

ACADEMY OF SCIENCES OF THE LITHUANIAN SSR
DEPARTMENT OF GEOGRAPHY
INQUA SOVIET SECTION

BALTICA

3

INTERNATIONAL YEARBOOK
FOR THE QUATERNARY GEOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHY,
COASTAL MORPHOLOGY AND SHORE PROCESSES,
MARINE GEOLOGY AND RECENT TECTONICS
OF THE BALTIC SEA AREA

Editor: V. GUDELIS

„MINTIS“



VILNIUS — 1967

АКАДЕМИЯ НАУК ЛИТОВСКОЙ ССР
ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ
СОВЕТСКАЯ СЕКЦИЯ ИНКВА

BALTICA

3

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ЕЖЕГОДНИК ПО ВОПРОСАМ
ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ,
ДИНАМИКИ И МОРФОЛОГИИ БЕРЕГОВ,
МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И НЕОТЕКТониКИ
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Редактор: В. К. ГУДЕЛИС

„МИНТИС“



ВИЛЬНЮС — 1967

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER LITAUISCHEN SSR
GEOGRAPHISCHE ABTEILUNG
SOWJETISCHE SEKTION INQUA

BALTICA

3

INTERNATIONALES JAHRBUCH
FÜR QUARTÄRGEOLOGIE UND-PALÄOGEOGRAPHIE,
KÜSTENMORPHOLOGIE UND-DYNAMIK,
MEERESGEOLOGIE UND NEOTEKTONIK
DES OSTSEERAUMES

Redakteur: V. GUDELIS

„MINTIS“



VILNIUS — 1967

LIETUVOS TSR MOKSLŲ AKADEMIJA
GEOGRAFIJOS SKYRIUS
INQUA TARYBINĖ SEKCIJA

BALTICA

3

TARPTAUTINIS METRAŠTIS
BALTIJOS JŪROS KVARTERO GEOLOGIJOS
IR PALEOGEOGRAFIJOS, KRANTŲ MORFOLOGIJOS
IR DINAMIKOS, JŪRŲ GEOLOGIJOS
IR NEOTEKTONIKOS KLAUSIMAIS

Redaktorius: V. GUDELIS

„MINTIS“



VILNIUS — 1967

P. Šinkins
2430

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО
МОРЯ И ЕГО БЕРЕГОВ

THE HISTORY OF DEVELOPMENT
OF THE BALTIC SEA AND ITS COASTS

DIE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE
DER OSTSEE UND IHRER KÜSTEN

BALTIJOS JŪROS IR KRANTŲ
VYSTYMOŠI ISTORIJA

BALTICA

CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT

<i>АБРАМОВА, С. А., ДАВЫДОВА, Н. Н., КВАСОВ, Д. Д.:</i> О восточных пределах распространения пребореального Иолдие- вого моря	11
<i>АБРАМОВА, С. А., ДАВЫДОВА, Н. Н., КВАСОВ, Д. Д.:</i> On the eastern limits of the expansion of pre-Boreal Yoldian Sea	20
Über die östlichen Verbreitungsgrenzen des präborealen Yoldiameeres	21
<i>КÖSTER, R.:</i> Der nacheiszeitliche Transgressionsverlauf an der schleswig-holsteini- schen Ostseeküste im Vergleich mit den Kurven des weltweiten eustati- schen Wasseranstieges	23
The postglacial Transgression at the Baltic shoreline of Schleswig- Holstein compared with the curves of the world-wide eustatic sea-level rise	39
<i>КЕСТЕР, Р.:</i> Ход послеледниковых трансгрессий на балтийском побережье Шлез- виг-Гольштейна по сравнению с кривыми эвстатического подъема уровня мирового океана	40
<i>УСИКОВА, Т. В., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И., ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н.:</i> К вопросу о позднеледниковой истории Балтики в районе Ленин- града	43
<i>USIKOVA, T. V., KLEIMENOVA, G. I., JINORIDZE, R. V.:</i> On the question of the Baltic Sea development in the Leningrad area during the late-Glacial time	57
Zur Frage der Ostseegeschichte in der Späteiszeit im Raum von Lenin- grad	59
<i>ВРОДНIEWICZ, J. & ROSA, B.:</i> The boring hole and the fauna at Czolpino, Poland	61
Die Bohrung und Fauna in Czolpino, Polen	82
<i>БРОДНЕВИЧ, И., РОСА, Б.:</i> Буровая скважина и фауна в Чолпино, Польша	85
<i>БЕРЗИНЬ, Л. Э.:</i> Возраст трансгрессий и колебания уровня ранне- и средне- голоцено- вых бассейнов Балтики в вершине Рижского залива	87
<i>BERZIN, L. E.:</i> On the age and sea level oscillations of Early and Middle Holocene Baltic Sea transgressions in the upper part of the Gulf of Riga	103
Über das Alter der Ostseetransgressionen und die Niveauschwankungen im Zipfel des Rigaer Meerbusens während des früheren und mittleren Holozäns	103

<i>ВАСЗЫК, J.:</i>	Die geomorphologische Entwicklung der Bucht von Gdansk im Holozän Le développement géomorphologique du Golfe de Gdansk dans la période d'holocènes	105 120
<i>БОНЧИК, Ю.:</i>	Геоморфологическое развитие Гданского залива в голоцене	121
<i>ГУДЕЛИС, В. К.:</i>	Морфогенетические типы берегов Балтийского моря	123
<i>GUDELIS, V.:</i>	The morphogenetic types of the Baltic Sea coasts Die morphogenetischen Küstentypen der Ostsee	144 145
<i>ДОЛОТОВ, Ю. С.:</i>	О штормовых изменениях рельефа и состава наносов подводного берегового склона (по материалам Восточной Балтики)	147
<i>DOLOTOV, Y. S.:</i>	Changes of relief and sediment mechanical composition by storm on the submarine shore slope (based on the East Baltic materials) Veränderungen des Reliefs und der Sedimentzusammensetzung am untermeerischen Uferabhang beim Sturm	167 169
<i>GELLERT, J. F.:</i>	Rhythmische Erscheinungen am Seestrand der Schaabe auf Rügen Rhythmical phenomena on the sea beach of Schaabe Isthmus, Rügen	171 182
<i>ГЕЛЛЕРТ, Н. Ф.:</i>	Ритмические явления на морском пляже перешейка Шаабе, на острове Рюген	182
<i>NIKOLAEV, N. I., BABAK, V. I., MEDYANTSEV, A. I.:</i>	Some neotectonic problems of the Baltic Shield and the Norwegian Caledonides Zur Frage der Neotektonik des Baltischen Schildes und der norwegischen Kaledonide	183 202
<i>НИКОЛАЕВ, Н. И., БАБАК, В. И., МЕДЯНЦЕВ, А. И.:</i>	Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид	202
<i>БИСКЭ, Г. С., ЛАК, Г. Ц.:</i>	О причинах послеледниковых колебаний береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского щита	203
<i>BISKE, G. S. & LAK, B. C.:</i>	Über die Ursachen der Uferlinienverschiebungen im Postglazial in der Randzone des Baltischen Schildes On the cause of the shoreline displacements of post-Glacial age in the marginal zone of the Baltic Shield	212 211
<i>ГАЙГАЛАС, А., ГУДЕЛИС, В., СПРИНГИС, К., КОНШИН, Г., САВВАИТОВ, А., ВЕЙНБЕРГС, И., РАУКАС, А.:</i>	Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова	215
<i>GAIGALAS, A., GUDELIS, V., SPRINGIS, K., KONSJIN, G., SAVVAITOV, A., VEINBERGS, I., RAUKAS, A.:</i>	Orientation of pebble long axes in the tills of the last glaciation in the East Baltic Region and its relation to the ice sheet shrinkage Über die Regelung der Geschiebelängsachsen in den Grundmoränen der letzten Vereisung Ostbaltikums im Zusammenhang mit dem Rückzug des Inlandeises	232 233
<i>СЕРЕБРЯННЫЙ, Л. Р., РАУКАС, А. В.:</i>	Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах	235
<i>SEREBRAYANNY, L. & RAUKAS, A.:</i>	Correlation of Gothiglacial ice marginal belts in the Baltic Sea depression and the neighbouring countries Corrèlation des formations Gothiglaciales marginales dans la dépression de la mer Baltique et des pays voisins	247 248
<i>ДОЛУХАНОВ, П. М., ВИГДОРЧИК, М. Е., ЗНАМЕНСКАЯ, О. М., САММЕТ, Э. Ю.:</i>	Локальные различия в развитии растительности Северной Европы в поздне- и послеледниковое время и проблема датировки археологических культур	251
<i>DOLUKHANAV, P. M., VIGDORCHIK, M. E., ZNAMENSKAYA, O. M., SAMMET, E. J.:</i>	Local differences in vegetational Evolution of Northern Europe and the problem of dating of Stone Age cultures Die lokale Verschiedenheiten in der Vegetationsentwicklung Nordeuropas und das Problem der Datierung der steinzeitlichen Kulturen	268 270
<i>СТАСЯК, J.:</i>	Age and Evolution of meltwater basins in the Masurian Lake district Alter und Evolution der Ausschmelzungsbecken auf der Masurischen Seenplatte	273 283
<i>СТАСЯК, Я.:</i>	Возраст и эволюция термокарстовых впадин мазурского поозерья	284
<i>АФАНАСЬЕВ, Б. Л.:</i>	Морские морены Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение	287
<i>AFANASYEV, B. L.:</i>	Sea moraines of Latvia and their possible correlational and stratigraphic importance Die Meeresmoränen Lettlands und ihre potentielle korrelative und stratigraphische Bedeutung	302 302

О ВОСТОЧНЫХ ПРЕДЕЛАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРЕБОРЕАЛЬНОГО ИОЛЬДИЕВОГО МОРЯ

С. А. АБРАМОВА, Н. Н. ДАВЫДОВА, Д. Д. КВАСОВ, Ленинград

В настоящее время большинство исследователей предполагает, что пребореальное Иольдиевое море проникало в котловину Ладожского озера (Саугато, 1958). Однако до сих пор здесь не было найдено солоноватоводных отложений пребореального возраста. Это дало повод Г. С. Бискэ (1959) сомневаться в том, что морские воды достигали ладожской котловины в поздне- и послеледниковое время. Для разрешения вопроса о восточных пределах распространения пребореального Иольдиевого моря необходимо привлечь новый фактический материал по стратиграфии донных отложений Ладожского озера и тех озер северной части Карельского перешейка, которые могли бы находиться в пределах акватории Иольдиевого моря. Такой материал получен в ходе работ Лаборатории озероведения Ленинградского университета.

Колонки донных отложений Ладожского озера были взяты ударным стратометром Перфильева. Для 19 колонок, равномерно распределенных по всей площади озера, произведен спорово-пыльцевой и диатомовый анализ. Пятью колонками в центральной части озера вскрыт полный разрез послеледниковых отложений, причем в трех из них (43/59, 45/59 и 69/58) ниже послеледниковых залегают отложения позднего дриаса. В настоящей работе приводятся спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы колонки 45/59, длиной 70,5 см, взятой на глубине 60 м (рис. 2). Колонка прошла следующие горизонты:

- 0—21 см — бурый ил с темными включениями и прослойками,
- 21—28 см — серая глина с песчано-алевритовыми прослойками,
- 28—70,5 см — серая, микрослоистая, ленточная глина.

В отложениях позднего дриаса в общем составе пыльцы преобладает пыльца древесных пород (56%), трав — порядка 40%, количество спор не превышает 15%. Среди древесных пород доминирует береза — до 60% (в том числе пыльца *Betula sec. Nanae*); сосны — 20—25%, ольхи — до 15—20%. Относительно много ели — до 9%. Отдельные пыльцевые зерна граба и других широколиственных пород, по-видимо-

му, переотложены из межледниковых отложений. Встречается пыльца ивы. Среди пыльцы травянистых растений преобладают полины — до 51% и маревые — до 17%. Много также осоковых и разнотравья. Среди споровых доминируют зеленые и сфагновые мхи.

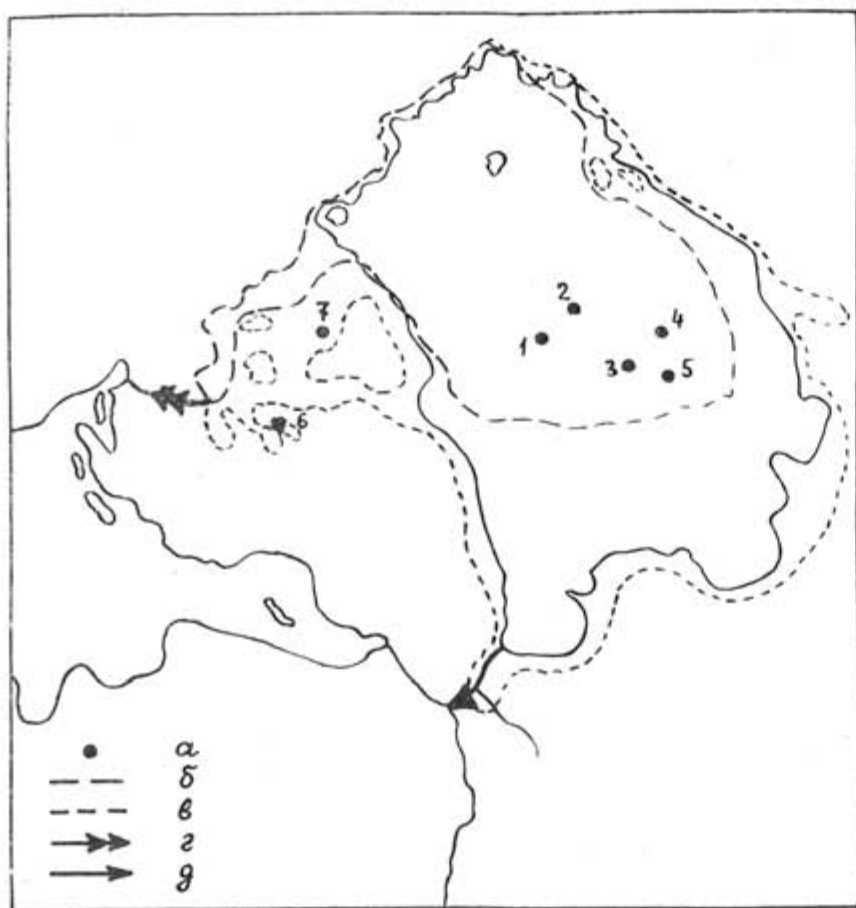


Рис. 1. Схема района исследований

а) — разрезы пребореальных отложений, по которым имеются данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов: 1 — 37/59; 2 — 35/59; 3 — 43/59; 4 — 45/59; 5 — 6/60; 6 — 3033 оз. Красное (Пуинус-ярви); 7 — оз. Лопата, по Е. С. Малаховой и Е. А. Спиридоновой (1965); б) — очертания Лadoжского озера в начале пребореального времени; в) — очертания Лadoжского озера в период максимума ладожской трансгрессии (по Ю. Айно, 1915); г) — направление стока из Лadoжского озера до образования р. Невы; д) — направление прорыва вод через водораздел, приведшего к образованию р. Невы.

Диатомовые водоросли в отложениях позднего дриаса немногочисленны: найден всего 21 вид, 14 из них — планктонные и 7 бентосные. Ведущими по численности являются пресноводные планктонные диатомеи: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. (обилие 4), *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz., *C. vorticosa* A. Berg., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. (обилие 3). Прочие диатомеи отмечены единично. Среди пресноводных диатомей встречено 12 индиферентов, 4 галофоба и 3 галофила.

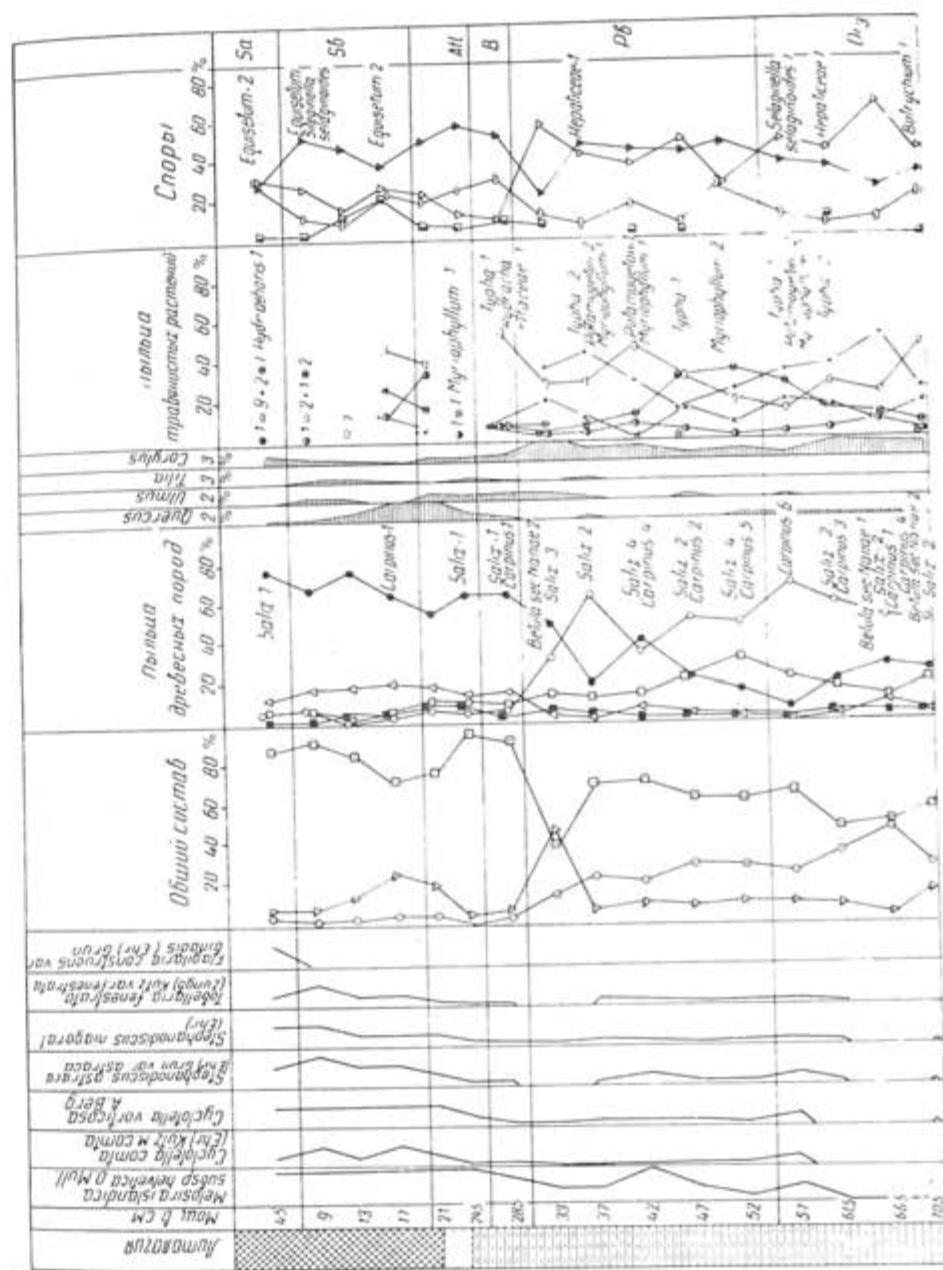


Рис. 2. Диатомовая и спорово-пыльцевая диаграмма грунтовой колонки 45/59, центральная котловина Лadoжского озера

Кроме того, были найдены отдельные споры морской *Thalassiosira gravida* Cl. и створка *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs, находящиеся во вторичном залегании.

В синхронных горизонтах из других колонок донных отложений встречен сходный по составу небогатый пресноводный диатомовый комплекс, где численно преобладают планктонные диатомеи.

В отложениях пребореального времени пыльца древесных пород составляет до 65% от общего состава, трав — 29% и спор — 10%. Преобладает преобладать береза, но к концу периода увеличивается содержание пыльцы сосны. Количество ели уменьшается. В составе пыльцы травянистых растений количество полыней несколько уменьшается и возрастает роль разнотравья и осоковых. Среди споровых продолжают господствовать зеленые и сфаговые мхи, довольно много также папоротников.

В пребореальных отложениях встречен 21 представитель диатомовых водорослей, 15 из которых планктонные и 6 — бентосные. Как и в позднеледниковое время, ведущими по численности являются пресноводные планктонные диатомеи — *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. (обилие 4—6) и *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. (обилие 3). Остальные виды немногочисленны. В составе пресноводных диатомей встречено 13 индифферентов, 5 галофилов и 4 галофоба. Найдена одна переотложенная спора морской диатомеи *Thalassiosira gravida* Cl.

Бореальные отложения выделены в колонке 45/59 не вполне уверенно. Они, вероятно, имеются только в интервале 25—29 см. Здесь резко уменьшается процент пыльцы травянистых растений, среди которых уже почти нет ксерофитов. В составе пыльцы древесных пород резко преобладает сосна, а среди спор увеличивается количество папоротников. Диатомеи немногочисленны — их насчитывается 10 видов, причем все это пресноводные планктонные водоросли; высокого обилия среди них достигает лишь *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. (обилие 5).

В отложениях атлантического времени, которые также выделяются предположительно, увеличивается количество пыльцы широколиственных пород. Число видов диатомовых возрастает — их здесь встречено 30. Половину найденных водорослей составляют планктонные виды, из числа которых в массе накапливаются *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. (обилие 6) и *Cyclotella vorticosa* A. Berg. (обилие 4). Все найденные диатомовые — пресноводные водоросли; среди них 26 индифферентов, 3 галофила и 1 галофоб.

Суббореальные отложения характеризуются увеличением количества пыльцы ели. Диатомовая флора богата и разнообразна по составу. Здесь найдено 70 видов и разновидностей диатомовых, из них 23 планктонных и 47 бентосных. Массовыми являются *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. (обилие соответственно 6 и 5), а также *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz., *C. vorticosa* A. Berg., *Stephanodiscus niagarae* Ehr., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.)

Kütz. (обилие 4) — пресноводные истинно планктонные диатомеи. Прочие диатомовые менее обильны. Все они — пресноводные виды, олигогалобы, в их числе 54 индифферента, 10 галофилов и 5 галофобов. Встречена также во вторичном залегании солоноводная диатомея, мезогалоб, *Rhopalodia musculus* var. *mirabilis* Fricke.

Наконец в субатлантическое время количество пыльцы ели несколько уменьшается. В осадках этого времени встречено 49 видов и разновидностей пресноводных диатомовых, из них 26 планктонных и 23 — бентосных. В массе здесь накапливается *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. (обилие 6), а также *Cyclotella vorticosa* A. Berg., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. и *S. niagarae* Ehr. (обилие 4). Остальные диатомовые — немногочисленны. По экологии — все они пресноводные водоросли, олигогалобы, в том числе, 39 — индифференты, 7 — галофилы и 3 — галофобы.

Всего в колонке 45/59 встречено 96 диатомовых водорослей, из них 32 планктонных и 64 бентосных. Подавляющее большинство составляют пресноводные водоросли, олигогалобы, среди которых преобладают индифференты — 73 вида, встречено 14 галофилов и 6 галофобов. Кроме того, во вторичном залегании найдены отдельные створки эугалоба *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs., мезогалоба *Rhopalodia musculus* var. *mirabilis* Fricke и споры эугалоба *Thalassiosira gravida* Cl. По географическому распространению 60% диатомовых — широко распространенные виды — космополиты, 30% — северо-альпийские и 10% — бореальные; теплолюбивый элемент отсутствует. Во всех горизонтах осадочной толщи в массе накапливаются истинно-планктонные диатомеи, обитатели глубоких холодноводных олиготрофных озер. В нижних горизонтах диатомовые малочисленны. Следов растворения створок не наблюдается, следовательно бедность состава связана с суровыми условиями в древнем водоеме. Состав диатомовых в различных горизонтах свидетельствует о преемственном развитии в водоеме пресноводной диатомовой флоры.

Для более полного суждения о пресноводном характере диатомовой флоры мы приводим сводные материалы по диатомовым водорослям, вскрытым в отложениях всех 19 проанализированных нами колонок донных отложений (таблица 1). Общим пресноводный характер диатомовой флоры наглядно прослеживается в отложениях всех горизонтов. При этом следует обратить внимание на постоянную примесь морских диатомовых, эугалобов, а также мезогалобов, которые встречаются даже в самом верхнем неконсолидированном слое современных озерных отложений. Это свидетельствует и о том, что в водосборном бассейне Ладожского озера происходит размыв морских отложений и вынос из них морских диатомей, которые затем вторично отлагаются в ладожской котловине. Анализ таблицы 1 показывает, что диатомовые эугалобы и мезогалобы экологически несовместимы со всем остальным пресноводным диатомовым комплексом и не могут обитать в водоеме, где господствует пресноводная диатомовая флора.

Выводы, полученные при изучении Ладожского озера, подтверждаются данными по стратиграфии донных отложений озера Красного (Пуинус-ярви), расположенного на границе северной озерной низины и Центральной возвышенности Карельского перешейка. В период ладожской трансгрессии озеро Красное было глубоким заливом Ладоги. Пыльцевой и диатомовый анализ проведен для разреза скважины 3933, пробуренной со льда в центральной части озера на глубине 11,2 м. Мощность вскрытых скважиной отложений достигает 29 м. Были найдены следующие горизонты:

- 0—15,3 м — ил черный, рыхлый, хорошо разложившийся с примесью минеральных частиц;
- 15,3—24,8 м — суглинок тяжелый, пылеватый, серый;
- 24,8—28,8 м — супесь легкая, пылеватая, серая.

На забое скважины встречены мелкозернистые пески.

