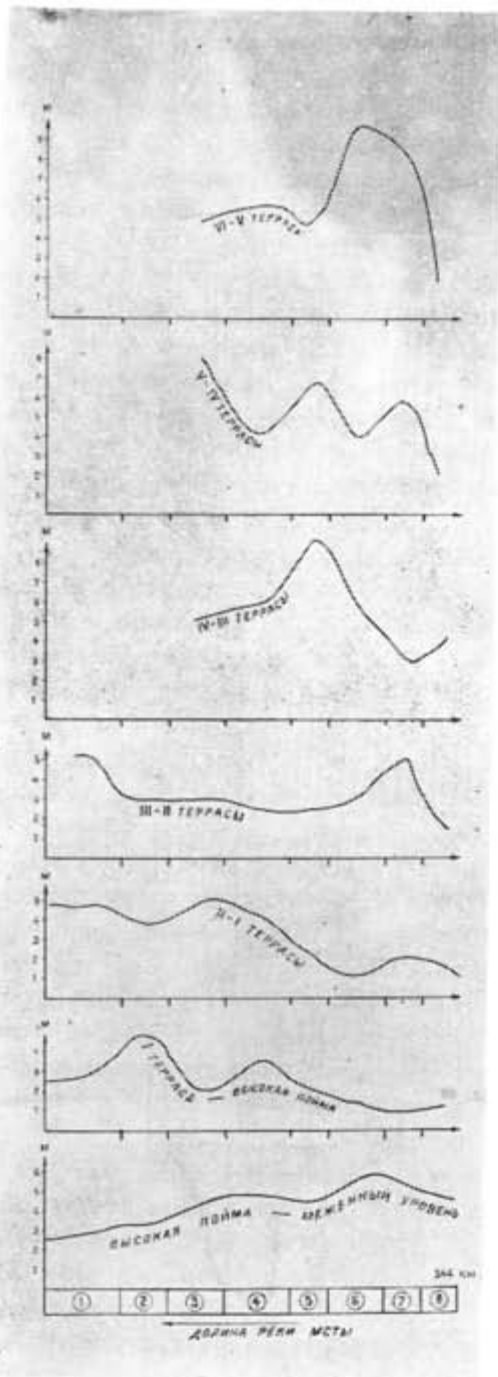


Рис. 7. Графики превышений уровней смежных террас в продольном профиле долины реки Мсты

ственно превышения: шестой террасы над пятой, пятой — над четвертой, четвертой — над третьей... высотой поймы — над меженим уровнем воды в реке. На каждой из кривых выделяются максимумы наибольших превышений по различным участкам. При рассмотрении такого рода графиков оказывается, что эти максимумы, обычно, не совпадают по участкам. Наблюдается их смещение вниз по долине реки на каждом последующем графике.

**Второй этап.** Составляется график смещений максимальных превышений уровней смежных террас во времени. На оси абсцисс наносятся в масштабе границы геолого-геоморфологических участков. На оси ординат — время образования террас. На горизонтальных линиях, фиксирующих время завершения формирования террас, проектируются положения максимумов превышений. При соединении соответствующих точек кривыми появляются возможности установить: 1) расстояние, на которое смещаются максимумы, 2) время этих смещений, 3) скорости смещений. Такие графики составлены для долин рек Ояти, Мсты, Ловати и Великой (рис. 8).

Для сопоставления количественных характеристик по долинам различных рек соответствующие кривые индексируются. Долины Ояти и Мсты имеют индексы кривых а, б, в, г, д, е, Ловати — а, б, в, г, д, Великой — а, б, в. Порядок индексировки от верховьев долин — к их низовьям отвечает последовательности освобождения территории от ледника и вод приледниковых бассейнов.

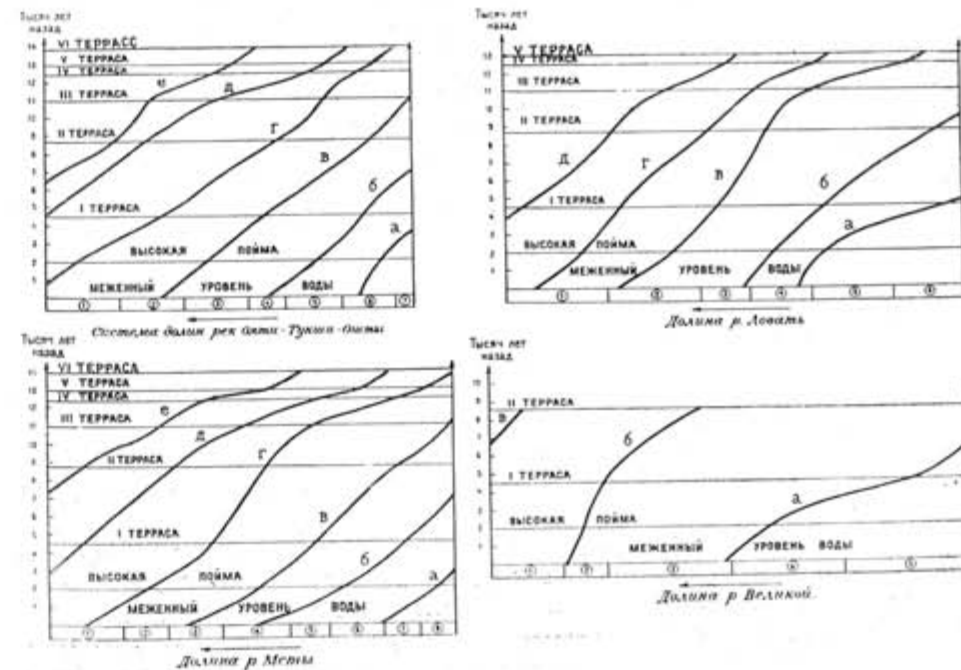


Рис. 8. Графики смещений максимумов разностей террасовых уровней по долинам рек бассейна Финского залива в поздне- и послеледниковое время

Этими кривыми демонстрируется волнообразный характер перемещения максимумов превышений в пространстве и времени. Графики позволяют определить шаги смещения максимумов и скорости, данные о которых приведены в таблице 6. Графики показывают, что шаги и скорости смещений максимумов в поздне- и послеледниковые времена значительно отличались. Средние скорости смещений по каждой из долин в послеледниковые составляют соответственно: по Ояти — 26,5 км/тысяч лет, по Мсте — 36 км/тысяч лет и Ловати 46,8 км/тысяч лет. Средние скорости смещений в послеледниковые остаются практически постоянными: по Ояти — 20,1 км в тысячу лет, по Мсте — 21,4 км/тысяч лет, Ловати 18,8 км/тысяч лет и Великой — 21,3 км/тысяч лет.

### Выводы

В поздне- и послеледниковое время на склоне Балтийского щита и в прилегающих районах Латвийской седловины и Московской синеклизы происходили волновые движения, которые отчетливо выразились в том, что участки наибольших врезов по долинам рек сместились в сторону свода Балтийского щита. Эта направленность смещений отличается постоянством в течение всего рассматриваемого периода. Для послеледниковое время характерно и постоянство средних скоростей смещений в послеледниковые по долинам крупнейших рек, находившихся в различных структурно-геоморфологических и орографических условиях. Значение гляционзостатического фактора хорошо выражается увеличением скоростей смещений максимумов врезов в послеледниковые. Это увеличение не являлось постоянным. Оно было большим в южных районах и меньшим в северных, близких к центру оледенения, т. е. там, где ледник в процессе отступления дольше сохранял значительную мощность, определявшую степень нагрузки. Геологическая структура различных районов, по-видимому, не повлияла на скорость смещения максимумов врезов, но сказалось в размерах шагов смещений.

### ЛИТЕРАТУРА

- БЕЛОУСОВ В. В.: 1948. Общая геотектоника. Госгеоллиздат, М.-Л.  
 БЫЛИНСКИЙ Е. Н.: 1959. Влияние снижения уровней Ильменского и Ладожского озер на развитие продольных профилей притоков оз. Ильмень и Волхово. Вестник МГУ (серия биологии, почвоведения, геологии, географии), № 3.  
 ВИГДОРЧИК М. Е.: 1961. О связи рельефа с геологическим строением Русской платформы в бассейне р. Ловать. Сб. Палеогеография четвертичного периода СССР. Изд. МГУ.  
 ВИГДОРЧИК М. Е., МАЛАХОВСКИЙ Д. Б., САММЕТ Э. Ю.: 1962. О стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Русской платформы. Сб. «Вопросы стратиграфии четв. отложений Северо-Зап. Европ. части СССР». Л. Гостоптехиздат.  
 ВИГДОРЧИК М. Е.: 1966. О связи рельефа современного и дочетвертичного с геологическим строением Приильменской низины и западного склона Валдайской возвышенности. Сб. «Материалы по геологии и подземным ископаемым Северо-Запада СССР, № 5, Госгеолтехиздат, Л.

- ВИГДОРЧИК М. Е., ГАРБАР Д. И., ОГАНЕСОВА А. М. и др.: 1967. Развитие структурного плана области Великих озер Северо-Запада РСФСР. Тезисы второго симпозиума по истории озер. Минск.  
 ГЕРАСИМОВ И. П., МАРКОВ К. К.: 1946. Основные задачи изучения палеогеографии четвертичного периода на территории СССР. Тр. института географии, вып. 37 (Проблемы палеогеографии четвертичного периода). М.-Л., Изд. СССР.  
 ГЕРАСИМОВ И. П., МЕЩЕРЯКОВ Ю. А. и др.: 1967. Рельеф Земли. Изд. «Наука» М.  
 ГЕРЕНЧУК К. И.: 1960. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Зап. Геогр. об-ва СССР, т. 20. Новая серия. Изд. Львовского университета.  
 ГУДЕЛИС В. К.: 1960. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. В кн. «Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту.  
 ДАНИЛОВСКИЙ И. В.: 1931. Геологическое строение бассейна реки Ловати в пределах 27 листа 10-верстной геологической карты. Тр. Глав. геолог. разведыв. управления, вып. 125. Л.-М.  
 ДАНИЛОВСКИЙ И. В.: 1932. Геологическое строение западной части бассейна озера Ильмень и правобережья р. Шелони. Тр. Всесоюз. геологич. развед. объединения, вып. 264. Л.-М.  
 ДАНИЛОВСКИЙ И. В.: 1932. Основные черты морфологии, происхождения и возраста речных долин и их террас в северо-западной области РСФСР. Тр. II Межд. конф. Асс. по изуч. четв. периода Европы, вып. 1. Л.  
 ИСАЧЕНКОВ В. А.: 1963. Новые данные по палеогеоморфологии и неотектонике Верхнего Днепра. Известия АН СССР, сер. географ., № 3.  
 КАТТЕРФЕЛЬД Г. К.: 1962. Лик Земли и его происхождение. М.  
 ЛИЧКОВ Б. Л.: 1941. О происхождении древних глубоких размывов четвертичного и предчетвертичного времени в ледниковом районе Европейской части СССР. Проблемы физич. географии, т. XI.  
 МАРКОВ К. К., ПОРЕЦКИЙ В. С., ШЛЯПИНА Е. В.: 1934. О колебаниях уровней Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. Тр. комиссии по изучению четвертичного периода, т. 4, вып. 1. Л. Изд. АН СССР.  
 МЕЩЕРЯКОВ Ю. А., ШУКЕВИЧ М. М.: 1955. История формирования р. Мсты и некоторые особенности неотектоники Северо-Запада Русской равнины, АН СССР. Тр. Ин-та географии, т. 65.  
 МЕЩЕРЯКОВ Ю. А., НЕЙШТАДТ М. И.: 1967. Новые данные о послеледниковом поднятии Балтийского щита. Изв. АН СССР, серия геогр. № 2.  
 МЕЩЕРЯКОВ Ю. А.: 1965. Структурная геоморфология равнинных стран. Изд-во «Наука», М.  
 Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. 1967. Методы геоморфологических исследований, т. 1. Новосибирск. Неотектоника СССР. К VI конгрессу ИНКВА. 1961. Под ред. Н. И. Николаева и К. Я. Спрингис. Изд. АН Латв. ССР. Рига.  
 ОРВИКУ К. К.: 1960. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике.  
 Последний Европейский ледниковый покров. 1965. Под ред. И. П. Герасимова. Изд. АН СССР, М.  
 Палеогеография СССР в верхнем плейстоцене и голоцене. 1965. Под ред. М. И. Нейштадта. Изд. АН СССР, М.,  
 Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. Под ред. К. К. Маркова. 1961. М., АН СССР.



- САММЕТ Э. Ю.*: 1963. О связи стадияльных краевых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины. Тр. комиссии по изуч. четвертичн. периода. Изд. АН СССР, М.
- СЕТУНСКАЯ Л. Е.*: Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений.
- СОКОЛОВ Н. Н.*: 1949. Геологическое строение и история развития рельефа Северо-Запада РСФСР. В кн. «Северо-Запад РСФСР. Физико-географическое описание». М.-Л., Изд. АН СССР.
- СПИРИДОНОВ А. И.*: 1964. Некоторые особенности древнего ледникового покрова на Русской равнине. Вестник Московского университета, № 6.
- КААРИАИНЕН, Е.*: 1953. On the recent uplift of the earth's crust in Finland.— Veröffentl. Finn. Geodät. Inst., N 42.

[Поступило: 4.1.1968]

**THE EARTH'S CRUST UNDULATIONS IN THE REGION  
OF THE SLOPE OF THE BALTIC SHIELD DURING  
THE LATE- AND POST-GLACIAL TIMES**

by

*B. G. VASILJEV & M. E. VIGDORCHIK*

**SUMMARY**

The writers deal with the problem of glacio-isostatic crustal movements, which took place in the area of the Baltic Shield during the late- and post-Glacial times. On the ground of the determinations of the magnitude of erosional incisions in the river valleys, the shifting of max. incision sections from the surrounding areas towards the Baltic Shield were demonstrated. Such a shifting of the max. incision sections in the river valleys was caused by crustal wave-like undulations which are of glacio-isostatic nature.

**UNDULATIONEN DER ERDKRUSTE IM BEREICH  
DES BALTISCHEN SCHILDES WÄHREND DER  
SPÄT- UND NACHEISZEIT**

von

*B. G. WASILJEW & M. E. WIGDORCHIK*

**ZUSAMMENFASSUNG**

Die Verfasser befassen sich mit der Erörterung der Frage der glazioisostatischen Erdkrustenbewegungen in Spät- und Nacheiszeit im Bereich des Baltischen Schildes. Auf Grund der Bestimmungen der Erosionseinschnittsgrößen in den Flusstälern wurde der Ausmass sowie die Verschiebung des maximalen Einschnittes von den angrenzenden Gebieten dem Baltischen Schilde zu festgestellt. Diese Verschiebung ist durch die wellenartige glazioisostatische Erdkrustenbewegungen verursacht worden.

## ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ПОДНЯТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАНАДЕ И В ФЕННОСКАНДИИ ПО ДАННЫМ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК

А. Ф. ГРАЧЕВ и П. М. ДОЛУХАНОВ, Ленинград

### ВВЕДЕНИЕ

В течение длительного времени в литературе остается дискуссионным вопрос о природе послеледникового поднятия Канадского и Балтийского щитов — являются ли эти поднятия следствием дегляциации или эпейрогенических движений. Решение этой проблемы в настоящее время облегчается тем, что во многих странах интенсивно проводятся исследования послеледниковых морских образований с применением метода абсолютного датирования по радиоактивному углероду. Датируются в большинстве случаев раковины моллюсков, находимых на береговых формах или захороненных в морских отложениях, а также древесина, торф, гиттия.

Накопление радиоуглеродных датировок позволяет получить значительно более достоверные сведения относительно возраста послеледниковых береговых образований. На основании данных радиоуглеродных датировок рядом исследователей были построены кривые, показывающие послеледниковое перемещение береговой линии для отдельных районов Канады и Фенноскандии.

Однако, большая часть кривых построена без учета эвстатического фактора. Как известно, поднятие щитов в послеледниковое время происходило на фоне эвстатического поднятия уровня Мирового океана. Чтобы получить чистое структурное выражение поднятия, необходимо в каждом случае учитывать положение уровня Мирового океана, соответствующее времени образования той или иной береговой формы. Таким образом, первой задачей исследования было построение надежной кривой изменения уровня Мирового океана, с которой можно было бы снимать соответствующие поправки.

Попытки составить кривые эвстатического поднятия уровня моря предпринимались многими исследователями. В последние годы эта задача облегчается получением большого числа абсолютных датировок морских образований в различных странах мира. Считается установленным, что в период максимума последнего оледенения уровень Мирового океана был на 120—125 м ниже современного. С этого времени начинается быстрый подъем уровня океана (голоценовая трансгрессия). По мнению ряда авторов (Fairbridge, 1961; Shepard, 1960; Currey, 1965) подъем уровня осуществлялся в виде флуктуаций, т. е. последовательных подъемов и спадов, соответствующих стадиям и межстадиям оледенения.

Существенные разногласия вызывает вопрос о характере изменений уровня мирового океана в течение последних 8000 лет. В этом отношении выявляются 3 точки зрения. По мнению Фэйрбриджа (Fairbridge, 1961), в период гипситермала (7000—4000 лет тому назад) уровень океана был на 3—4 м выше современного, и с тех пор произошел ряд флуктуаций, амплитуда которых составляла приблизительно 6 м. Эта точка зрения, однако, опровергается Колменом и Смитом (Coleman and Smith, 1964) на основании детальных работ, проведенных в Луизиане, США. Согласно мнению Фиска (Fisk, 1944), Гулда и Макфарлана (Gould and McFarlan, 1959), проводивших исследования на побережье Мексиканского залива в США, уровень Мирового океана достиг своего современного уровня приблизительно 3000—5000 лет назад и с тех пор существенным образом не изменялся. Шепард и Сюсс (Shepard and Suess, 1956; Shepard, 1964), обобщив ряд данных по абсолютным датировкам береговых образований в различных частях Мирового океана, пришли к заключению, что в течение последних 8000 лет уровень океана постепенно повышался с замедляющейся скоростью.

Для построения кривой поднятия уровня Мирового океана в настоящей работе были использованы данные (с нашей точки зрения, наиболее достоверные) датировок береговых образований, приведенные в работах Годвина и др. (Godwin et al., 1958), Кёстера (Köster, 1960) и Ельгерсма (Jelgersma, 1961).

На основании обобщения этих данных, и была построена кривая, приведенная на рис. 1. Из кривой следует, что подъем уровня моря был плавным, без значительных флуктуаций. Это не исключает возможности колебаний второго порядка, осложняющих общий подъем уровня моря, однако, эти колебания (порядка нескольких метров) существенным образом не влияют на дальнейшие построения.

Получив, таким образом, кривую для снятия поправок на эвстатический фактор, можно было приступить к построению кривых послеледниковой трансгрессии. В качестве источника данных нами были использованы сводки радиоуглеродных датировок, опубликованные в девяти то-

\* Тома 1 и 2 издавались как приложение (Radiocarbon Supplement) к журналу American Journal of Science.

мах журнала Radiocarbon\* (Vols 1—9, 1959—1967), а также датировки советских лабораторий, не вошедшие в эти издания. Всего было использовано 418 датировок. Все имеющиеся данные были распределены по отдельным районам. Для Канады было выделено 13 районов (рис. 2), а для Фенноскандии — 6 (рис. 3). Для каждого района были построены кривые амплитуд и скоростей послеледниковой трансгрессии.

Методика построения кривых достаточно проста. Для каждой датировки определяющей возраст береговой линии, снималось (с эвстатической кривой) соответствующее значение уровня Мирового океана. Полученное значение прибавлялось к значению высотной отметки данной береговой линии. При достаточном числе точек для каждого района можно построить кривую, отражающую чисто структурное выражение послеледниковой трансгрессии. Для интервалов в 1000 лет с первой кривой высчитывались значения средних скоростей. Соединение полученных точек позволяло построить кривые изменения скоростей послеледниковой трансгрессии. Таким образом, были построены 19 кривых: 13 — для Канады (рис. 4 и 5) и 6 — для Фенноскандии (рис. 6).

Помимо того, путем нанесения всех известных точек были построены две суммарные кривые — для Канады (рис. 7) и для Фенноскандии (рис. 8).

Вполне естественно, что построенные кривые могут заключать в себе известные погрешности. Эти погрешности могут быть следующими:

Не доказано, что все датированные образцы образовались вблизи уровня моря. Так, моллюски могли обитать на некоторой глубине, а торф мог образоваться на несколько метров выше уровня моря. Однако, во многих случаях захоронение моллюсков происходило в прибрежной зоне. Кроме того, вследствие однообразного видового состава датированных

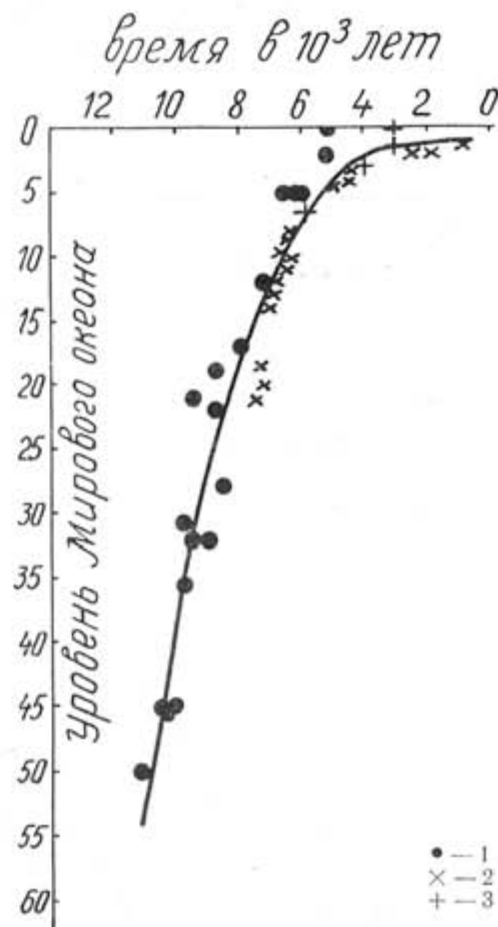


Рис. 1. Кривая эвстатического поднятия уровня Мирового океана  
1 — по Godwin et al. (1958); 2 — по Köster (1960); 3 — по Jelgersma (1961).

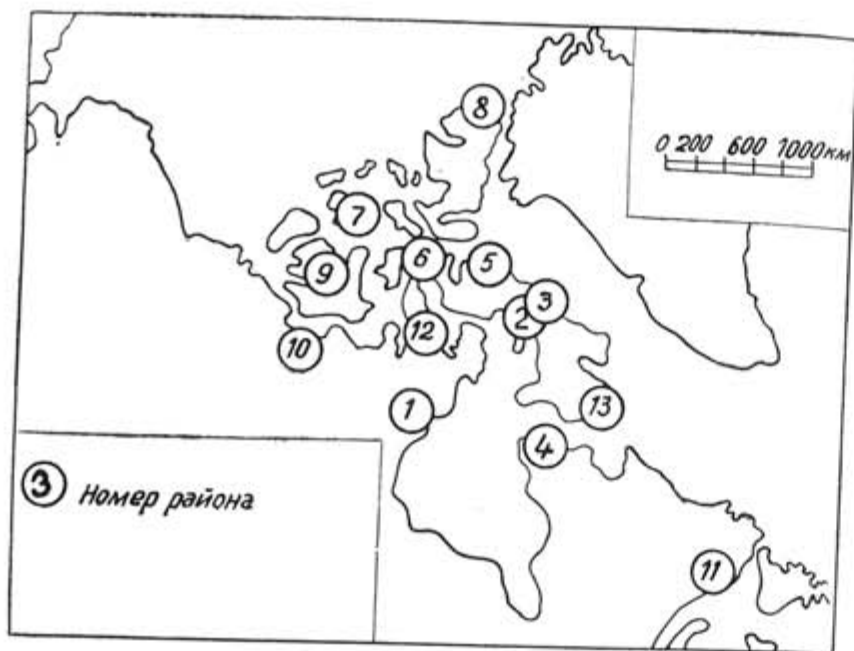


Рис. 2. Расположение исследованных районов в Канаде

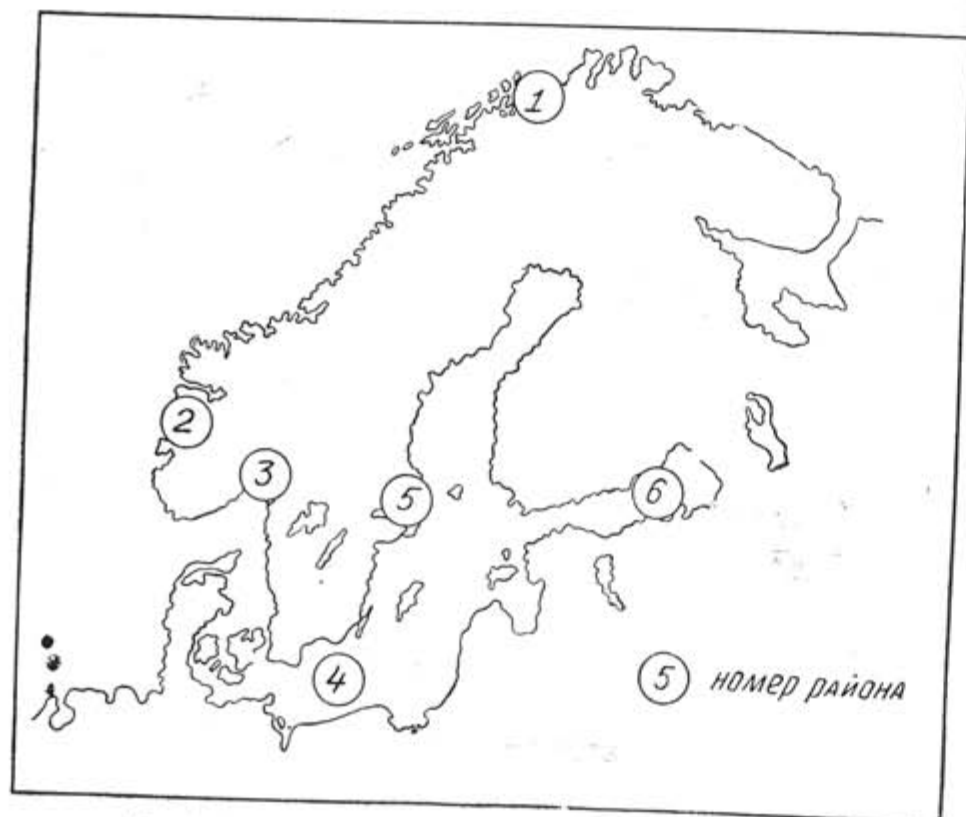


Рис. 3. Расположение исследованных районов в Финноскандии

моллюсков, ошибка, связанная с глубиной их обитания, является систематической. Число же датировок по торфу сравнительно невелико.