В позднеледниковых отложениях высок процент пыльцы травянистых растений (30—40%), среди которых преобладают *Artemisia* (~60%) и *Chenopodiaceae* (~20%). Из древесных пород наиболее часто встречаются сосна (~40%), береза (~30%) и ель (~15%). Общий состав спектра и характер травянистой растительности позволяют отнести эти отложения к позднему дриасу. Но состав пыльцы древесных пород не подкрепляет такое заключение. В отложениях позднеледниковья найдено 136 диатомей. Доминантами являются пресноводные истинно-планктонные виды — *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *M. granulata* (Ehr.) Kütz., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. var. *astraea* и *S. astraea* var. *minutulus* (Kütz.) Grun. Единично встречены

Таблица 1

Количество представителей диатомовых и их распределение по галобности в отложениях озер Ладожского и Красного

Вре- мя	оз. Ладожское							оз. Красное					
	количество образцов	количество представи- телей диа- томовых	олигогалобия			мессога- лобия	эуга- лобия	количество образцов	количество предстали- телей диа- томовых	олигогалобия			эуга- лобия
			гало- фобия	индифе- рентия	гало- филья					гало- фобия	индифе- рентия	гало- филья	
Со- вре- мен- ные	125	266	24	197	34	3	3	—	—	—	—	—	—
Sa	55	247	15	191	35	3	3	3	82	3	69	10	—
Sb	76	236	16	182	34	3	1	—	—	—	—	—	—
A	20	97	4	84	8	—	1	16	168	5	137	26	—
B	13	20	1	15	2	—	2	7	121	3	101	16	1
Pb	25	33	3	21	8	—	1	3	101	3	84	13	1
Позд- не- лед- ни- ко- вые	11	22	4	12	4	—	2	6	136	6	108	19	3

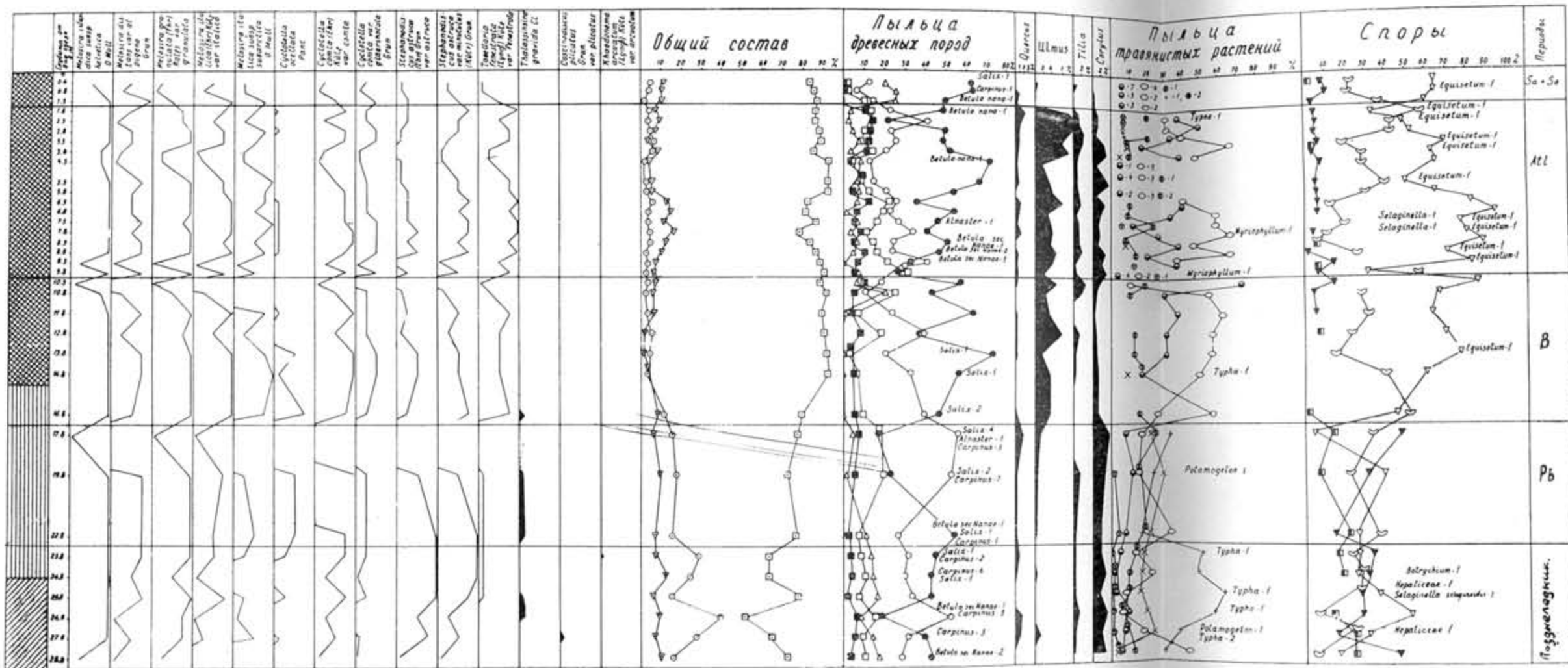


Рис. 3. Дятмовая и спорово-пыльцевая диаграмма скважины 3933, оз. Красное (Пуннус-ярви).

морские диатомеи, эугалобы — *Thalassiosira gravida* Cl. (спора), *Coscinodiscus plicatus* Grun. (обломок створки) и *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz. (обломок створки), которые экологически несовместимы со всем остальным пресноводным диатомовым комплексом. Эти диатомовые встречаются в мгинских морских межледниковых отложениях и вероятно переотложены из них.

В пребореальных отложениях процент пыльцы травянистых растений уменьшается, и среди них возрастает роль осоковых и разнотравья за счет ксерофитов, которые все же еще достаточно обильны. Было встречено 100 пресноводных диатомовых и переотложенные споры морской *Thalassiosira gravida* Cl. Доминируют *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs., *M. distans* var. *alpigena* Grun., *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz.

В бореальное время резко уменьшается количество пыльцы травянистых растений. Ксерофиты перестают играть сколько-нибудь заметную роль. Среди пыльцы древесных пород преобладает сосна, которая дает характерный двойной пик; в заметном количестве появляется пыльца широколиственных пород, в основном — вяза. Диатомовая флора полностью сохраняет свой пресноводный характер — встречено 120 пресноводных диатомовых и единично переотложенные споры *Thalassiosira gravida* Cl. Выше по разрезу обломки и споры морских или солоноводных диатомовых вообще не были встречены.

Таким образом, по данным диатомового анализа в котловине озера Красного с конца позднеледникового времени существовал довольно глубокий бассейн, где обитала пресноводная диатомовая флора, близкая по составу к диатомовой флоре Ладожского озера.

В пределах восточной части северной озерной низины Карельского перешейка, к северу от оз. Суходольского, расположено оз. Лопата, стратиграфия донных отложений которого изучалась Е. С. Малайской и Е. А. Спиридоновой (1965). Был вскрыт полный разрез послеледниковых отложений. В течение всего периода существования озера, в том числе и в пребореальное время, его диатомовая флора была пресноводной.

Донные отложения Ладожского озера и озер Красного и Лопата формировались в условиях пресных водоемов на протяжении всего послеледникового времени. В связи с этим история взаимоотношений Ладожского озера с Балтикой представляется следующим образом.

В конце позднего дриаса уровень Балтийского ледникового озера был несколько ниже современного уровня мирового океана. Однако северная часть Карельского перешейка была в это время гораздо ниже, чем теперь. Поэтому здесь тогда находился пролив, соединявший Ладогу с Балтикой. В самом начале пребореального времени, когда ото льдов освободилась территория пролива в средней Швеции, уровень Балтики сравнялся с уровнем океана, и в нее проникли соленые воды — образовалось Иольдиевое море. Поскольку в то время существовали значительные части еще не растаявших ледниковых щитов, уровень

океана был примерно на 60 м ниже современного, а Иольдиевое море имело гораздо более низкий уровень, чем Балтийское ледниковое озеро. В результате, порог стока в северной части Карельского перешейка (район Хейниоки) оказался выше уровня Иольдиевого моря, а Ладога превратилась в самостоятельный озерный бассейн. Таяние льдов вызвало быстрое повышение уровня океана, а вместе с ним и Иольдиевого моря. Однако так же быстро происходило поднятие северной части Карельского перешейка, в результате чего порог стока все время продолжал оставаться выше уровня моря. Такое же положение вероятно было и в бореальное время, когда Иольдиевое море сменилось пресным Анциловым озером. Не исключена, однако, возможность, что в период максимума анциловой трансгрессии, ее уровень был примерно равен уровню Ладоги. В атлантическое время, когда в Балтику вновь вторглись морские воды, Ладога продолжала оставаться самостоятельным пресным озером. Это было показано Ю. Айлио (Ailio, 1915) и подтверждается нашими данными. Такая точка зрения о взаимоотношениях Ладоги и Балтики находится в соответствии со взглядами, развиваемыми в последних работах Хюппя (Huuppa, 1963).

Ладога стала самостоятельным озером в самом начале послеледникового времени, непосредственно после отступления ледника от горы Биллинген, которое Е. Фромм (Fromm, 1963) датирует 8305 годом до н. э. Сток из Ладоги происходил тогда через северную часть Карельского перешейка. Современная отметка порога стока, расположенного в этом районе, составляет 20,5 м (Ailio, 1915). Очертания Ладоги в первый период ее существования сильно отличались от современных. Если южные берега оставались с тех пор тектонически стабильными, то северные берега и район порога стока Хейниоки испытали поднятие на величину порядка 70 м. Северные берега озера, существовавшего в начале пребореального времени, имеют современные абсолютные отметки в пределах 20—25 м, а южные могли бы иметь отметки до минус 50 м, что соответствовало бы глубинам 55 м в современном озере. Однако вблизи южных берегов Ладоги таких глубин нет, те же районы, где они появляются, уже испытали некоторое поднятие. Поэтому древние береговые линии на дне Ладоги, вероятно, могут быть встречены на глубинах не более 40—45 м.

Поднятие порога стока почти не повлияло на положение береговой линии в северной части озера — она подымалась примерно с той же скоростью, что и порог стока. В южной же части озера происходила трансгрессия. Особенно быстро уровень рос в пребореальное и бореальное время. Уже к началу атлантического периода южный берег имел очертания, близкие к современным. В ходе дальнейшего повышения уровня он достиг высоты водораздела между реками Мга (впадавшей в Ладогу) и Тосна (впадавшей в Финский залив). После перелива через водораздел, сложенный рыхлыми породами, образовалась р. Нева, глубинная эрозия которой привела к резкому снижению уровня Ладоги до значений, близких к современным. На уровень и очертания

Ладоги, которые она имела накануне образования Невы, указывает терраса ладожской трансгрессии, которая, по свидетельству К. К. Маркова (1949), имеет чрезвычайно молодой облик. Согласно данным, приводимым Ю. Айлио, эта терраса обладает очень небольшим перекосом, вызванным тектоническими движениями. На восточном склоне Карельского перешейка он не превышает трех метров. Между тем, на западном склоне литориновая терраса, образовавшаяся всего семь тысяч лет назад, имеет перекося равный 15 метрам. На этом основании может быть оценено время образования р. Невы. Поскольку интенсивность поднятия постепенно снижается, можно предположить, что Нева образовалась примерно две тысячи лет тому назад. Такая датировка подтверждается данными по определению абсолютного возраста торфяников, залегающих под береговыми валами максимальной стадии ладожской трансгрессии (Серебрянный, Чеботарева, 1963). Получены следующие величины абсолютного возраста: 3050 ± 180 лет и 7960 ± 260 лет, что полностью укладывается в предлагаемые нами хронологические рамки ладожской трансгрессии. На то, что ладожская трансгрессия продолжалась до самого конца суббореального периода, указывает также Г. Н. Лисицына (1961). Этот вывод сделан ею на основе анализа археологических материалов и материалов по пыльцевому анализу.

Таким образом, водоемы, существовавшие на месте Ладожского озера и озер северо-восточной части Карельского перешейка, были пресными, начиная по крайней мере с позднего дриаса. Воды пребореального Иольдиевого моря не проникали в котловину Ладожского озера и в его водосборный бассейн.

[Поступило: 21.VIII.1965 г.]

ЛИТЕРАТУРА

- БИСКЭ Г. С.: 1959. Четвертичные отложения и рельеф Карелии, Петрозаводск.
 ЛИСИЦЫНА Г. Н.: 1961. К палеогеографии неолита северо-восточной Прибалтики. Сб. «Вопросы голоцена», Вильнюс.
 МАЛЯСОВА Е. С., СПИРИДОНОВА Е. А.: 1965. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии голоцена Карельского перешейка. *Baltica*, 2, Вильнюс.
 МАРКОВ К. К.: 1949. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера. *Вопросы географии*, вып. 12.
 ПРОШКИНА-ЛАВРЕНКО А. И.: 1953. Диатомовые водоросли — показатели солености воды. Диатомовый сборник. Изд. ЛГУ.
 СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р., ЧЕБОТАРЕВА Н. С.: 1963. Некоторые дискуссионные вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений центра и северо-запада Русской равнины (в связи с данными радиоуглеродного метода). Сб. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». Изд. АН СССР, М.
 AILIO J.: 1915. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedlung, *Fennia*, 38, No 3.
 FROMM E.: 1963. Absolute chronology of the late-quadernary Baltic. *Baltica*, 1, Vilnius.
 HUUPPA E.: 1963. On the late-quadernary history of the Baltic sea. *Fennia*, 89, № 1.

ON THE EASTERN LIMITS OF THE EXPANSION OF PRE-BOREAL YOLDIAN SEA

by

S. A. ABRAMOVA, N. N. DAVIDOVA & D. D. KVASOV

SUMMARY

At present the most of investigators suppose that pre-boreal Yoldian Sea penetrated into the ancient Lake Ladoga, though saline water deposits of pre-boreal age have not been found near the lake. That's why some authors consider that ocean waters didn't reach Ladoga basin in late- and post-glacial time (Бискэ, 1959).

We have a new facts confirming this point of view. In the Laboratory of Limnology, Leningrad University, 19 core samples of bottom deposits were taken from Lake Ladoga by means of Perfiliev's stratometer. The maximal length of the core samples was 80 cm. Pollen and diatom analyses of sediments were made.

Fig. 2 represents pollen and diatom diagram of core sample 45/59 (with the length 70.5 cm) taken from the central part of the lake at the depth of 60 m. The diagram contains the characteristic of late- and post-glacial bottom deposits. There were found 96 diatoms in this core sample, 93 of them are freshwater algae and 3 — marine forms.

The latter ones were undoubtedly redeposited. Planctonic diatoms are predominating in all horizons of deposits. The leading part of them belongs to *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll.

The diatom analyses of all core samples of bottom deposits shows that there is a little admixture of the redeposited marine and saline water diatoms among the numerous freshwater diatoms. The same marine diatoms were found in the modern lake deposits.

In the lake Krasnoje (Punnus-Järvi) the bore-hole was drilled through the ice on the depth of 11.2 m. The bore penetrated late- and post-glacial deposits (total thickness of 29 m, fig. 3). There was found a rich fresh-water diatom flora, the planctonic diatoms were predominating in all horizons. Redeposited marine diatoms were found unitary.

The fresh-water diatom flora was found also in all horizons of the bottom deposits of Lake Lopata (the Priosersk district) which were accumulated from late-glacial time. There were found only fresh-water diatoms (Малясова, Спиридонова, 1964).

To our opinion at the beginning of pre-boreal period Ladoga lake became a separate basin with the outflow taking place through the northern part of Karelian isthmus (Heinjoki district). As a result of rising of outflow territory, there was a transgression of Ladoga waters on the southern shores and it continued till the end of sub-boreal period. The

Neva river was formed probably two thousands years ago; this is corroborated by archaeological data as well as by absolute age determinations (Серебрянный, Чеботарёва, 1963).

Thus waters of the pre-boreal Yoldian Sea did not penetrate into the ancient Ladoga lake.

ÜBER DIE ÖSTLICHEN VERBREITUNGSGRENZEN DES PRÄBOREALEN YOLDIAMEERES

von

S. A. ABRAMOVA, N. N. DAVIDOVA & D. D. KVASOV

ZUSAMMENFASSUNG

Die meisten Forscher vermuten heute, dass das präboreale Yoldiameer in den Kessel des Ladogasees vorgedrungen sei (Sauramo, 1958). Doch bis zur letzten Zeit hat man hier keine salzwässrige Ablagerungen präborealen Alters entdeckt. Das gab einigen Verfassern den Anlass daran zu zweifeln, dass das Salzwasser in die Ladoga in Spät- und Postglazialzeit nicht geraten sei (Г. С. Бискэ, 1959). Zur Lösung der Frage über die östlichen Verbreitungsgrenzen des präborealen Yoldiameeres ist es notwendig neuere Daten über die Stratigraphie der Grundablagerungen des Ladogasees und der Seen des nördlichen Teils der Karelischen Landenge, die sich im Bereich der Wasserfläche des Yoldiameeres befinden könnten, heranzuziehen. Solche Daten sind im Laboratorium für Limnologie der Leningrader Universität gesammelt worden.

Grundablagerungssäulen wurden aus dem Ladogasee mit dem Stosstratometer von Perfiljew entnommen. Es wurden Pollen- und Diatomanalysen von 19 Säulen durchgeführt, die gleichmässig über die ganze Fläche des Sees verteilt sind. Fünf Säulen aus der Mitte des Sees haben den ganzen Profil der postglazialen Ablagerungen dargestellt (Abb. 1). In dieser Arbeit wird die Pollen- und Diatomdiagramme der Säule 45/59 (Länge 70.5 cm) angeführt, die in einer Tiefe von 60 m entnommen wurde (Abb. 2). Sie stellt die Ablagerungen des jüngeren Dryas und die postglazialen Ablagerungen dar. Von den 96 Diatomeenformen, die in der Säule entdeckt wurden, sind 93 — Süßwasseralgen und 3 — Meereralgen. Die letztgenannten sind ohne Zweifel auf sekundärer Lagerung. In allen Horizonten dominieren die Planktonformen; die leitende Form unter ihnen ist *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. Die Analyse der Diatomeenflora von 19 untersuchten Säulen zeigt, dass es in allen Horizonten eine geringe Beimischung sekundärer mariner und salzwässriger Formen gibt.

Ein grosser Zahl dieser Formen ist in den heutigen Seeablagerungen der Ladoga entdeckt worden.

Auf dem See Krasnoje (Punnusjärvi) wurde von der Eisdecke aus in einer Tiefe von 11,2 m eine Bohrung (29 m) gemacht, die die spät- und postglazialen Ablagerungen durchdrang (Abb 3). In diesen Ablagerungen ist eine reiche Süsswasserdiatomeenflora angetroffen worden; in allen Horizonten herrschen die Planktonformen vor. Es wurden ebenso einige sekundären Sporen von Meerdiatomen gefunden.

In den Grundablagerungen des Sees Lopata (in der Umgebung von Priosersk), die sich seit Spätglazialzeit zum Absatz kamen, war gleichfalls in allen Horizonten eine Süsswasserdiatomeenflora angetroffen worden (Малясова, Спиридонова, 1965).

Die Grundablagerungen des Ladogasees und der Seen, die in seinem Einzugsgebiet liegen, haben sich in Süsswassergewässern ausgebildet. Anfangs der präborealen Zeit umwandelte sich die Ladoga in einen selbständigen See. Der Abfluss aus diesem See vollzog sich im nördlichen Teil der Karelischen Landenge (bei Heinjoki). Da sich die Abflussschwelle erhoben hatte, fand an den Südufern der Ladoga eine Transgression statt, die bis Ende der subborealen Zeit anhielt.

Die Newa ist wahrscheinlich vor zwei Tausend Jahren entstanden. Das bestätigen die Angaben des absoluten Alters (Серебрянный, Чеботарёва, 1963) und die archäologischen Daten (Г. Н. Лисицына, 1961).

Das Wasser des präborealen Yoldiameeres drang also nie in den Kessel des Ladogasees und in sein Einzugsgebiet ein.

DER NACHEISZEITLICHE TRANSGRESSIONSVERLAUF AN DER SCHLESWIG-HOLSTEINISCHEN OSTSEEKÜSTE IM VERGLEICH MIT DEN KURVEN DES WELTWEITEN EUSTATISCHEN WASSERANSTIEGES¹

VON

ROLF KÖSTER, Kiel

EINLEITUNG

Der nacheiszeitliche Wasseranstieg an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste ist schon in verschiedenen Untersuchungen behandelt worden. In der Geschichte der Erforschung spielen vor allem submarine Torfe und prähistorische Funde am Meeresboden eine grosse Rolle. Mit der Arbeit von E. T a p f e r (1940) wurde der Abschluss einer ersten Untersuchungsphase erreicht. Nach seiner Auffassung erfolgte in der Litorina-Transgression während des Atlantikums ein schneller relativer Wasseranstieg, während der Meeresspiegel vom späten Atlantikum an eine konstante Lage eingenommen haben soll. Veränderungen in der Höhenlage einzelner Punkte zueinander während und nach der Transgression wurden abgelehnt.

Neuere Untersuchungen zeigten jedoch, dass dieses einfache Bild nicht für eine Erklärung aller Erscheinungen ausreicht. Die ersten ergänzenden Beobachtungen sind H. S c h m i t z (1952, 1953) zu verdanken. Neben der Datierung weiterer Transgressionskontakte konnte er im Gegensatz zu E. T a p f e r (1940) ein Andauern des relativen Wasseranstieges bis zur Gegenwart wahrscheinlich machen. Ähnliche Hinweise ergaben sich bei Ausgrabungen in Alt-Lübeck am Unterlauf der Trave. Hier wurden Siedlungsreste aus dem 11. bis 12. nachchristlichen Jahrhundert in teilweise beträchtlicher Tiefe unter dem Meeresspiegel angetroffen (W. Neugebauer, 1950, 1952, 1953).

¹ Erweiterte Fassung eines während der Sitzung der Sub-Commission on Baltic Shorelines der INQUA in Uppsala vom 4. bis 6. Januar 1965 gehaltenen Vortrages.

Die Arbeiten des Verfassers (R. Köster, 1961) konnten auf diesen Angaben aufbauen. Die Ergebnisse über die Bewegungen des Landes im südwestlichen Ostseeraum und die Schwankungen des Meeresspiegels sollen nachstehend kurz skizziert werden. Daran wird sich eine vergleichende Diskussion der hier abgeleiteten Vorstellungen mit den allgemeinen eustatischen Kurven anschliessen, die von R. W. Fairbridge (1960, 1961) in verschiedenen tektonisch stabilen Gebieten und von V. Auer (1959) in Patagonien entwickelt worden sind.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft stellte dem Verfasser Mittel für Bohrungen an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste und für die Bereisung einiger Teilgebiete von Patagonien zur Verfügung. Die Arbeiten wurden von den Herren Prof. Dr. K. Gripp und Prof. Dr. E. Seibold, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, und während des Aufenthaltes in Südamerika von Herrn Prof. Dr. F. Martínez Bonatti, Rektor der Universidad Austral de Chile in Valdivia/Chile, grosszügig gefördert. Der Verfasser möchte den genannten Herren und Institutionen auch an dieser Stelle seinen Dank sagen.

DER ABLAUF DER TRANSGRESSION AN DER SCHLESWIG-HOLSTEINISCHEN OSTSEEKÜSTE

Die Transgressionsvorgänge im Bereich der schleswig-holsteinischen Ostseeküste beginnen mit dem Atlantikum. Die älteren Abschnitte der Geschichte der Ostsee waren nur östlich der Darsser Schwelle vollständig entwickelt. In der Beltsee beschränken sie sich dagegen auf unzusammenhängende lokale Bildungen am Meeresboden. Die heute noch spärlichen Kenntnisse über die voratlantischen Geschehnisse sollen im Schlussabschnitt des Aufsatzes betrachtet werden.

Die Transgressionsentwicklung im Atlantikum ist durch die schon erwähnten pollenanalytischen Arbeiten von H. Schmitz (1952, 1953) bekannt. Nach Korrektur der absoluten Zeitangaben gemäss H. Straka (1961) zeigen sie für den älteren Teil des Atlantikums ab ungefähr 5500 v. Chr. einen schnellen relativen Wasseranstieg, der erst im späteren Atlantikum langsamer wurde. Daten aus dem Subboreal sind bisher spärlich. Die Angaben über den Transgressionsverlauf an der inneren Lübecker Bucht sind in Abb. 7. (punktierte Linie) zusammengestellt.

Die jüngeren subatlantischen Vorgänge finden in den Strandwallgebieten der Flachküsten ihre deutlichste Abbildung. Für deren Untersuchung bietet die schleswig-holsteinische Ostseeküste besonders günstige Voraussetzungen. Dank der zahlreichen Steilufer und Abrasionsflächen in Geschiebemergel bestehen sie vorwiegend aus gröberem Material. Sie sind deshalb dauerhafte Formen, die dem Wind nur wenig Angriffsmöglichkeit bieten (Abb. 1 und 2). Dünen sind selten, ganz im Gegensatz zur südlichen Ostseeküste östlich der Travemündung, wo wegen des

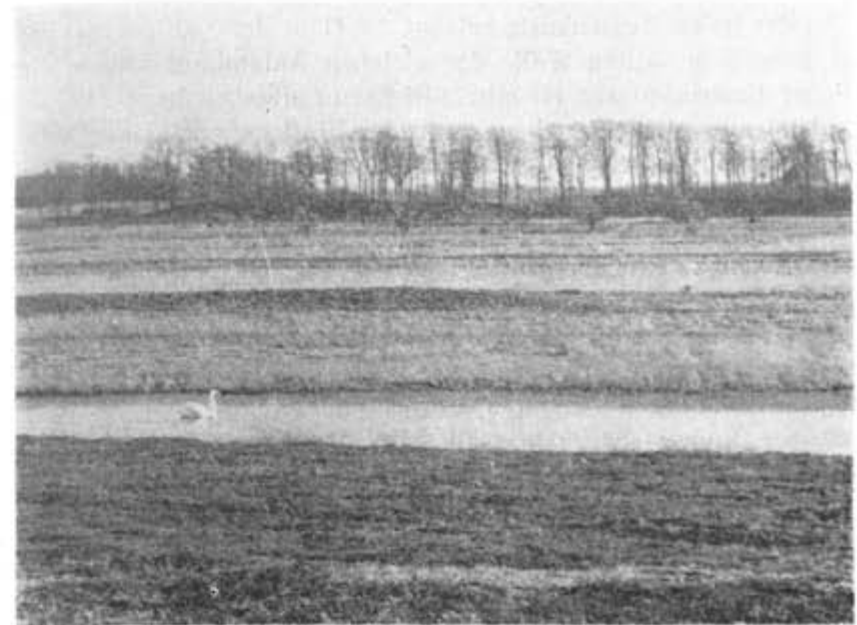


Abb. 1. Strandwälle der Geltinger Birk am Eingang der Flensburger Förde. Aufnahme des Verfassers, Mai 1957

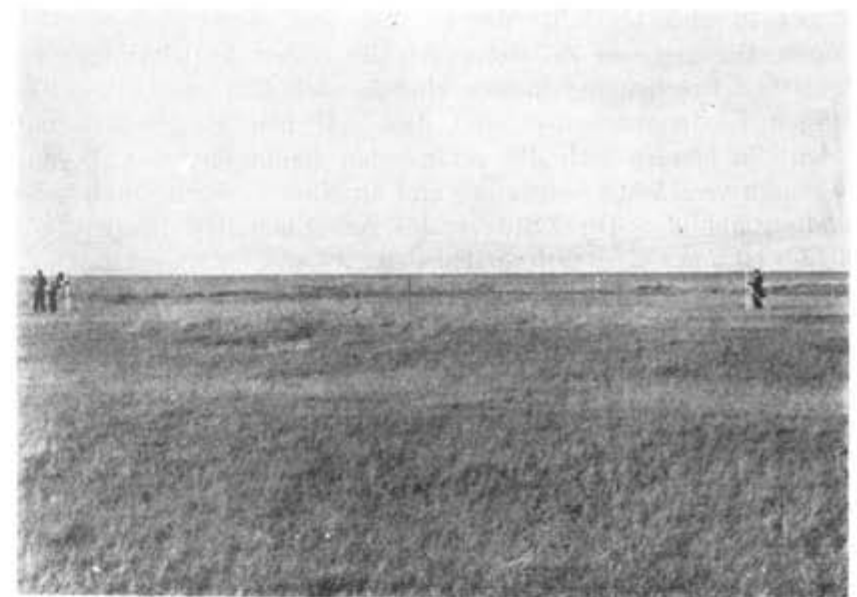


Abb. 2. Strandwälle der Markelsdorfer Huk auf Fehmarn. Aufnahme des Verfassers, September 1952

feinkörnigeren Ausgangsmaterials Dünen vorherrschen und Strandwallgebiete Ausnahmen darstellen.

An der freien Aussenküste beträgt die Höhe der heutigen Strandwälle meist nahe 3 m. Ältere Wälle der gleichen Anlandungsgebiete sind bei ähnlicher Exposition zur Hauptwindrichtung stets niedriger. Diese Relation bleibt auch dann bestehen, wenn der Einfluss eventueller Setzungen im Untergrund berücksichtigt wird. Entsprechend ist an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste die Erscheinung der „aufsteigenden Strandwälle“ zu beobachten (Abb. 3b). Sie ist eine direkte Folge unterschiedlicher Wirkungshöhen der Sturmfluten. Da aber im gesamten Gebiet über einen längeren Zeitraum die gleiche Tendenz auftritt, muss die zunehmende Höhe der Sturmflutwirkungen durch ein entsprechendes Ansteigen des Meeresspiegels relativ zum Land erklärt werden (Abb. 3b).

Diese Deutung wird durch Beobachtungen an alten Steilufern gestützt. Sie finden sich häufig im Hinterland von Strandwallgebieten. Während aber der Kliffuss an aktiven Kliffs der freien Außenküste meist im mittleren Hochwasserniveau, also 1 bis 1,5 m über dem Meeresspiegel liegt, ist er an den älteren Steilufern in geringerer Höhe und verschiedentlich heute auch unter dem Meeresspiegel zu finden (Abb. 3b). Dann wird er meist von Moor bedeckt.

Der Anwachs der Strandwallgebiete und die Höhenzunahme der Wälle erfolgten nicht völlig kontinuierlich, sondern sie zeigen eine deutliche Gliederung in Phasen. Die Einsätze stärkeren relativen Wasseranstieges scheinen um oder kurz vor Chr. Geb., um etwa 1000 n. Chr., Ende des 16. Jhd. bis Mitte des 17. Jhd. und gegen Ende des 19. Jhd. zu liegen. Die genauen Zeitstellungen der ersten Auswirkungen und die geologischen Erscheinungsformen sind je nach Lage und Exposition des jeweiligen Küstenabschnittes und dem örtlichen Materialhaushalt verschieden. So können sich die veränderten Bedingungen z. B. an einer Stelle durch verstärkte Abtragung und an einer anderen durch verstärkte Anlandung abbilden. Die Zeitdauer bis zum Einstellen des neuen Gleichgewichtes ist von Ort zu Ort verschieden.

Diese Phasen entsprechen weitgehend ähnlichen Erscheinungen an der Nordsee (z. B. W. Müller, 1962), wenn auch dort wesentlich kompliziertere Verhältnisse vorliegen. Gewisse zeitliche Verschiebungen lassen sich durch die unterschiedlichen hydrographischen Bedingungen der Meeresräume und die sehr verschiedenen Sedimentationsverhältnisse erklären.

Die Höhendifferenzen zwischen alten und jungen Strandwällen stimmen auch bei gleichem Alter nicht im ganzen Gebiet überein. Sie sind vor allem an der inneren Lübecker Bucht merklich grösser als an der Küste zwischen der Flensburger Förde und der Insel Fehmarn. Dadurch wird eine nach Südwesten zunehmende relative Senkung angezeigt.

Bohrungen in Alt-Lübeck erbrachten ähnliche Ergebnisse (R. Köster, 1961). Ringwall und Siedlung aus dem 11. bis 12. nachchristlichen Jahrhundert liegen am Zusammenfluss von Schwartau und Untertrave

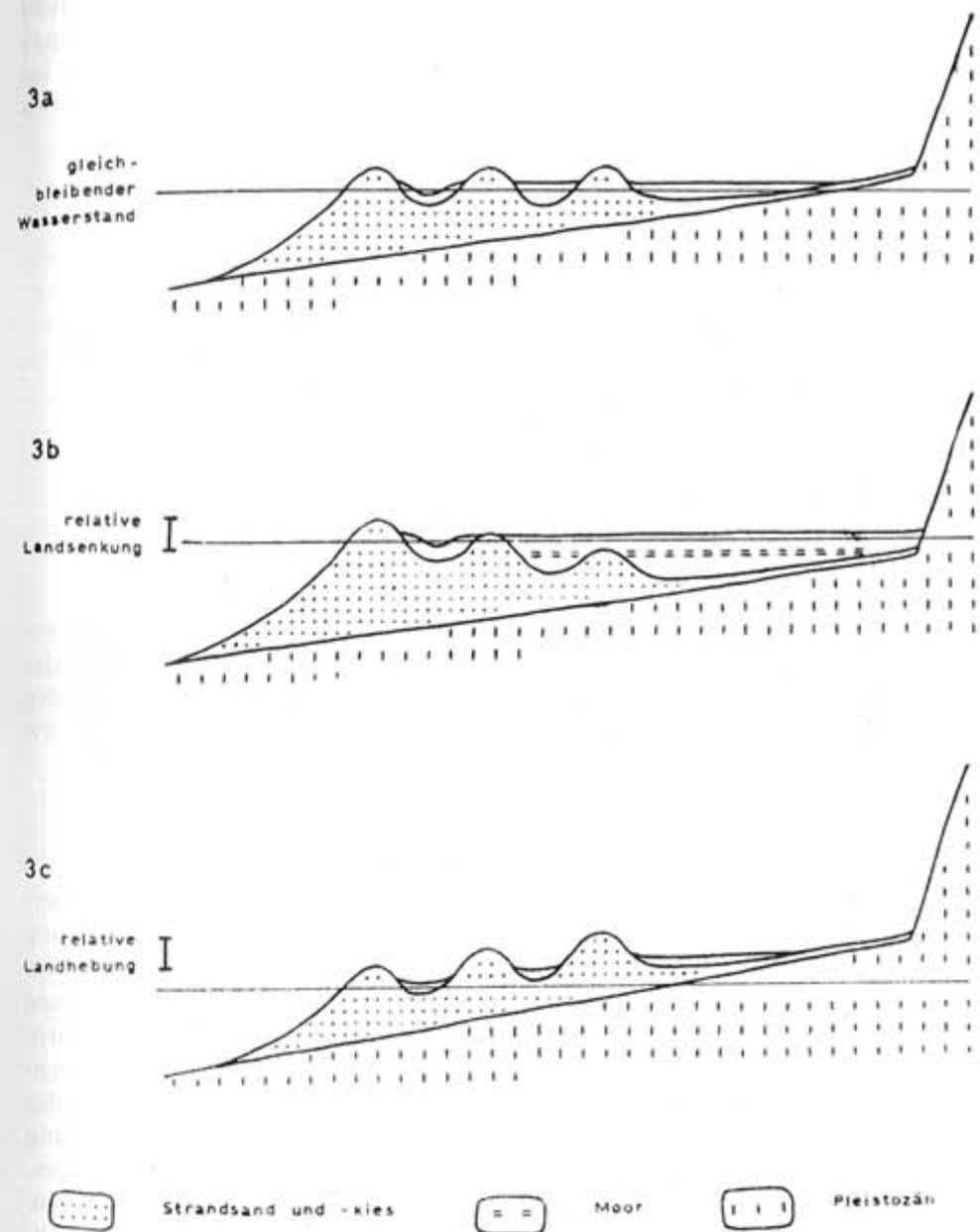


Abb. 3. Höhenverhältnisse an Strandwällen und Kliffüssen bei gleichbleibendem (3a), steigendem (3b) und fallendem (3c) Wasserstand

etwa 13 km Luftlinie oberhalb der Travemündung. In diesem Gebiet folgt der Wasserstand der Flüsse noch uneingeschränkt den Schwankungen des Ostseespiegels. Die Siedlungsreste (Abb. 4) reichen auf nicht setzungsfähigem pleistozänem Untergrund bis etwa - 1 m NN hinab (Abb. 5), während sie auf holozänen organogenen Sedimenten in bis zu mehr als 2 m Tiefe liegen. Sie finden sich dort in und auf einer etwa

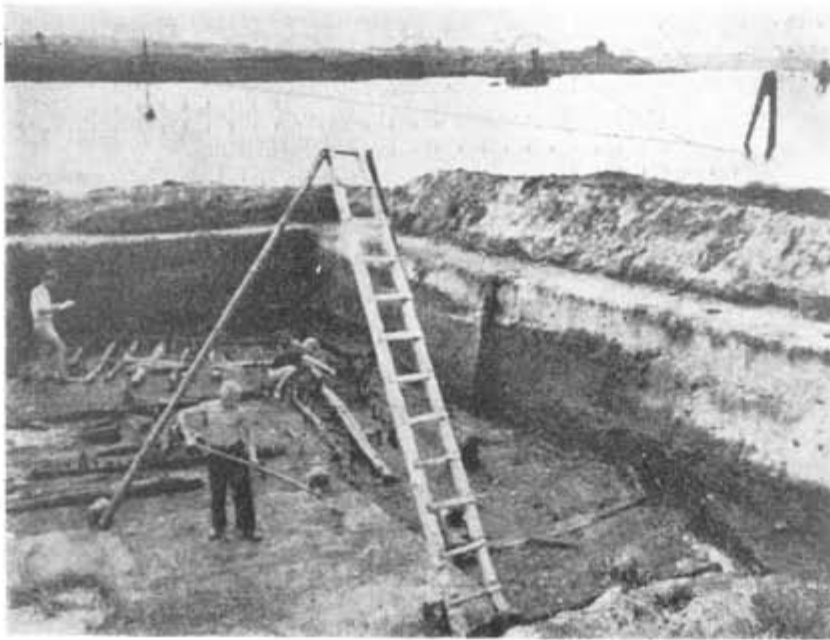


Abb. 4. Siedlungsreste im Süden von Alt-Lübeck unter dem heutigen Meeresspiegel. Aus W. Neugebauer (1952)

1 m mächtigen Torflage, die von Gyttja unter- und von Flussschlick überlagert wird (Abb. 5). Diese transgredierende jüngere Flussablagerung greift auch auf den Schuttfuss des bald nach 1226 zerstörten Walles über. Bei Berücksichtigung aller Faktoren ist hier mit einem relativen Wasseranstieg von merklich mehr als 1 m in rund 700 Jahren zu rechnen.

Für die schleswig-holsteinische Ostseeküste ergibt sich zusammenfassend, dass die Transgression seit Beginn des Atlantikums beständig andauert. Ausserdem ist zumindest im Subatlantikum eine Gliederung in Phasen vorhanden. Ob zwischen ihnen Zeiten langsameren Anstieges, eines Stillstandes oder sogar einer vorübergehenden Regression liegen, kann heute noch nicht angegeben werden. Im Atlantikum und im Subboreal waren ähnliche Phasen bisher nicht zu beobachten. Allerdings konnte O. Kolp (1964) bei meeresgeologischen Untersuchungen in der Mecklenburger Bucht Hinweise auf die mögliche Existenz von zwei Stillstandszeiten im Atlantikum auffinden.

Bei Berechnung der durchschnittlichen Geschwindigkeit der Niveauveränderungen im Subatlantikum scheint die Linie einer relativen Sen-

kung von 5 cm/Jhd. am Süden des Kleinen Beltes, im Fehmarn-Belt und im Süden des Darsses zu liegen (Abb. 6a). Die relative Senkungsgeschwindigkeit von 10 cm/Jhd. findet sich an der inneren Flensburger Förde, an der Schlei, an der Eckernförder Bucht sowie an der äusseren Lübecker Bucht. Die grösste relative Senkung von 15 cm/Jhd. wird nur an der inneren Lübecker Bucht an der Untertrave erreicht (Abb. 6a).

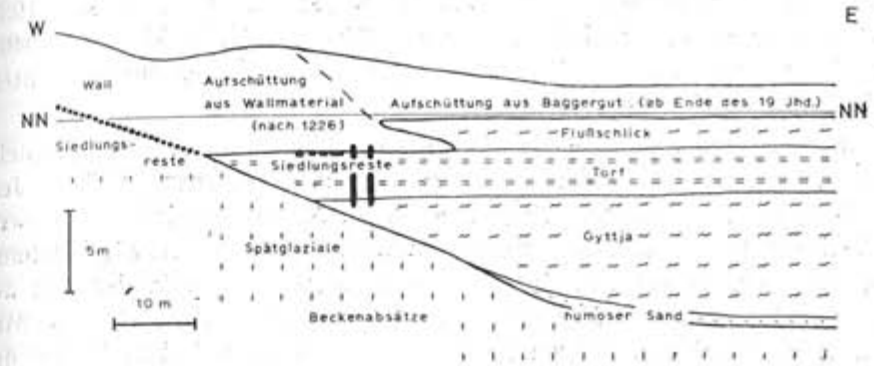


Abb. 5. Die Schichtfolge am Ostrand von Alt-Lübeck nach Bohrungen des Verfassers und Ausgrabungsergebnissen von W. Neugebauer.

Wie weit sich diese Bewegungstendenzen in Richtung auf den Nordseeraum fortsetzen, ist noch sehr unklar. Eine wesentliche Zunahme der relativen Senkungsbeträge scheint nicht zu erfolgen, vielleicht in Teilgebieten dagegen sogar eine gewisse Abnahme. Auch das Nordseeküsten-Nivellement ermöglicht zu dieser Frage noch keine gesicherte Aussage.

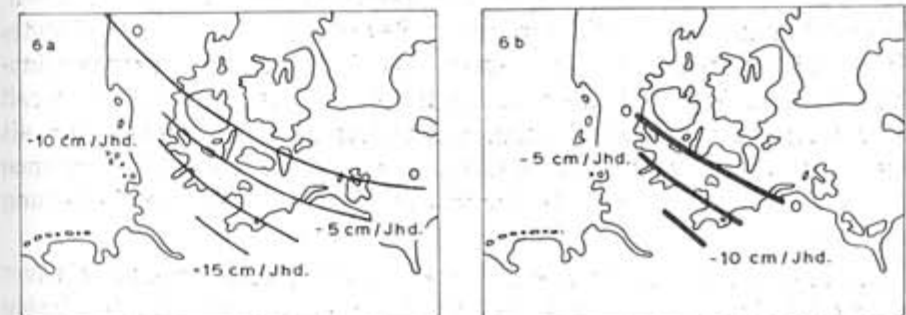


Abb. 6. Linien gleicher relativer (6a) und gleicher tektonischer (6b) Küstensenkung im südwestlichen Ostseeraum im Subatlantikum

Das Gebiet der relativen Senkung findet seine nördliche Grenze an der von E. L. Mertz (1924) näher beschriebenen „Forchhammerschen Linie“. Sie bildet die morphologische Südgrenze des skandinavischen Aufwölbungsgebietes und verläuft von der jütischen Westküste am Nis-

sum-Fjord über Fünen und den Nordteil von Falster in Richtung auf Rügen (Abb. 6a).

Nördlich der „Null-Linie“ zwischen relativer Senkung und relativer Hebung wird die Entwicklung ebenfalls durch einen starken atlantischen Wasseranstieg gekennzeichnet. Dieser wurde nach einem oder mehreren Transgressionshöchstständen in der zweiten Hälfte des Atlantikums oder später von einer Regression abgelöst (T. Nilsson, 1935, J. Iversen, 1937, K. Jessen, 1937, J. Troels-Smith, 1937, 1939, V. M. Mikkelsen, 1949). Der Übergang verzögerte sich um so mehr, je randlicher der betrachtete Punkt im Landhebungsgebiet liegt.

Im transgressiven wie im regressiven Abschnitt ist eine deutliche Phasengliederung vorhanden (T. Nilsson, 1935, J. Iversen, 1937, K. Jessen, 1937, J. Troels-Smith, 1937, 1939, V. M. Mikkelsen, 1949). Im zweiten Teil stimmt sie mit den Beobachtungen an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste gut überein. Ausserdem begann etwa in der Zeit des Transgressionshöchststandes der Aufbau von Strandwallgebieten (V. Milthers, 1935, 1943). Sie zeigen in Übereinstimmung mit dem Fallen des Wasserstandes umgekehrt wie in Schleswig-Holstein „absteigende Strandwälle“, d. h., im allgemeinen sind die älteren höher als die jüngeren (Abb. 3c).

DIE DEUTUNG DER NIVEAUVERÄNDERUNGEN

Bei einer Deutung der Relativbewegungen müssen zwei Beobachtungen in den Vordergrund gestellt werden. Der stetige Übergang vom skandinavischen Hebungsgebiet in eine Randzone mit nach außen zunehmender Senkung lässt sich nur durch Bewegungen des festen Landes erklären. Sie können in diesem Gebiet sowohl langfristig wirkende tektonische wie auch kurzzeitigere eisisostatische Ursachen haben. Die überall gleichmässig auftretenden Transgressionsphasen sind dagegen nur als Folge weltweiter eustatischer Wasserstandsschwankungen zu verstehen und als Oszillationen um die durchschnittliche eustatische Bewegung anzusehen.

Die morphologische Grenze zwischen relativer Hebung und relativer Senkung ist dann diejenige Linie, an der die Bewegungen des festen Landes und der Mittelwert der eustatischen Wasserstandsschwankungen gleiche Grösse haben, an der also die resultierende Gesamtbewegung gleich Null war. Zumindest im Subatlantikum entsprach sie der „Forchhammerschen Linie“. Wenn der eustatische Betrag innerhalb dieses Abschnittes durch eine mehr oder weniger kurzzeitige Oszillation an einem bestimmten Zeitpunkt höher als der durchschnittliche war, dann musste sich die zugehörige vorübergehende „Null-Linie“ nach Norden verschieben, und war er geringer, dann wanderte sie nach Süden. So erklärt sich der Wechsel von Transgressionsphasen mit Stillstands- und Regressionsphasen.

Die neuzeitlichen Pegelbeobachtungen erfassen die Auswirkungen einer Transgressionsphase. Sie zeigen eine nahezu konzentrische Verschiebung aller Linien gleicher Bewegungsgeschwindigkeit in den skandinavischen Schild hinein (z. B. F. Model, 1950, J. Gaye, 1951). Daraus liess sich der durchschnittliche eustatische Wasseranstieg im Subatlantikum abschätzen (R. Köster, 1961). Für diesen ist eine Grössenordnung von 3 bis 4 cm/Jhd. wahrscheinlich. Der gegenwärtige eustatische Wasseranstieg in einer Transgressionsphase dürfte demgegenüber etwa 13 cm/Jhd. erreichen. Er ist im Gegensatz zum Mittelwert dauernden Schwankungen unterworfen und hat diese beträchtliche Schnelligkeit erst seit wenigen Jahrzehnten.

Aus den Beobachtungen über die relative Senkung an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste und dem Näherungswert für den Betrag des durchschnittlichen eustatischen Wasseranstieges im Subatlantikum ergibt sich der Anteil der Bewegungen des festen Landes in diesem Zeitabschnitt (Abb. 6b). An der „Forchhammerschen Linie“ als morphologischer „Null-Linie“ hebt sich die Küste bereits langsam. Die Bewegung wird durch den Mittelwert der Wasserstandsschwankungen ausgeglichen. Die tektonische „Null-Linie“ ohne gegenwärtige Bewegungen des festen Landes verläuft ungefähr vom südlichen Ende des Kleinen Beltes über den Fehmarn-Belt nach Südosten. Ihre Lage stimmt auffallend mit dem Verlauf von Strukturen im tektonischen Aufbau des Untergrundes überein. Die Linie einer Senkung des Landes von 10 cm/Jhd. während des Subatlantikums ist an der inneren Lübecker Bucht zu suchen (Abb. 6b).

Das Wechselspiel zwischen den Bewegungen des Landes und des Wassers beherrscht die Entwicklung seit dem Beginn der Litorina-Transgression im frühen Atlantikum. In Übereinstimmung mit der hohen anfänglichen Anstiegsgeschwindigkeit verschob sich die resultierende „Null-Linie“ zunächst weit nach Norden, und mit ihrem Nachlassen verlagerte sie sich allmählich wieder zurück. Im Süden ausserhalb der „Forchhammerschen Linie“ wurde andererseits die Transgression kaum unterbrochen, und ein Transgressionsmaximum fehlt.

In der Zeit vor dem Subatlantikum können die Verhältnisse komplizierter gewesen sein, wenn die eisisostatischen Ausgleichsbewegungen über das Spätglazial hinaus größeren Einfluss auf die Vorgänge hatten. Das Prinzip der Verschiebungen würde auch in diesem Falle unverändert bleiben, aber neben dem Wandern der Gleichgewichtslage durch die eustatischen Schwankungen wäre eine weitere veränderliche Grösse durch im Laufe der Zeit unterschiedliche Bewegungsgeschwindigkeiten des Untergrundes zu berücksichtigen.

Die skizzierte Ableitung der Verhältnisse im südwestlichen Ostseegebiet während des Subatlantikums wird hiervon nicht betroffen, wohl aber die Frage, wie weit die Lage der tektonischen „Null-Linie“ und die Linien gleicher tektonischer Senkung auch vor dem Subatlantikum Gültigkeit hatten. Eine Antwort lässt sich alleine auf Grund der Beobach-

tungen in diesem begrenzten Raum bisher nicht geben. Das Problem kann aber mit Hilfe der bekannten Kurven des weltweiten eustatischen Wasseranstieges verfolgt werden.

VERGLEICH DER NIVEAUVERÄNDERUNGEN AN DER SCHLESWIG-HOLSTEINISCHEN OSTSEEKÜSTE MIT DEN KURVEN DES WELTWEITEN EUSTATISCHEN WASSERANSTIEGES

Über den Ablauf des weltweiten eustatischen Wasseranstieges im Spät- und Postglazial gibt es zwei sehr gegensätzliche Darstellungen. Die zumindest in den grossen Zügen fast allgemein anerkannte Auffassung wird durch die Kurve von R. W. Fairbridge (1960, 1961) wiedergegeben. Sie beruht auf der Datierung von Schalen und Hölzern aus alten Strandlinien in tektonisch stabilen Bereichen durch Bestimmung des C^{14} -Gehaltes (Abb. 7). Die Differenz zwischen dieser und der Transgressionskurve an der inneren Lübecker Bucht müßte auf einem ganz anderen Wege ebenfalls die Bewegungskomponente des Landes ergeben und es ermöglichen, ihren Umfang vom Beginn des Atlantikums an abzuschätzen.

Der Vergleich setzt allerdings bei der begrenzten Zahl der bis heute zur Verfügung stehenden Einzeldaten voraus, daß die eustatische Kurve für die Differenzberechnung durch Mittelbildung geglättet wird. Dann erhält man für die Zeit seit dem Beginn des Atlantikums eine recht gleichmäßige Senkung des Gebietes der inneren Lübecker Bucht von nahe 10 cm/Jhd. (Abb. 8). Der Betrag gleicht dem oben abgeleiteten Wert für das Subatlantikum. Diese Übereinstimmung würde einem Vorherrschen der langfristigen tektonischen Faktoren mit weitgehender zeitlicher Konstanz entsprechen. Die eisisostatischen Einflüsse müssten mit möglicher Ausnahme von langdauernden Komponenten an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste zumindest seit dem Atlantikum an Bedeutung zurücktreten, obwohl sie in Zentralskandinavien in dieser Zeit noch wirksam waren.

Auch mit anderen Einzelheiten der Fairbridge-Kurve besteht gute Übereinstimmung. Dies gilt vor allem für die zeitliche Stellung der an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste beobachteten subatlantischen Transgressionsphasen. Gewisse Schwierigkeiten bestehen dagegen im Hinblick auf die absolute Höhe der von R. W. Fairbridge (1961) angegebenen subatlantischen Wasserhöchststände. Ein detaillierter Vergleich ist aber bei der verhältnismässig geringen Zahl von Einzeldaten innerhalb der kürzeren Zeitabschnitte noch problematisch. Deshalb wird sich diese Frage erst dann klären lassen, wenn mehr Beobachtungen zur Verfügung stehen.

Demgegenüber legte V. Auer (1959) eine eustatische Kurve von stark abweichendem Charakter vor (Abb. 7). Sie wurde aus spät- und postglazialen horizontalen Strandlinien an der patagonischen Atlantik-

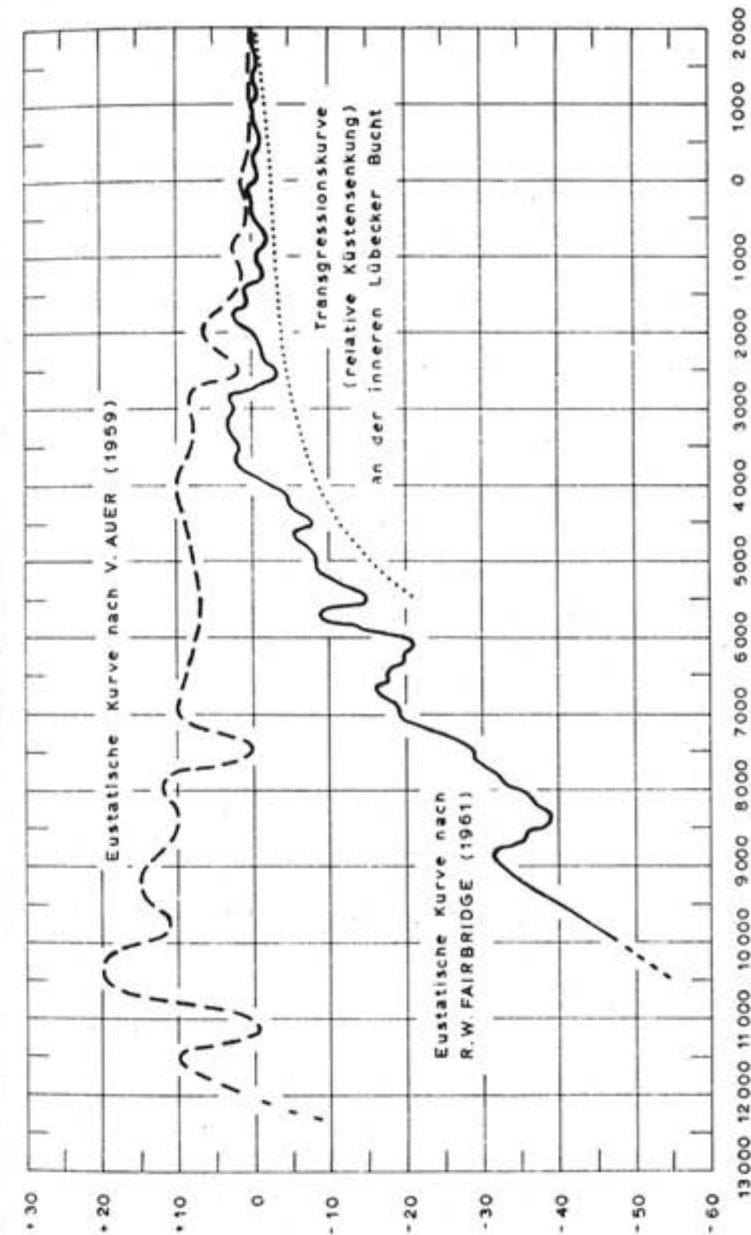


Abb. 7. Die Transgressionskurve an der inneren Lübecker Bucht und die Kurven des weltweiten eustatischen Wasseranstieges nach V. Auer (1959) und R. W. Fairbridge (1960, 1961)

küste abgeleitet und beruht methodisch auf Vorstellungen, die M. Sauro (1958 und ältere Arbeiten) an ähnlichen Strandlinien im Nordosten des skandinavischen Hebungsbereiches entwickelt hatte.