При анализе кривых наибольшее внимание уделялось следующим вопросам:

1. Времени окончания процесса дегляциации, чему в большинстве случаев соответствовали наиболее ранние датировки несомненных морских образований.

2. Времени установления наибольших скоростей послеледникового поднятия.

3. Времени скачка скоростей, т. е. резкого замедления скоростей поднятия. Эта величина определялась как точка пересечения двух касательных, проведенных к кривой скоростей; одна касательная проводилась к части кривой, характеризующей режим высоких скоростей, вторая к части, характеризующей низкие скорости.

### Канада

На основе анализа кривых амплитуд послеледникового поднятия Канады была построена таблица 1, в которой отражены время окончания дегляциации, установления максимальных скоростей и резкого скачка скоростей послеледникового поднятия для всех исследованных районов Канады.

Таблица 1

№ района	Время резкого скачка скоростей поднятия	Время установления максимальных скоростей и их величина в см/год	Время окончания дегляциации
1	5500	6500/6.0	8000
2	4000	5500/5.0	6500
3	7500	8500/6.5	9000
4	5500	8500/4.5	10500?
5	7500	6500/8.0	9000
6	8000	8500/4.0	9000
7	8000	10500/4.0	11000
8	6000	7500/4.0	8000
9	7500	8500/7.0	10000
10	7500	8500/10.0	10000
11	—	10500/7.0	12000
12	6500	7500/6.0	9000
13	6500	7500/6.0	8500

Примечание: Время везде дается в тысячах лет до нашего времени.

На основе таблицы 1 были составлены три схематические карты (рис. 9), иллюстрирующие ход отмеченных событий в Канаде.

Сравнение этих карт показывает, что изохроны окончания дегляциации, максимальных скоростей и резкого скачка скоростей послеледникового поднятия в Канаде образуют сходный рисунок. Несмотря на схематизм и вероятную некоторую неточность в проведении изохрон, обнару-

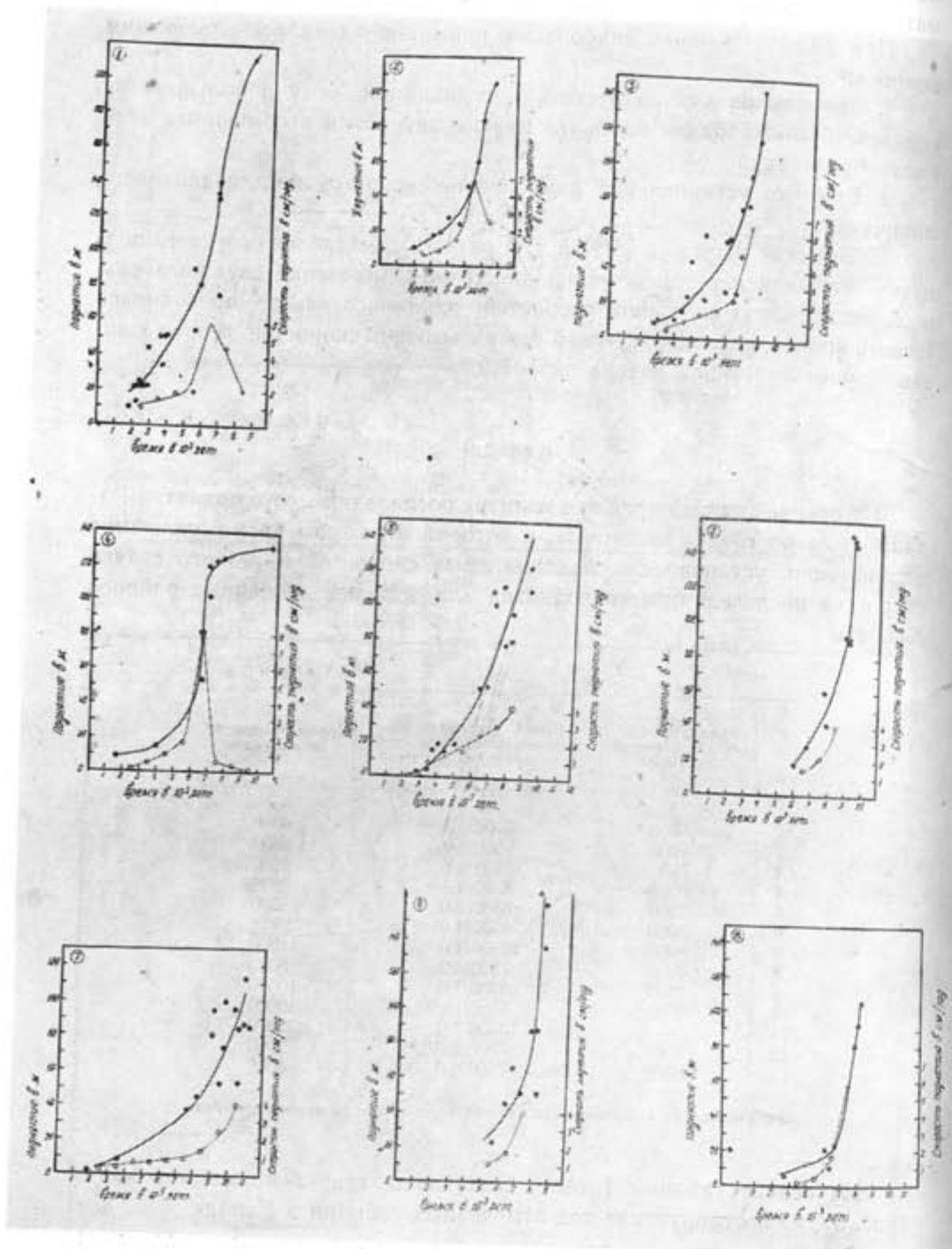


Рис. 4. Кривые амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Канады. (Условные обозначения см. рис. 5)

живается определенная пространственная закономерность — все они оконтуривают северную часть Гудзонова залива (бассейн Фокс), где, по мнению большинства канадских исследователей, мощность ледникового покрова была максимальной.

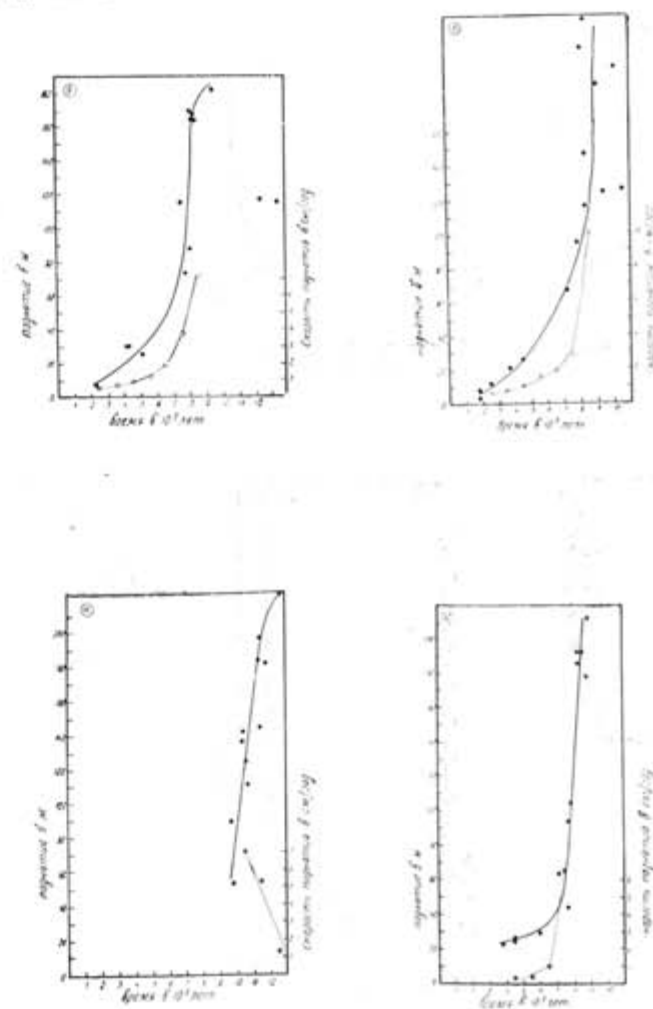


Рис. 5. Кривые амплитуды скоростей послеледникового поднятия Канады. Условные обозначения: жирные линии — кривые амплитуд, тонкие линии — кривые скоростей поднятия

Сопоставление времени окончания дегляциации и времени установления максимальных скоростей послеледникового поднятия (таблица 1) показывает, что последние наступали в среднем через 1000 лет после таяния ледникового покрова.

Можно полагать, что очень быстрое, с интервалами в 500 лет после окончания дегляциации, поднятие северной части о. Элсмир, востока Баффиновой Земли и полуострова Бутия (районы 8, 3, 6) обусловлено тем, что для этих районов характерны весьма активные новейшие тек-

тонические движения, которые и сказались на послеледниковом поднятии.

Приведенные данные, а также сам характер кривых и скоростей послеледникового поднятия Канады говорят в пользу гляциоизостатической их природы.

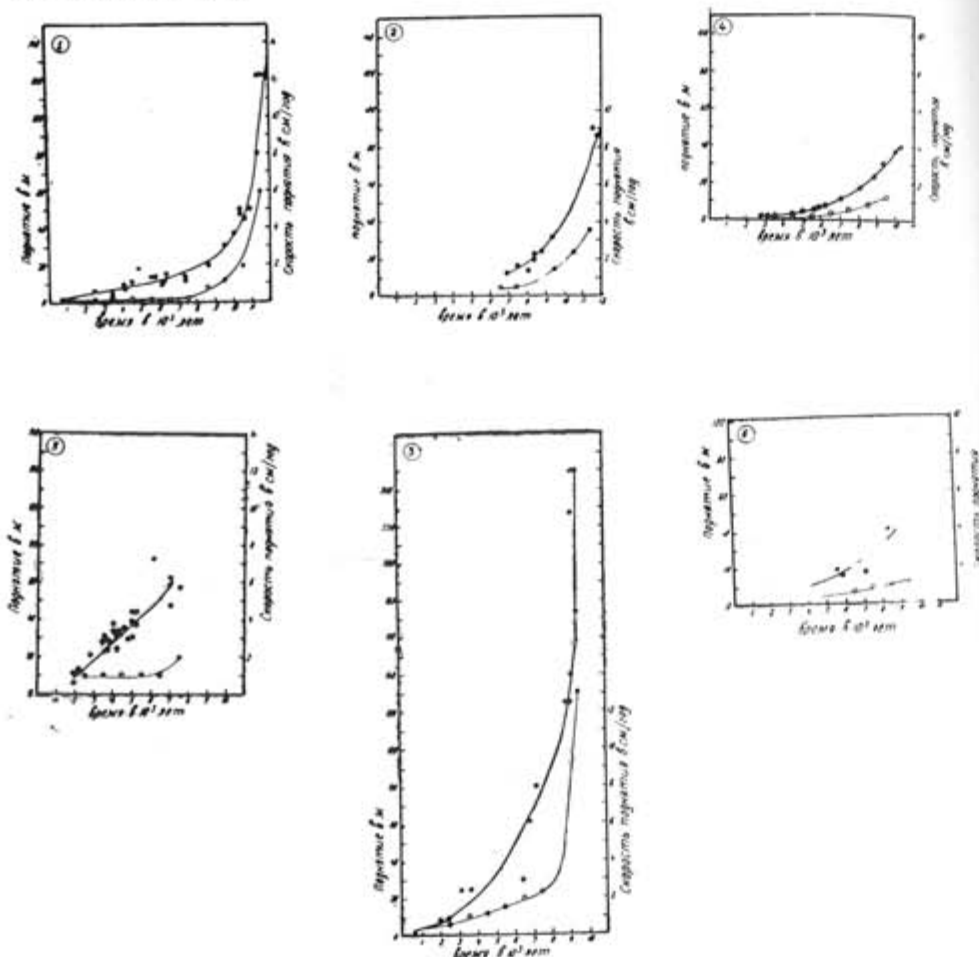


Рис. 6. Кривые амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Фенноскандии. Условные обозначения: те же, что к рис. 4 и 5

Исходя из гляциоизостатической природы послеледниковых движений, логично предположить, что скорость поднятия во времени (от начала таяния ледникового покрова до его полного исчезновения) постепенно нарастала, достигая в какой-то момент максимума, а затем падала. Модель такого процесса должна описываться кривой логистического типа, обладающей свойством симметрии и имеющей два предела насыщения.

Для проверки этого положения была построена суммарная кривая послеледникового поднятия для Канады в целом по 239 точкам, усредненных по интервалам (рис. 7). Жирная линия на графике представляет

эмпирически подобранную функцию, удовлетворяющую уравнению:  $H = 130 [1 + \text{th } 0.24(T - 9.5)]$ , где  $H$  — амплитуда поднятия в метрах, а  $T$  — время в  $10^3$  лет до н. в. Как видно из рисунка, все точки хорошо ложатся относительно кривой.

В интервале времени свыше 12 000 лет у нас нет значений; часть кривой, показанная пунктиром, проведена, исходя из предполагаемого свойства симметрии кривой послеледникового поднятия. Именно так должна идти кривая структурного выражения процесса поднятия, если наша гипотеза общего хода гляциоизостатических движений земной коры справедлива.

Однако, ее справедливость можно проверить, так как правая часть кривой скоростей поднятия дает возможность оценить время самого начала дегляциации (когда поднятие только-что началось) примерно в 17 500 лет тому назад. Это хорошо согласуется с датировками самой древней конечной морены шелбивилл (два образца  $19\,200 \pm 700$  лет до н. в. и один —  $18\,460 \pm 500$  лет до н. в.) и перекрывающих ее лессов ричланд, датированных  $17\,000 \pm 300$  до н. в. (Wright and Frey, 1965).

Кривые послеледникового поднятия некоторых районов Канады (рис. 4, район 1, 2, 4) дают возможным образом оценить время самого начала таяния ледникового покрова для этих районов. Так на западном побережье Гудзонова залива (район I) начало дегляциации определяется примерно в 12 000 лет до н. в., в северной части бассейна Фокс (район 1) — около 10 000 лет тому назад, а в северном Квебеке — примерно 13 000 тому назад.

Таким образом, используя установленную закономерность можно сделать на основе анализа кривых послеледникового поднятия некоторые важные для палеогеографии выводы.

#### Фенноскандия

Проблема дегляциации Фенноскандии рассматривается в научной литературе уже более 50 лет. В настоящее время благодаря усовершенствованной методике варвометрических подсчетов, в ряде случаев, проверенных радиоуглеродными датировками удалось довольно точно установить время освобождения ото льда отдельных районов (рис. 10).

Большая часть Южной Швеции (район 3) была освобождена ото льда в течение бёллингского потепления: стадия ломма ( $13\,000 - 12\,550$ ) — южношведская стадия ( $12\,200 - 12\,100$  лет до н. в.) (Nilsson, 1964).

Дегляциация района Ленинграда и южной части Карельского перешейка (район 6) связывается с аллерёдским потеплением ( $12\,000 - 11\,000$  лет до н. в.). Дегляциация центральных областей Швеции (район 5), южной части Осло-фьорда (район 3) и юго-западной Финляндии связывается с потеплением, последовавшим за стадиями сальпауселья (среднешведских морен — морен Pa) 10 000 лет до н. в.

Дегляциация Северной Швеции и центральных районов Скандинавии по наиболее распространенной точке зрения (De Geer, 1940) датируется временем раздвоения ледникового покрова и спуска приледникового озера Рагунда в Емтланде (8800 лет назад).

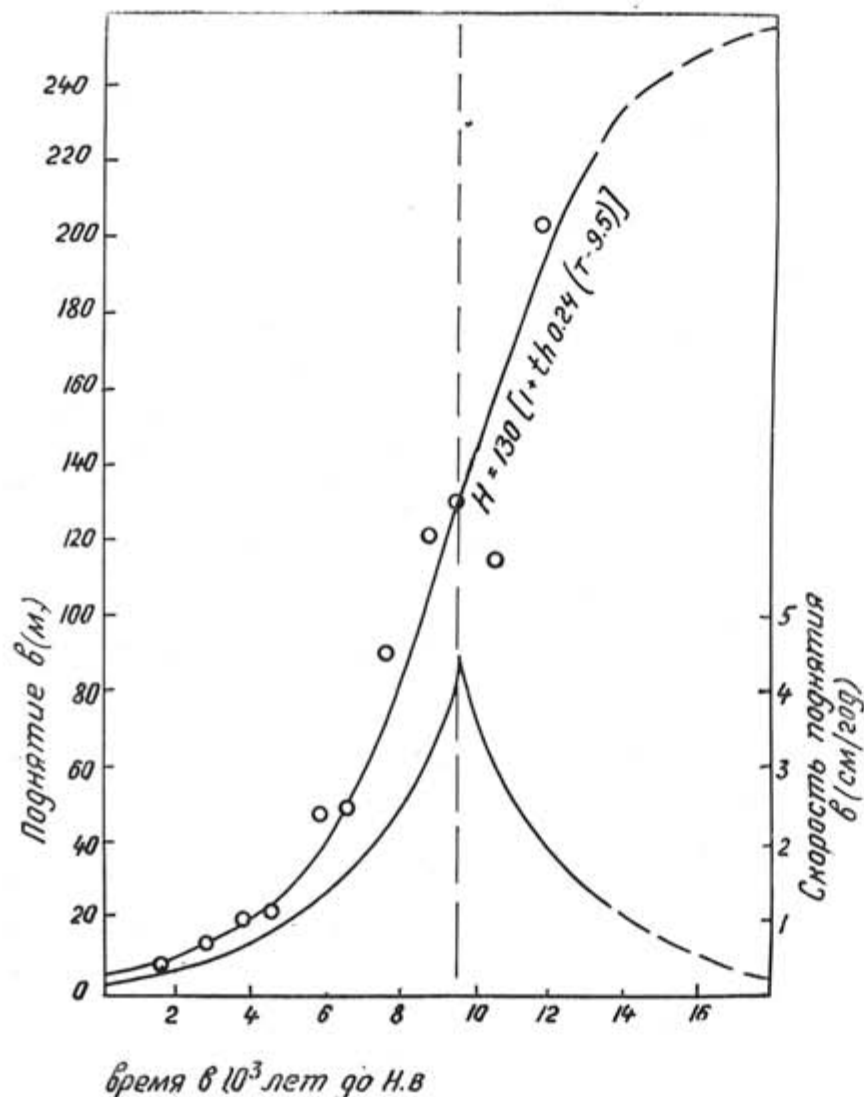


Рис. 7. Суммарная кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия для Канады  
Условные обозначения: те же, что к рис. 4 и 5

Наиболее ранние датировки морских уровней в Северной Норвегии (район 1) относятся к среднему дриасу (Сандватнет, Тромс:  $12\,300 \pm 250$ ). Дегляциация Северной Норвегии в целом сопоставляется с моренами «основной линии», датируемыми приблизительно 10 300 лет до н. в. (Marthinussen, 1962).

Дегляциация прибрежных областей Западной Норвегии (район 2)

осуществилась на протяжении среднего дриаса — аллерёда: Бломвог —  $12\,100 \pm 300$ ; Ульвен —  $11\,500 \pm 300$  лет (Holtedahl, 1960).

Очень показательны сравнение карты изохрон дегляциации с картой изохрон резкого скачка скоростей поднятия (рис. 10). Область наиболее

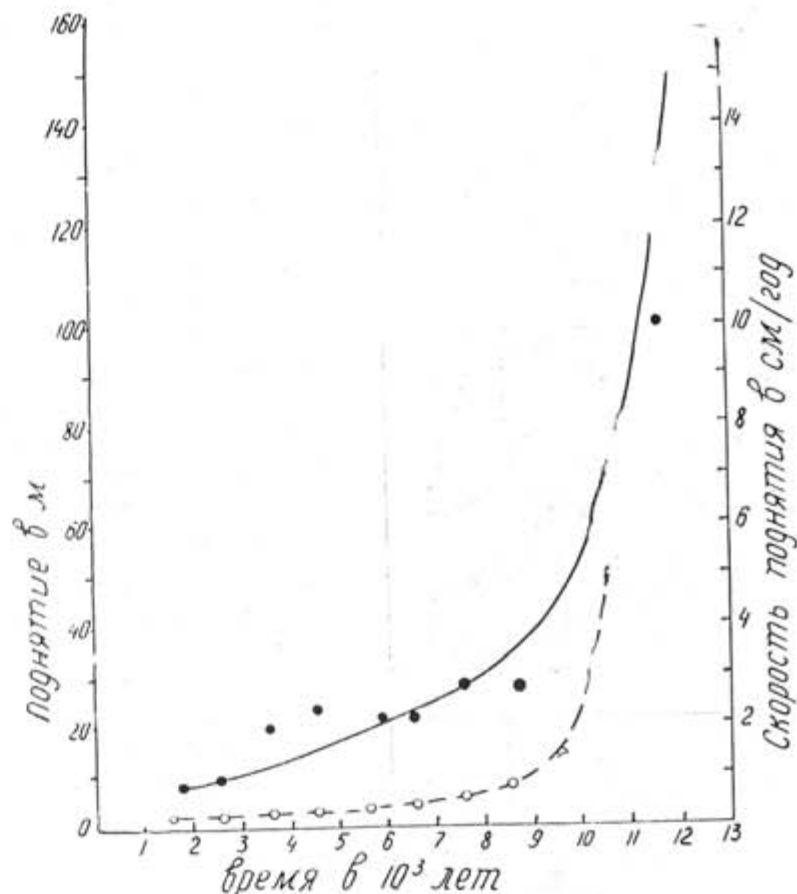


Рис. 8. Суммарная кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия для Фенноскандии  
Условные обозначения: те же, что к рис. 4 и 5

раннего скачка (ранее 8000 лет до н. в.) приходится на область Ботнического залива и центральной Швеции (район 5). В районе Осло-фьорда (район 3) скачок произошел приблизительно 8500 лет т. н.; на юге Швеции (район 4) и на Карельском перешейке — около 9000 лет т. н.; в Северной и Западной Норвегии (районы 1 и 2) приблизительно 10 000 лет т. н.

Для всех районов Фенноскандии, к сожалению, не имеется данных, позволяющих определить время установления максимальных скоростей послеледникового поднятия. Но там, где такие данные имеются, они находятся в хорошем согласии с данными о времени окончания дегляциации. Так, в районах раньше других освободившихся ото льда, раньше

устанавливаются максимальные скорости, однако, значения этих скоростей сравнительно невелики: Северная Норвегия 11 500 (6 см/год); Западная Норвегия 11 500 4 см/год).

В областях, позднее вышедших из-под льда максимальные скорости устанавливаются позднее, но значения их значительно выше: Осло-фьорд — 9500 (13 см/год); север Ботнического залива 9500 (8 см/год). Интересно то обстоятельство, что районы, характеризующиеся максимальными скоростями послеледниковой поднятия — Осло-фьорд и север Ботнического залива, судя по имеющимся данным, в период последнего оледенения отличались наибольшими мощностями ледникового покрова.

Та же закономерность наблюдается и в отношении стабилизации скоростей поднятия. Ранее других стабилизируются области, где дегляциация произошла раньше (юг Скандинавии, Карельский перешеек, север и запад Норвегии). Приведенные данные обобщены в таблице II.

Все эти данные убедительно говорят в пользу гляциоизостатической природы послеледниковой поднятия Фенноскандии.

На суммарной кривой (рис. 8) максимальное значение средней скорости поднятия соответствует 11000 лет. Если способом, описанным выше (см. стр. 305) рассчитать время самого начала процесса дегляциации.

Если же предположить, что в Фенноскандии, то можно получить цифру порядка 22000 лет до н. в. Эта цифра близка к оценке возраста максимальной (бранденбургской) стадии последнего оледенения.



— 7000 - изохроны окончания дегляциации (время в тысячах лет до н. в.)



— 650 - изохроны резкого скачка скоростей поднятия (время в тысячах лет до н. в.)



— 850 - изохроны установления максимальных скоростей поднятия (время в тысячах лет до н. в.)

Рис. 9а. Карта-схема времени окончания дегляциации в Канаде.

Рис. 9б. Карта-схема времени наступления максимальных скоростей послеледниковой поднятия.

Рис. 9в. Карта-схема времени резкого скачка скоростей в Канаде



— 3000 изохроны окончания дегляциации (время в тысячах лет до н. в.)



— 3000 изохроны резкого скачка скоростей (время в тысячах лет до н. в.)

Рис. 10а. Карта-схема времени окончания дегляциации в Фенноскандии, Рис. 10б. Карта-схема времени резкого скачка скоростей в Фенноскандии.

Таблица II

№ района	Время резкого скачка скорости поднятия	Время установления максимальных скоростей и их величина в см/год	Время окончания дегляциации
1	10000	11500/6.0	12000
2	10000	11500/3.5	12000
3	8500	9500/12.0	10000
4	9500 (?)	9500/1.2	11000
5	8000	—	10000
6	9500	—	12000

Примечание: Время везде дается в тысячах лет до нашего времени; датировка времени окончания дегляциации для районов 5 и 6 приведена по геологическим данным.

### Заключение

Сравнение полученных данных по Канаде и Фенноскандии позволяет сделать следующие выводы:

1. Максимальная скорость послеледниковой поднятия устанавливается для Канады 9500 лет тому назад (4.5 см/год), а для Фенноскандии 11 000 лет назад (более 6 см/год).

2. Резкое изменение скорости поднятия в Канаде (по суммарной кривой) происходит 7500 лет тому назад, в Фенноскандии — 9500 лет. В отдельных районах Канады в Фенноскандии резкое изменение скорости поднятий не было одновременным. Раньше всего оно отмечается



в местах, наиболее удаленных от областей максимальной мощности ледникового покрова.

3. Скорость поднятия, близкая к современной (0.4 см/год) в Фенноскандии отчетливо устанавливается, начиная с 6000 лет до н. в., в Канаде — 2500 лет до н. в.