Ein Vergleich der Auer-Kurve mit der Transgressions-Kurve an der inneren Lübecker Bucht macht die Folgerung ganz anderer Bewegungstendenzen des Landes als bei Bezug auf die Fairbridge-Kurve notwendig. Das Gebiet der inneren Lübecker Bucht müsste sich seit dem Beginn des Atlantikums um rund 30 m gesenkt haben (Abb. 8). Die Geschwindigkeit des dadurch bedingten Wasseranstieges wäre anfangs hoch gewesen und hätte dann mit Annäherung an die Gegenwart abgenommen. Diese Veränderungen wären nur durch noch weit über das Atlantikum hinaus wirksame und erst später allmählich nachlassende eisisostatische Ausgleichsbewegungen oder durch kurzzeitige tektonische Sonderbewegungen zusätzlich zu den langfristigen Vorgängen zu erklären.

Ähnliche Unterschiede ergeben sich natürlich auch in allen anderen Gebieten. Bei Anwendung der Auer-Kurve als Masstab für den weltweiten eustatischen Wasseranstieg zeigen sich an den meisten Stellen Erklärungsschwierigkeiten. Die Fairbridge-Kurve führt dagegen fast immer zu einfacheren und mechanisch leichter verständlichen Bedingungen. Deshalb erscheinen Zweifel an der Ausdeutung der Beobachtungen in Patagonien als absoluter eustatischer Kurve berechtigt. Man muss damit rechnen, dass auch in Gebieten mit über längere Erstreckung nahezu horizontalen Strandlinien zumindest grossräumige Niveauveränderungen möglich sind. Wenn dann, wie es in Patagonien der Fall sein dürfte, die Isobasen einer eisisostatischen Aufwölbung den Verlauf der Küste spitzwinklig schneiden, sind die Bewegungen nur sehr schwer erkennbar.

Es sei hier darauf hingewiesen, dass sich die von V. Auer (1959) beschriebenen spät- und postglazialen patagonischen Strandlinien auch auf der Grundlage der Fairbridge-Kurve erklären lassen. Man würde in diesem Falle Niveauveränderungen der Erdkruste erhalten, die den Verhältnissen bei den eisisostatischen Vorgängen in Zentralskandinavien ähnlich sind. Nur die Amplituden der Bewegungen wären geringer. Daneben können auch hier noch langfristige andere tektonische Bewegungstendenzen vorhanden sein.

Beim heutigen Stand der Kenntnisse dürfte die Fairbridge-Kurve die beste Annäherung an den weltweiten eustatischen Wasseranstieg darstellen, während die Auer-Kurve nach diesen Überlegungen den Charakter einer Darstellung der regionalen relativen Wasserstandsschwankungen in Patagonien erhält. Die dortige spät- und postglaziale Entwicklung gehorcht dann keinen Sonderbedingungen, sondern entspricht in den Grundzügen den Vorgängen in allen anderen pleistozänen Vereisungsgebieten.

AUSBLICK AUF DIE VORATLANTISCHE ENTWICKLUNG IM GEBIET DER BELTSEE

Die voratlantischen Niveauveränderungen im Bereich der schleswig-holsteinischen Ostseeküste sind bisher erst wenig geklärt. Mit Sicherheit lässt sich zunächst nur sagen, dass einer Extrapolation der im Subatlantikum gefundenen und höchstwahrscheinlich auch im Subboreal und im Atlantikum geltenden Bewegungstendenzen Grenzen gesetzt sind.

Für langfristige Bewegungsschätzungen wäre die Lage des eemzeitlichen Meeresspiegels ein günstiger Bezugshorizont. Aus dem Ostseegebiet gibt es aber leider keine Vergleichsmöglichkeit, da alle Fundpunkte von junginterglazialen Meeressedimenten durch glaziale Stauchungen gestört sind. An der Nordsee war dagegen eine näherungsweise Festlegung möglich. Für das Gebiet der niedersächsischen Küste bezifferte W. Dechen (1961) den Betrag der durchschnittlichen naheemzeitlichen tektonischen Senkung auf etwa 2 bis 5 cm/Jhd.

Vermutlich gelten Beträge ähnlicher Grössenordnung auch für den südwestlichen Ostseeraum. Dann wäre die gegenwärtige Absenkungsgeschwindigkeit doppelt so gross, wenn nicht noch höher, als der langfristige Durchschnittsbetrag. Der Unterschied zwischen beiden Zahlen ist leicht dadurch zu erklären, dass die überlieferten tektonischen Bewegungen während der Würm-Vereisung durch eisisostatische Einflüsse gestört und wahrscheinlich unterbrochen waren. Sie dürften vorübergehend eine gewisse Aufwölbung dieses Gebietes hervorgerufen haben. Dauer und Umfang der Bewegungsumkehr sind noch völlig unbekannt. Ebenso ist die Bestimmung des Zeitpunktes schwierig, an dem das Vorherrschen der eisisostatischen Wirkungen soweit nachliess, dass die überlieferte Tektonik wieder in den Vordergrund treten konnte.

Einige Anhaltspunkte zu diesen Fragen wurden von O. Kolp (1961, 1964) zur Diskussion gestellt. Er fand bei meeresgeologischen Untersuchungen in der äusseren Lübecker Bucht die Spuren eines vorlitorinazeitlichen Sees in Tiefen nahe — 30 m NN. Dieser begann als spätglazialer Schmelzwassersee und bestand bis in das Präboreal hinein. Im Boreal erfolgte eine zeitweise Verlandung. Im See sollen von der jüngeren Dryas an Brackwassereinflüsse erkennbar sein, die von O. Kolp (1964) als Anzeichen für eine entsprechende Lage des Meeresspiegels angesehen wurden. Daraus wurde der Entwurf einer „Kurve des eustatischen Meeresspiegelanstiegs im Holozän“ abgeleitet (Abb. 4 in der genannten Veröffentlichung).

Gegen diese Skizze müssen einige Bedenken vorgebracht werden. So ist nicht zwischen dem weltweiten eustatischen Wasseranstieg und den relativen Wasserstandsschwankungen eines begrenzten Gebietes als Ergebnis der gleichzeitigen örtlichen Bewegungen des Landes und der weiträumigen des Wassers unterschieden. Weiterhin sind verhältnismässig weit voneinander entfernte Einzelbeobachtungen zusammengefasst,

obwohl mit unterschiedlichen tektonischen Bewegungstendenzen gerechnet werden muss.

Weitere Einwände ergeben sich bei der Erweiterung der beiden vorher diskutierten Bewegungsbilder im Sinne dieses Entwurfes. Eine exakte Anknüpfung ist wegen der verstreuten Lage der einzelnen Punkte nicht möglich. Es kann sich deshalb nur um qualitative Überlegungen handeln. Bei Bezug auf die Fairbridge-Kurve würde vor dem im Atlantikum beginnenden Abschnitt mit ziemlich gleichmässiger Senkung ein anderer

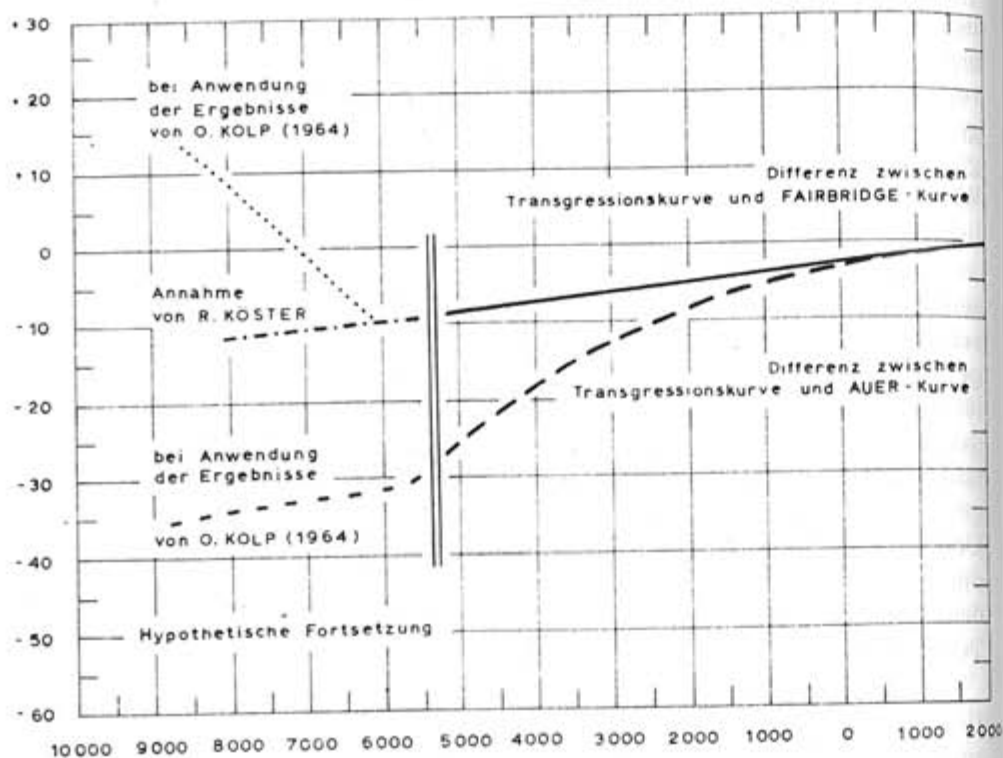


Abb. 8. Die tektonische Komponente des Wasseranstieges an der inneren Lübecker Bucht nach Vergleich der Transgressionskurve mit den eustatischen Kurven von V. Auer (1959) und R. W. Fairbridge (1960, 1961)

mit kräftigem Landaufstieg gelegen haben (Abb. 8). Beim Vergleich mit der Auer-Kurve erhält man demgegenüber einen mehr allmählichen Übergang von einem älteren Teil mit langsamer Senkung zu einem jüngeren mit anfangs steilem und dann wieder nachlassendem Einsinken des Landes (Abb. 8). In beiden Fällen ergeben sich also unvermittelte Änderungen der Bewegungstendenzen etwa an der Grenze Boreal/Atlantikum, so daß hier eine plötzliche Umstellung des eisisostatischen Einflusses oder aber vorübergehende starke tektonische Vorgänge anzunehmen wären.

Ausserdem müsste im Falle der gleichzeitigen Gültigkeit des Entwurfes von O. Kolp (1964) und der Auer-Kurve eine starke Kippung der Seeablagerungen vorliegen, wie sie jedoch von O. Kolp (1961)

bereits abgelehnt worden war. Er wollte deshalb auch die Ergebnisse des Verfassers über eine Senkung des Gebietes der schleswig-holsteinischen Ostseeküste (R. Köster, 1960, 1961) in Frage stellen und alle Niveauveränderungen als rein eustatisch erklären. Dabei wurde aber nicht genügend beachtet, dass die Verstellung der beiden Ufer des Sees gegeneinander bei einer Breite quer zum Verlauf der „Null-Linie“ von kaum mehr als 30 km höchstens wenige Meter erreichen konnte. Bei Anlehnung an die Auer-Kurve müsste sich dagegen eine deutlich sichtbare Kippung in der Grössenordnung des drei- bis vierfachen Betrages abbilden.

In Anbetracht der Schwierigkeiten bei der Erklärung der Beobachtungen muss die Frage gestellt werden, ob die für den Entwurf entscheidenden Grundlagen ausreichend gesichert sind. Sie liegen in erster Linie in der Ausdeutung des Brackwassereinflusses in den Seeablagerungen als Meeresspiegelanzeiger. Derartige Verbrackungserscheinungen sind nun in spätglazialen Ablagerungen des Ostseegebietes weit verbreitet, wie z. B. die Ergebnisse von B. Kullenberg (1954) zeigen. Sie können zum grössten Teil nicht durch Eindringen von Meerwasser erklärt werden, sondern man muss auch mit dem Einwirken versalzenen Grundwassers rechnen, das während der Zeiten von Eisbedeckung und Dauerfrost aufdringen konnte². Der voratlantische Teil des Entwurfes von O. Kolp (1964) erscheint so recht unsicher.

Der gesamte Fragenkomplex steht also noch sehr im Anfangsstadium der Erforschung. Vor der Möglichkeit weitreichender Folgerungen und einer darauf aufbauenden Stellungnahme zum Problemkreis der Eisisostasie sind noch umfangreiche meeresgeologische Untersuchungen in der westlichen Ostsee wie die Sammlung weiterer Beobachtungen aus den umgebenden Gebieten notwendig.

² Diskussionsbemerkung von Herrn Dr. H. Ødum, Kopenhagen, während der Sitzung der Sub-Commission on Baltic Shorelines in Uppsala vom 4. bis 6. Januar 1965.

[Eingegangen: 20.5.1965]

SCHRIFTEN

- AUER, V.: 1959. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part III: Shoreline Displacements.—Ann. Acad. Scient. Fennicae, Series A. III. Geologica—Geographica, 60.
- DECHEND, W. in: DECHEND, W. & GRONWALD, W.: 1961. Krustenbewegungen und Meeresspiegelschwankungen im Küstenbereich der südlichen Nordsee.—Geol. Jb., 79, S. 23—60.
- FAIRBRIDGE, R. W.: 1960. The Changing Level of the Sea.—Scientific American, 202, S. 70—79.
- FAIRBRIDGE, R. W.: 1961. Convergence of Evidence on Climatic Change and Ice Ages.—Annals of the New York Acad. of Sciences, 95, S. 542—579.
- GAYE, J.: 1951. Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren.—Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig—Holstein, 25, S. 196—203.

obwohl mit unterschiedlichen tektonischen Bewegungstendenzen gerechnet werden muss.

Weitere Einwände ergeben sich bei der Erweiterung der beiden vorher diskutierten Bewegungsbilder im Sinne dieses Entwurfes. Eine exakte Anknüpfung ist wegen der verstreuten Lage der einzelnen Punkte nicht möglich. Es kann sich deshalb nur um qualitative Überlegungen handeln. Bei Bezug auf die Fairbridge-Kurve würde vor dem im Atlantikum beginnenden Abschnitt mit ziemlich gleichmässiger Senkung ein anderer

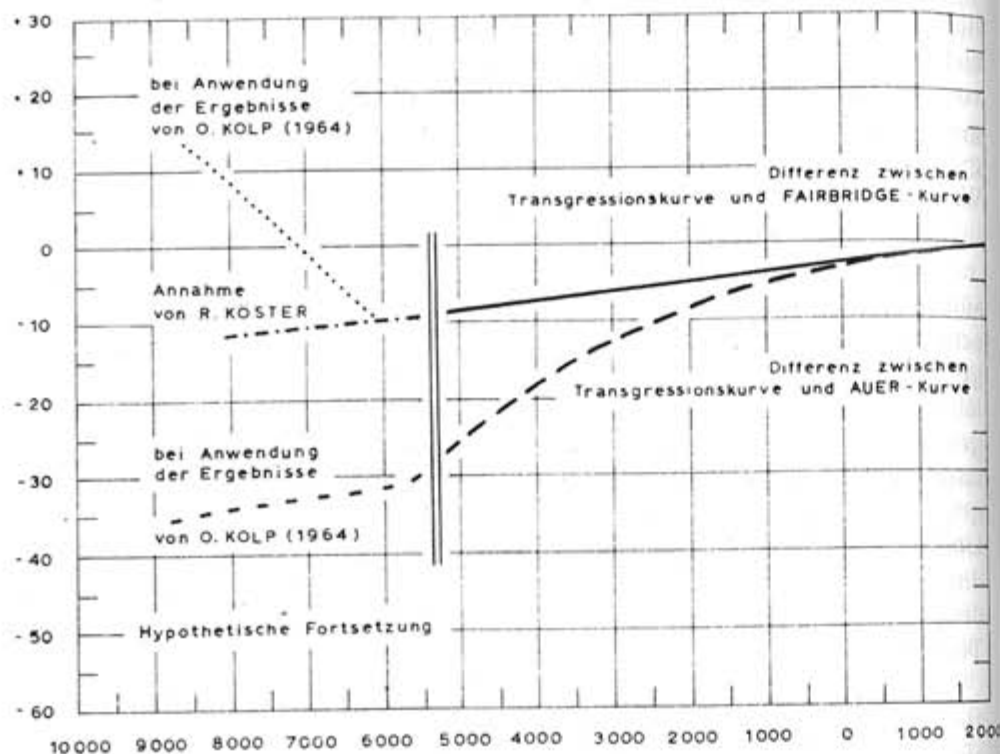


Abb. 8. Die tektonische Komponente des Wasseranstieges an der inneren Lübecker Bucht nach Vergleich der Transgressionskurve mit den eustatischen Kurven von V. Auer (1959) und R. W. Fairbridge (1960, 1961)

mit kräftigem Landaufstieg gelegen haben (Abb. 8). Beim Vergleich mit der Auer-Kurve erhält man demgegenüber einen mehr allmählichen Übergang von einem älteren Teil mit langsamer Senkung zu einem jüngeren mit anfangs steilem und dann wieder nachlassendem Einsinken des Landes (Abb. 8). In beiden Fällen ergeben sich also unvermittelte Änderungen der Bewegungstendenzen etwa an der Grenze Boreal/Atlantikum, so daß hier eine plötzliche Umstellung des eisisostatischen Einflusses oder aber vorübergehende starke tektonische Vorgänge anzunehmen wären.

Ausserdem müsste im Falle der gleichzeitigen Gültigkeit des Entwurfes von O. Kolp (1964) und der Auer-Kurve eine starke Kippung der Seeablagerungen vorliegen, wie sie jedoch von O. Kolp (1961)

bereits abgelehnt worden war. Er wollte deshalb auch die Ergebnisse des Verfassers über eine Senkung des Gebietes der schleswig-holsteinischen Ostseeküste (R. Köster, 1960, 1961) in Frage stellen und alle Niveauveränderungen als rein eustatisch erklären. Dabei wurde aber nicht genügend beachtet, dass die Verstellung der beiden Ufer des Sees gegeneinander bei einer Breite quer zum Verlauf der „Null-Linie“ von kaum mehr als 30 km höchstens wenige Meter erreichen konnte. Bei Anlehnung an die Auer-Kurve müsste sich dagegen eine deutlich sichtbare Kippung in der Grössenordnung des drei- bis vierfachen Betrages abbilden.

In Anbetracht der Schwierigkeiten bei der Erklärung der Beobachtungen muss die Frage gestellt werden, ob die für den Entwurf entscheidenden Grundlagen ausreichend gesichert sind. Sie liegen in erster Linie in der Ausdeutung des Brackwassereinflusses in den Seeablagerungen als Meeresspiegelanzeiger. Derartige Verbrackungserscheinungen sind nun in spätglazialen Ablagerungen des Ostseegebietes weit verbreitet, wie z. B. die Ergebnisse von B. Kullenberg (1954) zeigen. Sie können zum grössten Teil nicht durch Eindringen von Meerwasser erklärt werden, sondern man muss auch mit dem Einwirken versalzten Grundwassers rechnen, das während der Zeiten von Eisbedeckung und Dauerfrost aufdringen konnte². Der voratlantische Teil des Entwurfes von O. Kolp (1964) erscheint so recht unsicher.

Der gesamte Fragenkomplex steht also noch sehr im Anfangsstadium der Erforschung. Vor der Möglichkeit weitreichender Folgerungen und einer darauf aufbauenden Stellungnahme zum Problemkreis der Eisisostasie sind noch umfangreiche meeresgeologische Untersuchungen in der westlichen Ostsee wie die Sammlung weiterer Beobachtungen aus den umgebenden Gebieten notwendig.

² Diskussionsbemerkung von Herrn Dr. H. Ødum, Kopenhagen, während der Sitzung der Sub-Commission on Baltic Shorelines in Uppsala vom 4. bis 6. Januar 1965

[Eingegangen: 20.5.1965]

SCHRIFTEN

- AUER, V.: 1959. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part III: Shoreline Displacements. — Ann. Acad. Scient. Fennicae, Series A. III. Geologica—Geographica, 60.
- DECHEND, W. in: DECHEND, W. & GRONWALD, W.: 1961. Krustenbewegungen und Meeresspiegelschwankungen im Küstenbereich der südlichen Nordsee. — Geol. Jb., 79, S. 23—60.
- FAIRBRIDGE, R. W.: 1960. The Changing Level of the Sea. — Scientific American, 202, S. 70—79.
- FAIRBRIDGE, R. W.: 1961. Convergence of Evidence on Climatic Change and Ice Ages. — Annals of the New York Acad. of Sciences, 95, S. 542—579.
- GAYE, J.: 1951. Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren. — Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig—Holstein, 25, S. 196—203.

- IVERSEN, J.: 1937. Undersøgelser over Litorinatrangressjoner i Danmark. — Medd. fra dansk geol. Foren., 9, S. 223—232.
- JESSEN, K.: 1937. Litorinasaenkningen ved Klintesø i pollenfloristisk Belysning. — Medd. fra dansk geol. Foren., 9, S. 232—236.
- KOLP, O.: 1961. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. — Peterm. Mitt., 1961, S. 249—254.
- KOLP, O.: 1964. Der eustatische Meeresanstieg im älteren und mittleren Holozän, dargestellt auf Grund von Spiegelschwankungen im Bereich der Beltsee. — Peterm. Mitt., 1964, S. 54—62.
- KÖSTER, R.: 1960. Junge isostatische und eustatische Bewegungen im südlichen und westlichen Ostseeraum. Vorläufige Mitteilung. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 1960, S. 70—95.
- KÖSTER, R.: 1961. Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. — Meyniana, 11, S. 23—81.
- KULLENBERG, B.: 1954. On the Presence of Sea Water in the Baltic Ice-Lake. — Tellus, 6, S. 221—228.
- MERTZ, E. L.: 1924. Oversigt over de sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. — Danm. geol. Unders., II, Række, Nr. 41.
- MIKKELSEN, V. M.: 1949. Praestø Fjord. The Development of the postglacial Vegetation and a Contribution to the History of the Baltic Sea. — Dansk bot. Ark., 13, Nr. 5.
- MILTHERS, V.: 1935. Nordøstsjælland's Geologi. — Danm. geol. Unders., V, Række, Nr. 3.
- MILTHERS, V.: 1943. Nordvestsjælland's Geologi. — Danm. geol. Unders., V, Række, Nr. 6.
- MODEL, F.: 1950. Gegenwärtige Hebung im Ostseeraum. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 49, S. 64—115.
- MOLLER, W.: 1962. Der Ablauf der holozänen Meerestrangressjon an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in Bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. — Eiszeitalter u. Gegenw., 13, S. 197—226.
- NEUGEBAUER, W.: 1950. Alt-Lübeck. Problemstellung einer Ausgrabung. — Forsch. Geogr. Ges. u. Naturhist. Mus. Lübeck, 2. Reihe, 42, S. 7—20.
- NEUGEBAUER, W.: 1952. Der Stand der Ausgrabungen in Alt-Lübeck. — Z. Ver. f. lübeckische Geschichte u. Altertumskd., 33, S. 103—126.
- NEUGEBAUER, W.: 1953. 100 Jahre Ausgrabungen in Alt-Lübeck. — Der Wagen, ein lübeckisches Jahrbuch, 1952—1953, S. 27—52.
- NILSSON, T.: 1935. Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. — Geol. Fören. Förh., 57, S. 385—562.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. — Ann. Acad. Scient. Fennicae, Series A, III, Geologica—Geographica, 51.
- SCHMITZ, H.: 1952. Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht. — Die Küste, 1, Heft 2, S. 34—44.
- SCHMITZ, H.: 1953. Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der Transgression an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. — Ber. dt. bot. Ges., 66, S. 151—166.
- STRAKA, H.: 1961. Relative und absolute Datierungen quartärer Ablagerungen. — Die Naturwissenschaften, 48, S. 324—332.
- TAPFER, E.: 1940. Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. — Geologie d. Meere u. Binnengew., 4, S. 113—244.
- TROELS-SMITH, J.: 1937. Datering af Ertebolleopladsen ved hjælp af Litorina-Transgressioner og Pollenanalyse. — Medd. fra dansk geol. Foren., 9, S. 253—255.
- TROELS-SMITH, J.: 1939. Stenalderopladsen og Strandlinier paa Amager. — Medd. fra dansk geol. Foren., 9, S. 489—508.

THE POSTGLACIAL TRANSGRESSION AT THE BALTIC SHORELINE OF SCHLESWIG-HOLSTEIN COMPARED WITH THE CURVES OF THE WORLDWIDE EUSTATIC SEALEVEL RISE

by

ROLF KÖSTER

SUMMARY

The Baltic coast of Schleswig-Holstein is part of a region of subsidence in the south-west of Scandinavia. The history of the postglacial transgression does not begin here till the Atlantic. The investigations of H. Schmitz (1952, 1953) showed a rapid relative sealevel rise in the beginning, that slowed down in the late Atlantic.

In the Subatlantic the transgression continued according to the researches of the author (R. Köster, 1961). The changing level of the sea is indicated especially by rising beach-ridges (Fig. 3b, 6a) and old settlements (Fig. 5). The relative subsidence increases to the south-west. The maximum of 15 cm/century is to be found in the inner part of the Lübecker Bucht. This subatlantic transgression is distinctly divided into phases.

The observations are explained by movements of the land synchronous with eustatic oscillations of the oceans. The average eustatic sealevel rise in the Subatlantic amounts to 3 to 4 cm/century. The present eustatic rise in a transgression phase reaches to about 13 cm/century.

The tectonic „zero-line“ without present movements of the land approximately runs from the southern end of the Little Belt to the Fehmarn Belt and farther on to the south-east. The line of the tectonic subsidence of 10 cm/century in the Subatlantic is to be found in the inner part of the Lübecker Bucht (Fig. 6b).

The tendencies of the movements of the land before the Subatlantic can only be taxed by comparing the curves of transgression in the inner part of the Lübecker Bucht to those of the worldwide eustatic sealevel rise (Fig. 7).

Referring to the results of R. W. Fairbridge (1960, 1961) there is a constant subsidence of about 10 cm/century since the beginning of the Atlantic (Fig. 8). This fact corresponds to a prevailing of permanent tectonic factors to the variable glacial isostatic ones at least since the Atlantic.

The eustatic curve of V. Auer (1959) was derived from late- and postglacial horizontal beach-lines in Patagonia. According to the comparison with the transgression curve of the inner Lübecker Bucht this region must have sunk about 30 m since the beginning of the Atlantic

with diminishing speed (Fig. 8). This result would need glacial isostatic movements up to the present time.

Here and in many other regions the application of the Auer-curve requires the assumption of tectonic processes difficult to explain. Therefore this curve must be doubted as an indicator of the eustatic sea level rise. In Patagonia glacial isostatic movements may have occurred like in other deglaciated regions.

ХОД ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ТРАНСГРЕССИЙ НА БАЛТИЙСКОМ ПОБЕРЕЖЬИ ШЛЕЗВИГ-ГОЛЬШТЕЙНА ПО СРАВНЕНИЮ С КРИВЫМИ ЭВСТАТИЧЕСКОГО ПОДЪЕМА УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Р. КЕСТЕР

РЕЗЮМЕ

Балтийское побережье Шлезвиг—Гольштейна является частью области погружения на юго-запад от Скандинавии. История послеледниковых трансгрессий начинается здесь с атлантического времени. Исследования Г. Шмица (Schmitz, 1952; 1953) выявили сравнительно быстрый подъем уровня моря в начале атлантического периода и его замедление в позднеатлантическое время.