4. Из анализа кривых следует, что дегляциация в Фенноскандии началась 13 000 лет и окончилась 9500 лет до н. в., а в Канаде 11 000 и 6500 лет до н. в. соответственно.

5. Послеледниковые движения в Канаде и в Фенноскандии не меняли своего знака, хотя скорость, естественно, не оставалась постоянной; максимальные скорости, судя по суммарным кривым, достигались с запаздыванием примерно в 2000 лет относительно начала дегляциации, которое определялось по древнейшим датировкам морских отложений в Канаде и Фенноскандии.

6. По нашему мнению, процесс гляциоизостатического поднятия должен описываться кривой логистического типа, обладающей свойством симметрии и имеющей два предела насыщения. Исходя из выведенной закономерности, можно с известной точностью установить время самого начала уменьшения массы ледникового покрова и, как следствие этого, самого начала гляциоизостатического поднятия. Так, для Канады получена цифра приблизительно 18 000 лет тому назад, а для Фенноскандии — 22 000 лет.

Следует иметь в виду, что такой процесс строго справедлив для модели упругой земной коры. Реальные кривые не будут симметрическими относительно точки перегиба, вследствие возникновения остаточных деформаций после разгрузки.

Приведенные выводы не исчерпывают возможных заключений, которые могут быть сделаны из анализа кривых послеледникового поднятия. Задачей ближайшей работы явится расчет динамики деградации ледникового покрова.

#### ЛИТЕРАТУРА

- COLEMAN, J. M., SMITH, W. G.: 1964. Late Recent Rise of Sea Level. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 75.
- CURREY, J. R.: 1965. Late Quaternary History, Continental Shelves of the United States. In: H. E. Wright, D. C. Frey The Quaternary of the United States. Princeton.
- De GEER, G.: 1940. Geochronologia Suedica Principes. Kungl. Svensk. Vet. Akad. Handl. 3 ser. Bd. 18.
- FAIRBRIDGE, R. W.: 1961. Eustatic Changes in Sea Level. In: Physics and Chemistry of the Earth. Vol. 4 N. Y.
- FISK, H. N.: 1944. Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River. Mississippi River Comm.
- HOLTEDAHL, O.: 1960. Geology of Norway. Norg. Geol. Unders. Nr. 208.
- GODWIN, H., SUGGATE, R. P., WILLIS, E. H.: 1958. Radiocarbon dating of the eustatic rise in Ocean level. Nature. Vol. 181.
- GOULD H. R., McFARLAN, E. Jr.: 1959. Geologic History of the Chenier Plain Southwestern Louisiana. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans. Vol. 9

- JELGERSMA, S.: 1961. Holocene sea level changes in the Netherlands Medd. Geol. Sticht. Ser. C. Vol. 6. No 7.
- KÖSTER, R.: 1960. Zur Frage der gegenwärtigen Senkung der schleswigholsteinischen Ostseeküste. Die Küste. Jg. 8.
- MARTINUSSEN, M.: 1962. C<sub>14</sub> — datings referring to shore lines, transgressions and glacial substages in Northern Norway. Norg. Geol. Unders. Nr. 215. p. 37—67.
- SHEPARD, F. P.: 1964. Sea Level Changes in the Past 6,000 Years: Possible Archeological Significance. Science Vol. 143, p. 547—576.
- SHEPARD, F. P. and SUESS H. E.: 1956. Rate of Postglacial Rise of Sea Level. Science, Vol. 123.
- WRIGHT, H. E. Jr. and FREY D. G.: 1965. The Quaternary of the United States. Princeton.

[Поступило: 4.4.1968]

## POSTGLACIAL CRUSTAL MOVEMENTS OF CANADA AND FENNOSCANDIA

by

A. F. GRACHEV & P. M. DOLUKHANOV

### SUMMARY

More than 400 radiocarbon datings mostly of the marine deposits (Radiocarbon, 1959—1967) were used for plotting the postglacial land uplift curves for different localities of Canada and Fennoscandia. Eustatic changes of the sea-level were taken into account. The following conclusions were drawn out of the curve analysis:

1. The deglaciation of Fennoscandia began about 13,000 yrs. and finished about 9,500 yrs. B. P. For Canada the time limits of the deglaciation are 11,000 and 6,500 yrs. B. P. correspondingly.
2. The maximum rate of the postglacial uplift was attained in Canada about 9,500 yrs. B. P. (4.5 cm per year) and in Fennoscandia about 11,000 yrs. B. P. (more than 6 cm per year). The maximum rates were attained with some 2,000 yrs. retardation with respect to the beginning of the deglaciation.
3. Abrupt changes in the uplift rates took place in Canada about 7,500 yrs. B. P. and in Fennoscandia — about 9,500 yrs. B. P. The earliest dates of these changes are fixed for the localities the most distant from the areas of the maximum ice-thickness.
4. The uplift rates close to the recent ones were reached in Canada about 2,500 and in Fennoscandia — about 6,000 yrs. B. P.
5. There are no evidence of any reversals in the emergence trend.

6. The postglacial uplift curve may be satisfactory approximated by the hyperbolic tangens functions. This assumption permits to determine the very beginning of the deglaciation process. The figures thus obtained are: 18,000 yrs. B. P. for Canada and ca. 22,000 yrs. B. P. for Europe.

## POSTGLAZIALE LANDHEBUNG KANADAS UND FENNOSKANDIENS

von

A. F. GRACHEV & P. M. DOLUKHANOV

### ZUSAMMENFASSUNG

Über 400 Radiocarbonatierungen (Radiocarbon, 1959—1967) waren benutzt um die Kurve der postglazialen Landhebung von verschiedenen Regionen Kanadas und Fennoskandiens zu konstruieren. Die eustatische Steigerung des Meeresspiegels war in Betracht gezogen. Die Verfasser kommen zur folgenden Schlussfolgerungen:

1. Der Prozess der Deglaciation hat in Fennoskandien ca. 13000 Jahre vor Heute (B. P.) begonnen und um 9500 B. P. beendet. Für Kanada sind die entsprechende Ziffern 11000 und 65000 B. P.

2. Die maximale Geschwindigkeit der postglazialen Landhebung waren in Kanada (4.5 cm/Jahr) ca. 9500 B. P. und in Fennoskandien (über 6 cm/Jahr) ca. 11000 B. P. erreicht. Diese Geschwindigkeiten waren mit ca. 2000-jährigen Verspätung im Vergleich zur Vereisungsanfang erreicht.

3. Die scharfe Verlangsamung der Landhebung hat in Kanada um 7500 und in Fennoskandien um 9500 B. P. stattgefunden.

4. Die Geschwindigkeiten vergleichbaren mit den rezenten (ca. 0.4 cm/Jahr) waren in Kanada um 2500 B. P. und in Fennoskandien um 6000 B. P. erreicht.

5. Es gibt keine Beweise für die Änderungen des Landhebungzeichens während der postglazialen Zeit.

6. Die Kurve der postglazialen Landhebung kann mit einer Funktion des hyperbolischen Tangens approximiert sein. Dank dieser Vermutung kann man den echten Beginn des Deglaciationsprozesses feststellen: ca. 18000 B. P. für Nordamerika und 22000 für Europa.

## ARE MARINE FOSSILS IN THE QUATERNARY DEPOSITS A SUFFICIENT EVIDENCE FOR MARINE DEPOSITION?

by

A. DREIMANIS, London (Canada)

### ABSTRACT

B. Afanasyev (1967) has demonstrated beyond any doubt, that marine fossils are more abundant in the Quaternary deposits of Latvia than it was known before. However, he has not proven, by applying multiple criteria of investigation, that the sites where they occur are marine deposits in situ. Identification of the fossils alone is not a sufficient proof.

After having examined, though several years ago, more than 23 occurrences of the marine mollusc *Portlandia arctica* in Latvia, the author of this discussion found that all the specimens of this fossil were abraded and in a secondary deposition in till, gravel or laminated clay. The lithology, texture, density, and fabric of the till layers combined with the associated ice-thrust deformations and other evidences lead to a conclusion that the tills where the shells have been found were of glacial origin.

Only after it will be proven by multiple criteria that the new occurrences of marine fossils are in truly marine deposits in situ, it is possible to consider the proposals of Afanasyev, that the Quaternary deposits of Latvia have to be re-interpreted by applying his hypothesis of extensive marine deposition.

### Introduction

Finding of marine fossils in the Quaternary deposits creates a problem.— Are these deposits of a) marine origin, b) glacial origin, containing fossils incorporated from a marine deposit upglacier, c) fresh water origin, if marine fossils have been reworked from an older marine or glacial deposit, or d) any other origin which may be responsible for

redeposition of contemporaneous or older marine fossils. Particularly in the formerly glaciated areas, redeposition of any material dispersed or in large blocks is very common — either by glaciers of their meltwaters, or by mass movements on permanently frozen ground.

Many criteria can be applied for distinguishing fossils in situ from those which have been transported into a secondary deposit. Even more criteria exist for distinguishing sediments formed in different environments and by different geologic agents. Because of the space limitation, they will not be discussed here. However, it may be stressed that as many criteria as possible should be applied in such cases where several interpretations are expected. When a widely accepted interpretation is challenged, then only multiple and unequivocal evidences will convince everybody that the new, different interpretation is more correct than the previous one.

### Marine Quaternary fossils in Latvia

B. Afanasyev demonstrates beyond any doubt in his article of 1967, published in the previous volume of *BALTICA*, that marine Quaternary fossils are present in Latvia in a greater variety than it was known before: — approximately 40 species of molluscs, foraminifera and diatoms. He lists and briefly describes their occurrences from seven localities or areas described before 1965, and adds four new occurrences and new lists of fossils. The total number of the 11 localities or areas, as mentioned by Afanasyev (1967) could be increased by at least 22 more, if the map of the *Portlandia arctica*, published by Dreimanis (1949) had been considered. However, as already indicated in the introduction, the presence of marine fossils alone is not a sufficient proof that the deposits where they have been found are of marine origin, the same as the presence of Devonian fossils in a till would not be a sufficient proof that this till is of Devonian age.

For most of the marine fossil occurrences, and even for the three sites without fossils (Nos. 12—14) which Afanasyev (1967, p. 290) claims to be marine or lagoonal, he does not give any additional unequivocal evidence that these deposits were of a truly marine origin. The interbedding of till with gravel or sand is mentioned by him for three sites — Meirāni, Ličupe, and Vaiņode. However, such an interbedding may have been produced by a variety of geologic processes. Besides, the Riss till at Vaiņode contains also abundance of Tertiary foraminifera which, according to Afanasyev (1967, p. 291) raise many questions. If an incorporation of the Tertiary foraminifera by glacial overriding of Tertiary marine deposits would have been also considered, then the number of the unsolved questions would be reduced.

Being familiar with some of the sections or areas mentioned by Afanasyev (1967) and having studied the Pleistocene deposits of Latvia and searched for possible marine *Portlandia* Sea deposits for about ten years,

and also having seen undisputed marine Pleistocene deposits in Canada, I take the liberty to add a few comments to the Afanasyev's paper of 1967. My comments are based upon the field examination and further laboratory investigation of more than 23 sites in Latvia which contain fragments of the marine pelecypod *Portlandia arctica*. The locations of these 23 sites are shown on fig. 5 of Dreimanis (1949). In most of them the *Portlandia arctica* shells were found in typical till, and in all cases they were abraded to various degree. I have to apologize that I did not present in my paper of 1949 all the evidence which was used for drawing the conclusions that the deposits containing *Portlandia arctica* were of glacial or their melt-water origin, as most of my field note-books and laboratory records had been lost or destroyed during the war. However, I am certain that I did not find any indication on marine deposition at the above 23 sites, while multiple evidence was found at each site, suggesting either glacial (in most cases), or glacio-fluvial origin; glacio-lacustrine origin was indicated at one place. Rather than discussing each site where *Portlandia arctica* had been found, let us consider the left bank of the River Daugava east of the Island Dole as a test case: here the marine mollusc *Portlandia arctica* has been found in five till layers and in gravels and laminated clays between two of the tills.

### *Portlandia arctica* occurrences in tills east of Dole

This is the area of the first discovery of *Portlandia arctica* in Latvia, but the first finders were not Zans and Dreimanis (1936), as suggested by Afanasyev (1967, p. 287). It was J. Gailitis (1933). Gailitis interpreted the *Portlandia* shells, found at a depth of 12 m in the investigation trench No. 16 for the Dole hydro-power station project, as a deposit of the post-glacial Yoldia Sea. He made the erroneous conclusion, probably because he did not realize that the gravels containing the shells were overlain by two layers of typical basal till, separated by a thick layer of glacio-lacustrine sand. Such a stratigraphic position would be impossible for the beach or nearshore gravels of the post-glacial Yoldia Sea in Latvia.

The same area along the left bank of River Daugava 20 km upstream from Riga (and not 40 km, as mentioned by Afanasyev, 1967, p. 287) was subsequently investigated by Zans and Dreimanis (1936). We found there more than 60 fragments of *Portlandia arctica*. However, Afanasyev fails to mention that all these fragments were abraded, some even rounded (Zans and Dreimanis, 1935, p. 69 and 71). They must have been transported by an abrading agent prior to their deposition. As the *Portlandia* fragments were found to be less abraded in the typical till layers and more abraded in the gravels between the tills, it is obvious that the glacial transport occurred prior to the redeposition of the shells into the gravels. A few fragments of *Portlandia* were found in a laminated clay layer (Zans and Dreimanis, 1936, fig. 3, ESE end of the profile section). Judging from

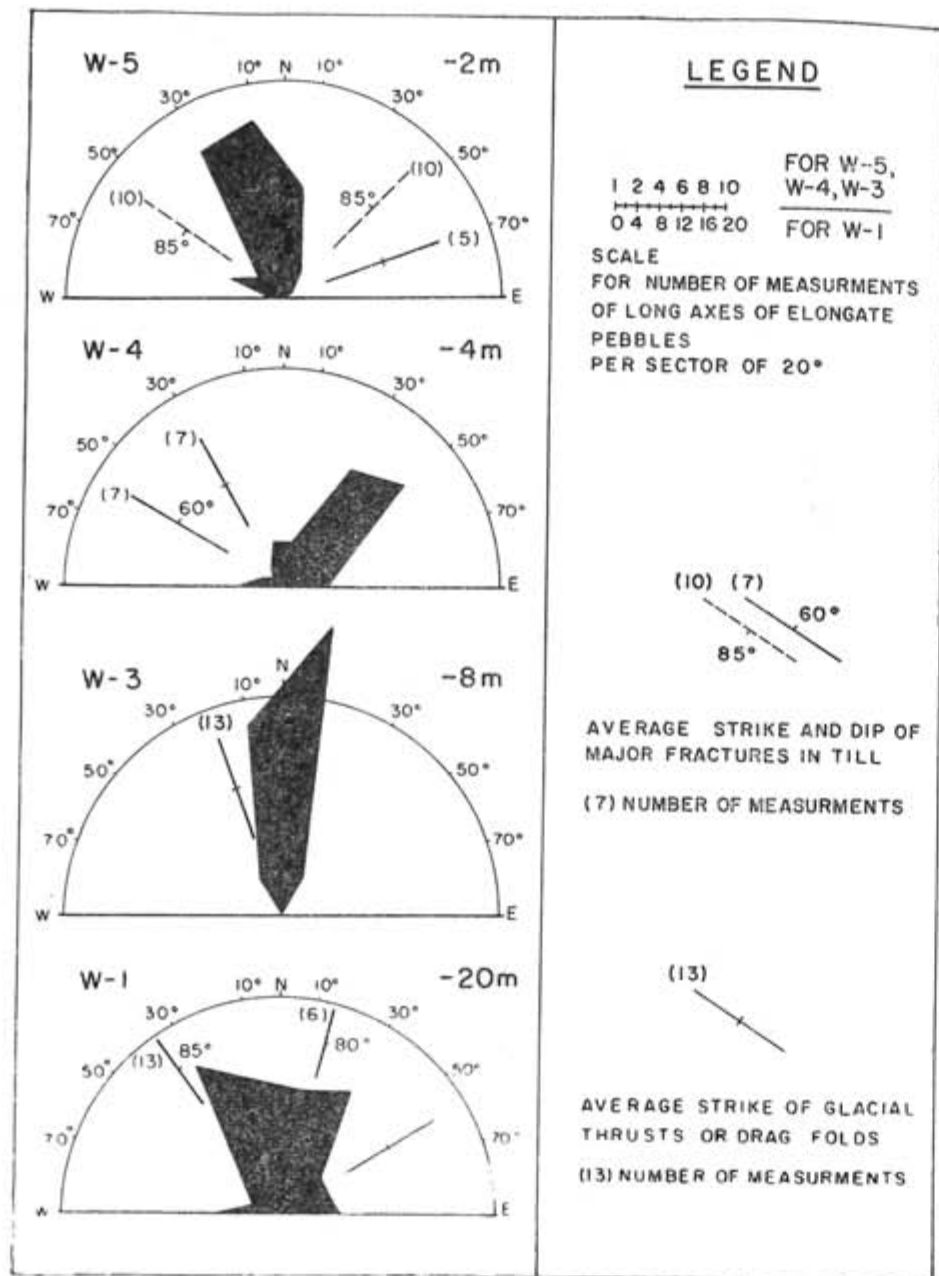


Figure 1. Alignment of selected fabric and structural features in four tills of the last ice age and in deformed sands, underlying them. The alignment of elongate pebbles and the orientation of major fractures in tills were measured along the left bank of the River Daugava 1 km eastward from the upstream end of the Island Dole, at the clay pit of Tomeni (see Zāns and Dreimanis, 1936, fig. 3, for the location).

The strikes of the ice-thrust deformations in each till and immediately underneath it have been measured along a 0.7 km long section, and they are summarised from Dreimanis (1935) with a few additional measurements. The alignments of the long axes of pebbles are shown by the dark shaded polygons. Those fracture patterns, which are shown by dashed lines for the till W-5, were measured at a different site than the measurements of the long axes of pebbles.

the context, Afanasyev (1967, p. 288) also refers to this clay layer: he calls it marine, with the fauna in primary deposition, and stratigraphically assigns it to the Mga interglacial, without presenting any proof for this reinterpretation. The clay layer with *Portlandia arctica* is not between the Riss and the Würm (W-1 to W-5) tills: it lies between two of the Würm tills, W-2 and W-3, which lithologically can be distinguished from the deeper lying Riss till by the differences in the carbonate and quartz content (see Pērkonis, 1957, table 3: W-2 and W-3 belong to the lower subhorizon of the upper till, while the lower till of this table is the probable Riss till). It is very doubtful that the clay between the W-2 and W-3 belongs to the Mga interglacial. The fragments of *Portlandia*, found in this clay, were abraded to the same degree as those found in the overlying till: they were most probably dropped from icebergs and were not in situ. The laminated clay looked like any of the fresh-water proglacial lake deposits, and they had no similarity in their appearance to typical marine clays (for instance if compared with the massive marine Champlain sea clays in the St. Lawrence Lowlands in Canada).

Having examined the Pleistocene sections east of Dole every summer during the period of 1934 to 1943, I will summarize briefly those characteristics of the till layers, containing *Portlandia arctica*, which have led to my firm conclusions that these tills, named the Daugava Tills or Daugava Moraine as a rock stratigraphic unit by Pērkonis (1957, p. 22), are of glacial origin.

1) According to Springis (1961) the Daugava Tills consist of 4–6% granules, 34–43% sand, about 30% silt and 30% clay (pebbles and boulders are not considered in these percentages). The sorting is poor. In the field exposures the tills appear massive, lacking any stratification, for instance in fig. 38 of Dreimanis and Liepiņš (1942).

2) In spite of the high sand content (34–43%), the tills are compact, what is a characteristic feature of basal tills.

3) All layers of the Daugava Till (W-1 to W-5) contain rock and mineral fragments derived from the major bedrock units which subcrop underneath the Pleistocene deposits from the Island Dole up to the Precambrian Shield in Fenno-Scandia. Such a lithologic composition requires a continuous glacial movement from the shield area down to the place of the deposition of the tills. The glacial transport is suggested also by the abundance of striae on the fine-textured pebbles and the boulders, e. g. on the Ordovician, Silurian and Devonian limestones and dolostones, and the Precambrian argillites and sandstones.

4) The lithology of each major unit of the Daugava Till is as consistent as it may be expected from a glacial deposit: see table 1 for the mean composition and the standard deviations in the 0.5–1.0 mm fraction of 17 samples from the uppermost till layers W-5. These samples were collected from an area of about 30 square kilometers. A marine waterlaid till, containing material dropped from icebergs, would show a greater variability in its composition. All the Daugava Tills are relatively similar among

themselves, but they differ from the underlying lower (Riss?) till which does not contain *Portlandia arctica* (see Perkons, 1957, table 3, for summary results of 35 till analyses).

Table 1

Lithology of the 0.5–1.0 mm fraction of the uppermost till (W-5) of the Daugava Till complex in the area 1/2 to 8 km south, east and northeast of the upstream end of the Island Dole

Rocks and minerals	Mean percentage of 17 samples	Standard deviation
Limestone	16.7	2.3
Dolostone	13.4	1.7
Quartz	47.7	3.8
Sandstone	4.6	2.5
Feldspars	15.3	2.4
Dark minerals	2.1	0.4

5) A consistent direction of movement or pressure is suggested for the pre-depositional transport, or deformation of every till layer exposed along a 0.7 km long position of River Daugava east of the Island Dole. This uniformity is more characteristic for a glacial than an iceberg action.

The following directional criteria were investigated

- a) Striae on bedrock (Zāns, 1935; Dreimanis, 1935).
- b) Flutings and sole marks at the base or inside of some till layers: their orientation was in agreement with the preferred alignment of elongate pebbles in the same tills.
- c) Alignment of elongate pebbles; at all sites of measurements, well developed maxima of preferred orientation, or bimodal maxima were obtained. They are characteristic for consistent movements, such as glacial, current, mass-movements, etc. Thus other criteria are also required for concluding on the geologic agents responsible for their formation. Some fabric data are presented in fig. 1; see also Springis et al. (1963) fig. 1. (Most of my fabric measurements of 1940–1943 have been lost.)
- d) Orientation of the deformations underneath and in the till layers (Dreimanis, 1935).
- e) Orientation of the predominant patterns of fractures and shear-planes in those till layers which had not been recently affected by frost action (fig. 1).
- f) Orientation of eskers in the surrounding area.

Several directional criteria were investigated in each case, and usually all of them were in mutual agreement. Such an agreement among 3–4 directional criteria from each single till layer may be considered as a support for a glacial movements, rather than for the more erratic slumping and other massmovements or iceberg pressures. Examples from the tills W-1, W-3, W-4, and W-5 are given, in fig. 1, by using the measurements of the alignment of pebbles, and the orientation of the ice-thrust deformations

as the main criteria. The fracture patterns were measured as an experiment, because very little is known about their formation in tills. Most of the measurements of the fractures have been lost, but the remaining ones show definite trends, related to the other directional criteria.

In the surface till W-5 the preferred NNW-SSE orientation of the elongate pebbles is approximately perpendicular to the ice-thrust deformations at its base. Therefore this preferred orientation is most probably parallel to the local direction of glacial movement. This local direction is also similar to the regional direction, as suggested by all the NW-SE trending eskers in an area up to 25 km from Island Dole (Danilans, 1961; Dreimanis, 1935, p. 21 and 1967, fig. 3). The WNW and NE oriented nearly vertical fractures in the till could also be formed by the above suggested glacial movement from NNW.

In the till W-4 the preferred alignment of elongate pebbles is NE-SW and again at right angles to the ice-thrust deformations associated to this till layer. The high-angle shear fractures strike WNW-ESE, in agreement with a glacial thrust from NE. Further evidence in favour of the glacial thrust from NE is in the bending of the tops of the till dikes towards WSW in the underlying 10 m thick sand layer (see figs. 5, 8, and 9 in Dreimanis, 1935, or fig. 3 in Zāns and Dreimanis, 1936). The formation of these 4–7 high narrow dikes can be explained best by the presence of the overlying ice sheet: it squeezed up the water-saturated sandy till into the tension fractures of the overlying frozen thick sand layer. Both the permanently frozen ground and the heavy load, required for the formation of the dikes, is better compatible with a glacial overriding of the area than with a marine environment.

In the underlying till layer W-3 the preferred N-S alignment of pebbles is nearly parallel to the predominantly NNW trending 13 ice-thrust deformations (Dreimanis, 1935, p. 9–13) which suggest that the glacial pressure came from EN. Thus the preferred orientation of the elongate pebbles in this case is most probably transverse to the direction of the glacial movement. This is not surprising, as the measurements were done along the limb of a folded till layer where a rotation of pebbles with their long axes transverse to the glacial movement may be expected.

In the till W-1, the alignment of pebbles is bimodal. It is possible that one of the modes was formed during the deposition of the till, while the other was due to a partial reorientation of the preexisting mode at a later time. Such a reorientation by a later glacial advance or a change in the ice-flow direction has been noted by MacClintock and Dreimanis (1964) and also by various other students of till fabric. As the nearly vertical fractures in the till W-1 (fig. 1) have to be caused by the latest glacial action, the NNW-SSE maximum, bisecting the two sets of fractures, was formed by the latest glacial movement, while the NNE-SSW maximum was older. Well developed N23°W striae, parallel to the latest glacial movement for the till W-1, were noted by Zāns (1935, p. 13) underneath

a lithologically similar till at the site of the ancient castle of Daugmale (for the comparison of these tills see table 2).

Table 2

Comparison of the lithology of the 0.5—1.0 mm fraction of two W-1 till samples taken 2.5 km apart east of the Island Dole

Rocks and minerals	Till 3 m above bedrock at the clay pit of Tomeni, 1 km east of Dole	Till on glacially striated bedrock at the site of the ancient castle of Daugmale 3.5 km east of Dole
Limestone	19	20
Dolostone	9	10
Quartz	49	49
Sandstone	1	5
Feldspars	20	14
Dark minerals	2	2

### Conclusions

B. Afanasyev (1967) has demonstrated beyond any doubt that marine fossils are more abundant in the Quaternary deposits of Latvia than it was known before. However, he has not proven by applying multiple criteria that they are in marine deposits in situ. From the previously published descriptions (Ulst and Majore, 1964, p. 43—33) the most probable marine deposit is the fossiliferous interglacial or interstadial aleurite, discovered by drilling at Kolka at a depth of 75—105 m below the sea level and underneath a till layer of the last ice age.

After having examined, though several years ago, more than 23 occurrences of the marine mollusc *Portlandia arctica* in Latvia, the author of this discussion could not find any evidence that they were in marine sediments in situ. Instead, redeposition by glaciers or their meltwaters from pre-existing interglacial or interstadial deposits was suggested by various criteria. As an example, the 0.7 km long exposure along the left bank of the River Daugava, upstream from the Island Dole is discussed: *Portlandia arctica* has been found here in five tills of the last ice age, in gravel and in laminated clay. The abraded surface of all the *Portlandia* fragments suggest secondary deposition, and the lithology, texture, density and fabric of the till layers, combined with the associated ice-thrust deformations and other evidences, lead to a conclusion that the tills are true glacial deposits. Similar evidences of a glacial or their meltwater deposition have been found by the author at all the other occurrences. Therefore he is inclined to question the Afanasyev's (1967) conclusions that all those Quaternary deposits, where marine fossils have been found, are truly marine sediments in situ. Only, after their marine origin is proven by multiple criteria, it is possible to consider the proposal of Afanasyev

to re-interpret the Quaternary deposits of Latvia by applying his hypothesis of extensive marine deposition.

### REFERENCES

- DAŅILANS, I.: 1961. Kvartāra periods un tā nogulumi Latvijā, Latvijas valsts izdevniecība, Rīgā.
- DREIMANIS, A.: 1935. Šūdoņa spiediena radītas iežu deformācijas Daugavas kreisajā krastā augšpus Doles salas, A. Gulbis, Rīgā.
- DREIMANIS, A.: 1949. Interglacial deposits of Latvia, Geol. Fören. Forhandl., v. 71, Stockholm.
- DREIMANIS, A., and LIEPIŅŠ, P.: 1942. Latvijas minerāli un ieži, Univ. Rīgā. Māc. grām. sērija Nr. 26.
- GAILĪTIS, J.: 1933. Yoldia atradumi Latvijā, Ekonomists Nr. 23, Rīgā.
- MacCLINTOCK P., and DREIMANIS, A.: 1964. Reorientation of till fabric by overriding glacier in the St. Lawrence valley: Am. Jour. Sci., v. 262.
- SPRINGIS, K.: 1961. Pleistocēna nogulumi, in Latvijas PSR Zin. Akad. Ģeol. Inst., Latvijas PSR ģeoloģija, Rīgā.
- ZĀNS, V.: 1935. Glaciālās skrambas un frikcijas parādības Latvijas pamatiežos, Ģeogr. Raksti, V, Rīgā.
- ZĀNS, V. and DREIMANIS, A.: 1936. Ein Fund von *Portlandia (Yoldia) arctica* Gray in Lettland, Latv. Biol. Biedr. Raksti, V, Rīgā.
- АФАНАСЬЕВ Б. Л.: 1967. Морские морены Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение. Baltica, 3, Вильнюс.
- ПЕРКОНС В.: 1957. К вопросу стратиграфии плейстоценовых отложений Латвийской ССР, Труды регион. совещ. по изуч. четверт. отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс.
- СПРИНГИС К. Я., КОШИН Г. И., САВВАИТОВ А. С.: 1963. Некоторые данные об ориентировке валунов и местных изменениях направления движения ледника валдайского оледенения. Вопросы четвертичной геологии, II, Рига.
- УЛЬСТ В. Г., МАЙОРЕ Я. Я.: 1964. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений Запада Европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. Вопросы четвертичной геологии, III. Изв. АН Латв. ССР, Рига.

### IST DIE ANWESENHEIT VON MARINEN FOSSILIEN IN DEN QUARTÄREN ABLAGERUNGEN EINE GENÜGENDE ZEUGNISS IHRER MARINEN URSPRUNG?

von

A. DREIMANIS

### ZUSAMMENFASSUNG

Der Verfasser überprüft kritisch die Schlussfolgerungen B. Afanasyevs (1967), dass alle quartäre Ablagerungen (Moränen) Lettlands marine Ablagerungen sind. Vor einigen Jahren hat der Verfasser auf Grund

von 23 untersuchten Lokalitäten, wo marine Schalen von *Portlandia arctica* gefunden und die Zusammensetzung, Gefüge und die anderen Eigentümlichkeiten der sie enthalten quartären Schichten untersucht wurden, festgestellt, dass die erwähnten Schalen auf sekundärer Lage ruhen.

Um zu beweisen, dass ein neuer Befund von quartären Ablagerungen mit marinen Mollusken auch eine echt marine Schicht in situ bedeutet, muss man auch andere Kriterien benutzen.

### ЯВЛЯЕТСЯ ЛИ ПРИСУТСТВИЕ МОРСКИХ ФОССИЛИИ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОСТАТОЧНЫМ ДОКАЗАТЕЛЬСТВОМ ИХ МОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ?

А. ДРЕЙМАНИС

#### РЕЗЮМЕ

Автор подвергает критике выводы Б. Л. Афанасьева (1967), что все четвертичные отложения Латвии являются морскими образованиями. Несколько лет тому назад автор, изучивший 23 местонахождения морского моллюска *Portlandia arctica* в Латвии с учетом литологии, структуры и текстуры, а также других признаков отложений, пришел к выводу о вторичном залегании морских моллюсков.

Для того, чтобы доказать присутствие морских фоссилей в настоящих морских отложениях in situ требуется доказательства на основе применения разных критериев исследований.

### НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ ПОЗДНЕГО ЭТАПА ПОСЛЕДНЕЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ В ПРИБАЛТИКЕ

П. П. ВАЙТЕКУНАС, Я.-М. К. ПУНИНГ,  
Вильнюс, Тарту

Антропогеновые отложения Прибалтики издавна привлекают внимание ученых, занимающихся вопросами возраста, последовательности напластования различных генетических типов отложений и восстановления природы ледникового периода. Особенно благоприятной территория Прибалтийских республик является для изучения событий последней ледниковой эпохи. В результате сложного механизма экспансии, стагнации, активной и пассивной деградации ледника образовались здесь широко развитые моренные горизонты различного стратиграфического ранга, перемежающиеся с межстадиальным и межфазиальными фауны и флору содержащими слоями. В течение нескольких последних лет на территории Прибалтики было открыто и изучено большое количество межморенных озерных, озерно-болотных, речных отложений с остатками растительности и малакофауны. Изучение захороненных остатков органического мира позволило более полно раскрыть и охарактеризовать былую природу теплых отрезков времени в эпоху последнего оледенения. Для уточнения хронологии отдельных этапов оледенения несомненно большую роль сыграло применение радиоуглеродного метода для определения абсолютного возраста антропогеновых отложений. К настоящему времени уже имеются несколько десятков датировок методом  $C^{14}$  преимущественно торфа и древесины из опорных межстадиальных и межфазиальных разрезов Прибалтики. Особый интерес представляют новые повторные датировки образцов древесины, торфа и гумуса, отобранных в 1967 г. авторами настоящей статьи из обнажений в долинах рек Улы, Мяркис, Данге (Литва) и Раунис (Латвия). Вследствие этого, бассейн р. Улы, насчитывающий по 1968 год 13 датировок, расположенных на расстоянии не более 12 км, является одним из наиболее изученных в этом отношении районов гляциальной области не только в СССР, но и во всей Европе.

Обсуждение палеогеографии и хронологии последней ледниковой эпохи авторами начинается с грудаской (бранденбургской) стадии.

В результате многократных корреляций с соседними регионами (Gudelis, 1955, 1958; Гуделис, 1961, 1968; Вайтекунас, 1961, 1965, 1968; «Последний Европейский ледниковый покров», 1965; Чеботарева, 1968) установилась точка зрения, согласно которой краевые образования максимального распространения ледника последней ледниковой эпохи в Южной Прибалтике, известные под названием морен грудаской или бранденбургской стадии, соответствуют краевым образованиям стадии Лешно в Польше и моренам бранденбургской стадии на Северо-Германской низменности. Учитывая радиоуглеродные датировки гумусированных песчаных илов из местонахождений Кляйн Кошен (ВІп — 126 : 21160 ± ±800 лет), Скадо (ВІп — 363 : 20475 ± 600; ВІп — 364 : 20270 ± 1000 лет) и Лоза (ВІп — 360 : 25246 ± 1000 лет) в прadolине Ляузиц и принимая вслед за А. Цепеком (Серек, 1965, 1967), что датированные отложения представляют собой вторую половину вислинского оледенения, можно согласиться, что конец образования грудаских краевых образований на юге Прибалтики оценивается около 22000—20000 лет (рис. 1). Если согласиться, что указанный возраст близок к истине, то на фоне данных абсолютной геохронологии давно выделенные на Северо-Германской низменности краевые образования бранденбургской стадии, а, разумеется, и ее возможные аналоги Южной Прибалтики — грудаские краевые образования — окажутся на конечном этапе последней ледниковой эпохи\*.

Ледник грудаской стадии достиг Южную Прибалтику расчленившись на ряд лопастей и языков. Во время стагнации ледника талые воды образовали восточнее г. Гродно локальный приледниковый водоем у края Озерского ледникового языка, где отлагались ленточные образования, ныне видны в обнажениях нижнего течения рек Катры, Свислочи и верхнего Немана.

В «позднеледниковье» грудаской стадии ледник начал интенсивно сокращаться. В эпоху деградации в гляциодепрессиях отступавших ледниковых лопастей и языков возникали локальные приледниковые водоемы, в которых осаждались ленточные глины, алевриты и пески. Таким путем образовалась и лимногляциальная часть песчаной равнины Юго-восточной Литвы (Basalykas, 1965; Вайтекунас, 1965, 1967).

Потепление, следовавшее за грудаской стадией оледенения, известно под названием антавиляйского межстадиала (Вайтекунас, 1961, 1965; Vaitiekūnas, 1962, 1968). Межстадиальные слои, представленные серым, местами песчанистым алевритом с признаками ленточной слоистости, общей мощностью более 4 м, залегает на грудаской морене, а перекрывается резидуумом жегяльской (франкфуртской) морены. Споры и пыльца изучалась несколькими авторами (Кондратене, 1960; Чепулите, 1963). В спорово-пыльцевых спектрах преобладает древесная растительность,

\* Существует мнение (Раукас, Серебрянный, Пуннинг, 1968), согласно которому грудаские краевые образования оцениваются 50000 лет.

среди которой доминирует сосна и береза. В значительном количестве по всему разрезу присутствует пыльца травянистых растений и кустарников, а также споры. Обнаруженную без всякой закономерности расположения редкую пыльцу широколиственных следует считать переложенной. Вышеуказанный состав растительности не противоречит заключению о межстадиальном характере антавиляйских отложений (Кондратене, 1960; Вайтекунас, 1961, 1965; Vaitiekūnas, 1962, 1968). Разрезы с аналогичными условиями залегания еще были изучены у г. Друскининкай и у нас. п. Буйвиджай (Вайтекунас, 1961; Vaitiekūnas, 1962). К типу антавиляйского межстадиала относится и близлежащий межстадиальный разрез на левом берегу р. Страчанки у дер. Комаришки, открыт и фаунистически изучен польскими учеными (Halicki i Urbański, 1936), а затем детально изучен Л. Вознячуком и П. Дорофеевым (1963). Комаришский разрез показателен тем, что в алевритах с ленточноподобной слоистостью, заключенных между двумя моренами, найдено большое количество раковин субфоссильных моллюсков (*Valvata*, *Pisidium*, *Succinea*, *Anodonta*, *Unio* и др.) и определен характерный арктический тип флоры с представителями *Dryas octopetala* L., *Salix herbacea* L. и *Betula nana* L. Совокупность материалов по флоре и фауне дает возможность полагать, что в начале антавиляйского межстадиала существовала растительность приледникового характера с участием тундровых элементов. Во время климатического оптимума на юго-востоке Литвы росли сосновые леса с примесью берез и редкими елями и ольхами. Трудно установить, как далеко отступил грудаский ледник. Отсутствие торфянистых отложений в межстадиальных разрезах этой эпохи в Южной Прибалтике, видимо, говорит за незначительные размеры дегляциации территории.

Следовавшее за антавиляйским межстадиалом надвигание ледника связывается с жегяльской (франкфуртской) стадией (Вайтекунас, 1961, 1965, 1967; Vaitiekūnas, 1962, 1968; Basalykas, 1962, 1965; Кудаба, 1965) или фазой (Gudelis, 1958; Гуделис, 1961, 1968; Гайгалас, Гуделис, 1965). В результате экспансии и стабилизации ледниковых языков жегяльской стадии, в Южной и Юго-восточной Литве возникли краевые образования. Окончательно образовалась Швенченско-Нарочанская и Буйвиджайская гряды. Формировались зандры в юго-восточной части республики, засыпались песчаными наносами гляцигенные рытвины предыдущей стадии и погребались в них глыбы льда на весь позднеледниковый период вечной мерзлоты.

Отступление ледников от краевых образований жегяльской стадии связано с потеплением, которое более десяти лет как именуется уласким межстадиалом. В связи с полученными повторными датировками методом  $C^{14}$  образцов из известных обнажений в долине р. Улы напрашивается ряд новых выводов. После того, когда А. Басаликас (Basalykas, 1955) открыл в обнажениях р. Улы зеленые плотные сапропели, залегающие среди песчаной толщи, О. Кондратене (в 1957 г.) впервые проанализировала эти органические слои из обнажения у дер. Зярвинос. На основании спорово-пыльцевого спектра было сделано заключение



о интерстадиальном характере отложений. На основании этого В. Гуделис выдвинул название межстадиала Улы и поместил эти отложения между бранденбургско-франкфуртской и померанской стадиями (Gudelis, 1958). Природу этого межстадиала позже по данным палинологического анализа осветила О. Кондратене (1960, 1963а), оставаясь согласной со стратиграфической интерпретацией В. Гуделиса. На основании проведенных исследований по строению и стратиграфии плейстоцена Литвы, П. Вайтекунас (1961; Vaitiekūnas, 1962) пришел к выводу, что улаские межстадиальные отложения разделяют песчаные толщи двух самостоятельных стадий: жегяльской (франкфуртской) внизу и аукштайтской (померанской) вверху. Такую точку зрения подтвердила и первая радиоуглеродная датировка (Мо — 302: 16260 ± 640 лет) зеленого мха из обнажения р. Улы у дер. Зярвинос (Виноградов, Девириц, Добкина, Маркова, 1963). Вышеуказанная стратиграфическая интерпретация получило отражение и в корреляционной схеме отложений валдайской ледниковой эпохи Северо-Запада СССР («Последний Европейский ледниковый покров», 1965). В конце 1966 г. радиоуглеродной лабораторией геологического института (Вильнюс) были получены датировки из обнажения Зярвинос (Vs — 4: 18350 ± 950 лет) и Манчагире (Vs — 5: 17340 ± 840 лет), еще раз подкрепившие сложившееся мнение о положении уласких слоев между жегяльской и аукштайтской стадиями (Шулия, Луянас, Кибилда, Генутене, 1967). Летом 1966 г. во время геологической экскурсии четвертичников Латвии, Литвы и Эстонии были отобраны образцы древесины и торфа из обнажения Зярвинос и датированы Я.-М. Пуннингом в радиоуглеродной лаборатории в Тарту. На основании полученных данных (ТА — 124: 11930 ± 110 лет для древесины и ТА — 125: 12160 ± 120 лет для мха) было обращено внимание на отнесение базального слоя отложений в Зярвинос к началу аллереда (Пиррус, Пуннинг, Раукас, Серебряный, 1967). Осенью 1967 г. авторами этих строк отбирался ряд образцов древесины и торфа из обнажений в Зярвинос, Манчагире, Рудня, Крекшлис на р. Ула, Пауосупе на ручье Уосупе — правом притоке р. Улы, в Памяркес на р. Мяркис, в Гвильджий на р. Данге. Образцы были датированы Я.-М. Пуннингом в лаборатории геобиохимии института зоологии и ботаники АН Эстонской ССР в г. Тарту (табл. 1). Некоторые из этих датировок идут в разрез с прежними представлениями. Поэтому здесь уместно указать геологические условия залегания и геоморфологическую ситуацию уласких отложений.

Ни у кого из исследователей, изучавших песчаную равнину Юго-восточной Литвы, не возникали сомнения об образовании ее в результате стока талых ледниковых вод (Basalykas, 1955, 1965; Мицас, 1963, 1965; Вайтекунас, 1961, 1965, 1967; Сепулытэ, 1958). Последние исследования привели к выводу, что она состоит из южной наиболее древней лимногляциальной части, северной зандровой части и наиболее молодой латеральной эрозионно-аккумулятивной прадолины, состоящей из двух уровней (Вайтекунас, 1967). Верхний уровень содержит крупные массивы материковых дюн. Все ее морфологические элементы секут в попе-

рек большое количество небольших рек, впадающих в главную артерию — р. Мяркис, долина которого выработана на дне латеральной прадолины. Наиболее показательной из сквозных рек является р. Ула. Она пересекает лимногляциальную часть равнины и оба уровня латеральной прадолины. Следовательно, р. Ула, как и все аналогичные притоки р. Мяркис, образовались только после того, когда основные морфологические элементы песчаной равнины были сформированы. Известное обнажение с торфом, древесиной и гумусированным глинистым алевроитом среди песчаной толщи у нас. п. Рудня вскрыто р. Улой в подмываемом левом берегу высотой 9 м. Этот уровень соответствует уровню площадки II надпойменной террасы, которая здесь имеет ширину около 150 м. В тыловой ее части развиты дюны, поэтому поверхность несколько выше. Поверхность лимногляциальной равнины в окрестностях нас. п. Рудня имеет 16—20 м относительную высоту.

Таблица 1

Разрезы позднеледникового времени и результаты радиоуглеродных датировок по Прибалтике

№№ п.п.	Разрез	Материал, подвергавшийся датировке	Абсолютный возраст с 1950 г.	Лаборат. индекс и №№	Литература*
1.	Зярвинос	мох	16260 ± 640	Мо-302	Виноградов и др., 1963
2.	Зярвинос	торф (мох)	18350 ± 950	Vs-4	Шулия и др., 1967
3.	Зярвинос	древесина	11930 ± 110	ТА-124	Пуннинг и др., 1967
4.	Зярвинос	торф (мох)	12160 ± 120	ТА-125	Пуннинг и др., 1967
5.	Зярвинос	торф (мох)	12650 ± 130	ТА-191	Шулия и др., 1967
6.	Манчагире	торф (мох)	17340 ± 840	Vs-5	
7.	Манчагире	древесина	11630 ± 120	ТА-188	Виноградов и др., 1963
8.	Манчагире	торф (мох)	11930 ± 110	ТА-240	
9.	Рудня	торф	12715 ± 315	Мо-339	
10.	Рудня	древесина	11530 ± 110	ТА-190	Виноградов и др., 1963
11.	Рудня	древесина	12080 ± 430	U-2107**	
12.	Рудня (повторный)	древесина	11970 ± 180	U-675**	
13.	Памяркес:	древесина и торф	12260 ± 160	Мо-340	Виноградов и др., 1963
а)	нижний слой				
	б)	верхний слой	11500 ± 430	Мо-341	Виноградов и др., 1963
14.	Памяркес:	древесина (лигнин) древесина (целлюлоза)	11730 ± 110 11820 ± 110	ТА-192А ТА-192Б	Виноградов и др., 1963
а)	нижний слой				
	б)	нижний слой			
15.	Раунис	растительные остатки	13390 ± 500	Мо-296	Виноградов и др., 1963
16.	Раунис	мох	13250 ± 160	ТА-177	Пуннинг и др., 1968
17.	Куренурме	остатки древесины	12650 ± 500	ТА-57	Лийва и др., 1966
18.	«Прогресс»	растит. остатки	11950 ± 110	ТА-129	Пуннинг и др., 1967
19.	«Прогресс»	растит. остатки	11875 ± 110	ТА-129А	Пуннинг и др., 1967
20.	Бебрукас	торф	11800 ± 300	Vs-20	Шулия и др., 1967
21.	Бебрукас	торф	11300 ± 300	Vs-19	

Продолжение

№ п.п.	Разрез	Материал, подвергшийся датировке	Абсолютный возраст с 1959 г.	Лаб. индекс и №№	Литература*
22.	Вевис	торф	11200 ± 340	Mo-205	Виноградов и др., 1959
23.	Вевис	торф	9860 ± 300	Mo-206	"
24.	Нарочь (Студенец)	древесина	10810 ± 103	TA-135	Вознячук, Пунинг, 1967
25.	Абавас-Румба	остатки древесины	10410 ± 90	TA-163	"
26.	Абавас-Румба	остатки древесины	9870 ± 100	TA-162	"
27.	«Сарканайс малс»	остатки древесины	10390 ± 105	TA-128	Пунинг и др., 1967
28.	«Сарканайс малс»	"	10800 ± 280	Ri-4	Стелле, 1968
29.	Кулиска	озерный мергель	10400 ± 350	TA-44	Лийва и др., 1966
30.	Улила	"	9760 ± 300	TA-32	"
31.	Оара	торфянистый сапропель	9765 ± 130	TA-133	"
32.	Витка	торф	11090 ± 135	TA-132	Лийва и др., 1966
33.	Паусупе	древесина	8790 ± 90	TA-189	"
34.	«Калтики»	растительные остатки	10780 ± 220	Ri-5	Стелле, 1968
35.	«Калтики»	"	10400 ± 370	Ri-5a	Стелле, 1968
36.	Варгая	торф	10840 ± 130	Ri-7a	Стелле, 1968
37.	Лиелауце	торф	11300 ± 300	Ri-2	Стелле и др., 1969

\* Датировки, не имеющие указания литературы, публикуются впервые.  
 \*\* Определения Упсальской радиоуглеродной лаборатории под руководством госпожи Олссон, за что авторы считают своим приятным долгом выразить ей искреннюю благодарность.

На участке Кашетос—Зярвинос—Манчагире—Жюрай (по прямой линии около 14 км) р. Ула пересекает верхний уровень латеральной прадолнины. У дер. Зярвинос р. Ула пересекает рытвину и до дер. Манчагире течет по узкой каньонообразной долине глубиной 20—24 м. На этом участке, протяженностью около 4 км, рекой образовано множество обнажений, вскрывающих внутреннее строение верхнего уровня латеральной прадолнины. Наиболее показательны две близлежащие обнажения, одно из которых описано в литературе как обнажение дер. Манчагире (Кондратене, 1963а). В этом обнажении, представляющем коренной левый берег р. Улы высотой 22 м, вскрыты озерно-болотные отложения мощностью 2 м. Авторы статьи вновь обследовали это и близлежащие обнажения. Органические слои в нем представляют слегка вогнутую линзу и, прослеживается на расстоянии около 50 м. Высота подошвы органического слоя более 3 м над урезом реки. Погребенные озерно-болотные отложения представлены темно-серым, около трещин зеленоватым, горизонтально микрослоистым, плотным, карбонатным, гумусированным глинистым алевритом, внизу темно-серым до черного сапропелем с сильным сероводородным запахом. Придонный горизонт толщи мощностью 21 см сверху (около 5—6 см) представлен темно-серым до черного слабо разложившимся грубым торфом с примесью алеврита, глубже — зеленым спрессованным мхом, состоящим преимущественно

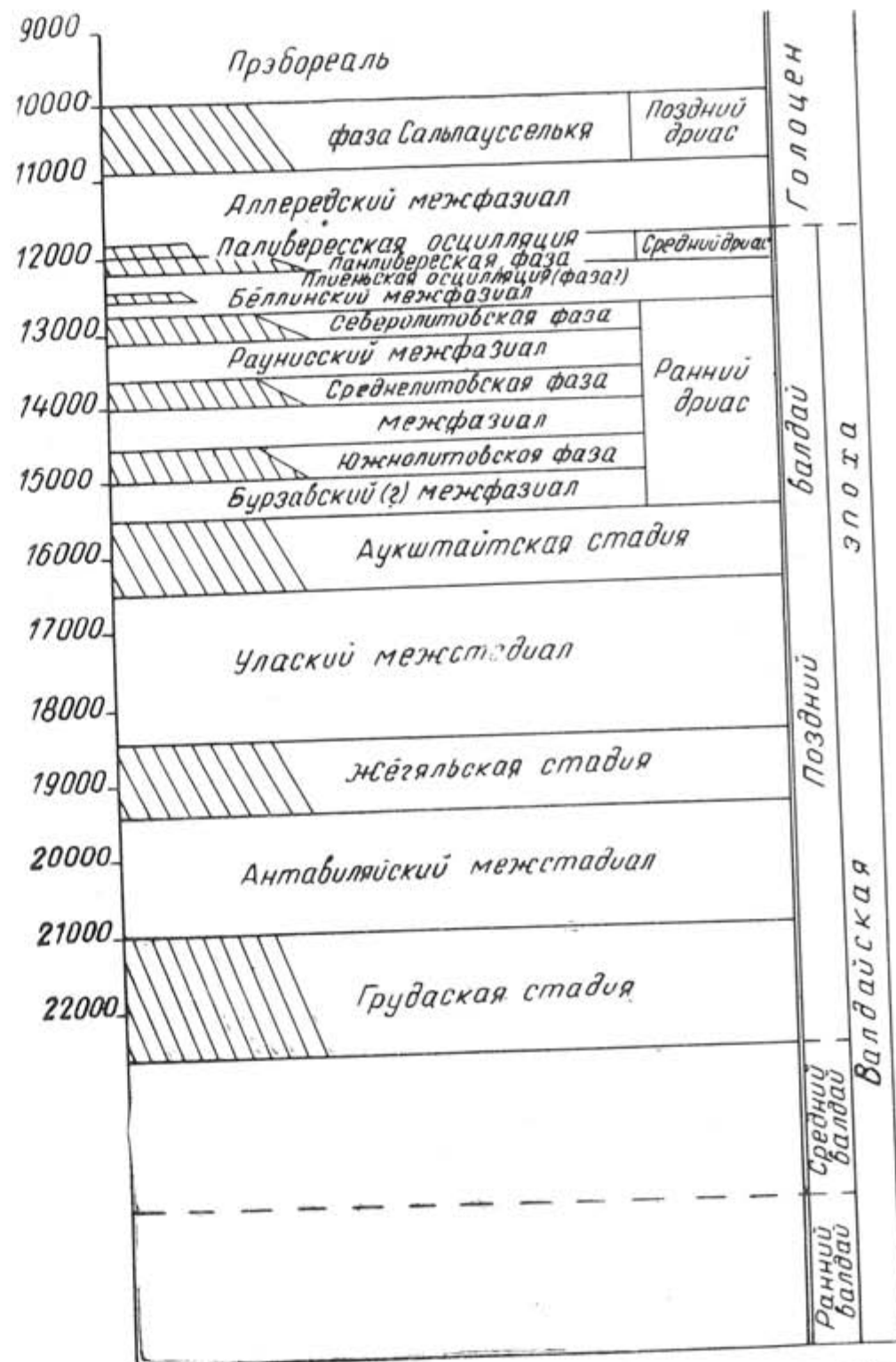


Рис. 1. Последовательность геологических событий поздневалдайской эпохи на фоне абсолютной геохронологии в Прибалтике (средний и ранний валдай вне масштаба времени)

но из *Drepanocladus aduncus* (Hedw.) Moenkhet\*. В нем нами откопаны сплюснутые длиной более 2 м стволы древесины (один 9 см в поперечнике, другой — 20 см). Отсюда отобраны образцы зеленого мха и древесины для определения абсолютного возраста. Озерно-болотные отложения перекрываются песком мощностью около 17 м.