В субатлантическом периоде трансгрессия происходила согласно исследованиям автора (Köster, 1961). Изменение уровня моря установлено в основном по возрастанию высоты береговых валов (Рис. 36, ба) и древних поселений (Рис. 5). Относительное опускание увеличивается по направлению на ЮЗ. Максимальное значение подъема уровня моря 15 см/столетие приурочено к внутренней части Любекской бухты. Эта субатлантическая трансгрессия отчетливо подразделяется на отдельные фазы.

Установленные факты объясняются одновременными движениями земной коры и эвстатическими колебаниями уровня океана. Средний эвстатический подъем уровня моря в субатлантическое время достигает от 3 до 4 см/столетие. Современный подъем уровня в трансгрессивную фазу достигает примерно 13 см/столетие.

Тектоническая «нулевая изолиния», вдоль которой не проявляются современные движения земной коры, простирается от южного конца Малого Бельта по направлению к Фемарн Белту и далее на ЮВ. Изолиния тектонического погружения 10 см/столетие в субатлантическое время находилась во внутренней части Любекской бухты (Рис. 6).

Тенденции движений земной коры имевших место до субатлантического времени, могут быть восстановлены на основе сравнения кри-

вых трансгрессий для внутренней части Любекской бухты с таковыми для эвстатического подъема уровня Мирового океана (Рис. 7).

По данным Р. В. Фербриджа (Fairbridge, 1960; 1961), с начала атлантического времени происходит постоянное погружение суши со скоростью около 10 см/столетие (Рис. 8). Этот факт говорит о преобладании собственно-тектонических факторов над переменными гляциоизостатическими движениями, по крайней мере, начиная с атлантического периода.

Эвстатическая кривая В. Ауера (Auer, 1959) относится к поздней и послеледниковым горизонтальным береговым линиям Патагонии. По сравнению с кривой трансгрессии для внутренней части Любекской бухты получается, что Патагония с начала атлантического времени должна была опуститься около 30 м с уменьшающейся скоростью. Такой результат не объясним без гляциоизостатических движений, продолжающихся поныне.

Как в данном месте, так и в других областях применение кривой Ауера требует привлечения трудно объяснимых тектонических процессов. Поэтому эта кривая не может служить показателем эвстатического подъема уровня океана. Гляциоизостатические движения в Патагонии могли происходить также, как и в других областях дегляциации.

К ВОПРОСУ О ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ ИСТОРИИ БАЛТИКИ В РАЙОНЕ ЛЕНИНГРАДА

Т. В. УСИКОВА, Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ, Ленинград

На территории восточной Прибалтики, в связи с особенностями тектонического режима, весьма ярко запечатлелись все изменения, начиная от последней ледниковой эпохи вплоть до наших дней.

Начатое еще в конце XVIII века русскими исследователями (В. Ф. Зуев и др.) изучение последних этапов геологической истории района Ленинграда, относительно более высоких древних уровней Балтийского моря, недавнего соединения Финского залива с Белым морем через Ладожское и Онежское озера, абразионного происхождения террас и морского генезиса слагающих их осадков и т. д. продолжается до настоящего времени.

Основатель теории материкового оледенения П. А. Кропоткин в известном труде «Исследования о ледниковом периоде» (1871 г.) писал о колебаниях уровня озер в связи с отступанием ледника, а также о ленточных глинах, цикличность которых он отмечал в связи со сменой годовичных слоев (Яковлева, 1963).

О неоднократном более высоком стоянии уровня Балтики было известно в конце прошлого столетия из работ Я. А. Макарова, Де-Геера и Бергхелла.

С. А. Яковлевым (1926), а затем К. К. Марковым (1931) была впервые разработана стратиграфия четвертичных отложений Ленинградского района с использованием новой по тому времени методики исследований — спорово-пыльцевого и диатомового анализов.

Геохронологическое изучение ленточных глин, производившееся К. К. Марковым и И. И. Красновым в 1930 г. дало возможность определить абсолютный возраст основания ленточной толщи. Было установлено, что ледниковый покров, оставивший верхнюю (по Маркову) морену, перекрывающую мгинскую толщу, в окрестностях Ленинграда растаял 12 000 лет назад. Была также определена скорость отступления ледника — 400 м в год, т. е. от Невских порогов до Сестрорецка ледник отошел за 70—75 лет.

Проблема осолонения Балтики в период позднеледниковья, которая является дискуссионной, начиная с тридцатых годов (Яковлев, 1932, 1934, Марков 1933, 1935) получила освещение в ряде работ последних лет: К. В. Желубовская, Т. Е. Ладышкина, 1962; Т. В. Усикова, П. И. Клейменова и Р. Н. Джиноридзе, 1963; С. В. Яковлева, 1963, М. А. Лаврова, Т. Е. Ладышкина, 1965; Р. Н. Джиноридзе, Г. И. Клейменова, 1965, 1965а. Фактический материал по диатомовым из позднеледниковых осадков в районе верховья Финского залива позволил указанным авторам признать осолонение возможным.

В настоящей статье мы приводим новые стратиграфические данные, дополняющие и расширяющие наши представления о палеогеографической обстановке, в которой формировались осадки позднеледникового времени.

Но прежде всего следует определить начало позднеледниковья, т. е. начало формирования водных осадков в озерно-ледниковом бассейне после окончательной деградации ледника.

Долгое время, начиная с 30-х годов, вопрос о количестве валдайских морен, лежащих стратиграфически выше мгинской толщи оставался дискуссионным. При этом к позднеледниковому времени, по стратиграфическим схемам С. А. Яковлева и К. К. Маркова относились водные осадки, лежащие над мореной мгинского разреза и района Ленинграда (Марков, 1961).

В настоящее время, в результате детальных геологических и микрорепалеоботанических исследований, можно считать окончательно установленным наличие в Ленинградском районе двух морен валдайского оледенения — лужской и невской, разделенных толщей водных осадков охтинского межстадиала (Усикова, Малясова, Клейменова, 1965). В пределах Приневской и Приморской равнин и расположенных к северу от них возвышенностей, охтинский горизонт, состоящий из тонкого, преимущественно хорошо отсортированного материала, был сформирован в эпоху, предшествующую началу позднеледниковья.

Таким образом, ленточная толща I балтийского ледникового озера, формировавшаяся в сложных перигляциальных условиях, которая была использована К. К. Марковым и И. И. Красновым для геохронологических исследований, образовалась не после первой валдайской морены (лужской), перекрывшей мгинскую толщу (Марков, 1961), а после второй (невской) и стратиграфически залегает выше последней.

В соответствии с этим мы считаем, что начало нового этапа геологической истории — позднеледниковья в районе Ленинграда связано с деградацией невского ледникового покрова.

В связи с тем, что невская морена не имеет сплошного распространения и является сильно размывтой водами позднеледниковых бассейнов, осадки последних в большинстве случаев ложатся несогласно на межстадиальные охтинские, перекрывая сильно размывтую их поверх-

ность, заполняя не выраженные в современном рельефе древние ложбины и протоки.

Эрозионно-абразионная поверхность межстадиальных осадков, возникающая в регрессивные этапы охтинского бассейна, была подвергнута экзарационной деятельности невского ледника.

В период регрессии этого бассейна и освобождения Карельского перешейка из-под уровня воды, что было связано с тектоническим поднятием территории, происходило образование террасовых уровней и возникновение (отчленение) таких островных возвышенностей как Юкковская, Парголовская, Колтушская, Ириновская и Новоселковская гряды. Мощными эрозионно-абразионными процессами был расчленен юго-восточный склон Карельской возвышенности в районе Токсово и Кавголово, где при последующем воздействии невского ледника образовался сложный экзарационно-эрозионный рельеф, благодаря которому эти участки вместе с перечисленными возвышенностями в южной части Карельского перешейка, долгое время исследователями принимались за камы.

На месте современных равнин — Охтинской, Приневской, Приморской и Приладожской существовали проливы, где охтинские межстадиальные осадки интенсивно размывались.

Поэтому на отдельных участках таких древних проливов они полностью размыты и осадки позднеледникового времени местами лежат непосредственно на лужской (первой валдайской) морене.

Залегая на чрезвычайно неровном и сложном рельефе, осадки позднеледниковых водоемов создали необыкновенно ровную, несмотря на свою террасированность, Приневскую и Приморскую равнины, в большинстве случаев, с весьма слабо заметным уклоном к р. Неве и Финскому заливу.

Эти осадки имеют весьма изменчивую мощность, как вследствие неровного ложа, так и ввиду сильно абрадированной их поверхности.

Наиболее полные разрезы их сохранились на участках глубоких древних проливов и лагун, где условия для их образования и захоронения были наиболее благоприятные.

Полный разрез всей серии позднеледниковых осадков был обнаружен на равнине, отделяющей Новоселковскую гряду от Юкковской возвышенности. Абсолютная высота равнины 11—13 м. Геолого-литологический разрез по скважине № 23, пробуренной на этой равнине и данные палинологического анализа образцов из этой скважины, выполненные Г. И. Клейменовой, показаны на прилагаемом рисунке (Рис. 1).

Диатомовые анализы, результаты которых приводятся ниже в тексте, были выполнены Р. Н. Джиноридзе.

При палинологическом анализе образцов из позднеледниковых отложений исследуемой территории обращает на себя внимание различная степень сохранности пыльцы и спор.

Наряду с зернами с четкими морфологическими признаками, встречаются пыльца и споры плохой сохранности. Это в основном формы сильно минерализованные (стеклянный блеск, слияние наружного и внутреннего контуров, уплощенность и т. д.) и реже пыльца и споры со следами механического повреждения (разорванность оболочки, стертость рисунка экзины и т. д.).

Причины, вызывающие минерализацию до сих пор окончательно не ясны. Как нам кажется, подобный облик микрофоссилий объясняется неблагоприятными условиями захоронения пыльцы и в первую очередь — наличием остатков вечной мерзлоты (Е. С. Малясова, Г. И. Клейменова, 1965).

Наибольшее количество минерализованной пыльцы отмечено среди *Alnus*, *Betula*, *Corylus* и широколиственных пород, что весьма затрудняет их видовое определение.

По всему разрезу встречается водоросль *Pediastrum* spp., которая распространяется в мелководных, хорошо прогреваемых водоемах (Корде, 1960 г.). Единично отмечены споры каменноугольных растений из группы *Hymenozonotriletes* Namm. и *Leiotriletes* Namm.

Наибольший интерес представляют отложения I Балтийского ледникового озера, которые описывались нами ранее (Усикова и др. 1963, 1965), как сложный по текстурно-литологическим особенностям комплекс образований, в полном разрезе имеющий четырехчленное строение (снизу вверх):

- 1) суглинки подленточные,
- 2) глины и суглинки ленточные,
- 3) супеси и пески со слабо выраженной слоистостью,
- 4) суглинки, реже супеси ленточные.

Согласно полученным данным спорово-пыльцевого анализа нижние два слоя соответствуют древнему дриасу, слой 3-й — бёллингу или аллереду I и слой 4-й — среднему дриасу. Приведенная стратификация осадков I Балтийского ледникового озера находится в полном соответствии со стратиграфической схемой, разработанной В. К. Гуделисом для Литвы. (Gudelis 1955; Гуделис 1957, 1961).

Ниже приводим характеристику выделенных стратиграфических горизонтов.

Отложения, соответствующие слоям древнего дриаса (Dr₁), имеют следующий литологический состав. Внизу залегают суглинки (подленточные) серые, в нижней части с коричневым оттенком, с гнездами и прослоями коричневатой легкой и тяжелой супеси, с линзообразными прослоями (до —2 мм) темно-коричневой жирной глины, с редким мелким гравием.

Отмечается трехкратное чередование суглинков и супесей мощностью от 1 до 2,5 м.

Супеси легкие и тяжелые, серые с коричневым оттенком, с выклинивающимися линзообразными прослоями (1—2 мм) суглинка и темно-коричневой жирной глины, с мелкими гнездами светло-коричневого

слоистого тонкозернистого песка, с редкой хорошо окатанной галькой, местами однородная (неслоистая).

Выше лежит глина темно-коричневая, ленточная, представленная чередованием прослоев тяжелой жирной тонкодисперсной глины толщиной от 1—2 мм до 1—1,5 см и пылеватого тонкозернистого светло-коричневого песка, толщиной от долей мм до 1—2 мм, редко 3—5 мм. Иногда в глине встречаются мелкие гнезда (диаметром до 2 см) светло-коричневого пылеватого песка (такого же как в прослоях). Встречаются редкие хорошо разложившиеся растительные остатки в виде мелких обуглившихся частиц. На глубине 15 м Т. Ф. Колесниковой здесь были найдены остатки болотной клюквы (*Vaccinium oxycoccus* L.).

Выше лежит супесь легкая, серая с коричневым оттенком, пылеватая, слоистая, со слоистостью ленточного типа по тонкопесчаным прослоям и с редкими прослоями ленточного суглинка (до 1 мм). Мощность отложений раннего дриаса по скв. 23 составляет 10,6 м.

Приведенное описание свидетельствует о явном наличии ритмичности в осадконакоплении, связанном с изменениями глубины бассейна. Очевидно, что наиболее глубоководные условия существовали в период накопления темно-коричневых тонкодисперсных глин.

По палинологическим данным отложения древнего дриаса характеризуются господством пыльцы древесных пород, в основном березы и ольхи. Среднее процентное содержание их в спектрах составляет соответственно: 40—60% и 30—40%. Береза представлена пыльцой *Betula* секц. *Albae*, *Betula humilis*, *Betula nana* L. и *Betula* плохой сохранности. Постоянно встречаются единичные зерна кустарникового вида ольхи — *Alnaster*. Количество пыльцы ели и сосны невелико. Травы слзгаются из пыльцы растений, требующих различных экологических условий для своего развития.

Наряду с господствующей пыльцой *Artemisia* spp. (среднее процентное содержание ее среди трав составляет более 40%) встречается пыльца *Ephedra* sp., *Polemonium* sp., *Rubus* cf. *Chamaemorus*, *Polygonum* sp.; представители сем. *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Ericaceae*, *Rosaceae*, *Cruciferae*, *Umbelliferae*, *Compositae*. Из пыльцы водных растений определены *Sparganium* sp., *Potamogeton* sp. и *Nymphaea* sp. Среди спор доминируют зеленые мхи — свыше 50%. В виде единичных находок присутствуют споры *Equisetum* sp. и *Selaginella selaginoides* L. Плауны представлены тундровыми (*Lycopodium pungens* La Pylaie, *L. apressum* Petr., *L. alpinum* L.) и таежными видами (*L. clavatum* L., *L. complanatum* L.). Полученные данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о существовании растительного ландшафта типа заболоченной лесотундры. Состав древнедриасовой флоры был весьма смешанным. Наряду с растениями арктической тундры и лесотундры (*Betula nana* L., *Alnaster*, *Rubus chamaemorus*, *Polemonium* sp., *Selaginella selaginoides* L., *Lycopodium pungens* La Pylaie, *L. apressum* Petr., *L. alpinum* L. и др.) отмечаются находки таежных элементов (*Lycopodium complanatum* L.,

L. clavatum L., *Equisetum*). Изредка присутствуют представители водных таких как: *Sphagnum* sp., *Potamogeton* sp., *Nympha* sp.

Основной лесообразующей породой была береза. Открытые пространства заселяли светлюбивые полыни, эфедра и представители из сем. *Chenopodiaceae*.

Условия образования отложений бёллинга (аллеред I) характеризуются новым постепенным погружением территории и увеличением глубины бассейна. Они начинаются осадконакоплением в прибрежных условиях, — неслойной супесью с гнездами пылеватого светло-желтого песка, с мелкими бурыми линзочками хорошо разложившихся органических остатков, с редкими зернами мелкого гравия.

Супесь выше переходит в суглинок тяжелый темно-коричневый, внизу с прослоями темно-коричневой жирной глины, с тонкими (до 1—3 мм) прослоями светло-серой супеси, со слоистостью ленточного типа весьма невыдержанной, с гнездами и линзами тонкозернистого светло-желтого пылеватого песка и супеси толщиной в 1—1,5 см.

Над суглинком снова лежит супесь легкая, серая с коричневым оттенком, пылеватая, с гнездами, мелкими линзами и невыдержанными прослоями пылеватого, более светлого песка, слоистая, слюдистая, внизу с прослоями в 1—2 мм темно-коричневого суглинка и редкими зернами крупного гравия. В этой супеси довольно часто встречаются растительные остатки, и лишь в нижней части слоя они редки. И в этих отложениях мы отмечаем цикличность в осадконакоплении: от мелководного режима к более глубоководному, и снова к мелководному. В описываемой скважине мощность бёллинговского горизонта равна 5,40 м.

Отложения бёллинговского бассейна были изучены по многочисленным скважинам, преимущественно в районе свх. Каменка, Пригородный Ручьи, по р. Охте, где мощность их иногда увеличивается до 10 и более метров, а преобладающей литологической разностью наряду с супесями являются пески.

Спектры, характеризующие отложения относящиеся к бёллинговскому потеплению, выделяются по резкому увеличению пыльцы сосны до 25—38% и ели до 5—17,3%. Количество березы все еще значительно — 30—38%, причем заметно сокращается содержание *Betula* плохой сохранности. Пыльца широколиственных пород (плохой и хорошей сохранности) и кустарника *Corylus* образуют непрерывные кривые, не превышающие соответственно, 2,5% и 4,3%. Среди пыльцы травянистых растений доминируют *Artemisia* spp. и *Chenopodiaceae*. Заметно увеличивается процент мезофильного разнотравья (сем. *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Umbelliferae* и др.) и представителей из сем. *Cyperaceae*, *Gramineae*. Отмечена пыльца рода *Ephedra*. Интересны единичные находки пыльцы *Filipendula* sp. и водных растений *Sphagnum* sp. и *Typha* sp. В группе спорых господствуют папоротники сем. *Polypodiaceae*. Кривые сфагновых и зеленых мхов часто встречаются. Постоянны единичные споры *Equisetum* sp. Среди спор рода *Lycopodium* при-

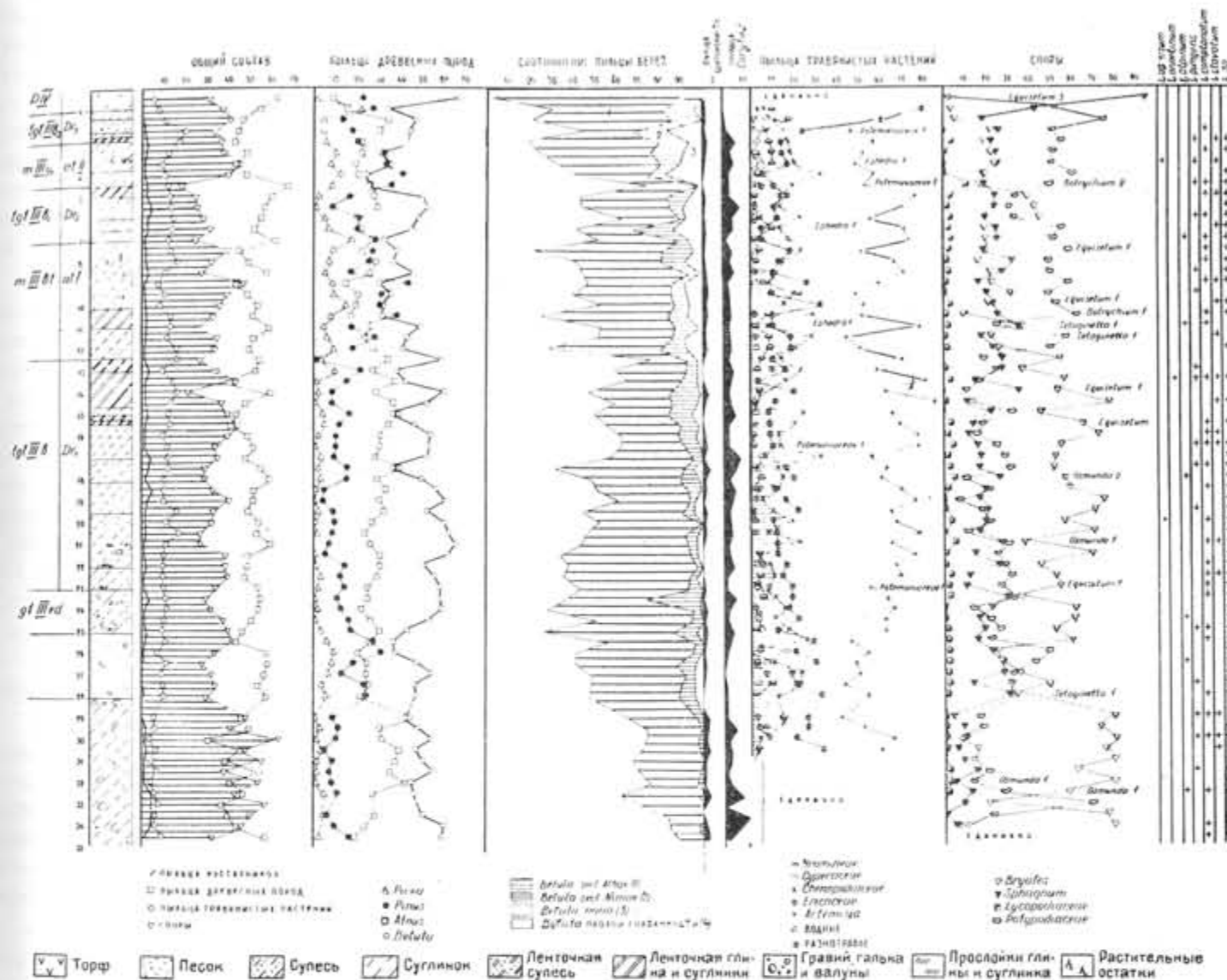


Рис. 1

сутствуют *L. complanatum* L., *L. clavatum* L. и редко *L. pungens* La Pylaie.

Описанный спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о наступании леса, в составе которого, наряду с березой начинает господствовать сосна. Существенную роль в древостое кроме того играла ель. Преобладание папоротников, таежных видов плаунов и часто встречающиеся споры *Equisetum* sp. свидетельствуют о хорошо развитых лесных сообществах в составе растительности. Одновременно большое распространение получали ценозы открытых местообитаний, о чем свидетельствует господство среди трав полыней и маревых и постоянно встречающаяся эфедра. Интересны находки пыльцы *Filipendula* sp. которая указывает на субарктические температурные условия (Иверсен, 1954 г.). Из водных кроме *Sparganium* sp. появляется *Typha* sp.

Отложения I Балтийского ледникового озера, соответствующие слоям среднего дриаса (DГ₂), начинаются слоем суглинка легкого, серого, пылеватого, со слабо выраженной слоистостью, с раковистым изломом, с линзовидными прослойками пылеватого песка и супеси, с линзами ленточного суглинка в середине слоя и с прослоем в 0,55 м супеси желтовато-серой, пылеватой, легкой, в которой отмечаются редкие растительные остатки и местами хорошо выраженная слоистость ленточного типа, а также линзы и гнезда тонкозернистого пылеватого песка. Описываемый суглинок сверху переходит в ленточный суглинок и таким образом по своему составу и текстурным особенностям является аналогом подленточного суглинка в слоях древнего дриаса. Ленточность здесь представлена чередованием прослоев суглинка в 2—3 мм с прослоями супеси от 2—3 мм до 5—7 мм. Мощность этого горизонта по скважине № 23 — 2,5 м, из которых ленточный суглинок составляет всего лишь 0,5 м.

Здесь очевидно мы не имеем полного разреза осадков среднего дриаса, т. к. по многим другим скважинам их мощность значительно больше. Верхние слои этого горизонта, по всей вероятности, были размывы. Но несмотря на это здесь также отмечается ритмическая последовательность в осадконакоплении, и что особенно важно отметить, наблюдается в целом повторение ритма осадков древнего дриаса — подленточные слабо слоистые суглинки сверху переходят в ленточные.

Спорово-пыльцевой комплекс среднедриасовых отложений выделяется по изменению в составе древесных пород: доминирует пыльца березы (около 50%); на долю *Betula humilis* из этого количества приходится примерно до 8%, *Betula nana* — до 6%. Роль пыльцы хвойных и ольхи заметно сокращается. Пыльца широколиственных пород чаще плохой сохранности составляет не более процента, кустарника *Corylus* — около 3—4%. Участие пыльцы травянистых растений в общем составе заметно возрастает. По-прежнему доминирует пыльца полыней и маревых, в то время как количество пыльцы мезофильного разнотравья сокращается.

Встречены единичные пыльцевые зерна *Ephedra* sp., *Polemonium* sp., *Thalictrum* sp. Из водных растений определена пыльца *Sparganium* sp. Среди спор наряду с высоким процентным содержанием папоротников (30—50%) увеличивается количество спор зеленых мхов (20—40%). Непрерывную кривую образуют споры сфагновых мхов и плауны (таежные и тундровые виды).

Данный спорово-пыльцевой комплекс отражает некоторое ухудшение климатических условий. Большие площади начинает занимать березовое редколесье с обильным покровом из зеленых мхов. Высокое процентное содержание спор папоротников в спектрах среднего дриаса и постоянное присутствие пыльцы ели дает возможность предполагать, что в условиях более благоприятных местообитаний еще сохранялись участки еловых лесотундр, которые по мнению литовских исследователей (Сейбутис и Судникавичене, 1960 г.) могли существовать как экстразональная растительность. Во время преобладания бездревесных тундр еловые лесотундры занимали более благоприятные местообитания. На безлесных пространствах произрастали кустарничковые травянистые ассоциации в основном из полыней и маревых.

Как уже отмечалось нами ранее, на сильно размытой поверхности отложений I Балтийского ледникового озера, трансгрессивно лежат образования I Иольдиевого моря, которые в описываемой скважине, как и по многочисленным разрезам других скважин, начинаются суглинками серыми пылеватыми, со слабо выраженной слоистостью, с редкими мелкими линзочками (до 1 см) светло-серого тонкозернистого пылеватого песка и с тонкими прослоями супеси, с включением редких растительных остатков и зерен песка. Выше лежит слой супесей, являющихся наиболее широко распространенной литологической разностью среди осадков I Иольдиевого моря. Супесь легкая, серая, пылеватая, хорошо отсортированная, с мелкими гнездами и линзовидными прослоями светло-серого, пылеватого слюдистого песка, с хорошо разложившимися растительными остатками. Как в суглинках, так и в супесях I Иольдиевого моря содержатся мелкие окатыши и линзочки нижележащих ленточных глин, подтверждающих наряду с другими данными, наличие морской трансгрессии.

Таким образом, и в осадках I Иольдиевого моря наблюдается все та же ритмичность, переход от более глубоководных условий к мелко-водным. Отмечая ритмическую последовательность описываемого горизонта, нужно сказать, что по многим разрезам других скважин, супеси либо перекрываются песками, либо фашиально в них переходят. Таким образом, жизнь этого бассейна заканчивалась в литоральных условиях.