Около 250 м выше по течению реки во втором обнажении коренного берега высотой 23 м вскрываются гумусированные алевриты и сапропель мощностью 50 см. Здесь отсутствует фация торфа. Покрывающие озерно-болотные отложения пески здесь составляют около 18 м. По мнению П. Вайтекунаса, геологические разрезы этих двух обнажений могут считаться опорными для подтверждения ранее высказанной концепции об уласком межстадиале, как важном стратиграфическом интервале позднего валдая. Я.-М. Пуннинг, на основании радиоуглеродной датировки (табл. 1, № 7, 8), склонен отнести их к аллереду.

Известное в литературе обнажение в дер. Зярвинос, вопреки прежним описаниям, представляет собою не эрозионный склон нижней флювиогляциальной террасы прадолины, но склон II надпойменной террасы р. Улы высотой 11 м. Верхний уровень латеральной прадолины в окрестностях дер. Зярвинос простирается на 20—25 м выше уреза реки, а нижний уровень прадолины здесь вовсе отсутствует. Озерно-болотные отложения, представленные гумусированным глинистым карбонатным алевритом, сверху сильно ожелезненным и трещиноватым, глубже черным микрослоистым и плотным сапропелем, а также озерным песчаным туфом и спрессированным мхом, наибольшей общей мощностью 1,50 м, постепенно понижаются от средней части II-метровой террасы до уреза воды и переходят в цоколь поймы.

Геоморфологическое строение долины р. Улы и геологические разрезы обнажений свидетельствуют о возможности нахождения озерно-болотных отложений по меньшей мере тройного возраста: улаского межстадиала в прежнем понимании, аллередского межфазала и суббореального времени. В результате дополнительных проведенных исследований стало очевидным, что и озерно-болотные отложения у дер. Памяркес в долине р. Мяркис являются аллередскими. Новые исследования показали, что обнажение у дер. Памяркес представляет собой не нижнюю флювиогляциальную террасу латеральной прадолины, как предполагалось прежде (Мицас, 1963; Кондратене, 1963б), а эрозионный склон первой (5—6 м) и второй (8—9 м) надпойменных террас. Поверхность нижней флювиогляциальной террасы с невысокими дюнами в районе дер. Памяркес простирается 14—16 м выше уровня р. Мяркис.

Не взирая на все неувязки в радиоуглеродных датировках, геологические и геоморфологические условия залегания озерно-болотных отложений в обнажениях дер. Манчагире, по мнению первого автора, позволяет признать существование улаского межстадиала в прежнем его

понимании (Gudelis, 1958, 1961; Кондратене, 1960, 1963а, 1965; Вайтекунас, 1961, 1965, 1967; Vaitiekūnas, 1962, 1968).

С наступлением улаского межстадиала ледник начал отступать от жегальских краевых образований. В первой половине эпохи в понижениях заindra в бассейне р. Улы (в Манчагире) началось образование болот с широким развитием мхов типа *Bryales*. В эпоху климатического оптимума межстадиала имело место проявление термокарстового процесса. В результате стаивания погребенных льдов бывшие болота просадились и превратились в озера, о чем свидетельствует надторфовый глинистый сапропель с обилием раковин субфоссильных моллюсков в обнажениях в окрестностях дер. Манчагире. Некоторые исследователи (Серебрянный, Раукас, 1966) с уласким межстадиалом сопоставляли песчано-алевритистые гумусированные образования, залегающие в обнажениях коренного берега р. Гауя у нас. п. Леясциемс. Хотя группа латвийских исследователей считают их межстадиальными и относят к наистаршему леясциемскому межстадиалу валдайской эпохи местной стратиграфической схемы (Саввантов, Стелле, Крукле, 1964), однако такая точка зрения не может являться безапелляционной. Известно, что озерно-аллювиальные отложения у Леясциемс залегают под двумя моренными горизонтами. Верхняя морена, разумеется, очень молодого возраста. Судя по данным гляциалморфологии окружающего рельефа, она относится по меньшей мере к среднелитовской, а может и к северолитовской фазе оледенения. Возраст нижней морены пока с большей степенью уверенности не установлен. Решить этот вопрос, к сожалению, не могут и произведенные детальные палинологические исследования выявившие только один или два «отдельных разрозненных фрагмента развития растительности» (Саввантов, Стелле, Крукле, 1964). Споровопыльцевые диаграммы отражают суровые климатические условия в равной мере характерные для заключительных этапов межледниковья и межстадиала. Поэтому существуют и другие мнения относительно возраста межморенных отложений у нас. п. Леясциемс. К. Спрингис (Springis, 1961) эти отложения датировал одинцовским временем, а И. Даниланс (1962) — микулинским. На основании условий залегания представляется вероятностью более древнего их возраста чем валдайской эпохи.

Как далеко отступили ледники жегальской стадии — установить трудно. Из-за нехватки данных пока трудно установить начальные и конечные рубежи улаского межстадиала. Однако можно согласиться с продолжительностью его не менее 1500 лет.

Новое значительное надвигание ледника, следовавшее за уласким межстадиалом, большинством исследователей связывается с аукштайтской (померанской) стадией.

Во время экспансии и стабилизации ледника аукштайтской стадии оледенения были сформированы краевые ледниковые образования дистальной части Балтийской гряды и Браславского поозерья. В начальном этапе стагнации ледника талые воды погребли под песчаными нано-

\* Определения проф. А. Минкявичюса и доц. И. Шаркиене, за что на этом месте авторы считают своим принятым долгом выразить им искреннюю благодарность.

сами жегаляские заандры и образовали заандровую часть песчаной равнины Юго-восточной Литвы, простирающуюся к северо-западу от долины р. Мяркис. В дальнейшем, до начала отступления ледника от водораздельной части Балтийской гряды, талые воды, сливавшиеся в единый мощный урштром, сформировали латеральную прадолину Юго-восточной Литвы с двумя террасовыми уровнями (Basalykas, 1965; Вайтекунас, 1965, 1967).

Нахождение полосы ледниковых краевых образований в проксимальной стороне Балтийской гряды дал повод ряду исследователей признать так называемую южнолитовскую фазу оледенения, как первый этап активной деградации ледника аукштайтской стадии (Gudelis, 1955, 1958; Гуделис, 1961; Basalykas, 1962; Vaitiekūnas, 1962; Вайтекунас, 1967, 1968a). Строение краевых образований этой фазы свидетельствует, что в ряде участков ледниковые языки обладали активностью. Таким образом, приходится согласиться с признанием небольшого теплового межфазового промежутка времени, в течение которого сократились ледниковые языки аукштайтской стадии. Весьма интересны по своему строению и стратиграфическому положению разрезы, обнаруженные на Латгальской возвышенности — Бурзава и Капини. Под одной или двумя верхними моренами тут залегают преимущественно пески, спорово-пыльцевые спектры которых воспроизводят состав растительности близкий к субарктической лесотундре (Крукле, Стелле, Вейнбергс, 1963; Саввантов, Стелле, Крукле, 1964). Широким распространением пользуются представители арктической флоры — *Dryas octopetala*, *Salix polaris*, *Betula nana*. Присоединяясь к точке зрения латышских ученых о принадлежности этих разрезов валдайской эпохе, мы склонны думать, что по облику фаций и условиям залегания они стоят ближе всего к межфазалу, следовавшему за аукштайтской стадией оледенения\*.

Волна похолодания способствовала новой активизации ледниковых языков на севере. Продвижение и последовавшая стагнация края ледника дала гряды краевых образований южнолитовской фазы на юго-востоке Калининградской области, в Литве и крайнем юго-востоке Латгальской возвышенности. В ряде мест (Симнас—Бальберишкис, Вевис—Ширвинтос) возникали локальные приледниковые водоемы, изучение ленточных глин которых позволило судить о продолжительности (около 230—250 лет) стабилизации края ледниковых языков (Gudelis and Mikaila, 1960). К этому времени относится начало распада единого урштрома Юго-восточной Литвы и прорыв рек Нямунас и Нярис через Балтийскую гряду к новому базису эрозии. В это же время началось формирование материковых дюн на песчаной равнине Юго-восточной Литвы.

С убыванием ледников от краевых образований южнолитовской фазы имел место спуск локальных приледниковых водоемов. Это повлекло за собой врезание рек Нямунас и Нярис в отрезке Балтийской гряды и р. Даугавы на участке Друя—Даугавпилс. Под конец фазы

\* Все потепления, следовавшие за аукштайтской (померанской) стадией оледенения, авторами рассматриваются как межфазалы.

оледенения окончательно были «оформлены» Балтийская гряда и Латгальские высоты, которые больше не подвергались оледенению.

Начался этап потепления, в течение которого заметно сократились ледниковые языки. Слон, соответствующие этому потеплению, в Прибалтике пока не обнаружены. Трудно более определенно высказаться о масштабе сокращения ледника в это время. Можно предполагать, однако, что дегляциации подверглась территория Литвы и Юго-восточная часть Латвии.

Временное похолодание стимулировало новую активизацию ледниковых лопастей. Во время экспансии и стабилизации ледника возник пояс краевых образований в Средней Литве. На основании общерегиональных гляциоморфологических наблюдений в Прибалтике, анализа разновозрастных локальных приледниковых водоемов представляется наиболее вероятным отнесение моренных дуг Лубанского (Philipp, 1921; Kgaus, 1928; Zans, 1937) или Восточно-Латвийского (Вейнбергс, Коншин, Саввантов, 1965) ледникового языка к среднелитовской фазе оледенения (Вайтекунас, 1968a).

Во время среднелитовской фазы оледенения Жемайтийская возвышенность была лишена ледникового покрова, а Центрально-Видземская возвышенность в составе трех водораздельных гряд, описанных И. Слейнисом (Sleinis, 1935), находилась, по-видимому, в виде нунатака. У края ледниковых языков в Средней Литве и Калининградской области возникли наиболее крупные приледниковые водоемы. Изучение ленточных глин свидетельствует о том, что стабилизация ледников среднелитовской фазы оледенения продолжалась около 300—350 лет (Gudelis and Mikaila, 1960). В течение этого времени проходила аккумуляция аллювия на цоколе V-ых надпойменных террас средних течений рек Нямунас и Нярис, также и р. Даугава от нас. п. Друя до г. Даугавпилс. К этому времени следует отнести формирование латеральной прадолыны р. Швянтойи, а несколько позже — прадолыны рек Инструча и Преголи (Köpnke, 1930; Вайтекунас, 1968b).

Отступление ледниковых языков привело к спуску локальных приледниковых водоемов в Средней Литве. Началось врезание рек и формирование цоколя IV-ых надпойменных террас рек Нямунас, Нярис, Швянтойи. В результате интенсивного таяния ледника талые и речные воды верхней Даугавы, не имея свободного пути к Рижскому заливу из-за лежащего Лубанского ледникового языка, проложили себе путь в юго-западном направлении в древнюю долину р. Швянтойи. В дальнейшем, при поэтапном сокращении Лубанского ледникового языка, в гляциодепрессии возник приледниковый водоем, затопивший отрезок нынешней долины р. Даугавы между г.г. Даугавпилс—Плявиняс. В эпоху межфазала воды р. Даугавы повернули к Рижскому заливу, в результате чего был спущен и приледниковый водоем. В окрестностях г. Плявиняс воды должны были прорваться через краевую моренную полосу стыка Лубанской и Средне-Литовской ледниковых лопастей.

С отступанием ледника от краевых образований среднелитовской фазы оледенения, началось потепление, известное под названием раунисского или бурзавского межстадиала (Саввантов, Страуме, 1963; Крукле, Стелле, Вейнбергс, 1963; Саввантов, Стелле, Крукле, 1964; Dreimānis, 1966). В результате многократных исследований разреза в коренном берегу р. Раунис в пределах северо-западной окраины возвышенности и получения первой радиоуглеродной датировки (Виноградов, Девириц, Добкина, Маркова, 1963) стало очевидным его важное региональное стратиграфическое значение. Недавно была получена новая датировка (табл. 1, № 16), подтверждающая предыдущую (Пуннинг, Раукас, Серебрянный, Стелле, 1968). Таким образом справедливо предполагался позднеледниковый возраст органических осадков в раунисском разрезе (Даниланс, 1961). Согласно новейшим представлениям о рубежах распространения фазальных моренных горизонтов (Вайтекунас, 1968а; Серебрянный, Раукас, 1967; Аболтынь и др., 1968) использование термина «бурзавского межстадиала», как синонима раунисского межфазнала не может быть приемлемо, ибо отложения с остатками дриасовой флоры и пыльцы *Betula-Pinus* в разрезе у станции Бурзава покрывается мореной, возраст которой несомненно более древний, чем верхней морены, лежащей над раунисскими межфазнальными слоями (рис. 2).

Во время межфазнала в бассейне нынешней р. Раунис отлагались гумусированные алевриты с макроостатками дриасовой растительности и древесной пылью, преимущественно сосны и березы (Саввантов, Стелле, Крукле, 1964). Карпоботанические и палинологические данные воспроизводят состав растительности суровых климатических условий в широте Средней Прибалтики. В эпоху климатического оптимума межфазнала имело место развитие сосново-березовых редколесий с незначительной примесью ели и ольхи. В начале и в конце межфазнала на территории Средней Прибалтики преобладала растительность приледникового характера. К типу раунисского разреза, по-видимому, можно отнести аналогичные по геологическим условиям залегания разрезы Мазсалаца, Бридаги и Упитес. Наиболее важный из этой группы разрез Мазсалаца вскрыт двумя неглубокими скважинами к северу от г. Валмиера (Саввантов, Стелле, Крукле, 1964). Межфазнальные озерные осадки, представленные серыми глинами, содержащими древесную пыльцу и споры, перекрыты трехметровым слоем морены, к северо-западу от долины р. Гауи являющейся рельефообразующей. Облик растительности в разрезе Мазсалаца близок Раунисскому разрезу, расположенному около 70 км южнее. Приняв во внимание характер растительности, можно допустить полную дегляциацию территории Литвы и Латвии во время раунисского межфазнала.

Очередная волна похолодания вызвала временную активизацию материкового ледника. Западно-Латвийская и Средне-Латвийская (Земгальская) ледниковые лопасти Балтийского потока продвинулись дальше других и заняли наиболее южное положение Средней Прибалтики. Курземские высоты проявили себя как ледораздел, но между Западной

и Восточной Курземе вклинился Вентский ледниковый язык (Zans, 1937; Вейнбергс, Кошнин, Саввантов, 1965). Более восточный ледниковый поток проявился слабее и, расчленившись на множество языков, занял понижение верхнего и среднего течения р. Гауи, Центральную и Восточную Эстонию, но, по-видимому, не смог преодолеть Хааньяской возвышенности (Вайтекунас, 1968а). На схематической карте поясов краевых ледниковых образований Европейской части СССР и прилегающих регионов Е. Заррина и И. Краснов (1965) отразили мнение, согласно которому ледники северолитовской (лужской) фазы даже были не в состоянии преодолеть Опеяскую возвышенность. Среди эстонских ученых существует другое мнение (Каяк, 1963, 1965б; Раукас, 1963; Серебрянный, Раукас, 1966), согласно которому окончательное формирование Хааньяской возвышенности обязано аккумулятивной деятельности ледников северолитовской (хааньяской) фазы оледенения. Для однозначного решения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

Во время продвижения и затем последовавшей стагнации края ледника на ряде участков Средней Прибалтики возникли дугообразные краевые образования. Особенно выразительно они выглядят на севере Литвы, впервые детально описанные Б. Доссом (Doss, 1910) под названием Курляндской конечной морены, а позже использованные для соответствующих интерпретаций убывания ледника Г. Хаузеном (Hausen, 1913а, б), Г. Филиппом (Philipp, 1921), Э. Краусом (Kraus, 1928), К. Бойрленом (Beurlen, 1933), В. Зансом (Zans, 1937) и другими учеными. Дополнительные доказательства в пользу повторного продвижения ледника при образовании Курляндской конечной морены, ныне известной под названием Линкувской моренной гряды, приведены О. Аболтынем (1963). Во время стабилизации ледника в ряде мест возникли локальные приледниковые водоемы. Наиболее значительные из них образовались у устьевой части р. Нямунас, у Линкувской гряды. Локальные приледниковые водоемы существовали и на территории Латвии: у края Земгальской ледниковой лопасти к ЮВ от г. Яуньелгава, в среднем течении р. Венты, в Верхнегауяской низине. Когда край ледника находился на линии Смилтене—Аумейстерских холмистых гряд, в возникший на Виришском участке долины р. Гауи приледниковый водоем талые воды с территории Южной Эстонии стекали по древней долине р. Мустыйги. Этот процесс, видимо, продолжался и во время краткой стабилизации края ледника у Трикатского моренного вала.

Во время стационарного положения края ледника у краевых образований северолитовской фазы оледенения Калининградская область, средняя и южная Литва как и юго-восточная часть Латвии, были лишены ледникового покрова и находились в условиях перигляциального выветривания. В долинах главных рек Литвы — Нямунас, Нярис, Швентойи — последовала фаза аккумуляции аллювия четвертых надпойменных террас. Постепенно завершался процесс дюнообразования на поверхности песчаной равнины Юго-восточной Литвы.

В конце позднеледникового имело место потепление, четко зафиксированное в осадках гляциальной области Североевропейского оледенения. Со временем оно получило унифицированное название беллинского межфазнала. Он, видимо, начался отступанием ледниковых лопастей и языков от рубежа северолитовских краевых образований. При сокращении ледников постепенно падали уровни приледниковых водоемов. В результате отступления Западно-Латвийской ледниковой лопасти от Клайпедской моренной гряды был спущен приледниковый водоем 40 м абс. высоты. Это повлекло за собой к первой объемистой фазе врезания и расширения долины крупнейших рек Литвы — Нямунаса, Минни, Нярис, Швянтойи, Мяркиса и других (Басаликас, 1961, 1965). Врез продолжался в течение всего беллинского межфазнала, в результате чего долины рек западных районов были переуглублены, а в долинах восточных районов — сформированы цоколи третьих надпойменных террас. Деградация Земгальской ледниковой лопасти, как и Верхнегауяского ледникового языка, проходила с остановками. Когда край Земгальской ледниковой лопасти несколько стабилизировался на линии Добеле—Лачи—Лиелварде—Аллажи—Бирини—Видрижи, что по новым представлениям латышских исследователей соответствует так называемой пленьской фазе дегляциации республики (Аболтынь и др., 1968), в Земгальской низине у края ледника возник приледниковый водоем, служивший локальным базисом эрозии главной речной артерии Латвии — р. Даугавы. Береговая линия водоема ниже г. Яуньелгава для этого времени отмечена около 50 м выше уровня моря (Эберхард, 1964). В это же время у края ледника ниже г. Сигулды существовал приледниковый водоем, уровень которого, также, видимо, установился не ниже чем на 50 м абс. высоты. На впадение талых вод в этот локальный водоем указывает дельта, простирающаяся на левобережье р. Гауи западнее г. Сигулды (Аболтынь, 1966). Приледниковый водоем Валка-Стренчи существовал у края ледника, лежавшего на линии Валмиера—Даксти—Эргеме. Во время стабилизации края ледника на линии морен между г.г. Огре—Саласпилс, на Земгальской низине простирался обширный Елгавский приледниковый водоем, уровень которого был не ниже 30 м абс. высоты. Этот бассейн служил местным базисом эрозии для рек Даугавы, Орге, Муши, Нямуелиса. При освобождении ледником пространства к северу от г. Валмиера был спущен приледниковый водоем Валка—Стренчи. Талые воды из южной части Выртсъярвской гляциодепрессии устремились к югу, вследствие чего образовали широкую ложбину стока, соединяющуюся с долиной р. Гауи 12 км южнее г. Валка (Каяк, 1959; Орвику, 1960а, б). В результате дренажа вод этого водоема, видимо, возникла древняя долина р. Гауи на участке г. Валмиера— пос. Вангажи (Sleinis, 1936; Pērkonis, 1947). В рамках этой древней долины обнаружены три надпойменные террасы. Первые исследователи (Sleinis, 1936; Pērkonis, 1947) образование второй и третьей надпойменных террас р. Гауи ниже г. Валмиера связывали с деятельностью потоков талых ледниковых вод в результате спуска приледникового водоема между

г.г. Валмиера и Стренчи. Более поздние исследования позволили высказать мнение, согласно которому указанные террасы начали формироваться не раньше конца аллереда (Abolkaļns, Majore, Stelle, 1960). О. Аболтынь (1966) утверждал, что верхняя аллювиальная свита третьей надпойменной террасы, как и аллювий второй террасы Сигулдского участка, образовалась в позднедриасовое время, признавая, однако, нижнюю часть ее более древней. На территории Южной Прибалтики, где история развития речной сети изучена достаточно подробно (Басаликас, 1960, 1961, 1965), не известны случаи, подтверждающие синхронное образование аллювиальных свит вторых и третьих надпойменных террас в течение короткого промежутка (поздний дриас) времени. Таким образом, у некоторых исследователей (Данилаус, 1961) возникли сомнения относительно молодого геологического возраста аллювия III надпойменной террасы, содержащей дриасовую флору ниже г. Валмиера. Видимо, отказаться от признания возраста прадолины древнее аллереда, нет достаточных оснований. Во время аллередского межфазнала долина Гауи протерпела еще одно врезание и затем (в позднем дриасе) последовавшее боковое перемещение, в результате которого образовалась толща аллювия II надпойменной террасы. При интерпретации палеогеографических событий возникают некоторые неясности относительно истинного начала беллинского потепления. Если считать началом беллинга и этап деградации ледника от северолитовских краевых образований, что многими исследователями и принимается, то тогда необходимо признать точку зрения, согласно которой в беллинге имело место северолатвийская осцилляция (Серебрянный, Раукас, 1967). К такому выводу приводит разрез Куренурме, обнаруженный на равнине у северо-западного подножья Хааньяской возвышенности. Если признать радиоуглеродную датировку древесины ивы из Куренурме с возрастом  $12650 \pm 500$  лет (Лийва, Ильвес, Пуннинг, 1966) окончательной, то она соответствует началу беллинского межфазнала. Но органические слои в Куренурме перекрыты мореной. Следовательно, ее нахождение над осадками беллинского межфазнала может быть объяснено лишь осцилляторской подвижкой ледника. Согласно прежним представлениям под северолатвийской осцилляцией понимались краевые образования в виде Талси—Тукумской холмистой полосы, впервые описанной Э. Толлем (1896), затем упоминавшейся в значении определенного этапа дегляциации Прибалтики Г. Хаузеном (Hausen, 1913a), Г. Филиппом (Philipp, 1921) и частично В. Зансом (Zans, 1937).

В послевоенный период положение края ледника под названием северолатвийской фазы оледенения отмечалось обычно по южному берегу Рижского залива (Gudelis, 1955, 1958; Гуделис, 1961; Вайтекунас, 1965, 1968; Последний Европейский ледниковый покров, 1965; Серебрянный, Раукас, 1967). Согласно новым данным латышских исследователей (Аболтынь и др., 1968; Вейнбергс, 1968) положение края ледника северолатвийской или пленьской фазы оледенения следует вести южнее г. Елгавы по краевым образованиям, прослеживаемым в Земгаль-

ской низине, между Лиелварде и Аллажи, по Бириньско-Видрижской и видимо, Дактско-Эргемской грядам севернее долины р. Гауи. Нам представляется вероятным краевые образования плиньской (северолатвийской) фазы оледенения сопоставить с Каруласкими конечными моренами. Следовательно, возраст плиньских краевых образований может быть оценен как первая половина беллинга. Следующая за плиньской на территории Латвии выделена валдемарпилсская остановка края ледника (Аболтын и др., 1968; Вейнбергс, 1968). Краевые образования ее указаны западнее (по Дартско-Ивесской гряде) и восточнее (по моренной гряде Скульте—Стайцеле) Рижского залива. Латышскими учеными указывалось на возможность их сопоставления с краевыми образованиями пандивереской фазы. Однако краевые образования пандивереской фазы находятся в значительном удалении на север и им характерен совершенно иной гляциоморфологический план. Таким образом, увязка Валдемарпилссских боковых морен на участке Скульте—Стайцеле с краевыми пандиверескими образованиями испытывает известную трудность. Вероятнее всего, что морены валдемарпилссской остановки означают конец беллинга. Таяние ледника валдемарпилссской остановки привело к полной дегляциации Латвии, а также южной и средней части Эстонии и к освобождению Рижского залива. В результате этого процесса «проявился» друмлинизированный рельеф в районе г. Руена, а также известный массив друмлинов на Саадьярве (Орвику, 1955, 1960, 1961; Каяк, 1965а).

Во время беллингового межфазнала в Прибалтике, видимо, еще не формировались торфянистые залежи. Во всех до сих пор известных разрезах Прибалтики отложения, датируемые беллингом, преимущественно представлены песчаными и глинистыми фациями. Следовательно, потепление было настолько незначительным, что даже на юге Прибалтики во время беллинга отсутствовали благоприятные условия для накопления торфа (Seibutis ir Sudnikavičienė, 1960; Стелле, 1968).

По вопросу продолжительности беллингового межфазнала можно высказаться более определенно. Еще до появления радиоуглеродных датировок, продолжительность этого межфазнала в Прибалтике оценивалась примерно в 700 лет (Gudelis, Kabailienė, 1958). На основании радиоуглеродных данных, полученных в Прибалтике и соседних регионах нижнюю границу беллинга можно датировать около 12700 лет, верхнюю — около 12200 лет (Пуннинг, Раукас, Серебрянный, Стелле, 1968).

Краевые образования, простирающиеся на северо-западе, севере и востоке Эстонии, обратили взоры исследователей уже в начале нашего столетия (Hausen, 1913а, б). Но только после второй мировой войны они были детально изучены и получили соответствующее возрастное истолкование (Орвику, 1956, 1960а, б; Каяк, 1965б; Ряхни, 1963а, 1967; Раукас, 1963). Было установлено, что краевые образования, прослеживаемые к северу от г. Парну, на северной части Пандивереской возвышенности и на западном побережье озера Пейпси являются одновозрастными и связываются с пандивереской фазой (Раукас, 1963; Ряхни, 1963а, 1967) или

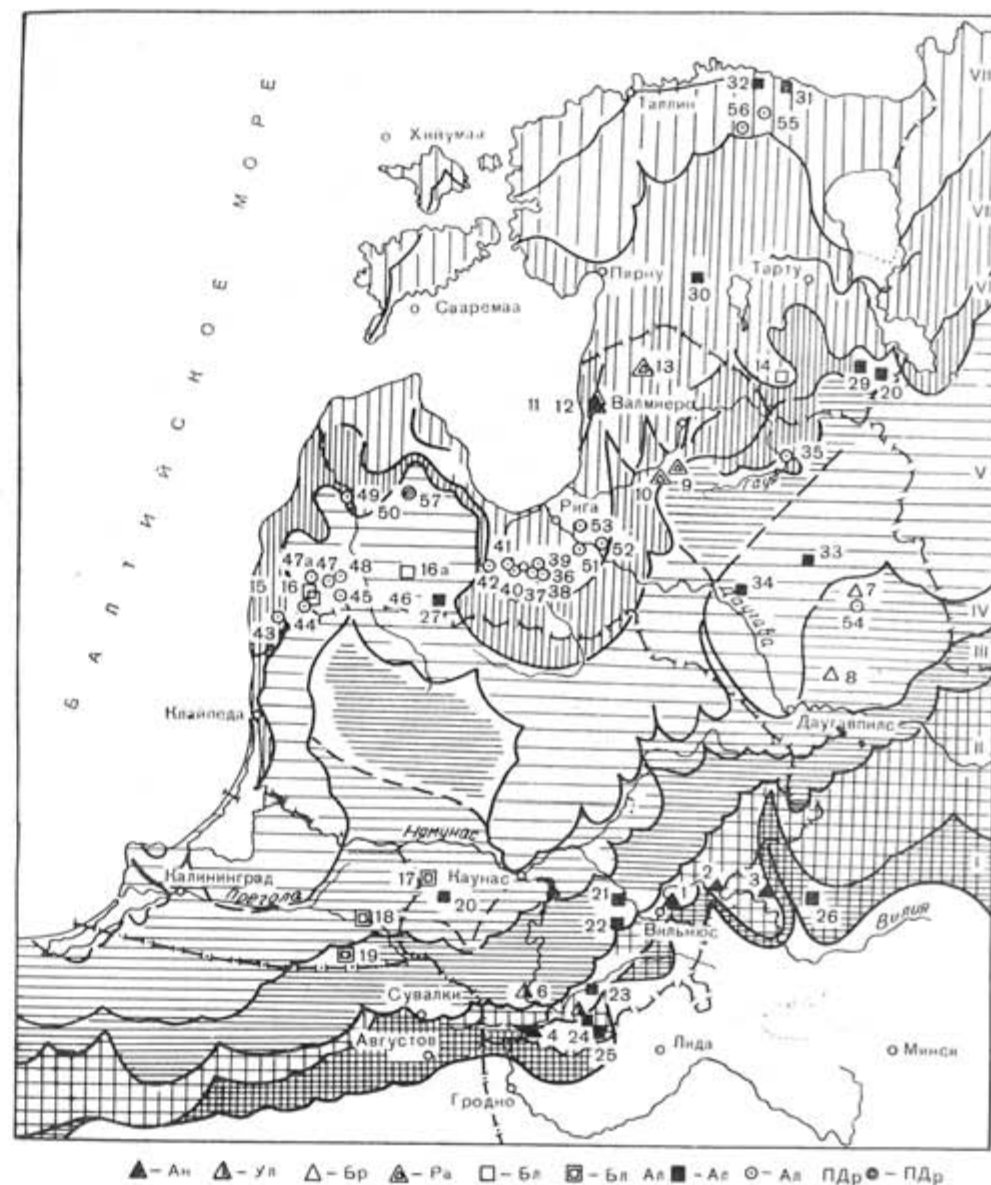


Рис. 2. Полосы распределения отложений стадий и фаз позднего этапа последнего оледенения в Прибалтике и расположение разрезов

I — полоса грудаской (бранденбургской) стадии; II — полоса жёгальской (франкфуртской) стадии; III — полоса аукштайтской (померанской) стадии; IV — полоса южнолитовской фазы; V — полоса среднеитовской фазы; VI — полоса северолитовской фазы; VII — полоса плиньской (северолатвийской) осцилляции (фазы?); VIII — полоса пандивереской фазы с пандивереской осцилляцией. Ал — разрезы антавиляйского межстадиала: 1 — Антавиляй; 2 — Буйвиджий; 3 — Комаришки; 4 — Друскининкай. Ул — разрезы уласского межстадиала: 5 — Манчагире; 6 — Криштонис. Бр — разрезы бурзавского межстадиала: 7 — Бурзава; 8 — Капини, Ра — разрезы раунического межстадиала: 9 — Рауни; 10 — Кумада?; 11 — Бридаги; 12 — Унитес; 13 — Мазсалаца. Бл — разрезы беллингового межстадиала: 14 — Куренурме; 15 — Дрини; 16 — Таурени; 16а — салдус?. Бл+Ал — разрезы беллингового и аллередского межстадиалов: 17 — Нопайтис; 18 — Гумбине (Гусев); 19 — Ментуряй. Ал — разрезы аллередского межстадиала: 20 — Габьюришки; 21 — Вевис; 22 — Бебрукас; 23 — Памярск; 24 — Зирвинос; 25 — Рудия; 26 — Нарочь (Студенец); 27 — Лиелауце; 28 — Рэмески; 29 — Витка; 30 — Пайдре; 31 — Кунда; 32 — Хальля; 33 — Вараляны; 34 — Зилана. Ал+ПДр — разрезы конца аллередского и позднеледникового времени: 35 — Дукульуните; 36 — Тетеле; 37 — «Сарканайс малс»; 38 — «Прогресс»; 39 — Озолнеки; 40 — «Калицимс»; 41 — «Пурмали»; 42 — Ливберзе; 43 — Ратиеки; 44 — Асия; 45 — Приекуле; 46 — Руна; 47 — Бришки; 47а — Варта; 48 — Никраце; 49 — Паудре; 50 — «Калтики»; 51 — Вецляве; 52 — Урга; 53 — Саласпиле; 54 — Резекне; 55 — Ватку; 56 — Тана. ПДр — разрезы позднеледникового времени: 57 — Абзас-Румба

североэстонской стадией (Каяк, 1965б) оледенения. Используя понижения ледники паливереской фазы расчленились на две лопасти: Пярнускую на западе, Пейпсискую на востоке Эстонии. Во время стабилизации ледника на севере Прибалтики в эпоху среднего дриаса возникли локальные приледниковые водоемы у краев вышеуказанных ледниковых языков. По мере таяния ледника приледниковые водоемы расширились. По пониженным участкам рельефа талые воды устремились из восточного приледникового бассейна, простиравшегося на южной части нынешнего озера Пейпси, в более западный бассейн, представлявший крупный залив Балтийского ледникового озера. Западное направление дренажа талых вод на территории средней Эстонии было намечено уже Г. Хаузенем (Hausen, 1913в). По данным эстонских ученых потоки талых вод образовали широкую ложбину стока, ныне занятую рекой Суур-Эмайги (Орвику, 1955, 1960а, б), а также прадолину рек Вильянди и Раудина (Льюкене, 1959; Lõokepe, 1961). Со временем, в результате освобождения ледником гляциодепрессии озера Пейпси, талые воды затопили ее, а связь с западным Пярнуским приледниковым водоемом еще, видимо, продолжала существовать. В след за отступающим Пярнуским ледниковым языком на западную материковую часть Эстонии, а также прибрежную северо-западную часть Латвии все больше расширялась трансгрессия Балтийского ледникового озера. Во время стабилизации края ледника севернее линии Пылула—Нарва, в Пейпсиский приледниковый водоем через прорывной участок у с. Копорье устремились воды Невского приледникового озера. Этот палеогеографический момент был отмечен еще в тридцатых годах нашего столетия К. Марковым (1931). В результате этого соединения возник крупный Лужско-пейпсиский приледниковый водоем, отложение ленточных глин в котором продолжалось более 300 лет (Ряхни, 1963б). Указанная продолжительность времени, по-видимому, может быть принята для оценки среднедриасовой эпохи в Прибалтике. Под конец эпохи среднего дриаса имело место более продолжительная стабилизация края тающего ледника. На это указывают краевые образования, эстонскими учеными именуемые паливереской стадией или осцилляцией. (Раукас, 1963; Ряхни, 1963а; Каяк, 1965). Поскольку отложения, относимые к оптимуму аллереда и залегающие под мореной паливере на территории Эстонии не известны, то напрашивается вывод, что краевые образования на острове Саарема и Хийумаа, а также на материковой СЗ части республики можно рассматривать как остановку ледника паливереской фазы, местами, видимо, сохранившей признаки несомненных вторичных подвижек. Поэтому точка зрения исследователей (Серебрянный, Раукас, 1966), относящих морены паливере к второй половине аллередского потепления, может истолковаться и иначе. Любопытно, что и сами авторы (Серебрянный, Раукас, 1967) согласны с тем, «что окончательное решение вопроса о возрасте зоны паливере должно быть отложено впредь до получения дополнительных палинологических данных и радиоуглеродных датировок» (стр. 242).

С исчезновением ледникового покрова с территории Северной Эстонии началось наиболее сильное потепление конца позднеледниковья — аллередский межфазнал. Он знаменовал новый существенный этап развития геологических событий в Прибалтике. Наиболее показательной чертой аллереда следует считать впервые возникшие прослойки торфа, находимые обычно под сапропелем в придонных горизонтах многочисленных болот Южной и Средней Прибалтики. Появление подсапропелевых прослоек торфа тесно связано с проявлением термокарстового процесса. Во время аллереда воды Балтийского ледникового озера затопили обширные прибрежные районы материковой части Прибалтики. Мелкий залив этого озера распространился далеко на юг в Земгальской низине, примерно до г. Елгава (Zāns, 1937; Гринбергс, 1957). В песках Балтийского ледникового озера в окрестностях г. Елгавы изучены намывные остатки дриасовой флоры (Stelle, 1963; Стелле, 1963, 1968), впервые открытые у Тетельминде Э. Толлем (1897) и определявшиеся А. Натгорстом (Nathorst, 1892), К. Купфером (Kupffer, 1903) и П. Галениексом (Gelenieks, 1926). На основании сходства флоры и геологических условий залегания делаются справедливые заключения об аллередском и позднедриасовом возрасте флоры в известных разрезах окрестностей г. Елгавы и других мест центральной и Западной Латвии (Стелле, 1963, 1968; Stelle, 1963). Как показывает абсолютный возраст растительных остатков из ряда местонахождений (табл. 1, №№ 18, 19, 27, 28), дриасовая флора в разных местах Елгавского приледникового бассейна захоронялась в течение 1500 лет от начала аллереда до конца позднего дриаса.

В результате понижения уровня Балтийского ледникового озера реки Южной и Средней Прибалтики в аллереде протерпели наиболее значительный врез, а в позднедриасовое время, по мере повышения базиса эрозии в котловине Балтики, возникли наносы аллювия вторых надпойменных террас (Басаликас, 1961).

Как показывают данные по Прибалтике, закономерное развитие болот и озерных котловин и непрерывное накопление органических осадков в них началось если не с беллинга, то заведомо с аллереда. Следовательно, аллередские отложения логичнее всего отнести к голоцену.

Как можно было убедиться, приведенный новый материал, опубликованный за период нескольких последних лет в различных изданиях, красноречиво свидетельствует о сугубо сложном и во многих отношениях еще недостаточно выясненном ритмическом характере изменения палеогеографических условий позднеледниковья области, затронутой последним оледенением.



ЛИТЕРАТУРА

- ABOLKALNS, J., MAJORE, M., STELLE, V.:** 1960. Driasa floras atliekas Gaujas ielejas trešas virspalu teras nogulumos. Latvijas PSR ZA Vēstis, N: 10, Rīga.
- BASALYKAS, A.:** 1955. Lietuvos TSR Pietryčių smėlėtoji lyguma. Vilniaus Valstybinio Kapsuko universiteto Mokslo darbai, III t., Vilnius.
- BASALYKAS, A.:** 1962. Pakraštiniai ledyniniai dariniai ir kai kurios pastabos Lietuvos TSR teritorijos deglaciacijos klausimu. Lietuvos TSR Aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, II t., Vilnius.
- BASALYKAS, A.:** 1965. Lietuvos TSR fizinė geografija, Vilnius.
- BEURLEN, K.:** 1933. Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XXI, Hf. 1—3, Berlin.
- CEPEK, A.-G.:** 1965. Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. Geologie, Jg. 14, Hf. 5—6, Berlin.
- CEPEK, A.-G.:** 1967. Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. Berichte der Deutschen Gesellschaft für geologische Wissenschaften. Reihe A. Geologie und Paläontologie, 12. Bd., Hf. 3—4, Berlin.
- CEPULYTE, V.:** 1958. Lietuvos geomorfologiniai rajonai ir jų geologinė raida. Lietuvos TSR MA Geologijos ir geografijos instituto Moksliniai pranešimai, VI t., Vilnius.
- DOSS, B.:** 1910. Ueber das Vorkommen einer Endmoräne sowie von Drumlins, Aser und Bänderton im nördlichen Litauen. Zentralblatt für Mineralogie etc., No. 22, Stuttgart.
- DREIMANIS, A.:** 1966. The Susaca-interstadial and the subdivision of the Late-Glacial. Discussion. Geologie en Mijnbouw, Jg. 45, Leiden.
- GALENIEKS, P.:** 1926. Jauni pētījumi par Tetelmindes fosilo floru Acta Horti Botanici Universitas Latviensis, I, Rīga.
- GUDELIS, V.:** 1955. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geologinės raidos vėlyvajame glaciale ir postglaciale (holocene) pagrindiniai etapai. Vilniaus Valstybinio Kapsuko universiteto Mokslo darbai, VII leid., III t., Vilnius.
- GUDELIS, V.:** 1958. Vėlyvojo kvartero stratigrafijos ir paleogeografijos klausimai Europoje ir Šiaurės Amerikoje naujaisiais duomenimis. Geografinis metraštis, I t., Vilnius.
- GUDELIS, V., KABAILIENE, M.:** 1958. Alerodinis ir priešalerodinis laikotarpiai Lietuvoje Nopaičio pelkės palinologinių tyrimų šviesoje. Lietuvos TSR MA Geologijos ir geografijos instituto Moksliniai pranešimai, VI t., Vilnius.
- GUDELIS, V. and MIKAILA, V.:** 1960. The largest glacio-lacustrine basins of Lithuania and their significance for geochronology and paleogeography of the Late-Glacial period. Collectanea Acta Geologica Lithuanica, Vilnius.
- HALICKI, Br. i URBANSKI, J.:** 1933. Dwa profile czwartorzędu kolo Komaryszek nad Straczanką. Prace Towarzystwa Przyjaciół Nauk w Wilnie, t. X, Wilno.
- HAUSEN, H.:** 1913a. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, No 2, Helsingfors.
- HAUSEN, H.:** 1913b. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, No 3, Helsingfors.
- KÖRNKE, B.:** 1930. Letztglazialer Eisabbau und Flussgeschichte im nördlichen Ostpreußen und seinen Nachbargebieten. Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 82, Berlin.
- KRAUS, E.:** 1928. Tertiär und Quartär Ostbaltikums (Ostbaltikum, II. Teil). Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt in 14 Heften, Hf. 10, I. Teil., Berlin.
- KUPFFER, K.:** 1903. Das Glazialpflanzenlager von Tittelmünde. Korrespondenzblatt der Naturforschervereins zu Riga, XLVI, Riga.
- LOOKENE, E.:** 1961. Mandrijāā servamoodustīstest, fluvioglaciāāsetest setetest ja mandrijāā taandumisest Sakala kōrgustiku pōhja — ja keskosas Geoloogiline kogu-

- MAJORE, M.:** 1960. Par Daugavas ielejas morfoloģiju un attīstības gaitu. Ģeoloģijas un derīgo izrakteņu institūta Raksti, V, Rīgā.
- NATHORST, A.:** 1892. Ueber den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen. Bihang till Svenska Vet. Akad. Handlingar, 17, Hf. III, Stockholm.
- PERKONS, V.:** 1947. Gaujas senlejas ģeoloģiskie šķērsriezumi pie Siguldas, Valmieras un Murjāniem. Latvijas PSR ZA Ģeol. un ģeogr. inst., Raksti, I, Rīgā.
- PHILIPP, H.:** 1921. Beitrag zur Kenntnis des Endmoränenverlaufs im östlichen Baltikum. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Bd. II, Hf. 2, Stuttgart.
- SEIBUTIS, A. ir SUDNIKAVICIENE, F.:** 1960. Apie holoceninių pelkių susidarymo pradžią Lietuvos TSR teritorijoje. Geografinis metraštis, III t., Vilnius.
- SLEINIS, I.:** 1935. Vidzemes Centrālās augstienes morēnas. Geografiskie raksti, Nr. 5, Rīgā.
- SLEINIS, I.:** 1936. Latvijas upes. Grāmātā: Latvijas zeme, daba un tauta, II, Rīgā.
- SPRIŅĪS, K.:** 1961. Pleistocēna nogulumī. Grāmātā: Latvijas PSR ģeoloģija, Rīgā.
- STELLE, V.:** 1963. Driasa floras augu atliekas ķieģeļu fabrikas „Progress” apkārtnē pie Jelgavas. P. Stučkas Latvijas Valsts universitātes Zinātniskie raksti, Bioloģijas zinātnes, Botanika, 49(2), Rīgā.
- VAITIEKONAS, P.:** 1962. Lietuvos teritorijos regioninė padėtis pleistoceninių apledėjimų srityje. Lietuvos TSR aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, I t.: Vilnius.
- VAITIEKUNAS, P.:** 1968. Problemy stratygrafii neoplejstocenu Litwy. Kwartalnik geologiczny, 12, nr. 3, Warszawa.
- ZĀNS, V.:** 1937. Leduslkmets un pēcleduslaikmets Latvijā, Grāmātā: Latvijas zeme, daba un tauta, I, Rīgā.
- АБОЛТЫНЬ О. П.:** 1963. Горизонты верхней морены Земгальской равнины и вопрос о формировании Линкавской конечной морены. Ученые записки аспирантов Латвийского Госуниверситета им. П. Стучки, том I, № 1, Рига.
- АБОЛТЫНЬ О. П.:** 1966. Развитие долины р. Гауи. Автореферат канд. диссертации, Вильнюс.
- АБОЛТЫНЬ О. П., ВЕННБЕРГС И. Г., СТЕЛЛЕ В. Я., ЭБЕРХАРД Г. Я.:** 1968. Основные комплексы маргинальных образований и отступление ледника с территории Латвийской ССР. Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения, Смоленск.
- БАСАЛИКАС А. Б.:** 1960. Развитие долинно-речной сети Литвы в поздне- и послеледниковое время.
- БАСАЛИКАС А. Б.:** 1961. Некоторые вопросы развития рельефа Литвы в позднеледниковое время. Вопросы голоцена, Вильнюс.
- ВАЙТЕКУНАС П. П.:** 1961. Строение и некоторые вопросы стратиграфии плейстоценовых отложений Литовской ССР. Автореферат кандидатской диссертации, Вильнюс.
- ВАЙТЕКУНАС П. П.:** 1965. Стадиальность последнего оледенения в Южной Прибалтике и структурно-фациальные особенности стадияльных и межстадияльных образований. В сб.: Краевые образования материкового оледенения, Вильнюс.
- ВАЙТЕКУНАС П. П.:** 1967. Великая латеральная прадолнна Юго-восточной Литвы и ее морфогенетическая связь с деградацией материковых ледников. В сб.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, Вильнюс.
- ВАЙТЕКУНАС П. П.:** 1968a. Деградация последнего Скандинавского ледникового покрова на территории Прибалтики. Научные труды высших учебных заведений Литовской ССР, География и геология, т. V, Вильнюс.
- ВАЙТЕКУНАС П. П.:** 1968b. Краевые ледниковые образования и закономерности деградации территории Калининградской области и прилегающих районов. Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения, Смоленск.

- ВЕЙНБЕРГС И. Г., КОНШИН Г. И., САВВАНТОВ А. С.: 1965. О динамике отступления ледника в заключительные этапы последнего оледенения на территории Латвийской ССР. Известия АН Латвийской ССР, № 8 (217), Рига.
- ВЕЙНБЕРГС И. Г.: 1968. Морфогенез рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов. Автореферат кандидатской диссертации, Рига.
- ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАГКОВА Н. Г.: 1963. Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$ . Сообщение 4. Геохимия, № 9, Москва.
- ГАЙГАЛАС А. И., ГУДЕЛИС В. К.: 1965. Эпиратические валуны стадияльных образований последнего оледенения Южной Прибалтики и динамика ледникового покрова. Baltica, vol. 3, Vilnius.
- ГРИНБЕРГС Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1968. Рельеф и четвертичные отложения Восточной Прибалтики. Автореферат докторской диссертации, Москва.
- ДАНИЛАНС И. Я.: 1961. Проблемы истории и палеогеографии позднеледникового времени на территории Латвии. Вопросы голоцена, Вильнюс.
- ДАНИЛАНС И. Я.: 1962. Вопросы стратиграфии плейстоценовых отложений Латвии. В сб.: Вопросы четвертичной геологии, I, Рига.
- ДОРОФЕЕВ П. И.: 1963. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области. Материалы по истории флоры и растительности СССР, Вып. IV, Москва-Ленинград.
- ЗАРРИНА Е. П. и КРАСНОВ И. И.: 1965. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях. В сб.: Краевые образования материкового оледенения, Вильнюс.
- КАЯК К. Ф.: 1959. Геология долины реки Вайке-Эмайги. Ученые записки Тартуского государственного университета, вып. 75, Тарту.
- КАЯК К. Ф.: 1963. О краевых ледниковых образованиях Юго-восточной Эстонии. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. XXI, Москва.
- КАЯК К. Ф.: 1965а. К геологии Саадъярвского друмлинового поля. В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии, Таллин.
- КАЯК К. Ф.: 1965б. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии. В сб.: Краевые образования материкового оледенения, Вильнюс.
- КОНДРАТЕНЕ О. П.: 1960. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Литвы по палинологическим данным. Автореферат кандидатской диссертации, Вильнюс.
- КОНДРАТЕНЕ О. П.: 1963а. Межстадияльные отложения последнего оледенения в долине р. Ула. Труды АН Литовской ССР, сер. Б, № 3(34), Вильнюс.
- КОНДРАТЕНЕ О. П.: 1963б. Новые разрезы погребенных древнеозерных отложений в долине р. Мяркис. В сб.: Вопросы геологии Литвы, Вильнюс.
- КОНДРАТЕНЕ О. П.: 1965. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных. Труды Института геологии (Вильнюс), вып. II, Вильнюс.
- КРУКЛЕ М. Я., СТЕЛЛЕ В. Я., ВЕЙНБЕРГС И. Г.: 1963. Межстадияльные отложения у станции Бурзана на Латгальской возвышенности. Известия АН Латвийской ССР, № 5(190), Рига.
- КУДАБА Ч.: 1965. Гляциоморфологическое строение Дзукской возвышенности. В сб.: Краевые образования материкового оледенения, Вильнюс.
- ЛИЙВА А. А., ИЛЬВЕС Э. О., ПУННИНГ Я.-М. К.: 1966. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники Академии наук Эстонской ССР. Известия АН Эстонской ССР, том XV, биология, № 1, Таллин.

- ЛЮКЕНЕ Э.: 1959. Геоморфология северной части Сакалаской возвышенности. Ученые записки Тартуского государственного университета, вып. 75, Тарту.
- МАРКОВ К. К.: 1931. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области. Природа, № 4, Москва.
- МИЦАС Л. С.: 1963. Террасы долины р. Мяркис. Труды АН Литовской ССР, сер. Б, 1(32), Вильнюс.
- МИЦАС Л. С.: 1965. Основные фазы развития долины рек Юго-восточной Литвы в позднеледниковое время. Труды Института геологии (Вильнюс), вып. II, Вильнюс.
- ОРВИКУ К. К.: 1955. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. Известия АН Эстонской ССР, т. VI, № 2, Таллин.
- ОРВИКУ К. К.: 1956. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. Труды института геологии АН Эстонской ССР, т. I, Таллин.
- ОРВИКУ К. К.: 1960а. Геология четвертичного периода Эстонской ССР. В сб.: Хронология и климаты четвертичного периода. (Доклады советских геологов, Проблема 4), Москва.
- ОРВИКУ К. К.: 1960б. Четвертичная (антропогеновая) система в Эстонии. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. Таллин.
- ПИРРУС Р. О., ПУННИНГ Я.-М. К., РАУКАС А. В., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.: 1967. Абсолютный возраст и стратиграфическое положение уласких межстадияльных отложений Юго-восточной Литвы. Известия АН Эстонской ССР, том XVI, химия-геология, № 2, Таллин.
- Последний Европейский ледниковый покров, 1965. Изд-во «Наука», Москва.
- ПУННИНГ Я.-М. К., ИЛЬВЕС Э., ЛИЙВА А.: 1967. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники Академии наук Эстонской ССР. Известия АН Эстонской ССР, т. XVI, биология, № 4, Таллин.
- ПУННИНГ Я.-М. К., РАУКАС А. В., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.: 1967. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР, Минск.
- ПУННИНГ Я.-М. К., РАУКАС А. В., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р., СТЕЛЛЕ В. Я.: 1968. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине. Доклады АН СССР, сер. геогр., т. 178, № 4, Москва.
- РАУКАС А. В.: 1963. Распространение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. Известия АН Эстонской ССР, т. XII, серия физ.-мат. и технических наук, № 2, Таллин.
- РАУКАС А. В., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р., ПУННИНГ Я.-М. К.: 1968. Об абсолютном возрасте краевых зон и эволюции оледенения на Северо-западе Русской равнины в позднем плейстоцене. Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения, Смоленск.
- РЯХНИ Э. Э.: 1963а. Краевые образования последнего оледенения в Северной Эстонии. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. XXI, Москва.
- РЯХНИ Э. Э.: 1963б. Геохронология ленточных глин Северо-восточной Эстонии. Труды геологии АН Эстонской ССР, т. XII, Таллин.
- РЯХНИ Э. Э.: 1967. Озы и краевые образования последнего оледенения на Пандиверской возвышенности (Эстонская ССР). Автореферат кандидатской диссертации. Таллин.
- САВВАНТОВ А. С., СТРАУМЕ Ф. А.: 1963. К вопросу о стратиграфической двучленности покрова морены валдайского отложения в междуречье нижних течений рек Даугава и Гауя. Труды Института геологии АН Латвийской ССР, том II, Рига.
- САВВАНТОВ А. С., СТЕЛЛЕ В. Я., КРУКЛЕ М. Я.: 1964. О стратиграфическом расчленении отложений валдайского оледенения на территории Латвийской ССР. В сб.: Вопросы четвертичной геологии, т. III, Рига.