Спорово-пыльцевой комплексе аллередского потепления характеризуется господством пыльцы древесных пород (40—65%) и споровых (30—40%). Пыльца травянистых растений составляет примерно около 10%. В составе древесных доминирует пыльца сосны 30—45%, несколько меньше насчитано пыльцы древовидной березы — 20—35%. Кривая пыльцы ели образует отчетливый максимум до 7—12%. Из единичных

широколиственных определена пыльца липы чаще хорошей сохранности. Количество кустарника *Corylus* не превышает 3—4%. В составе трав по-прежнему господствуют полыни и маревые. Кроме того встречена пыльца представителей из сем. *Cyperaceae* и *Gramineae*, *Rosaceae*, *Umbelliferae*, *Cruciferae*, *Compositae* и др. Отмечены единичные зерна *Valeriana* sp., *Humulus lupulus* L., *Ephedra* sp. Из группы водных растений определена пыльца теплолюбивого вида *Typha latifolia*. Среди спор свыше 50% приходится на долю папоротников из сем. *Polypodiaceae*. Состав спектров, описанный для осадков второго аллереда, свидетельствует о значительной облесенности данной территории, о господстве березо-сосновых формаций. Отмеченный на диаграмме максимум пыльцы ели является отражением существования этой породы в качестве большой примеси в составе древостоя. Одновременно облик травянистого покрова по-прежнему создают ценозы из полыней и маревых, хотя роль мезофильного разнотравья и прибрежно-водных растений заметно возрастает. Судя по составу флоры климат аллереда был умеренным.

Отложения самого молодого позднеледникового бассейна — II Балтийского ледникового озера залегают трансгрессивно, большей частью на осадках I Иольдиевого моря и реже на более древних образованиях. В описываемой скважине разрез их начинается с небольшого слоя (0,2 м) темно-коричневой ленточной глины, представленной чередованием невыдержанных глинистых и супесчаных прослоев, мощностью от долей мм до 1—2 мм, редко до 5 мм, кверху переходящей в небольшой по мощности (0,25 см) слой супеси легкой коричневатой-серой, сильно пылеватой, с гнездами тонко-зернистого песка, с тонкими линзовидными прослойками и окатышами (до 2 мм) темно-коричневой жирной глины. Выше лежат тонко-зернистые желтовато-серые с редким мелким гравиом пески (0,65 м) — наиболее характерная литологическая разность для осадков этого бассейна.

Они перекрыты слоем (0,35 м) супеси серовато-бурой пылеватой, которая по своим структурным и текстурным особенностям является ничем иным как погребенной почвой.

До формирования на ее поверхности торфяника, что происходило уже в более поздние этапы, она несомненно пережила почвообразовательные процессы.

В описанных отложениях также отмечается отчетливо выраженная ритмичность в осадконакоплении — закономерно выдержанная смена литологических разностей — от более глубоководных до континентальных.

Спектры молодого дриаса выделяются по значительному увеличению пыльцы березы — свыше 40%. (*Betula humilis* из этого количества составляет более 6%, *Betula nana* — около 8%). Среди пыльцы ольхи, процентное содержание которой несколько меньше — 20—35% — около 2% насчитано вида — *Alnaster*. Роль пыльцы хвойных невелика. Во всех образцах отмечены единичные зерна *Salix* sp. и широколиственных пород. Количество пыльцы *Corylus* колеблется от 0,5%

до 4,9%. Кривая пыльцы травянистых растений в общем составе заметно увеличивается до 20%. Среди трав наряду с господствующей пылью полыней и маревых отмечена пыльца из сем. *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Cruciferae*, *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Umbelliferae*, *Leguminosae* и др. Единична пыльца *Rubus* cf. *chamaemorus* и *Polemonium* sp. Из водных и прибрежно-водных определена пыльца *Hippuris vulgaris* L. и *Sparganium* sp. Из спор господствуют папоротники (сем. *Polypodiaceae*). Процентное содержание спор сфагновых и зеленых мхов примерно одинаковое, из плаунов встречены *Lycopodium pungens*, *L. complanatum*, *L. clavatum*.

Анализ спектров верхнего дриаса указывает на увеличение роли травянистой пыльцы, в основном растений ксероморфного типа. Доминантом лесной растительности становится береза при незначительном участии хвойных.

Приведенные результаты палинологического анализа разреза позднеледниковых образований хорошо согласуются с ритмическими изменениями литологических комплексов пород. За время накопления позднеледниковой толщи осадков характер растительности неоднократно менялся. Несмотря на то, что климатические условия благоприятствовали развитию лесов (особенно во время бёллинга и аллереда), оставалось еще множество открытых пространств, занятых в основном ценозами из маревых и полыней. Судя по составу, позднеледниковая флора имела весьма смешанный характер: элементы лесной флоры встречаются совместно с растениями арктической тундры и лесотундры степей и тайги. Часты находки представителей водных и прибрежно-водных. И как отмечает Иверсен для большинства этих растений свежий является более значащим фактором, чем температура (Iversen, 1954). Следовательно, продолжительное время позднеледниковый период был гелиофитным.

По всей толще позднеледниковых осадков определено 64 вида разновидностей диатомовых водорослей, среди них 31 морской вид. Диатомовые солоноватоводно-морского комплекса встречаются в осадках всех вышеописанных горизонтов (см. табл. 1) с пиками осолонения в древнем дриасе до 67%, в бёллинге — 60%, среднем дриасе и аллереде — до 50%. Спад осолонения вод происходит в молодом дриасе.

В составе диатомовых, начиная с древнего дриаса до аллерёда включительно, особых изменений не наблюдается (см. табл. 1). Наиболее характерными являются формы *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Coscinodiscus curvatulus* Grun., *C. lacustris* Grun., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun. и другие. Пресноводные диатомовые этой флоры характерны для неглубоких водоемов, с признаками заболачивания. Чаще других встречаются виды родов *Eunotia* и *Pinnularia*.

Много общих форм обнаружено при сравнении описанной флоры с солоноватоводно-морским комплексом из позднеледниковых отложений

Лякхтинского, Семозерского разрезов и разрезов на р. Шые, р. Олонге Кемского района, у ст. Песочная, в Лесном и др. (Лаврова, Ладышкина, 1965, Малясова, 1960; Земляков, Покровская, Шешукова, 1941; Джиноридзе, Клейменова, 1965, 1965а, Mölder, 1944).

Диатомовые смешанного экологического состава найдены в позднеледниковых осадках фазы древнего дриаса в разрезе скв. 1470*. Они приурочены к верхней части указанных осадков (интервал 2,5—6 м). Определено 52 таксона диатомовых, среди них 20 форм — солоноватоводные и морские (см. табл. 1). Оценками «редко» отмечены *Thalassiosira gravida* Cl., *Coscinodiscus lacustris* Grun. и *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun. — остальные формы единичны.

По соотношению экологических групп отмечается неравномерное поступление соленых вод в бассейн. Кривая солоноватоводных и морских на глубине 5—6 м достигает 22%—30%, затем поднимается до 77% (гл. 4,5 м) и далее опять снижается до 23%. В среднем солоноватоводные и морские составляют около 50% от общего числа форм. Пресноводные диатомовые, встреченные здесь, являются типичными представителями неглубоких пресных водоемов и по характеру очень сходны с таковыми, найденными в разрезе скважины 23. Солоноватоводно-морской комплекс этой флоры особенно близок к морским и солоноватоводным формам, описанным из разрезов скважины 23, Лякхтинского и ст. Песочная. (Лаврова, Ладышкина, 1965, Джиноридзе, Клейменова, 1965). Переотложение их здесь вероятно исключается, так как вся нижележащая толща охтинского межстадиала не содержит даже следов солоноватоводно-морской флоры диатомовых. Как и по скв. 23 здесь мы имеем осолонение, начиная с древнего дриаса.

Финскими исследователями (Mölder, Virkkala, Valovirta, 1957) отмечается осолонение в северной части Финского залива, начиная с ранних фаз позднеледниковья (D_{Г1}).

Приведенные выше фактические данные дают возможность сделать следующие выводы:

1. Вся толща позднеледниковых осадков, начиная от наиболее древнего горизонта и кончая самым молодым, характеризуется наличием ритмичности в осадконакоплении, обусловленной изменением глубины бассейна в связи с тектоническими движениями. Установленная ритмичность хорошо согласуется с результатами палинологических анализов.

2. Бёллингские слои (аллерёд I), выделенные ранее в Литве, в Калининградской области, в Дании, Голландии, Германии, Северной Америке, Швеции и Финляндии (Гуделис, 1958), а также в северной части Карельского перешейка (Малясова, Спиридонова, 1965), в районе Ленинграда обнаружены среди толщи осадков I Балтийского ледникового озера впервые. Они выделяются по литологическому составу

* Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма опубликованы в сб. № 2 «Baltica» (Ускова, Малясова, 1965).

и имеют довольно четкую палинологическую характеристику. Контакты с ниже- и вышележащими осадками не имеют следов перерыва.

Таким образом, формирования осадков трех нижних горизонтов позднеледникового (Dr₁, B, Dr₂) шло непрерывно в бассейне, который периодически испытывал колебания уровня и глубины и имел совершенно очевидную связь с открытым морем.

Закономерное изменение спорово-пыльцевых спектров дает основание считать, что бёллингские слои сформировались в более благоприятных климатических условиях по сравнению с ниже- и вышележащими слоями с дриасовой флорой.

3. Данные изучения диатомовых из позднеледниковых осадков позволяют сделать вывод о том, что в районе Ленинграда существовало значительное осолонение бассейна, начиная с древнего дриаса. В связи с этим расчленение осадков позднеледникового на стратиграфические горизонты только по диатомовым не представляется возможным (Лаврова, Ладышкина, 1965). Литологический состав пород и палинологический анализ в этом отношении имеют решающее значение. По диатомовым прослеживаются пики осолонения по всем пяти вышеописанным стратиграфическим горизонтам. Наиболее сильное поступление соленых вод отмечается в древнем дриасе.

4. Описанный разрез позднеледниковых осадков лежит стратиграфически выше невской морены. Изучение ее состава, текстуры, мощности, характера залегания и площадного распространения дает дополнительные данные к познанию позднеледниковой истории Балтики.

Как показали исследования (Усикова и др. 1965) невская морена залегает маломощным прерывистым слоем. В редких случаях ее мощность достигает 9—10 м, а в среднем она составляет около 2,0 м. Залегание ее нередко имеет облекающий характер, а часто отмечаемая слоистость и хорошо окатанные галька и валуны свидетельствуют о формировании ее в водных условиях.

Островное залегание и малую мощность невской морены как в пределах равнины, так и на возвышенностях нельзя объяснить лишь одним размывом в позднеледниковое время. Ледниковый покров, очевидно, был весьма маломощным и не в состоянии был совершать постепенное отступление, с образованием впереди себя замкнутого озерно-ледникового бассейна. Вследствие недостаточной мощности этот ледник распался на части и в виде глыб мертвого льда постепенно растаял на месте.

Замкнутые и полузамкнутые котловины и трогообразные ложбины в пределах Токсово, Кавголово, Юкков, Порошкино и др. пунктов являются следами существования здесь остатков невского ледникового покрова. И если наступание этого ледника совершалось в континентальных условиях, вследствие поднятия территории, то его таяние происходило в условиях обводненности занятых им площадей, вследствие очередного опускания.

Солоноватоводные и морские диатомовые из позднеледниковых отложений территории Ленинграда

№ п/п	Названия подорослей	Экология	Скв. 23					скал. 1470
			Dr ₁	B1	Dr ₂	Al	Dr ₃	
	Bacillariophyta		оценки обилия*					
1	Melosira sulcata (Ehr.) Kütz.	M	1	1	1	1		1
2	M. sulcata v. biseriata Grun.	M	1	1	1			1
3	M. sulcata v. crenulata Grun.	M			1			1
4	Hyalodiscus scoticus (Kütz.) Grun.	C—M	1	1	1	1	1	1
5	Thalassiosira excentrica (Ehr.) Cl.	M	1					1
6	T. gravida Cl.	M	2	1	1	1	1	2
7	Coscinodiscus curvatulus Grun.	M	1	1	1	1	1	1
8	C. curvatulus v. minor (Ehr.) Grun.	M	1	1	1	1		
9	C. lacustris Grun.	эвр.	1	1	1	1	1	2
10	C. lacustris v. septentrionalis Grun.	эвр.	1		1			
11	C. lineatus Ehr.	M	1					
12	C. obscurus A. S.	M	1					
13	C. plicatulus Grun.	M						1
14	Actinophyechus undulatus (Bail.) Ralfs	M	1	1		1	1	
15	Actinocyclus ehrenbergii Ralfs	M	1					1
16	Chaetoceros affinis Lauder.	M						1
17	C. holsaticus Schütt.	M	1	1	1	1	1	1
18	C. sp.	M	1	1	1	1	1	1
19	Rhabdonema arcuatum (Lyngb.) Kütz.	M	1	1	1	1		1
20	R. minutum Kütz.	M	1			1		
21	R. minutum v. sulcata Fricke	M			1			
22	Grammatophora arctica Cl.	M	1					
23	G. arcuata Ehr.	M	1			1	1	
24	G. oceanica (Ehr.) Grun.	M	3	1	1	1	1	2
25	Thalassionema nitzschioides v. obtusa Grun.	M	1					
26	Cocconeis scutellum Ehr.	C—M	1			1	1	
27	Diploneis didyma (Ehr.) Cl.	C	1	1		1	1	1
28	D. hersonensis (Grun.) Cl.	C		1		1	1	1
29	D. interrupta (Kütz.) Cl.	C			1	1	1	1
30	D. smithii (Bréb.) Cl.	C			1	1	1	1
31	Navicula glacialis Cl.	M			1	1		
32	Nitzschia punctata (W. Sm.) Grun.	C			1			
33	Campylodiscus clypeus vv. bicostatus Grun.	C						1
34	C. echeneis Ehr.	C			1			обл.
	Пересотложенные палеогеновые формы							
1	Melosira clavigera Grun.	M					1	1
2	M. ornata Grun.	M						
3	Coscinodiscus marginatus Ehr.	M		1				
4	C. payeri Grun.	M			1			
5	Grunowiella sp.	M	1					

* Оценки обилия взяты по Вислоуху

На основании имеющихся данных, можно высказать предположение о марино-гляциальном происхождении невской морены.

Учитывая абсолютные отметки залегания невской морены и осадков I Балтийского ледникового озера до 100 м и выше, это уже и было началом позднеледникового Балтийско—Беломорского морского соединения, существование которого подтверждается изложенными выше данными.

5. Освобождение территории Ленинграда от ледникового покрова произошло значительно раньше, чем 12 000 лет назад. Об этом свидетельствует возраст Гореловского торфяника, датированный временем I Иольдиевого моря (аллерёд) и определенный по радиоуглеродному методу в $12\ 150 \pm 390$ лет. Как известно, слоям I Иольдиевого моря предшествовал континентальный перерыв. Следовательно, начало формирования нижних горизонтов позднеледникового с ленточными глинами и таяние ледника происходили несколькими тысячелетиями ранее.

Изложенные геологические данные свидетельствуют о том, что возраст Гореловского торфяника не может быть более ранним, чем аллерёд, поскольку рассматриваемая территория в период от древнего до среднего дриаса, включительно, находилась под водой.

[Поступило: 14.X.1965 г.]

ЛИТЕРАТУРА

- ГУДЕЛИС, В. К.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии Литвы. Тр. регион. Сов. по изуч. четв. отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. Czwarťorzęd Europy śródkowej i wschodniej. Warszawa.
- ГУДЕЛИС, В. К., КАБАЙЛЕНЕ, М.: 1958. Аллередский и доаллередский периоды в Литве в свете палинологических исследований отложений болота Нойпайтис (юго-западная Литва). Тр. инст. геол. и геогр. АН Литовской ССР том VI. Вильнюс.
- ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И.: 1965. Материалы к палеоботанической характеристике поздние- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины. Сб. Проблемы палеогеографии. Изд. ЛГУ.
- ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И.: 1965а. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов об отложениях аллередского времени Ленинградской области. Baltica, т. 2. Вильнюс.
- ЖЕЛУБОВСКАЯ, К. В., ЛАДЫШКИНА, Т. Е.: 1962. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований разреза Лахтинской котловины. Докл. АН СССР, т. 146.
- ЗЕМЛЯКОВ, Б. Ф., ПОКРОВСКАЯ, И. М., ШЕШУКОВА, В. С.: 1941. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско—Беломорском соединении. Тр. Сов. секц. Международн. ассоц. по изуч. четвертичн. периода, вып. V, М.—Л.
- ЛАВРОВА, М. А., ЛАДЫШКИНА, Т. Е.: 1965. К вопросу о позднеледниковом Балтийско—Беломорском соединении. BALTICA, т. 2. Вильнюс.
- МАЛЯСОВА, Е. С., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И.: 1965. О палеоботанической характеристике ледниковых и позднеледниковых отложений территории Ленинграда. Сб. Проблемы палеогеографии. Изд. ЛГУ.

- МАЛЯСОВА, Е. С., СПИРИДОНОВА, Е. А.: 1965. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии голоцена Карельского перешейка. Baltica, т. 2. Вильнюс.
- МАРКОВ, К. К.: 1933. Иольдиевое море и проблема позднеледникового промыва (статья II) Изв., Гос. географ. общ. т. XVII, вып. I.
- МАРКОВ, К. К.: 1961. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. Изд. АН СССР, 1961.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии Литвы. Тр. регион. Сов. по изуч. четв. отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс.
- СЕПЬУТИС, А. и СУДНИКАВИЧЕНЕ, Ф.: 1960. О начале образования голоценовых болот на территории Литовской ССР. Geografinis metraštis, t. 3. Vilnius.
- УСИКОВА, Т. В., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И., ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н.: 1963. Поздние- и послеледниковая история развития района Ленинграда. Baltica, т. 1. Вильнюс.
- УСИКОВА, Т. В., МАЛЯСОВА, Е. С., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И.: 1965. Стратиграфия и палеогеография верхнего плейстоцена района Ленинграда. Сб. Проблемы палеогеографии. Изд. ЛГУ.
- УСИКОВА, Т. В., МАЛЯСОВА, Е. С.: 1965. К вопросу о происхождении камовых возвышенностей окрестностей Ленинграда. Baltica, т. 2. Вильнюс.
- ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1932. Следы послеледниковых и позднеледниковых трансгрессий к северу от Ленинграда. Путеводитель экскурсии, 2-ой четвертичн.-геол. конференции АНЧПЕ. Геолразведиздат.
- ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1934. К вопросу об иольдиевом море в Балтике и соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Гос. географ. общ., т. XVI, вып. 2.
- ЯКОВЛЕВА, С. В.: 1963. Основные этапы изучения четвертичных отложений и истории развития Восточной части Финского залива.
- GUDELIS, V.: 1955. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geologinės raidos vėlyvajame glacialiame ir postglacialiame (holocene) pagrindiniai etapai. VVU Mokslo darbai, t. VII. Vilnius.
- IVERSEN, I.: 1954. The late-glacial flora Danmarks and its relation to climate and soil. Danmarks Geol. Unders. II R.
- MÖLDER, K.: 1944. Das karelische Eismeer in Licht der fossilen Diatomeenfunde. Bull. Comm. Geol. Finlande, N 132.
- MÖLDER, K., VOLOVIRTA, V., VIRKKALA, K.: 1957. Über spätglazialzeit und früh-Postglazialzeit in Südfinnland. Bull. Comm. Geol. Finlande, 158.

ON THE QUESTION OF THE BALTIC SEA DEVELOPMENT IN THE LENINGRAD AREA DURING THE LATE-GLACIAL TIME

by

T. V. USIKOVA, G. C. KLEIMENOVA, R. N. JINORIDZE

SUMMARY

This paper gives an account of new evidences on stratigraphy and paleogeography of late-glacial deposits of the Leningrad district. The whole sequence of late-glacial deposits according to the pollen analysis and lithology is divided into five stratigraphic horizons related to five stages of vegetation development: Old Dryas, Bölling, Middle Dryas,

Alleröd and Young Dryas which is in agreement with stratigraphic scheme, worked out by V. K. Gudelis for Lithuania. The whole sequence of late-glacial deposits from the oldest horizon up to the youngest is characterized by the presence of cyclic sedimentation for which the change of basin's depth due to tectonic movements is peculiar. The defined cyclity corresponds to the palynological evidence. The Bölling interval defined earlier in Lithuania (Gudelis, 1958) and on Karelian Isthmus (Malyasova, Spiridonova, 1965) in the area of Leningrad was found for the first time among deposits of the 1-st Baltic Ice Lake. They are defined on their lithology and have rather distinct palynological characteristics. Contacts with underlying and overlying deposits have no traces of breaks. This sedimentation of three late-glacial lower horizons (Dr_1 B Dr_2) took place in the basin which underwent periodical changes in sea level and depth and was obviously connected with the open sea. A regular change of pollen spectra assumes that Bölling beds formed under more convenient climate conditions than underlying and overlying beds with Dryas flora. Evidence of diatom analysis make possible to conclude that in Leningrad area the major salinization of basin began from Old Dryas. Thus we cannot make subdivision of late-glacial deposits on diatoms alone (Lavrova, Ladishkina, 1965). The lithology of sediments and pollen analysis are of the decisive importance. According to diatoms we can trace the pikes of salinization to all the five above mentioned stratigraphic horizons. The most intensive influx of salt waters are noticed in Old Dryas. The above section of late-glacial deposits is stratigraphically higher than Neva moraine. The fragmentary occurrence and small thickness of the Neva moraine it is impossible to explain only by erosion processes in the late-Glacial time. Ice sheet was evidently rather thin and could not retreat gradually forming closed glacial-lake basin. The thickness being not enough the ice sheet broke into parts and blocks of dead ice and melted gradually in place. According to data available we can make an assumption of glacio-marine origin of the Neva moraine. Taking into consideration the absolute height of the Neva moraine and those of the 1-st Baltic Ice Lake deposits (up to 100 m and more) may take it for the beginning of late-glacial Baltic-White seas marine connection which existence is supported by data mentioned above. Retreating of ice sheet from Leningrad area took place much earlier than 12 000 ago. This is evidenced by the age of Gorelovo peat-bog ($12\ 150 \pm 390$ B. P.). It is known there was a continental regime before the 1-st Yoldia Sea. Hence the beginning of the formation of the lower horizons with varved clays and melting of ice sheet took place some thousand years earlier.

ZUR FRAGE DER OSTSEEGESCHICHTE IN DER SPÄTEISZEIT IM RAUM VON LENINGRAD

von

T. V. USIKOVA, G. C. KLEIMENOVA, R. N. JINORIDZE

ZUSAMMENFASSUNG

In diesem Artikel werden die neuen Angaben über die Stratigraphie und Paläogeographie des Leningrader Gebietes angeführt. Die ganze Schichtenfolge der Späteiszeit wird gemäss der Vegetationsentwicklung in fünf Horizonten (Phasen) gegliedert (Alt-Dryas, Bölling, Mittel-Dryas, Alleröd und Jung-Dryas), was mit dem stratigraphischen Schema von V. Gudelis (1955) für Litauen im Einklang steht.

Für den spätglazialen Ablagerungen des Leningrader Gebietes ist die deutlich ausgeprägte Rhythmizität der Sedimentationsprozessen charakteristisch. Sie wurde durch die Veränderung der Wassertiefe bedingt. Die lithologisch festgestellter Sedimentationsrhythmus wird durch die Pollenanalyse vollständig bestätigt.

Die früher im nördlichen Teil der Karelischen Landenge entdeckten Böllingschichten (Malyasova, Spiridonova, 1965) sind von uns auch in den spätglazialen Ablagerungen des baltischen Eissees in der Umgebung von Leningrad festgestellt worden.

Die Sedimentation der spätglazialen Ablagerungen (Dr_1 B Dr_2) ging ohne Unterbrechung im Wasserbecken, der periodischen Niveauschwankungen unterlag und mit offener See in Verbindung stand, vor sich.

Auf Grund der Pollenspektren ist es festzustellen, dass während der Böllingzeit die Klimabedingungen viel günstiger als in Dryaszeiten waren.

Die Angaben der Diatomeenanalyse sprechen dafür, dass der spätglaziale Wasserbecken in dem Raum von Leningrad vom Anfang der Altdryaszeit an, einer Versalzung des Wassers unterlag. Deswegen ist die stratigraphische Gliederung der spätglazialen Ablagerungen auf Grund der Diatomeenanalyse unmöglich (Lavrova, Ladyschkina, 1965). Für die Gliederung der unteren Partie von spätglazialen Ablagerungen des Leningrader Gebietes sind die sedimentlithologische Untersuchungen und die Pollenanalyse von ausschlaggebender Bedeutung.

Den Einfluss des brackischen Wassers kann man durch die ganze spätglaziale Schichtenkomplex verfolgen. Am stärksten ist er in den Ablagerungen der Alt-Dryaszeit geprägt.

Die spätglazialen Ablagerungen in der Umgebung von Leningrad lagern auf der Grundmoräne des Neva-Stadiums der letzten Vereisung, die wahrscheinlich von glazial-marinen Ursprung ist.

Die Forschungsergebnisse der spätglazialen Ablagerungen des Leningrader Gebietes legen das Zeugnis dafür ab, dass die spätglaziale Meeresverbindung zwischen der Ostsee und dem Weissen Meer tatsächlich stattfand. Der Rückzug des Eisrandes aus dem Leningrader Gebiet begann viel früher als 12 000 Jahre vorher. Das absolute Alter des Torflagers in Gorelowo beträgt nach der C^{14} Bestimmungen $12\,150 \pm 390$. Daraus kann man den Schluss ziehen, dass die Bildung der unteren Serie der spätglazialen Ablagerungen in Leningrader Gebiet sowie die Abschmelzung der Eisdecke mindestens noch vor einigen Jahrtausenden stattgefunden war.

THE BORING HOLE AND THE FAUNA AT CZOLPINO, POLAND

by

IRENA BRODNIWICZ & BOGUSŁAW ROSA, Poznań-Toruń

In the year of 1958, a trial boring for investigating purposes was made on the Leba Bay-bar nearby the Lighthouse of Czolpino. The hole reached a depth of 40 m. A bidivisioned succession of Holocene sediments was found, followed by a succession of late-glacial sediments embeded on sandy formations of the Pleistocene. The stratigraphy of this hole and the paleontologic analysis of the Holocene sediments had been already subject of separate papers of the authors. By this paper, the authors intend to submit the sum of the results obtained during the investigations connected with that hole.

LOCALITY

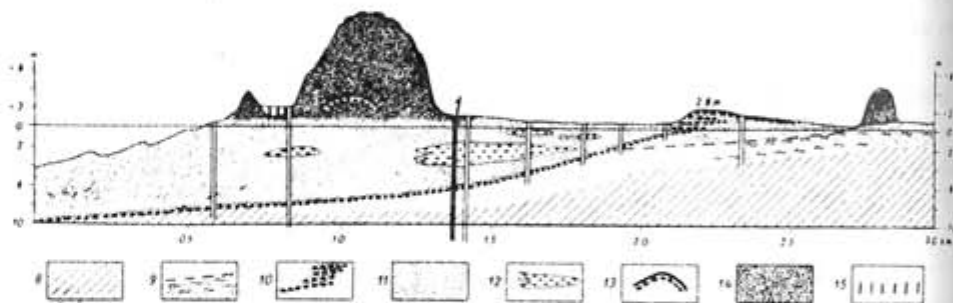
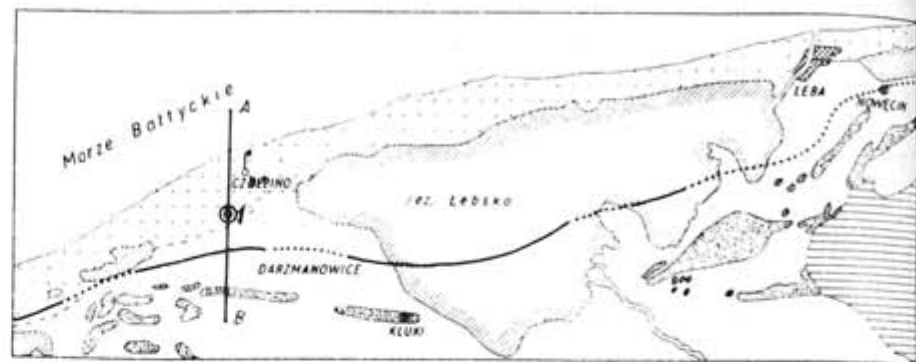
The boring was situated at the southern side of the Leba Bay-bar dunes. The boring place is on a plot of the Bay-bar plain which elevates up to about 1.2 m a. s. l. No dunes are on the spot itself. Some other borings had been made before the actual boring. Thus the stratigraphic profile of the sediments was already generally known beforehand.

The boring place is localized between two former shore lines. South of it, within the nearby shore lowland, there are forms of a shore line from the period of the maximum Littorina transgression of the southern Baltic Sea.

North of the boring place there existed once another old shore line situated at the edge of the oldest Bay-bar form which came into being in the area of the present Leba-Bay bar directly after the maximum Littorina transgression.

The boring place is, therefore, placed in an area which, at the final stage of the Littorina transgression, was for a passing time covered by the sea. This is marked by the stratigraphic structure of the formations brought to light, and requires some introductory explanations.

In the area of the shore lowland, the position of the shore-line of the Littorina Sea is marked by the old shore ridge consisting of several segments. One of these segments is situated at the hamlet of Darzmanowice, the others are going along the southern side of the bay-bar lakes Dolgie Duze and Dolgie Male. The Darzmanowice ridge is built of gravees



Map and geologic diagram showing the position of the boring hole

1. Pleistocene upland (moraine plateau). 2. Dunes of the littoral lowland. 3. Other Holocene formations of the littoral lowland. 4. Dunes of the Leba Bay-bar. 5. Littoral lakes. 6. a) Segment of the shore ridge of the Littorina Sea; b) Other formations of the shore-line of the Littorina Sea. 7. Position of the geologic cross-section and the boring hole. 8. Formations of the substratum-lateglacial and pleistocene. 9. Holocene formations of older date. 10. Gravel, pebbles and stones (cliffy top-shore ridge of the Littorina Sea). 11. Sandy forms of shore and littoral accumulations. 12. Mud and organic forms of littoral accumulation. 13. Fossil soil. 14. Sandy forms of eolic accumulation. 15. Peat.

and pebbles carrying traces of the destructive environment of a sea shore. The top part of the ridge is clearly cut off, and the coarse material, coming from that cut, is scattered on the surface of the lowland reaching in the south the straight, clearly marked course of the dune forms. On their surface there are situated the villages Smoldziński Las and Kluki, nearby the shore of Lake Lebsko. On the northern side of the ridge, though, at the surface of the lowland, no coarse material is scattered around. Here, this material occurs in the substratum of the lowland and, further on, towards the sea, also in the substratum of the bay-bar, marking the former cliffy surface of the bottom of the Littorina Sea. This surface is clearly marked by the stratigraphic structure of the sediments forming

the lowland as well as the substratum of the bay-bar, and has an inclination towards the sea. This inclination equals the inclination of the transversal profile of the bottom of the active zone involving the shore of the Littorina Sea. This zone is cutting off the older Holocene formations upon which there is accumulated material consisting of gravels and pebbles originating from the old shore rubble. Organic remainders found in this material are proof that here was really the cliffy surface of the bottom of an active zone belonging to the Littorina Sea shore.

During the boring, the fossile bottom surface was found at a depth of 8 m which means at a depth of 6.5 m b. s. l. Such low position of the surface is connected with the distance of this boring point from the old shore line; its distance from the Darzmanowice shore ridge is about 500—600 m.

We have, however, not many informations about the second, old shore line. It is only known that this line was situated to the north of the boring place, and its position was connected with the position of the oldest bay-bar form of which the today Leba Bay-bar developed. That form originated after the maximum Littorina transgression, i. e. somewhere at the beginning of the post-Littorina stage.

It seems that the oldest bay-bar form existing on the present Leba Bay-bar originated at once at its whole length when the form which accumulated near the shore-line emerged to the water surface. It had undoubtedly the shape of an elongated ridge consisting of sandy material. Its formation, and the probably sudden emerging at its whole length had probably some connections with the dynamical situation of the coast near Leba at the time which followed immediately after the period of the Littorina transgression. Characteristic for this situation had been here particularly two phenomena. One of them was the relatively quick lowering of the water level which occurred once more in the neighbourhood of Leba and it is known as the subboreal regression of the southern Baltic Sea. With this regression there had been connected another phenomenon quite characteristic for that time. It was the clearly positive balance of the shore rubble in the active zone of the shore of those times. In the other accumulation sectors of that time, in similar dynamic circumstances on the shore, there took place a process of filling up with sandy material the former gentle bays of the Littorina Sea. In the neighbourhood of Leba there originated at the bottom of the former gulf of the Littorina Sea an accumulative form which, after having emerged to the surface, cut off part of the old sea waters forming thus a shore lake. The emerging of this form created, as its consequence, a new shore-line which was better adapted to the changing dynamic conditions of the coast. The new bay-bar ridge was undoubtedly rather low and narrow so that during stormy weather the swelled up waters could freely flow over to the newly formed lake. Soon the ridge became a place of an eolic accumulation of sandy material brought in from the neighbour-

ing sectors of the shore. In this way had been formed the oldest dunes of the today's Leba Bay-bar, and on the surface of this form there have developed the profiles of white-land soils.

Now, at several places of the Leba Bay-bar, there appear from beneath the sands of moving dunes the oldest eolic surfaces, partly consolidated and marked by changing processes which took place in the old soil. Judging on its recent position it might be generally accepted that the second, old shore-line which came into being at the beginning of the postlittorina stage, was situated more or less about 200—300 m to the north of our boring place. It also means that at the postlittorina stage no essential changes took place in the position of the shore-line along the whole sector of the Leba Bay-bar. The ancient process of an eolic accumulation of sands is still alive.

Another problem requires here a short deliberation viz. the changes of the sea level and with it the changes of the depth at the end and after the maximum of the Littorina transgression in this region. It has, however, to be underlined that in the place where our boring took place it was impossible to establish the exact depth down to the bottom of the maximum Littorina transgression. A more exact measuring could have been done if the top part of the Darzmanowice ridge had not been destroyed because only basing on the inner structure of the former shore ridges it is possible in their neighbourhood to find out the exact level of the old sea levels.

We, therefore, are going to take the measuring by the help of another shore ridge, of the same line, which is situated at the other side of Lake Lebsko, near Nowęcín. The inner structure of this ridge shows that the highest level of the Littorina Sea in the neighbourhood of Leba was higher than today's level by about 3 m (at Nowęcín, exactly by 3 m and 10 cm). Having this in mind it was found that the depth to the bottom in the old gentle gulf of the Littorina Sea, i. e. the place of the boring, was at its maximum about 9.5 m. Immediately before the maximum of the Littorina transgression, the bottom of the gulf was most probably subject to certain erosion. At the very time of the maximum transgression, though, it was already a place of accumulating more or less coarse sands. The process of this accumulation, which began at the stage of the maximum transgression, continued at the time when the water level of the southern Baltic Sea started again to lower down a little during the so called subboreal transgression. Earlier investigations have showed that during this regression in the neighbourhood of Leba, the level of the southern Baltic Sea decreased by about 2—2.5 m.

Two processes, therefore, affected the depth of the gulf at the place of our boring: 1) The process of accumulating sandy material at the bottom of the gulf which started a little earlier, and 2) the general lowering of the sea level which started a little later and fell in the time of the subboreal regression.

Judging on the material supplied by the boring, the accumulating material consisted mostly of sands coming from the former gulf of the sea forming underwater the prospective bay-bar ridge. After the emerging of this form, the supply of the sandy material had been partly limited but, nevertheless, still it arrived during stormy weather, at certain short periods, penetrating now to the bottom of the newly formed shore lake. As seen from the boring, a sandy layer of 2 m thickness had accumulated during the first stage of accumulation; it means that proportionally the bottom of the basin became shallower by that accumulation. This leads to the assumption that during the subboreal regression the depth of the bottom at the place of our boring diminished by about 4—4.5 m, and at the end of this regression was hardly about 4.5—5 m.

Resulting from the above mentioned and described changing events, the depth of the nearby shore basin diminished from 9.5 m to about 5 m of which, a certain influence had the increasing isolation of this basin from the open sea. The changes of the depths resulted in certain changes of the ecologic conditions of the fauna living in the basin nearby the shore. Further on, the regional factor affected also the ecologic conditions viz. the general decrease in the salinity of the Baltic Sea waters which became evident after the maximum Littorina transgression.

Description of the bore hole

No of layers	From-to	Thickness in m	Sediments	Age
1	0.00 m—0.60 m	0.60	Dune sands yellow	Holocene
2	0.60—0.80	0.20	Peat with sand and roots of trees	
3	0.80—1.20	0.40	Calcareous sand, brownish-yellow	
4	1.20—4.00	2.80	Dune sand, yellow	
5	4.00—4.70	0.70	Sand soiled with organic material	
6	4.70—5.00	0.30	Sea sand, white	
7	5.00—5.20	0.20	Small layers of sand and silt, dark-grey	
8	5.20—5.40	0.20	Silt with fauna shells, dark-grey	
9	5.40—5.80	0.40	Silt with deposits of sea sand, with sea fauna, black	
10	5.80—6.00	0.20	Mud with layers of sea sand with sea fauna, black-grey	
11	6.00—6.90	0.90	Sea sand with much sea fauna, white	
12	6.90—8.00	1.10	Sea sand and gravel with pebbles, numerous shells, cliffy surface	
13	8.00—8.50	0.50	Sea sand without macrofauna, light-yellow	
14	8.50—11.00	2.50	Layers of fine sand and silt, grey	Lateglacial
15	11.00—12.00	1.00	Fine sand with organic mud and small layers of peat	
16	12.00—12.50	0.50	Surface of uncontinued sedimentation varved clay, light-brown with small layers of silt, dark grey	
17	12.50—14.00	1.50	Ash-grey silts with small layers of clay, light-brown	
18	14.00—14.50	0.50	Silt with dark-grey sand	
19	14.50—15.00	0.50	Grey clay with small layers of organic matter, black	
20	15.00—16.00	1.00	Surface of uncontinued sedimentation sand and gravel, yellow-grey	

No of layers	From-to	Thickness in m	Sediments	Age
21	16.00—18.00	2.00	Sand medium grained, dark-yellow	Pleistocene
22	18.00—19.50	1.50	Sand with gravel embeded in stones	
23	19.50—22.50	3.00	Erosional surface, fine sands, white	
24	22.50—25.30	2.80	Fine sand, white, with inflow particles of organic matter	
25	25.30—30.00	4.70	Fine sand, white	
26	30.00—31.50	1.50	Yellow sand	
27	31.50—31.90	0.40	Sand surrounded with peat and wood, grey	
28	31.90—34.00	2.10	Fine gravel with sand and pebbles	
29	34.00—37.00	3.00	Morainic clay, sandy, compact, grey	
30	37.00—37.20	0.20	Piece of peat and wood involved in fine sand	
31	37.20—40.00	2.80	Muddy sand, fine, without any organic matter, grey	

THE STRATIGRAPHIC INTERPRETATION OF THE HOLE

Layers №№ 31—23, situated below 19.50 m are representing Pleistocene formations consisting of sand with numerous remnants of inflow peat and organic matters on a second substratum.

Layers №№ 22—20 involve sandy formations building the fossile bottom of the lateglacial ice marginal streamway. They are embeded in an erosional stone pavement. They show us the position of the erosional bottom of the ice marginal streamway.

Layers №№ 19—16 are representing stagnant formations. They originated at the bottom of a lateglacial stagnation at a place where already before that came into being the ice marginal streamway.

Layers №№ 15—13 involve older Holocene formations. They originated on the land at a time preceding the sea transgression. They are cut off at the top, and on them there rests, disaccordingly, layer № 12 consisting of sand, gravel, pebbles and stones. A cross-section of this layer shows a cliffy surface of the Littorina Sea.

The higher situated layers, 11—1, originated on the bottom of a gulf of the Littorina Sea or on the bottom of the newly arisen shore-lake. Their formation might be also connected with the development of the Leba Bay-bar and the shore lowland.

It is worthwhile to add that the hereby described cross-section is a typical example of the geological structure of the substratum of most bay-bars and some of the shore lowlands in the coastal area of Poland.

FAUNISTIC ANALYSIS OF THE SEDIMENTS

Layers №№ 7 to 11 (5.00—6.90 m) of the described profile contain a rich fauna. A through analysis has shown the presence of representatives of many animal groups.

A selection was made of shells of the Foraminifera, Ostracoda and Mollusca, and also of jaws of the Polychaeta and Isopoda, statoblasts of the Bryozoa as well as teeth and scales of a variety of Pisces.

Besides fauna, the sediments contain much plant detritus with oospors of the Charophyta and Diatomeae.

Table 1

Species	Bathymetric occurrence (in meters)					
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60
Ostracoda						
<i>Darwinula stevensoni</i> (Brady&Robertson)	+					
<i>Cyprideis torosa</i> (Jones)	+	+	+			
<i>Loxocncha elliptica</i> (G. S. Brady)	+					
<i>Cytheromorpha fuscata</i> (G. S. Brady)	+	+	+			
<i>Cytherura gibba</i> (O. F. Müller)	+	+				
<i>Semicytherura nigrescens</i> (Baird)	+	+				
<i>Xestoleberis aurantia</i> (Baird)	+	+				
Mollusca						
<i>Littorina littorea</i> (Linné)	+	+	+	+	+	+
<i>L. saxatilis saxatilis</i> (Olivé)	+	+	+	+	+	+
<i>Hydrobia stagnalis</i> (Baster)	+	+				
<i>H. ulcae</i> (Pennant)	+	+				
<i>Mytilus edulis</i> Linné	+	+	+	+	+	+
<i>Cardium edule</i> Linné	+	+				
<i>Serobicularia plana</i> (Da Costa)	+	+	+	+	+	+
<i>Macoma baltica</i> (Linné)	+	+	+	+	+	+

Faunistic studies are giving the base which is required for the characterizing of sedimental environments.

In order to get a correct reconstruction of the physico-chemical conditions existing during the sedimentation of the basin, an analysis of three animal groups has been carried out: Foraminifera, Ostracoda and

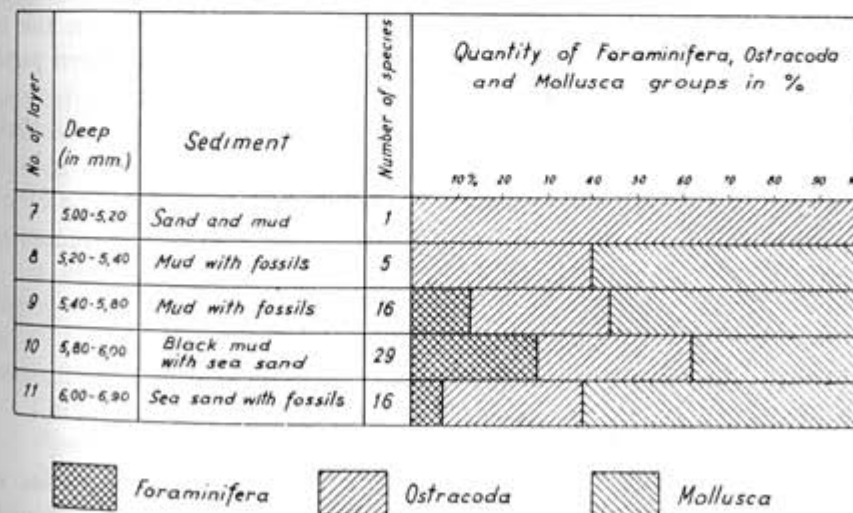


Fig. 1. Percentage distribution of faunistical assemblage of samples from Littorina Sea deposits of the boring in Czolpino

Mollusca. These groups are of great importance as environmental indicators, and therefore have supplied important data required for the interpretation of ecological conditions. Ostracoda are very sensitive to salinity and therefore supply most of the indications on the changes of salinity during the formation of layers.

Taking as a base the assemblage of fauna, especially the Mollusca *Scrobicularia plana* (Da Costa) and *Littorina littorea* (Linné), an index fauna for Littorina Sea the examined sediments have been classified as belonging to the Littorina stage.

Fig. 1 shows the general results of these investigations. Most clearly marked is the Ostracoda group appearing in all layers. Layer № 10 is characterized by presence of not less than 29 species of the examined animals, and their thorough analysis has shown that in this way became visible the increase of the salinity in the basin.

Found Isopoda jaws (Pl. II Fig. 6) are identical with those of today species *Mesidothea entomon* (Linné). It could be a proof that this relict species of the Yoldia Sea period, still living now in the Baltic Sea, had lived also in the Littorina Sea. The jaws of Polychaeta (Pl. II Fig. 7) are similar to those of the modern species of *Nereis diversicolor* Müller.

In the faunistic analysis omitted has been layer № 12 (6.90–8.00 m) with sands, sea gravels, pebbles and boulders deposited in the coastal environment. Destroyed shells of the *Cardium edule* (Linné), found in this layer are an allochthonic element brought in by the waves from another environment.

In order to define the character of the salinity of the waters the Välikangas (1933) system was applied.

Foraminifera

As may be seen by the faunistic analysis in diagram (Fig. 1.) the Foraminifera belong to the least numerous group of animals in the investigated profile. An exact investigation of Foraminifera has been published by the present author (1965).

Layers №№ 9, 10 and 11 contained well preserved calcareous shells of 8 benthonic species of Foraminifera, i. e.:

- Elphidium subarcticum* Cushman,
- E. excavatum* (Terquem),
- Globobulimina turgida* (Bailey),
- Discorbis* sp.,
- Ammonia beccarii* (Linné),
- A. tepida* (Cushman),
- A. flevensis* Hofker, (Pl. II. Fig. 3)
- Anomalina baltica* (Schroeter).

The assemblage of Foraminifera, with the dominating species of *Ammonia flevensis* Hofker (Fig. 2), living now in the Zuidersee, depicts a brackish, shallow sea gulf.

The appearance in layer № 10 of species occurring in more salinated waters are a proof for an increase of the salinity, and indicate, therefore, that a sea transgression had taken place. Further on, the impoverishing of the Foraminifera fauna and their complete absence in layers 8 and 7 is a proof that the salinity decreased owing to the bay-bar which separated the basin from the sea. The described Foraminifera are a cha-

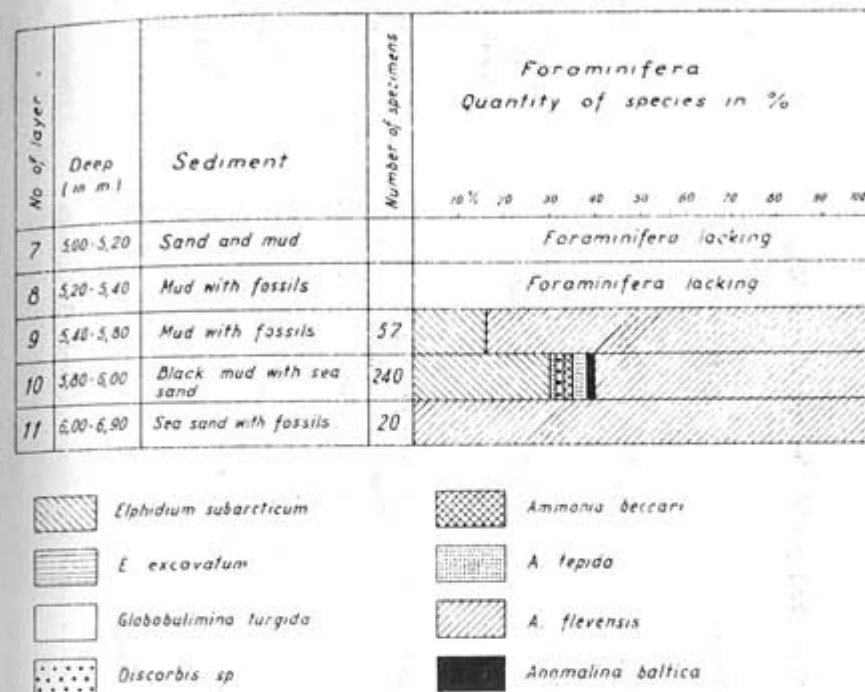


Fig. 2. Percentage distribution of the Foraminifera in the layers of the Littorina Sea deposits of the boring in Czolpino

characteristic feature of brackish and shallow gulfs. Besides, they indicate towards the maximum sea transgression shown in layer № 10. The absence of planctonic Foraminifera supplies proof that the basin was closed and had little contact with the open sea.

Ostracoda

A dominating preponderance of representatives of the Ostracoda is clearly visible in the general list of the three examined animal groups. In all layers from 7 till 11 there were found lots of Ostracoda shells belonging to the following eleven species:

- Candona neglecta* G. O. Sars (Pl. II Fig. 5).
- Ilyocypris gibba* (Ramdohr).
- Darvinula stevensoni* (Brady et Robertson) (Pl. I Fig. 7).
- Limnocythere inopinata* (Baird) (Pl. I Fig. 4).
- Cyprideis torosa* (Jones) (Pl. II Fig. 4).
- Cytheromorpha fuscata* (G. S. Brady) (Pl. II Fig. 1).

Profile of the Czolpino boring with the faunal assemblage

No. of layers	Depth (in m)	Sediment	Foraminifera	Ostracoda	Mollusca
7	5,00—5,20	Sand with mud	Foraminifera lacking	<i>Cyprideis torosa</i> (Jones)	Mollusca lacking
8	5,20—5,40	Mud with fossils	Foraminifera lacking	<i>Limnocythere inopinata</i> (Baird) <i>Cyprideis torosa</i> (Jones)	<i>Hydrobia baltica</i> Nilsson <i>Cardium edule</i> Linné <i>Macoma baltica</i> (Linné)
9	5,40—5,80	Mud with fossils	<i>Elphidium subarcticum</i> Cushman man	<i>Candona neglecta</i> G. O. Sars <i>Ilyocypris gibba</i> (Ramdohr) <i>Darwinula stevensoni</i> (Brady & Robertson) <i>Limnocythere inopinata</i> (Baird) <i>Cyprideis torosa</i> (Jones)	<i>Theodoxus fluviatilis</i> (Linné) <i>Littorina saxatilis saxatilis</i> (Olivé) <i>Hydrobia stagnalis</i> (Baster) <i>H. baltica</i> Nilsson <i>H. ulvae</i> (Pennant) <i>Mytilus edulis</i> Linné <i>Cardium edule</i> Linné <i>Scrobicularia plana</i> (Da Costa) <i>Macoma baltica</i> (Linné)
10	5,80—6,00	Black mud with sea sand	<i>Elphidium subarcticum</i> Cushman <i>E. excavatum</i> (Terquem)	<i>Candona neglecta</i> G. O. Sars <i>Darwinula stevensoni</i> (Brady & Robertson) <i>Limnocythere inopinata</i> (Baird)	<i>Theodoxus fluviatilis</i> (Linné) <i>Valvata piscinalis</i> (Müller) <i>Littorina littorea</i> (Linné) <i>L. saxatilis saxatilis</i> (Olivé)
			<i>Globobulimina turgida</i> (Baley) <i>Dissorbis</i> sp. <i>Ammonia beccarii</i> (Linné) <i>A. tepida</i> (Cushman) <i>A. flevensis</i> Hofker <i>Anomalina baltica</i> (Schroeter)	<i>Cyprideis torosa</i> (Jones) <i>Cytheromorpha fuscata</i> (G. S. Brady) <i>Loxococoncha elliptica</i> (G. S. Brady) <i>Loxococoncha</i> sp. <i>Cytherura gibba</i> (O. F. Müller) <i>Semicytherura nigrescens</i> (Baird) <i>Xestoleberis aurantia</i> (Baird)	<i>Hydrobia stagnalis</i> (Baster) <i>H. baltica</i> Nilsson <i>H. ulvae</i> (Pennant) <i>Mytilus edulis</i> Linné <i>Cardium edule</i> Linné <i>Scrobicularia plana</i> (Da Costa) <i>Macoma baltica</i> (Linné)
11	6,00—6,90	Sea sand with fossils	<i>Ammonia flevensis</i> Hofker	<i>Candona neglecta</i> G. O. Sars <i>Darwinula stevensoni</i> (Brady & Robertson) <i>Limnocythere inopinata</i> (Baird) <i>Cyprideis torosa</i> (Jones) <i>Cytherura gibba</i> (O. F. Müller)	<i>Theodoxus fluviatilis</i> (Linné) <i>Valvata piscinalis</i> (Müller) <i>Hydrobia stagnalis</i> (Baster) <i>H. baltica</i> Nilsson <i>H. ulvae</i> (Pennant) <i>Mytilus edulis</i> Linné <i>Unionidae</i> <i>Cardium edule</i> Linné <i>Scrobicularia plana</i> (Da Costa) <i>Macoma baltica</i> (Linné)

Loxoconcha elliptica (G. S. Brady) (Pl. I Fig. 2).
Loxoconcha sp. (Pl. II Fig. 2).
Cytherura gibba (O. F. Müller) (Pl. I Fig. 6).
Semicytherura nigrescens (Baird) (Pl. I Fig. 3).
Xestoleberis aurantia (Baird) (Pl. I, Fig. 5).

This material is well preserved. Numerous valves, especially those of *Cyprideis torosa* (Jones) are shut. The Ostracoda are a thoroughly examined group of animals and, therefore, may well serve as a base for characterizing the environment in which they inhabited. All species found in the examined sediments still exist today in seas at small depths

No. of layer	Deep (in m.)	Sediment	Number of specimens	Ostracoda										
				Quantity of species in %										
7	5,00-5,20	Sand and mud	8	[Bar chart showing 100% for <i>Cyprideis torosa</i>]										
8	5,20-5,40	Mud with fossils	55	[Bar chart showing 100% for <i>Cyprideis torosa</i>]										
9	5,40-5,60	Mud with fossils	95	[Bar chart showing 100% for <i>Cyprideis torosa</i>]										
10	5,80-6,00	Black mud with sea sand	171	[Bar chart showing 100% for <i>Cyprideis torosa</i>]										
11	6,00-6,90	Sea sand with fossils	410	[Bar chart showing 100% for <i>Cyprideis torosa</i>]										

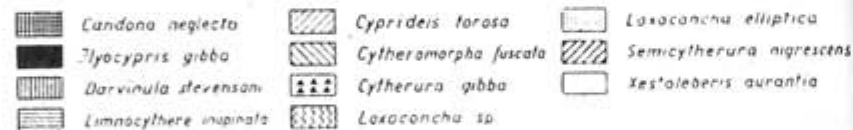


Fig. 3. Percentage distribution of the Ostracoda in the layers of the Littorina Sea deposits of the boring in Czolpino

(Tabl. 1). *Darvinula stevensoni* (Brady et Robertson) and *Loxoconcha elliptica* (G. S. Brady) live among plants at a depth of only several m. This fact permits to establish that the depth of the investigated basin did not exceed 10 m.