- СЕРЕБРЯННИЙ Л. Р., РАУКАС А. В.*: 1966. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена. В сб.: Верхний плейстоцен, Москва.
- СЕРЕБРЯННИЙ Л. Р., РАУКАС А. В.*: 1967. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. Baltica, vol. 3, Vilnius.
- СТЕЛЛЕ В. Я.*: 1963. Остатки растений позднеледникового времени в карьере кирпичного завода «Сарканайс малс» у нас. п. Аие вблизи г. Елгава. В сб.: Вопросы четвертичной геологии, т. II, Рига.
- СТЕЛЛЕ В. Я.*: 1968. Стратиграфия отложений позднеледникового времени на территории Латвийской ССР. Автореферат кандидатской диссертации, Таллин.
- ТОЛЛЬ Э.*: 1896. Предварительный отчет об исследованиях в области 13-го листа летом 1895 года. Известия Геологического Комитета, т. XV, № 5, С.-Петербург.
- ТОЛЛЬ Э.*: 1897. Геологические исследования в области системы реки Курляндской Аа. Известия Геологического Комитета, т. XVI, № 5, С.-Петербург.
- ЧЕПУЛИТЕ В.*: 1963. Данные о неравномерном распределении пыльца в озерных образованиях рисс-вюрмского межледниковья. В сб.: Вопросы геологии Литвы, Вильнюс.
- ЧЕБОТАРЕВА Н. С.*: 1968. Валдайское оледенение Северо-запада Русской равнины. Автореферат докторской диссертации, Москва.
- ШУЛИЯ К. С., ЛУЯНАС В. Ю., КИБИЛДА И. К., ГЕНУТЕНЕ И. К.*: 1967. Датирование по радиоуглероду террас р. Ула Литовской ССР. Доклады АН СССР, сер. геол., т. 175, № 1, Москва.
- ЭБЕРХАРД Г. Я.*: 1964. О террасах долины реки Даугава на участке Кокнесе-Огре. Ученые записки аспирантов Латвийского гос. университета им. П. Стучки, т. 3, № 2, Рига.

[Поступило: 17.3.1969]

## SOME RESULTS OF INVESTIGATIONS INTO THE PALEOGEOGRAPHY AND ABSOLUTE GEOCHRONOLOGY OF THE LAST GLACIAL PERIOD IN THE BALTIC REGION

by

P. VAITIEKUNAS & I.-M. PUNNING

### SUMMARY

The paper deals with the problems of paleogeography and geochronology of the last glacial period in the Baltic Region on the basis of publications and data recently collected by investigators in Estonia, Latvia and Lithuania. Geological-stratigraphical data as well as materials on absolute geochronology have been widely used and summarized in tables (Figs. 1 and 2). The article contains a complete list of radiocarbon datings up to 1969 covering the Late-Glacial period in the Baltic Republics (Table 1). Locations of the principal interstadial and interphasal profiles of the Baltic Region are also presented (Fig. 2).

The authors have used the regional stratigraphic terminology elaborated in the past few years by investigators of the Baltic Republics (Gudelis, 1955, 1958; Гуделис, 1961; Вайтекунас, 1961, 1965, 1968; Орвику, 1955, 1960, 1961; Раукас, 1963; Каяк, 1963, 1965; Савантов, Стелле, Крукле, 1964).

The authors are of the opinion that the epoch of the last (Valdai) Glaciation can for the glacial region be divided into the early, middle and late stages. The study of the geological development in this paper starts with the late stage of the Valdai Glaciation. Deposits of the maximum extension of the last glacial epoch is connected with the Grūda stage (Leszno, Brandenburgian), whose marginal formations mark the boundary of the last glaciation in the south of the eastern Baltic Region. Absolute age of marginal glacial formations of the Grūda stage has not been fixed yet, but on the analogy of the neighbouring regions it is admitted that they were formed not later than 22,000 to 20,000 years ago. The Antaviliai interstadial deposits known in southern Lithuania have not been dated by the radiocarbon method. They are represented by sandy-argillaceous layered deposits. The formations of the Žiogelai stage (Poznańsko-dobrzyńska, Frankfurthian) stand clearly out.

Repeated radiocarbon datings of the deposits of the Ūla interstadial have brought some corrections into the dating of some profiles. Thus, the Zervynos profile, on which the singling out of the Ūla interstadial rested, has in the opinion of the authors to be referred to the Allerød. According to P. Vaitiekūnas, outcrops of the original bank of the Ūla River near Mančiagirė may serve as a footing to the singling out of the interstadial, although the radiocarbon datings have not yielded unique values. The duration of the Ūla interstadial is estimated at 1500 years.

The glacial deposits of the Aukštaitija stage (Pomorska, Pomeranian) — the Baltic Grūda stage — have been distinctly established. The glacier retreat from the Baltic ridge proceeded with numerous oscillations and halts. There were epochs of shortlived rises in temperature (interstadials) and insignificant drops in temperature (glacial phases) during which respective deposits were formed. Such deposits enable us to single out the following stages for the eastern Baltic Region after the Aukštaitija stage: the Bursavski interphase, the South-Lithuanian glacial phase, an interstadial, the Central-Lithuanian glacial phase, the Raunis interstadial, the North-Lithuanian glacial phase, the Bölling interstadial (with a North-Latvian oscillation), the Pandivere glacial phase with an oscillation at Palivere, and the Allerød interstadial (Table 1, Fig. 1).

The article also deals with the paleogeography of periglacial basins and the basic stages in the development of the river network in the Baltic Region.

# ÜBER DIE FORSCHUNGSRISULTATE DER PALÄOGEOGRAPHIE UND DER ABSOLUTEN GEOCHRONOLOGIE DES HOCHGLAZIALEN ABSCHNITTES DER LETZTEN VEREISUNG IM BALTIKUM

von

P. VAITIEKŪNAS & J.-M. PUNNING

## ZUSAMMENFASSUNG

Es werden manche Fragen der Paläogeographie und Geochronologie des hochglazialen Abschnittes der letzten Vereisungsepoche im Baltikum auf Grund der veröffentlichten Literatur und der neuen Angaben, die in der letzten Zeit in Estland, Lettland und Litauen von den Verfassern gesammelt wurden, behandelt. In dem Artikel werden geologisch-stratigraphische, geomorphologische, biostratigraphische Angaben sowie auch Materialien der absoluten Geochronologie benutzt. Sie sind graphisch dargestellt (Abb. 1, 2). Es wird ein vollständigen Verzeichnis der Radiokarbondatierungen bis zum Jahre 1969, die die Spätglazialzeit der baltischen Länder umfaßt, angeführt (Tabelle 1). Die wichtigen palynologisch bearbeiteten Vorkommen von Interstadialen und Interphasialen werden in diesem Artikel auch gegeben (Abb. 2).

Die Verfasser benutzten die regionale stratigraphische Terminologie, die im letzten Jahrzehnt von Wissenschaftlern der Baltischen Länder (Gudelis, 1955, 1958, 1961; Vaitiekūnas, 1961, 1965, 1968; Orviku, 1955, 1960, 1961; Raukas, 1963; Kajak, 1963, 1965; Sawwaitov, Stelle, Krükle, 1964) ausgearbeitet wurde.

Die Autoren des angeführten Artikels nehmen an, daß die letzte Vereisungsepoche (Waldaj—Kaltzeit) auch auf dem glazialen Gebiet auf früh-, mittel- und hochglaziale Abschnitte gegliedert werden kann. Die Übersicht über die Paläogeographie und Geochronologie beginnt mit dem hochglazialen Abschnitt der letzten Vereisungsepoche. Die Eisrandbildungen der Maximalausdehnung der Letzten Vereisung im Baltikum werden als Ablagerungen des Grūda—Stadiums (Leszno, Brandenburg) betrachtet. Die glazialen Randbildungen des Grūda—Stadiums kennzeichnen die Grenze der Letzten Vereisung im Süden des Ostbaltikums (Abb. 2). Das absolute Alter der glazialen Randbildungen des Grūda—Stadiums ist vorläufig noch nicht festgestellt. Im Vergleich mit den angrenzenden Gebieten kann man zulassen, daß sie vor ca. 22000—20000 Jahren entstanden sind. Das Eisfront war während des Grūda—Stadiums deutlich in zahlreiche Reihe Eisloben zerlegt. Davon zeugt auch die komplizierte Eisrandlage des Grūda—Stadiums zwischen Grodno—Vilnius—Swyr. Etwa 5—35 km nördlich von Grūda—Eisrandlage sind Ziogeliai—Stadium Randbildungen vorhanden. Da das Vorhandensein des Interstadials zwischen

den Grūda- und Ziogeliai Randbildungen nachgewiesen worden ist, können wir vom Ziogeliai—Stadium (Vaitiekūnas, 1961, 1965, 1968) oder von der Ziogeliai—Phase (Gudelis, 1958, 1961, 1968) sprechen. Die Sedimente des Antaviliai—Interstadials, die nordöstlich von Vilnius entdeckt sind, bestehen aus sandtonigen geschichteten Bildungen und sind palynologisch erforscht worden. Diese interstadialen Schichten sind durch  $C^{14}$  — Methode nicht datiert. Zu Antaviliai—Interstadial gehören vermutlich die interstadialen Bildungen mit Malakofauna bei Komarischki und Druskininkai.

Dem Ziogeliai—Stadium folgte das Ūla—Interstadial. Wiederholte Radiokarbondatierungen der organogenen Schichten des Ūla—Interstadials korrigierten ihr Alter in anderen Aufschlüssen im Ūla—Tal. Zervynos—Profil, daß früher für Stratotypus des Ūla—Interstadials gehalten wurde, bezieht sich jetzt auf Alleröd. P. Vaitiekūnas meint, daß Stratotypus für die Feststellung des Ūla—Interstadials als Aufschluß bei Mančiagirė in Ūla—Tal gibt, obwohl die Radiokarbondaten nicht gleichbedeutend sind (Tabelle 1). Das Ūla—Interstadial dauerte ca. 15000 Jahre lang.

Die glazigenen Ablagerungen (besonders Eisrandbildungen) des jüngsten Aukštaitija (Pommerschen)—Stadiums, die den Baltischen Höhenrücken bilden, sind deutlich festgestellt. Während des Rückzugs des Inlandeises von Grūda- und Ziogeliai—Randlagen bildeten sich limnoglaziale und fluvioglaziale Oberflächen (Teile) der Südöstlichen Sandebene Litauens. Bei der Stagnierung des Inlandeises während des Aukštaiten—Stadiums entstand ein mächtiger Urstrom, der von Ignalina über Vilnius—Druskininkai nach Warschau floß. Beim weiteren Rezession des Inlandeises entstanden zwei (niedrige und höhere) Stufen des Urstromtals.

Der Rückzug des Inlandeises vom Baltischen Höhenrücken verlief mit zahlreichen Oszillationen und Stillstandslagen. Am Rande des Eises bildeten sich häufig Eisstauseen, in welchen die Warwen ablagerten. Es gab Epochen der kurzen Wärmezeiten (Interphasiale) und der unwesentlichen Kältezeiten (Glaziphasen), während deren entsprechende Bildungen entstanden. Diese Bildungen ermöglichen die detaillierte stratigraphische Gliederung der späteiszeitlichen Schichten im Raum der Ostbaltischen Länder: Bursava—Interphasial, Südlitauische Glaziphasen, Interphasial (es ist noch nicht genannt), Mittellitauische Glaziphasen, Raunis—Interphasial, Nordlitauische Glaziphasen, Bölling—Interphasial (mit Nordlettischer oder Pliēņa—Oszillation), Pandivere Glaziphasen (mit der Palivere—Oszillation) und Alleröd—Interphasial (Abb. 2).

Im Artikel werden Paläogeographie der Eisstauseen sowie Grundphasen der Entwicklung des Flußnetzes im Baltikum behandelt. Es werden hier auch die Entstehungsetappen der Urstromtäler, der Sanderabflüsse und der Hauptterrassen der wichtigeren Flüsse im Raum des Ostbaltikums beschrieben. Die Autoren vertreten die Meinung, daß die ersten und die zweiten Flußterrassen im Holozän entstanden sind, während die höheren Flußterrassen eine gewisse Verbindung mit der Schmelzwasserentwässerung der Spätglazialzeit hatten.

FRAGMENTS OF THE NATURAL HISTORY OF THE RUSSIAN PLAIN  
DURING THE LATE PLEISTOCENE WITH SPECIAL REFERENCE  
TO RADIOCARBON DATINGS OF FOSSIL ORGANIC MATTER  
FROM THE BALTIC REGION

by

LEONID SEREBRYANNY, Moscow, ANTO RAUKAS, Tallinn,  
JAAN-MATI PUNNING, Tartu

During the last decade, the history of the Upper Pleistocene and particularly the evolution of glaciation have been thoroughly investigated in many countries. This problem has been much discussed at both recent congresses of INQUA (Poland 1961, USA 1965) and reflected in a vast amount of scientific publications. Quite new trends appeared in the Upper Pleistocene stratigraphy and palaeogeography due to new facts discovered in various regions.

Research methods were improved and renewed. Significant progress was achieved owing to radiocarbon dating that enabled to state chronological phenomena with absolute precision. This publication deals with important trends in late Pleistocene geochronology, stratigraphy and palaeogeography directly related to new radiocarbon datings from the glaciated area of the Russian Plain. Most of these datings were determined in the geobiochemical laboratory of the Institute of Zoology and Botany, Academy of Sciences of the Estonian Soviet Socialist Republic.

The problems under consideration may be grouped as follows: a) subdivision of the Upper Pleistocene after the Mikulino Interglacial; b) dating of the maximal marginal zones of Upper Pleistocene glaciation; c) history of the Gothiglacial. We relate the lower boundary of the Gothiglacial to the beginning of the Luga glacial stage (Серебрянный, Раукас, 1966).

## Subdivision of the Upper Pleistocene after the Mikulino Interglacial

The problem of the stratigraphical subdivision of the Upper Pleistocene has been discussed for a prolonged period. Only recently two main glacial peaks of this age were identified by means of radiocarbon datings, stratigraphical, paleontological, geomorphological and other records. The intermediate warm interval between these glacial peaks was distinguished in Western Europe under the name of Middle Würm, or Mid-Würmian Interpleniglacial (Gross, 1964, 1966 a, b; Woldstedt, 1960, 1962), and in eastern North America, in the Great Lakes — St. Lawrence region, under the name of Mid-Wisconsin, or Port Talbot Interstade in a broad sense, between Early and Main or Late Wisconsin (Dreimanis, 1957, 1960; Dreimanis, Terasmäe, McKenzie, 1966; Dreimanis, Vogel, 1965). It began more than 48000 years before the present time (=B. P.) and ended nearly 24000 years B. P.

A similar interval was studied in Siberia between the peak of the Zyryansk glaciation and the beginning of the Sartan glaciation; it included the late Zyryansk warm Interstadial and the Karginsk Interglacial, between 48000 and 24000 years B. P. (Кинд, 1965, 1966). The Mid-Würmian warm interval between 55000 and 25000 years B. P. was determined independently by means of palaeotemperature measurements of the bottom sediments of the Atlantic and Pacific Oceans (Emiliani, 1961, 1964).

All the above mentioned data correlate with the threefold subdivision of the Würmian in the European part of the USSR, according to A. Moskvitin (Москвитин, 1950). New evidence on behalf of this important scientific concept were received during the study of some Pleistocene sections from the Baltic Region.

The long-discussed section of Karuküla is situated south of Kilingi-Nõmme on the periphery of the Sakala Heights, southwestern Estonia. Here a lens of fresh-water sediments of 1.2 metres in thickness is interbedded between two moraines on the gentle sloping drumlinoid hill. In 1941 K. Orviku correlated these intermorainic deposits with the second or upper climatic optimum of the last interglacial, according to K. Jessen and V. Milthers (1928). This optimum was recently criticized and revised in Denmark (Andersen, 1957, 1961) and the Soviet Union (Гричук, 1961), and a need arose for redating the Karuküla intermorainic deposits.

A comprehensive pollen diagram of these deposits (Орвику, Пиррус, 1965) illustrates the evolution of the vegetation and climate during the sedimentation period. The following pollen zones were distinguished in this diagram (Fig. 1): K<sub>1</sub> — dwarf birch and pine, K<sub>2</sub> — pine, K<sub>3</sub> — linden and alder, K<sub>4</sub> — spruce and pine, K<sub>5</sub> — dwarf birch and pine.

K<sub>1</sub> zone represents a periglacial environment with stands of pine and birch, mainly *Betula nana* and *B. humilis*, on the background of herbaceous associations consisting of *Artemisia*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae* etc. Single pollen grains of *Ephedra*, spores of *Selaginella selaginoides* and *Bryales* were found in these deposits. The overlying sapropelites and

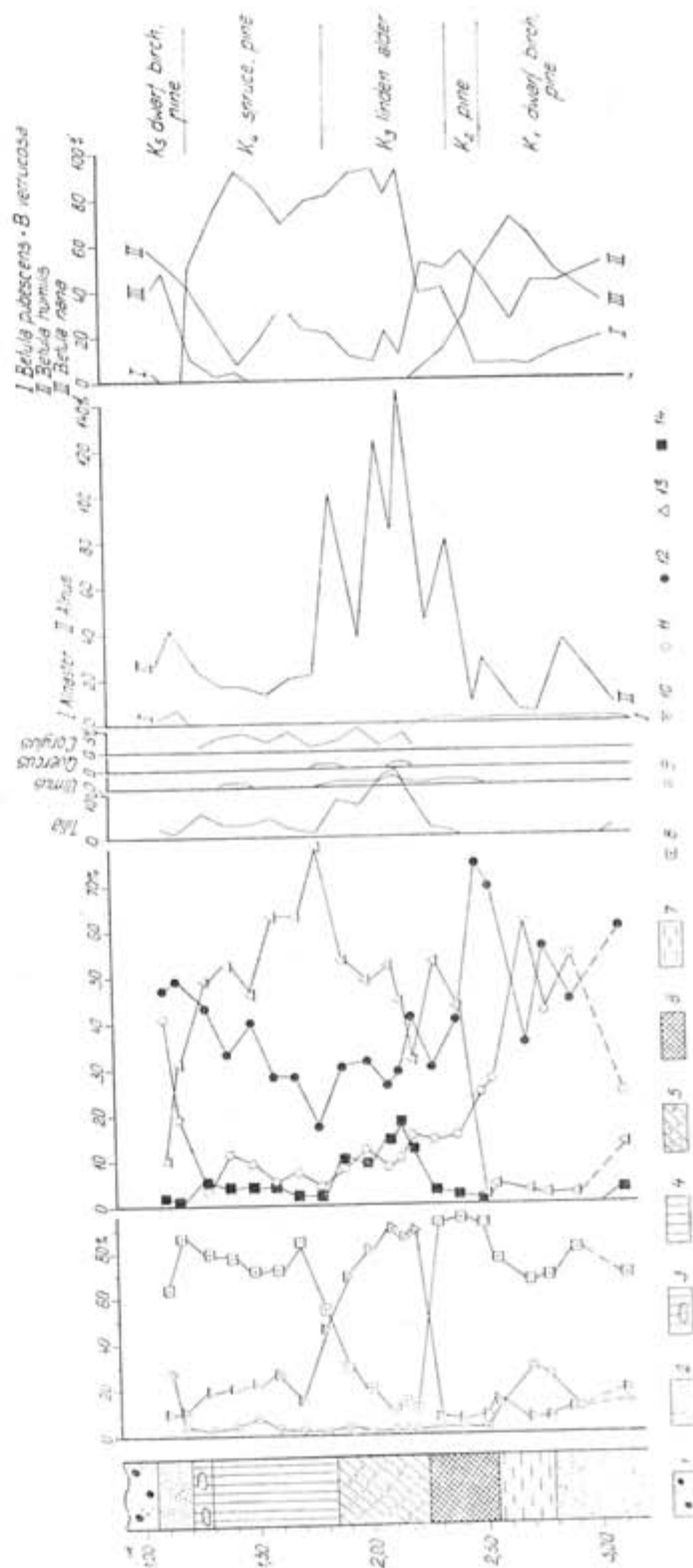


Fig. 1. Pollen diagram of intermorainic deposits from Karuküla (Orviku, Пиррус, 1965).  
 1 — moraine; 2 — sand; 3 — peat with sandy pockets; 4 — forest peat; 5 — Equisetum peat; 6 — sapro-pelite; 7 — silt; 8 — arboreal pollen; 9 — herbaceous pollen; 10 — spores; 11 — birch (Betula); 12 — pine (Pinus); 13 — spruce (Picea); 14 — mixed oak forest (Quercus + Tilia + Ulmus).

*Equisetum* peat strata were deposited under milder climatic conditions. The Karuküla region was covered by pine forests (K<sub>2</sub> zone), then by coniferous-broadleaved forests and alder groves (K<sub>3</sub> zone). The forests of the K<sub>3</sub> zone consisted predominantly of *Picea* and *Pinus* with a considerable admixture of *Tilia*, *Ulmus* and *Quercus*. *Corylus* was present in the undergrowth (up to 5 per cents of pollen). The pollen grains of thermophilic *Tilia platyphyllos* were identified together with grains of *T. cordata*, now common in Estonia. *Tilia* pollen predominated in the mixed oak forest (up to 15 from 18 per cent). Coniferous-broadleaved forests grew during the climatic optimum.

The next zone K<sub>4</sub> was connected with a gradual deterioration of the climate. The bog was overgrown with a coniferous forest, and forest peat accumulated above *Equisetum* peat. Broadleaved species did not take part in the forest composition; spruce and pine became the main species. The sands of the K<sub>5</sub> zone were accumulated during a colder climate. The environment became periglacial as it is revealed by the rise in the pollen curves of *Betula nana*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* as well as by the appearance of spores of *Selaginella selaginoides* etc.

It is quite clear that the Karuküla intermorainic strata are distinct as compared with the typical Mikulino Interglacial deposits. Therefore K. Orviku and R. Pirrus (Orviku, Pirrus, 1965) proposed a possible correlation with the Brørup Interstadial, one of the early Weichselian interstadials. During its climatic optimum, forests of birch, pine and spruce with a slight admixture of larch grew in Denmark. The Brørup Interstadial deposits were dated by C<sup>14</sup>: 59430 ± 1000 years B. P. (GRO — 1470) (Andersen, Vries, Zagwijn, 1960; Andersen, 1961).

M. Tsapenko (Цапенко, 1966) believes that in their palynological character the Karuküla intermorainic strata are similar to the interglacial deposits with *Tilia* maximum during the climatic optimum at Rutkovichi in Belorussia; other synchronous sediments have been stated in the Paudorf fossil soils of Austria and Czechoslovakia, Mazurian interstadial fresh-water deposits of Poland, Göta älv interstadial marine deposits of Sweden, etc. I. Danilans (Даниланс, 1966) notes that the Karuküla strata also correspond to the interglacial fresh-water deposits in the Letiža river basin in Kurzeme (western Latvia), up to now associated with Mindel-Riss. The absence of *Larix* pollen in Karuküla is explained by the same author as a result of insufficiently frequent sample-taking.

It is apparent from the foregoing that the dating of materials from Karuküla with C<sup>14</sup> awakens keen interest. The first sample was taken by Reet Pirrus in the middle part of forest peat (K<sub>4</sub> zone) in 1963. The age of this peat was determined by gas counting at the V. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Academy of Sciences of the USSR. The result, >33 000 years B. P. (Mo=375) (Виноградов и др., 1966), indicates that the Karuküla intermorainic strata are possibly older than the last glacial maximum.

Due to improvements in the scintillation count in the geobiochemical laboratory of the Institute of the Zoology and Botany, Academy of Sciences of the Estonian SSR (Пуннинг и др., 1966 б) it became possible to date samples more than 50 000 years old. A new series of samples from Karuküla was specially taken in 1965 and sent to the laboratory by K. Kajak. These samples were subjected to preliminary treatment eliminating humus and carbonate admixtures. The following datings were determined (Пуннинг и др., 1966 а):

wood (K <sub>4</sub> zone)	33 450 ± 800 years B. P.	(TA—99),
peat (K <sub>4</sub> zone)	48 100 ± 1700 " "	(TA—100),
peat (K <sub>3</sub> zone)	48 100 ± 1650 " "	(TA—101),
sapropelite (K <sub>2</sub> zone)	≥ 45 000 " "	(TA—106).

These datings (Fig. 2) support the view concerning the Upper Pleistocene age of the Karuküla strata and correlate well with their stratigraphic

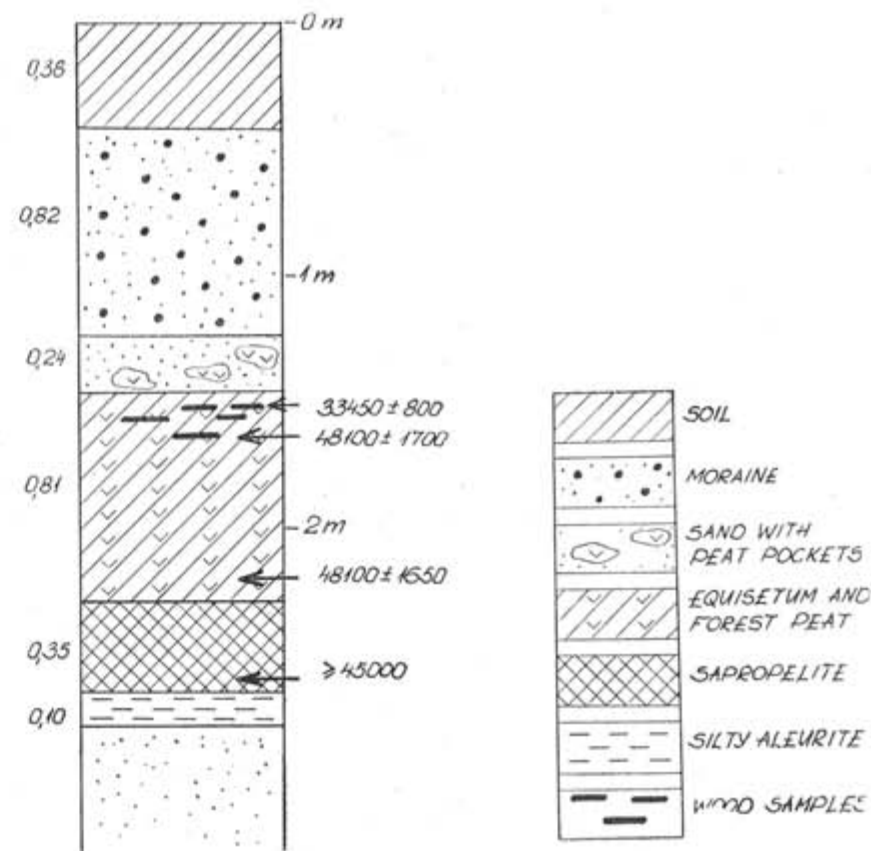


Fig. 2. Position of radiocarbon-dated samples in the Karuküla section.

phical relation and fresh character of organic material. The assumption on their Middle Pleistocene (Mindel-Riss) age is not proved. It is worth to note the deposits under consideration are older than the Paudorf fossil soils (29 000—25 000 years B. P.) but younger than the Brørup and Loop-

stedt interstadial deposits (appropriately about 59 000 and 50 000 years B. P.). Radiocarbon datings from Karuküla fall within the Mid-Würmian warm interval.

This interval is in agreement with the Mologa-Sheksna interglacial after A. Moskvitin (Москвитин, 1950). Nevertheless, the sediments of the ancient Mologa-Sheksna Lake, accepted as a stratotype, proved to be much older and synchronous to the Mikulino interglacial in the light of

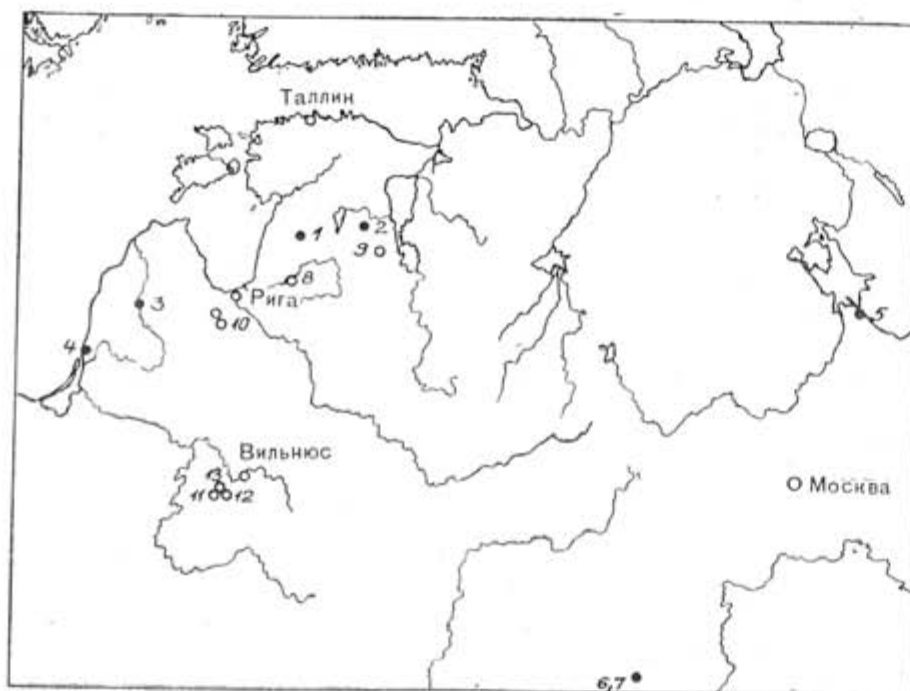


Fig. 3. Map of sections with radiocarbon-dated Late Pleistocene deposits in the northwestern part of the Russian Plain (Only localities mentioned in the article are indicated). Karuküla Interglacial:

- 1 — Karuküla; 2 — Peedu; 3 — Desele; 4 — Purmaliai; 5 — Chermenino; 6 — Bryansk; 7 — Mezina.  
Late Glacial:  
8 — Raunis; 9 — Kurenurme; 10 — Jelgava; 11 — Zervynos; 12 — Rudnia; 13 — Pamerkys.

recent palynological research (Гричук, 1961). Therefore we propose to consider the Karuküla intermorainic sediments as a proper stratotype of the post-Mikulino Upper Pleistocene interglacial in the Russian Plain (Пуннинг и др., 1967). This interglacial deserves to be named Karuküla.

At Peedu near Elva, south-eastern Estonia, intermorainic sands contain a lens of peat and gyttje of 20 centimeters in thickness. According to palynological data (E. Liivrand, unpublished communication) coniferous forests with *Picea*, *Pinus*, *Abies* and alder groves were broadly distributed when fresh-water deposits were accumulated. Pollen of *Abies* fluctuated between 1 and 10 per cent. At the time of climatic optimum a large amount of broadleaved species appeared, inclusive *Carpinus* and *Ulmus* (single pollen grains). *Corylus* grew in the undergrowth (up to

10 per cent of pollen). The age of wood from these sediments was determined by  $C^{14}$  as  $39\ 180 \pm 1960$  years B. P. (TA—136) and also fall within the Mid-Würmian warm interval (Fig. 3).

As it was emphasized by J. Danilans (Даниланс, 1966), the undermorainic fresh-water deposits in the Letiža river basin are similar to the Karuküla strata in respect to palynological data. Unfortunately, their radiocarbon dating was not finite: peat from Desele was dated as  $\geq 34\ 000$  years B. P. (Mo=317) (Виноградов и др., 1963). We suppose that the undermorainic fresh-water sediments in the Dangė north of Klaipėda was also accumulated during the Karuküla interglacial. Radiocarbon dating of peat from Purmaliai is  $> 29\ 000$  years B. P. (Mo=202) (Виноградов и др., 1962).

The Karuküla interglacial, an important event in the Upper Pleistocene history, began more than 48 000 years B. P., according to radiocarbon datings from Karuküla (TA—101, 106). Its climatic optimum was not so warm as compared with that of Mikulino interglacial. At this time coniferous and broadleaved forests grew with a great participation of *Picea*, *Pinus*, *Abies* and a considerable admixture of *Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*. We suppose that during the Karuküla interglacial a marine transgression took place in the Baltic. Evidence of ingression that took place about 30 000—26 000 years B. P. (Brotzen, 1961) was discovered in the Göta älv valley, western Sweden. Probably, the sea penetrated into the lowlands of northern and eastern Denmark and Rügen Island (Skærumhede transgression) and passed on to the interior of the Baltic depression. Development of lakes and bogs together with alluviation took place in various regions of the Russian Plain during the Karuküla interglacial.

We suppose that during this time the alluvium of the first terrace of the Volga was accumulated in the Yaroslavl Region. Near Rybinsk the relative height of this terrace reaches 13—14 metres, and its sockle is represented by the interglacial deposits, dark-grey compact gyttjas with numerous plant remnants and large tree trunks. Recently, Kh. Arslanov et al. (Арсланов и др., 1966) determined the age of these deposits as  $> 56\ 000$  years B. P. Thus the ancient Mologa-Sheksna Lake, named by A. Moskvitin (Москвитин, 1950), existed during the Mikulino interglacial, long before the Karuküla interglacial.

Near Rybinsk, in the upper part of terrace sections, younger alluvial sands with gravel layers are exposed. At Chermenino these sands contain shells of fresh-water mollusks: *Dreissena polymorpha* (Poll.), *Valvata piscinalis* (Müll.) m. *fluviatilis* Colb., *Bithynia tentaculata* (L.) and other species now distributed in the Volga basin (Носкив, 1960). V. Motuz (Мотуз, 1966) believes that this faunistic complex existed in the stream channel of the ancient Volga. Wood samples were taken from this section at the depth of 2 and 2.5 metres from the terrace edge and dated correspondingly as  $25\ 900 \pm 900$  years B. P. (Je=21) and  $28\ 800 \pm 2000$  (Je=22) (Старик, Арсланов, 1961).



These results probably indicate that these alluvial sands accumulated during the Karukūla interglacial. We cannot exclude the possibility of further alluviation in the post-Karukūla cold period with valley cutting in the Late Glacial, when, in the opinion of J. Vasiliev (Васильев, 1966), the Chvalynsk basin quickly regressed.

There are other traces of a continuous warm interval in the Upper Pleistocene, between the Mikulino Interglacial and the Late glacial, in central and eastern parts of the Russian Plain. Here it is necessary to point out in short some data on ancient soils buried within the Upper Pleistocene loess, situated above the Mikulino interglacial soils. T. Morozova (Морозова, 1962) informs that during the formation of these soils, named the Bryansk or Valdai ones, climatic conditions were extremely variable and included a „hot and relatively wet interval (active weathering of mineral mass, decomposition of organic matter) and a cold interval with deep freezing (specific aggregation of organic-mineral mass)“. When glaciers advanced during the Upper Valdai peak, soil formation ceased and loess accumulation began.

Soil burial is known to cause a decomposition of hydrolizable humus compounds, but the contents of the most resistant compounds, humic acids and humins, decreases (Чичагова, Левитан, 1966).  $C^{14}$  dating of these resistant humus compounds essentially permits to determine the time of the final falling out of organic soil matter from the carbon exchange circuit, and, consequently, to determine the end of the soil formation. Probably, the datings of the Bryansk fossil soils from the sections near Bryansk and Mezin,  $24\,920 \pm 1800$  ( $M_0 = 337$ ) and  $24\,200 \pm 1680$  years B. P. ( $M_0 = 342$ ) (Величко и др., 1964) indicate the end of the Karukūla interglacial. The Bryansk Interstadial, dated between 29 000 and 25 000 years B. P., like the Paudorf of Danubian plains, related with the final part of the Mid-Würmian warm interval (Серебрянный, 1967 p. 54, diagram); but this entire interval corresponds to the Karukūla Interglacial.

Up to the present time, we have no definite facts on the glacier evolution during the named interglacial. Its climatic optimum was probably marked by considerable deglaciation in northern Europe, but in the Scandinavian Mountains glaciers were more extensive than at the present time.

#### Dating of the maximal marginal zones of Upper Pleistocene glaciation

We have not been able as yet to fix the proper time of the maximal extension of the Valdai glaciation in the Russian Plain. It is not clear when the marginal zone at the limit of this glaciation was created — before or after the Karukūla interglacial. There are two possible alternatives:

A. During the Lower Valdai glacial peak, the ice reached the limit of Valdai glaciation, and the Brandenburg or Bologoye marginal zone was formed. During the following Karukūla Interglacial the Russian Plain

was completely ice free. The Upper Valdai glacial peak was marked by the extension of the ice up to the Pomeranian or Vepsovo marginal zone only. This assumption correlates well with a general trend for successive



Fig. 4. General view of the Zervynos section. Interstadial horizon (black) is interbedded between sands.

reduction of glaciated areas in the Russian Plain after the Dnepr glaciation. Another argument is a considerable erosional reworking of the glacial relief in the belt between the Bologoye and Vepsovo marginal zones, when compared with the fresh glacial accumulative forms north of the limit of Vepsovo zone.

B. The Lower Valdai glacial peak was less extensive, the deposits of that time being intensively reworked during the Karukūla Interglacial and covered by the Upper Valdai drift. The accumulation on the Upper Pleis-

locene glacial maximum during the Lower Valdai agrees well with certain data from the German Democratic Republic (Сеpek, 1965).

The first alternative (A) seems to be more possible and is supported by the couplings of erratic boulder-indicators in the Baltic Region (Тарвидас, 1957). In southeastern Lithuania erratic boulders are more weathered and split, and the original features of their orientation are disturbed as compared with boulders in other regions of Lithuania. Furthermore, the contents of boulder-indicators are considerably different on both sides of the Baltic Heights. On the basis of such data, R. Tarvydas concludes that the limit of the last glaciation passes through the southeastern margin of the Baltic Heights and is similar to the limit of the Pomeranian stage.

In various recent Soviet publications it is mentioned that the Ula interstade preceded the Pomeranian stage (Güdelis, 1958, et al.). The absolute age of this interstade was determined at about 16 000 years B. P., based on the  $C^{14}$  dating of moss peat from the section at Zervynos on the Ula River  $16\,260 \pm 640$  years B. P. (Mo=302) (Виноградов и др., 1963). Repeated analysis of samples taken from the same place gave the following results (Пиррус и др., 1967):

wood  $11\,930 \pm 110$  years B. P. (TA-124),

peat  $12\,160 \pm 120$  years B. P. (TA-125).

Both datings correlate well within the limits of statistical errors. It is difficult to suppose an equal contamination of different materials by younger carbon.

New age values of organic sediments from Zervynos stand close to the datings of fresh-water deposits from the adjoining section at Rudnia,  $12\,715 \pm 315$  years B. P. (Mo=339) and Pamerkys, lower strata  $12\,260 \pm 160$  (Mo=340), upper strata  $11\,500 \pm 430$  (Mo=341) (Виноградов и др., 1963). According to L. Micás (Мицас, 1963) and O. Kondratienė (Кондратене, 1963 а, б), the deposits from Zervynos, Rudnia and Pamerkys sections have similar stratigraphical and geomorphological relations and palynological data. This point of view is supported by all the radiocarbon datings, except those of Mo=302, which were subjected to revision.

### History of Gothiglacial

The Luga stage, an important milestone in the Gothiglacial history, was marked by one of the last glacial advances in the north-western part of the Russian Plain. A continuous zone of marginal formations arose from the Trans-Onega region up to the western Lithuanian shore. The age estimation of this stage became possible due to radiocarbon datings of organic substances lying above and under the Luga drift. As the deposits of the Raunis interstade preceding the Luga stage were dated as  $13\,390 \pm 500$  years B. P. (Mo=296) (Виноградов и др., 1963) the above-named stage reached its maximum about 13 200—13 000 years ago. Approximate

results were also received for the glacial stages followed by the Susacá and Cary-Mankato interstades in Western Europe and North America (Dreimanis, Vogel, 1965; Dreimanis, 1966).

At Kurenurme section, southeastern Estonia, remains of Salix wood were taken from sandy loams above the Luga moraine. Radiocarbon dating of  $12\,650 \pm 500$  years B. P. (TA-57) (Лийва и др., 1966) indicates that these deposits accumulated at the beginning of the Bølling interstade. It follows from this account that the Luga stage continued for about 500 years and preceded the Bølling interstade. We consider the latter as an equivalent to the Okhta interstade.

During the deglaciation in the Bølling time, extensive ice-dammed lakes existed in the northwestern areas of the Russian Plain. One of them was situated in the Zemgale Lowland in Latvia. Thick beds of varved clays were superimposed on the water-worn surface of the Luga moraine near the southern fringe of this ancient basin. In numerous exposures near Jelgava one can see that fine-grained sands and silts with interbedded plant remains superimpose varved clays. Fossil Dryas flora from these layers was described by V. Stelle (Стелле, 1963; Stelle, 1963 а, б, et al.). Plant remains from the quarry of the brickyard „Sarkanais mals“ were dated by  $C^{14}$  as  $10\,390 \pm 105$  years B. P. (TA=128) and those from the quarry of the brickyard „Progress“ were dated as  $11\,950 \pm 110$  and  $11\,875 \pm 40$  (TA=129, 129A) (Пуннинг и др., 1968).

Plant-bearing sands and silts were accumulated during a long period from the early Allerød to final Younger Dryas. Datings were obtained for the beds overlying varved clays. It is likely that in the Older Dryas during the short Neva stage the environment of the Zemgale ice-dammed lake changed abruptly, resulting in an accumulation of silts and clays instead of varved clays. During the Allerød interstade this large lacustrine basin became shallow and dissociated into separate lakes.

According to known geological data the ice sheet left the northwestern margin of the Russian Plain by the end of Allerød, about 11 000 years B. P.

### LITERATURA

- ANDERSEN, Sv. Th.: 1957. New investigations of interglacial fresh-water deposits in Jutland. A preliminary report: Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 8.
- ANDERSEN, Sv. Th.: 1961. Vegetation and its environment in the Early Weichselian Glacial Last Glacial. Danmarks Geologiske Undersøgelse. II Række, Nr. 75.
- ANDERSEN, Sv. Th., de VRIES, H., ZAGWIJN, W. H.: 1960. Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. Geologie in mijnbouw, Jg. 39, nr. 2.
- BROTZEN, F.: 1961. An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden. Geol. Förhandl., Bd. 83, h. 2.
- CEPEK, A. G.: 1965. Geologische Ergebnisse der ersten Radiocarbonatierungen der erstenstadialen im Lausitzer Urstromtal. Geologie, Jg. 14, H. 5—6.
- DREIMANIS, A.: 1957. Stratigraphy of the Wisconsin glacial stage along the northwestern shore of Lake Erie. Science, 126.

- DREIMANIS, A.:** 1960. Pre-classical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes region, North-America. Intern. Geol. Congr., 21-st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden, 27.
- DREIMANIS, A.:** 1966. The Susacá-Interstadial and the subdivision of the Late Glacial Discussion. *Geologie en Mijnbouw*, Jg. 45, H. 12.
- DREIMANIS, A., VOGEL, J. C.:** 1965. Reevaluation of the length of the Port Talbot Interstadial in the Lake Erie region, Canada. Radiocarbon and Tritium dating. Proc. 6th Intern. C<sup>14</sup> and Tritium Dating Conf. 782.
- DREIMANIS, A., TERASMAE, I. Mc KENZIE G. D.:** 1966. The Port-Talbot interstade of the Wisconsin glaciation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, № 3 (305).
- EMILIANI, C.:** 1961. Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of globigerina-ooze facies. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 95, Art. 1.
- EMILIANI, C.:** 1964. Paleotemperature analyses of the Caribbean cores A254-BR-C and CP-28. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 75.
- GROSS, H.:** 1964. Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 15.
- GROSS, H.:** 1966a. Der Streit um die Geochronologie des Spätpleistozäns und sein Ausgang. *Forschungen und Fortschritte*, Jg 40, H. 6.
- GROSS, H.:** 1966b. Was hat W. Soergel mit seinem WI (Würm I, Weichsel I) gemeint? *Quartär*, Bd. 17.
- GUDELIS, V.:** 1958. Vėlyvojo kvartero stratigrafijos ir paleogeografijos klausimai Europoje ir Siaurės Amerikoje. *Lietuvos TSR Geografinė Draugija, Geografinis Metraštis*, t. I. Vilnius.
- JESSEN, K., MILTHERS, V.:** 1928. Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and North-West Germany. *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, II Raekke, Nr. 48.
- STELLE, V.:** 1963a. Driasa floras augu atliekas kiegulu fabrikas „Progress“ apkartne pie Jelgavas. *Latvijas valsts Universitates Zinatniskie raksti*, sej. 49.
- STELLE, V.:** 1963b. Driasa floras augu atliekas kiegulu fabrikas „Spartakas“ raktuves Ozolnieku apkartne. *Latvijas valsts Universitates zinatniskie raksti*, sej. 49.
- WOLDSTEDT, P.:** 1960. Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 11.
- WOLDSTEDT, P.:** 1962. Ober die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 13.
- АРСЛАНОВ Х. А., ГРОМОВА Л. И., НОВСКИЙ В. А.:** 1966. Уточнение возраста верхнеплейстоценовых отложений некоторых разрезов Ярославского Поволжья (по С<sup>14</sup>). В кн.: «Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология», М., Изд-во «Наука».
- ВАСИЛЬЕВ Ю. М.:** 1966. О второй надпойменной террасе нижней Волги. В кн.: «Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология», М., Изд-во «Наука».
- ВЕЛИЧКО А. А., ДЕВИРЦ А. А., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г., МОРОЗОВА Т. Д., ЧИЧАГОВА О. А.:** 1964. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины. *Докл. АН СССР*, т. 155, № 3.
- ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г.:** 1962. Определение абсолютного возраста по С<sup>14</sup>. Сообщение 3. *Геохимия*, № 5.
- ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г.:** 1963. Определение абсолютного возраста по С<sup>14</sup>. Сообщение 4. *Геохимия*, № 9.
- ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г.:** 1966. Данные радиоуглеродной лаборатории Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР. В кн.: *Верхний плейстоцен, стратиграфия и геохронология*, М., Изд-во «Наука».
- ГРИЧУК В. П.:** 1961. Ископаемая флора и палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М. Изд-во АН СССР.
- ДАНИЛАНС И. Я.:** 1966. Пыльцевые зоны миндель-рисских отложений бассейна р. Летижа и их сопоставление с аналогичными зонами в других районах. В кн.: «Палинология в геологических исследованиях Прибалтики». Изд-во «Зинатне», Рига.
- КИНД Н. В.:** 1965. Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода). В кн.: «Четвертичный период и его история», М., Изд-во «Наука».
- КИНД Н. В.:** 1966. О подразделении вюрма — висконсина. В кн.: «Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология», М., Изд-во «Наука».
- КОНДРАТЕНЕ О. П.:** 1963a. Межстадиальные отложения последнего оледенения в долине р. Ула. *Труды АН Литовской ССР*, сер. Б, № 3(34).
- КОНДРАТЕНЕ О. П.:** 1963b. Новые разрезы погребенных древне-озерных отложений в долине р. Меркис. В кн.: «Вопросы геологии Литвы», Вильнюс.
- ЛИЙВА А. А., ИЛЬВЕС Э. О., ПУННИНГ Я.-М. К.:** 1966. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники Академии наук Эстонской ССР. *Известия АН Эстонской ССР*, т. XV, серия биол. № 1.
- МИЦАС Л. С.:** 1963. Террасы долины р. Меркис. *Труды АН Литовской ССР*, сер. Б, № 1(32).
- МОРОЗОВА Т. Д.:** 1962. Ископаемые почвы валдайского интерстадиала. *Докл. АН СССР*, т. 143, № 2.
- МОСКВИТИН А. И.:** 1950. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М. Изд-во АН СССР.
- МОТУЗ В. М.:** 1966. Фауна четвертичных моллюсков из осадков древнего Молого-Шекнинского озера. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*, № 31, М., Изд-во «Наука».
- НОВСКИЙ В. А.:** 1960. Находка *Dreissena polymorpha* в четвертичных слоях Рыбинского района Ярославской области. *Бюлл. Ин-та биологии водохранилищ*, вып. 8—9.
- ОРВИКУ К. К., ПИРРУС Р. О.:** 1965. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонская ССР). В кн.: «Литоология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Таллин.
- ПИРРУС Р., ПУННИНГ Я.-М., РАУКАС А., СЕРЕБРЯННЫЙ Л.:** 1967. Абсолютный возраст и стратиграфическое положение уласких межстадиальных отложений Юго-Восточной Литвы. *Известия АН Эстонской ССР*, т. XVI, серия химия—геология, № 2.
- ПУННИНГ Я.-М., ИЛЬВЕС Э., ЛИЙВА А.:** 1966a. Датирование древних образцов радиоуглеродным методом. *Известия АН Эстонской ССР*, т. XV, серия биол. № 4.
- ПУННИНГ Я.-М., ЛИЙВА А., ИЛЬВЕС Э.:** 1966b. Усовершенствованная методика определения абсолютного возраста по природному радиоуглероду. *Известия АН Эстонской ССР*, т. XV, серия физико-математ. и технических наук, № 2.
- ПУННИНГ Я.-М. К., РАУКАС А. В., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р., СТЕЛЛЕ В. Я.:** 1968. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине. *Доклады АН СССР*, т. 178, № 4.
- ПУННИНГ Я.-М. К., РАУКАС А. В., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.:** 1967. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. *Мат. II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР*. Минск.
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р., РАУКАС А. В.:** 1966. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена. В кн.: «Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология», М., Изд-во «Наука».
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.:** 1967. Когда растаяли льды на Русской равнине? «*Природа*», № 3.
- СТАРИК И. Е., АРСЛАНОВ Х. А.:** 1961. Возраст по радиоуглероду некоторых образцов четвертичного периода. *Докл. АН СССР*, т. 138, № 1.
- СТЕЛЛЕ В. Я.:** 1963. Остатки растений позднеледникового времени в карьере кирпичного завода «Сарканайс малс» у нас. п. Ане вблизи г. Елагава. *Труды Института геологии АН Латвийской ССР*, т. XI. Вопросы четвертичной геологии, II. Рига.

Рубеж дани- и готигляциала отвечает началу лужской стадии, имевшей широкое распространение на северо-западе Русской равнины. На основании радиоуглеродных датировок максимум этой стадии можно отнести к 13 200—13 000 лет назад, а общую продолжительность — оценить в 500 лет. Датировки ископаемой дриасовой флоры из позднеледниковых озерных слоев у Елгавы свидетельствуют, что вмещающие осадки накапливались с начала аллереда до конца верхнего дриаса. Ниже лежащие ленточные глины образовались ранее аллереда, возможно, в беллинге. Ледниковый покров окончательно покинул Русскую равнину в конце аллереда, около 11 000 лет назад.

Подписано к печати 1.VII.1970 г. ЛВ 11762

Формат бумаги 70×108<sup>1/8</sup>—11,5 бум. л.—32,2 в. л.  
+ II вклеек 30,98 уч.-изд. л.

Цена 2 руб. 16 коп.

Тираж 800 экз.

Отпечатано в гос. типографии «Пиргале», Вильнюс,  
ул. Латако 6. Зелка № 4021.