Fig. 3 shows the quantitative distribution of the species in the particular layers expressed per cents. A small number of species being rich in specimens characterizes an environment of brackish and mesohalin waters. *Cyprideis torosa* (Jones) represents the most numerous species in the examined material. There are valves at all stages of development from the young up to fully grown up individuals. A large part of the valves is shut, which is proof that they existed in the sediment in situ at the place of their former biocenosis. There occur smooth valves as well as valves with tubercles. The position of the tubercles and their number varies and oscillates between 1-6 (Fig. 4). The number of tu-

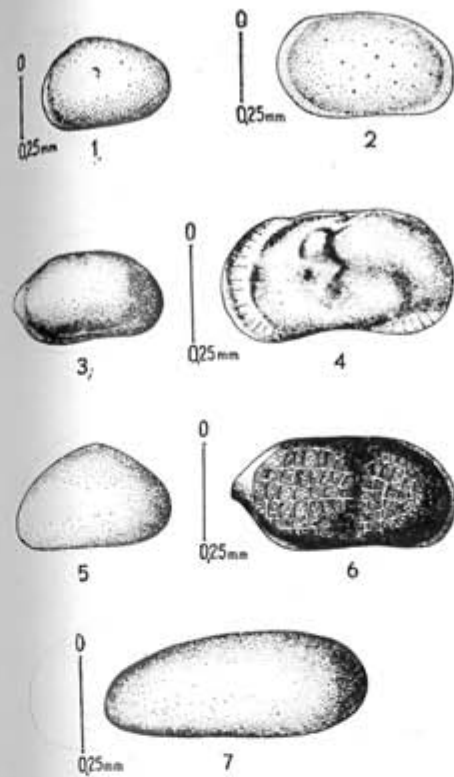


Plate I.

1. *Cyprideis torosa* (Jones), left valve of a young individual. 2. *Loxoconcha elliptica* G. S. Brady, right valve. 3. *Semicytherura nigrescens* (Baird), left valve. 4. *Limnocythere inopinata* (Baird), left valve. 5. *Xestoleberis aurantia* (O. F. Müller), right valve. 6. *Cytherura gibba* (O. F. Müller), right valve. 7. *Darvinula stevensoni* (Brady & Robertson), left valve

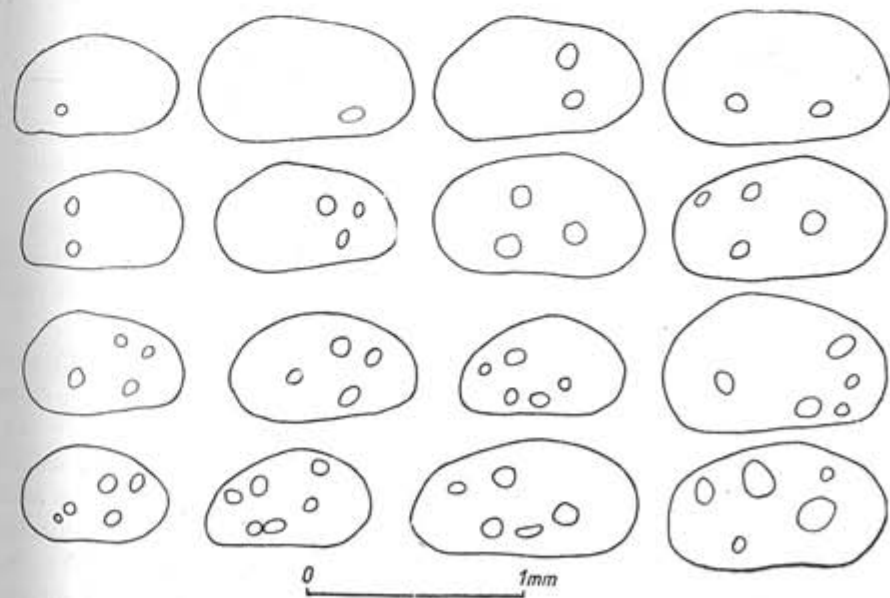


Fig. 4. *Cyprideis torosa* (Jones), outline drawings of 16 valves showing the position and number of the tubercles

bercles on right and left valves in closed specimen also varies (Fig. 5). There occur also closed specimens having one smooth valve and the other with tubercles (Fig. 5, draw. 2, 4) which indicates that they belong to one species. It is, therefore, correct to accept the specific name *Cyprideis littoralis* (Brady) used sometimes in order to define the smooth

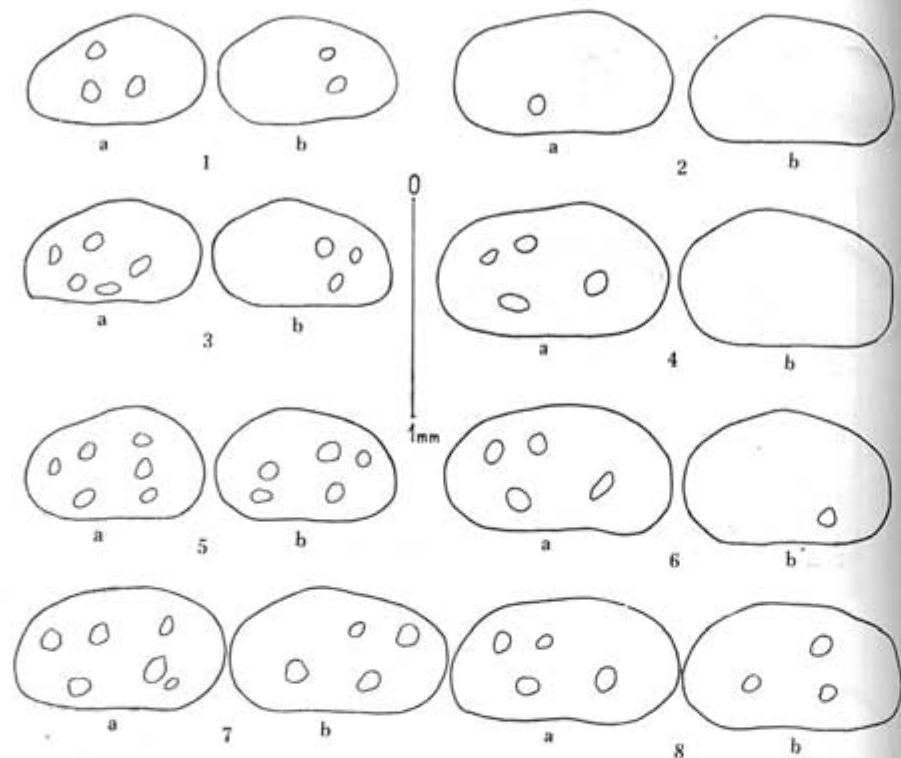


Fig. 5. Outline drawings of the valves of 8 specimens, showing number of the tubercles on the surface of closed shells *Cyprideis torosa* (Jones); a right valve, b left valve

valves as synonym of *C. torosa* (Jones). The shape of the tubercles and their height are subjected to great changes being different on both valves of one individual (Fig. 6).

All the species cited above live now in brackish waters. *Candona neglecta* G. O. Sars, *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Darvinula stevensoni* (Brady et Robertson) and *Limnocythere inopinata* (Baird) are fresh water species which, however, may also appear in waters of a low salinity of the oligohalin type. *Cyprideis torosa* (Jones) is a typical species of brackish oligohalin and mesohalin waters. It may, however, occur also in fresh-waters as well as in sea-waters of a salinity up to 30%, but exceptionally. To the typical inhabitants of brackish waters belong also the following three species: *Cytheromorpha juscata* (G. S. Brady), *Loxconcha elliptica* (G. S. Brady) and *Cytherura gibba* (O. F. Müller). *Semicytherura nigrescens* (Baird) and *Xestoleberis aurantia* (Baird) are

euhalin sea species but do not appear in waters of a lower salinity than 3%.

The above named four species, typical for brackish environment, appearing in our material, may be considered as autochthonic species and, therefore, are decisive in defining the character of the basin in which they lived. They also indicate the changes in the salinity during the sedimentation of the material. In layer № 10 of the profile, the assemblage of Ostracoda, especially the presence of the *Semicytherura nigrescens* (Baird) and *Xestoleberis aurantia* (Baird) indicate an increase of the salinity in this layer in relation to the previous one. In layers 9, 8 and 7 there is a gradual decrease of salinity, which is marked by the diminishing number of species as well as specimens.

Mollusca

From among the 12 cited species of Mollusca, seven species belong to Gastropoda and five to Bivalvia. There are:

Gastropoda.

Theodoxus fluviatilis (Linné) (Pl. III Fig. 2).

Valvata piscinalis (Müller).

Littorina littorea (Linné) (Pl. III Fig. 1).

L. saxatilis saxatilis (Oliva)

Hydrobia stagnalis (Baster) (Pl. III Fig. 6).

H. ballica Nilsson (Pl. III Fig. 8).¹

H. ulvae (Pennant) (Pl. III Fig. 7).

Bivalvia.

Mytilus edulis Linné (Pl. III Fig. 4).

Unionidae.

Cardium edule Linné.

Scrobicularia plana (Da Costa) (Pl. III Fig. 9, 10).

Macoma ballica (Linné) (Pl. III Fig. 3).

The state of preservation of the Mollusca shells is different. Least destroyed are the shells in layer 10, and in the remaining the degree of destruction is greater. In layer № 8 there are only fragments of Mollusca shells. *Mytilus edulis* Linné is represented mainly by shells fragments of adult specimens and destroyed shells of young individuals.

Mollusca as well as the other above described groups of animals are sensitive indicators of the sedimentation environment. In layer 10 (Fig. 7), the Mollusca assemblage is typical for a shallow sea gulf with waters of decreasing salinity. Fresh water species *Theodoxus fluviatilis* (Linné) and *Valvata piscinalis* (Müller) may live in waters of a low salinity. However, their destroyed shells, especially those of the last species proof that they had been transferred from another, nearby biotop, similar as the fragments of Unionidae.

¹ It may be important for postglacial study of the Baltic Sea to separate *Hydrobia ballica* Nilsson as independent species from *H. stagnalis* (Baster).

In the examined layers most numerous shells of three species of *Hydrobia* and *Cardium edule* Linné having thin and diminished shells indicate a shallow and brackish water of a sea gulf. *Scrobicularia plana*

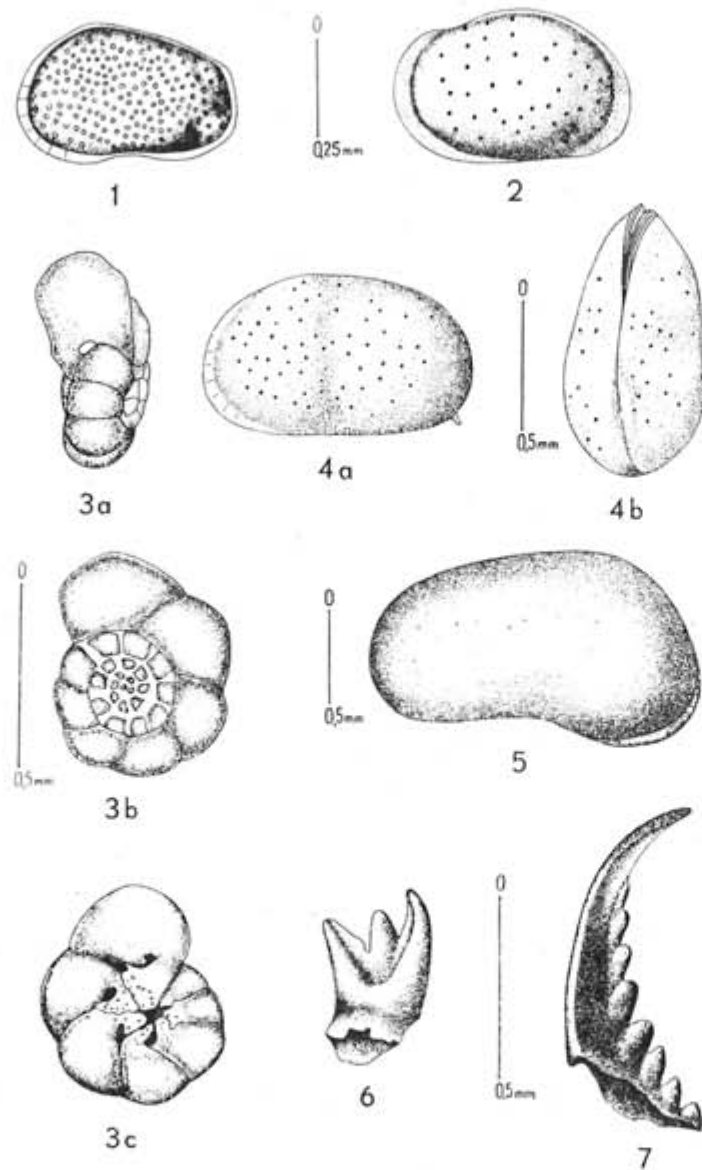


Plate 11

1. *Cytheromorpha fuscata* (G. S. Brady), left valve. 2. *Loxoconcha* sp., right valve. 3. *Ammonia flevensis* Hofer, microsphaeric form: a side view, b dorsal view, c ventral view. 4. *Cyprideis torosa* (Jones): a left valve, b dorsal view of closed shell. 5. *Candona neglecta* G. O. Sars, left valve. 6. Isopoda jaw. 7. Polychaeta jaw.

(Da Costa) appears in waters of a higher content of salt, and *Littorina littorea* (Linné) is a guiding form for a Littorina Sea. This is a proof that the sediment of this layer have been deposited in the sea gulf during

the Littorina stage. The Mollusca of this layer, similarly as other described groups of animals, indicate a small, limited, perhaps local sea transgression on the investigated area. And there increases the number of different species of snails and also the number of Bivalvia specimens.

Layers 9 and 8 show a gradual shallowing and diminishing of the salinity in the basin cut off of the sea. In layer 8, the Mollusca shells are much destroyed what assigns a transport from another biotop.

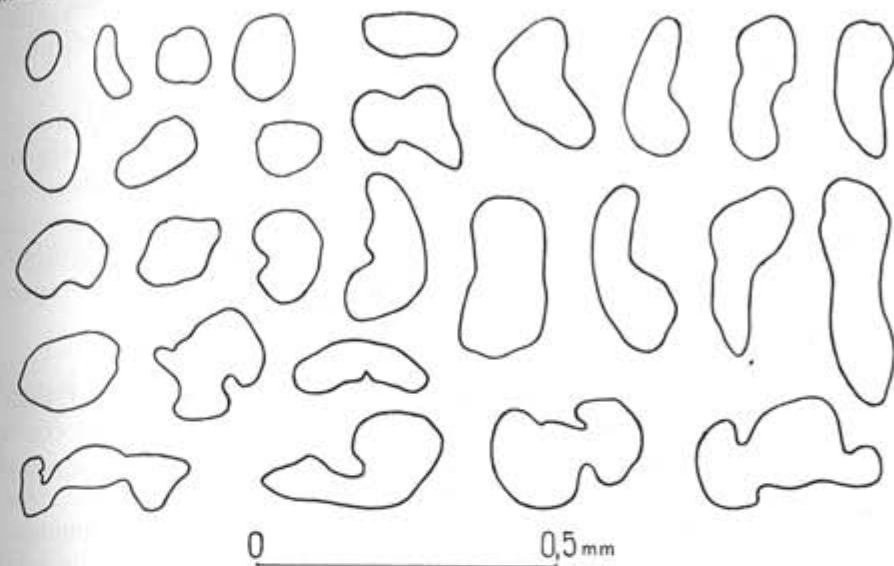


Fig. 6. Outline drawings of the tubercles shape on the surface of *Cyprideis torosa* (Jones) valves

The Mollusca in the profile of Czolpino live today in boreal seas at not great depths (Tab. 1), and are typical for a shallow sea gulf with a diminished salinity.

The faunal characteristic of the layers.

Layer 11 (6.00—6.90 m).

In this layer there are all three examined animal groups: Foraminifera, Ostracoda and Mollusca (Fig. 1). Foraminifera are represented by not numerous shells of only one species: *Ammonia flevensis* Hofer. Ostracoda are most numerous, with the dominating species *Cyprideis torosa* (Jones) and besides are represented by 4 other species. Mollusca shells belong to 10 species. The whole faunal assemblage indicates a water salinity corresponding to the meio-mesohalin zone (3—8‰) of a shallow sea gulf.

Scrobicularia plana (Da Costa), as the guiding form for the Littorina stage, permits to classify the sediment to the Littorina sea.

Layer 10 (5.80—6.00).

The whole of the fauna in this layer indicates clearly an augmentation of the salinity. Proof is the increase in the number of the species

of Foraminifera, Ostracoda and Mollusca. In such a way there is marked the maximum transgression of the sea in the investigated profile. Here are the species of Ostracoda which are typical for brackish waters — *Cyprideis torosa* (Jones), *Loxococoncha elliptica* (G. S. Brady), *Cytherura gibba* (O. F. Müller) and *Cytheromorpha fuscata* (G. S. Brady). The last species habitates exclusively in brackish waters of a salinity not exceeding 18‰. *Semicytherura nigrescens* (Baird) and *Xestoleberis aurantia* (Baird) are eurihalin sea species which, together with other animals, indicate the type of salinity corresponding to the zone of pleio-mesohalin waters (8–16,5‰).

This change of environment created more favourable conditions for the migration of brackish organisms, which, for their existence, require a water of a higher salinity. In the investigated basin had, therefore, settled two species of snails: *Littorina littorea* (Linné) and *L. saxatilis saxatilis* (Olivi). Among Foraminifera there are 7 species including *Elphidium subarcticum* Cushman represented by a great number of specimens. The remaining species are not numerous (Tabl. 2). Layer 9 (5.40–5.80).

In the sediments of this layer there still are found shells of Foraminifera, Ostracoda and Mollusca (Tab. 2), but there is a marked decrease of the numbers of specimens as well as species. Foraminifera represent only 2 species — *Ammonia flevensis* Hofker, quite numerous in specimens, and *Elphidium subarcticum* Cushman represented by rather low numbers. The last named appears today in waters of a higher salinity. The total absence of sea species and a small number of shells of the *Elphidium subarcticum* Cushman indicates a diminishing salinity. The decrease in the number of individuals and species is also visible in the group of the Ostracoda. There perish species typical for brackish waters except *Cyprideis torosa* (Jones) which is able to endure great oscillations of salinity. However, the number of fresh-water species increases, such as *Darvinula stevensoni* (Brady et Robertson) and *Limnocythere inopinata* (Baird). Among the examined three groups of animals, Mollusca show the greatest diversity of species in this layer. *Littorina littorea* (Linné) is yielding completely, whereas *L. saxatilis saxatilis* (Olivi) and *Scrobicularia plana* (Da Costa) still exist but at a diminished number of individuals. A larger number of individuals is belonging to the *Hydrobia* genus.

As a whole, the fauna indicates a decrease of salinity in the sedimental environment approaching the type of waters in the meio-mesohalin zone (3–8‰).

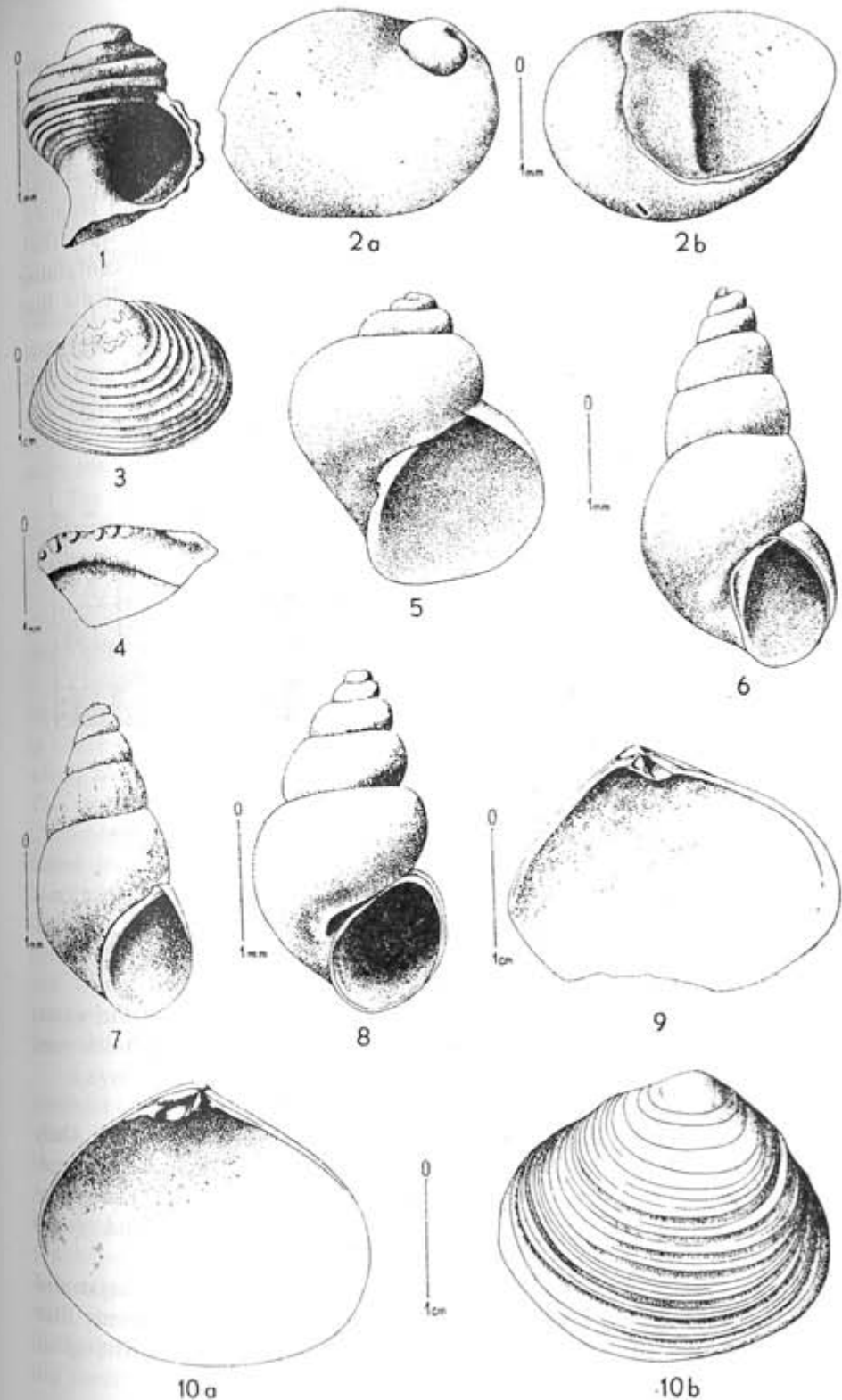


Plate III

1. *Littorina littorea* (Linné), shell of a young individual. 2. *Theodoxus fluviatilis* (Linné). 3. *Macoma baltica* (Linné), right valve. 4. *Mytilus edulis* Linné, fragment of shell. 5. *Littorina saxatilis saxatilis*. 6. *Hydrobia stagnalis* (Baster). 7. *H. ulvae* (Pennant). 8. *H. baltica* Nilsson. 9. 10. *Scrobicularia plana* (Da Costa). 9. Right valve. 10. Left valve.

Layer 8 (5.20—5.40 m).

This layer supplies proof for a further, gradual change of environmental conditions. Foraminifera do not exist at all. Ostracoda have quite a lot of representatives of the species *Cyprideis torosa* (Jones), but only a few individuals of *Limnocythere inopinata* (Baird) had been found. Fragments of shells of 3 species of Mollusca (Fig. 7) are an allochthonic element. Here have been also found the jaws of Polychaeta and Isopoda, statoblasts of Bryozoa, and also scales and teeth of Pisces. Besides that, muddy sediments with increasing amounts of sandy material containing remnants of destroyed shells of Mollusca and plant detritus indicate that

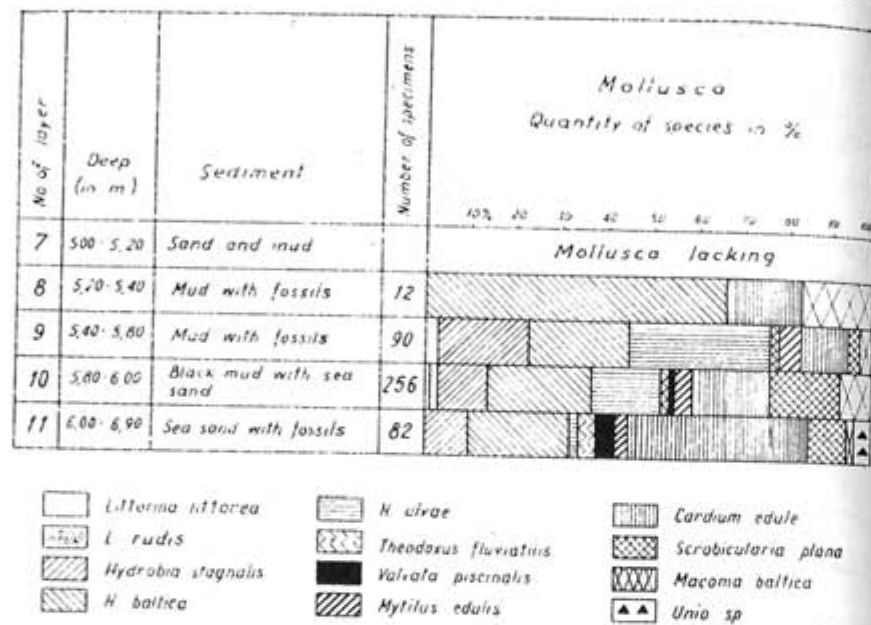


Fig. 7. Percentage distribution of the Mollusca in the layers of the Littorina Sea of the boring in Czolpino

the basin became shallower up to some meters.

With every probability it may be stated that the salinity of the water, during the formation of this layer, corresponded to the oligohalin zone (0.5—3‰).

Layer 7 (5.00—5.20 m).

Neither Foraminifera nor Mollusca were found in this layer. Only some shells of the Ostracoda *Cyprideis torosa* (Jones) were discovered. They seem to be autochthonic elements. Found were also the jaws of the Polychaeta, statoblasts of the Bryozoa, scales of Pisces, and large amounts of flora detritus with oospores of the Charophyta.

A very small amount of faunistic material found in this layer did not permit to define exactly the sedimental environment. It seems that the basin became gradually shallower with a gradual diminishing of salinity.

CONCLUSIONS

All species found in the investigated profile live today in brackish and not very deep boreal waters. The leading form during the Littorina stage in the postglacial history of the Baltic Sea was the *Scrobicularia plana* (Da Costa) together with the *Littorina littorea* (Linné). The Holocene materials of the boring at Czolpino containing the above mentioned species must be, therefore, classified as belonging to the sediments of a Littorina Sea.

At Czolpino are lacking species of sea Mollusca such as: *Nassa reticulata* Linné, *Maetra subtruncata* (Da Costa), *Natica affinis* Gmelin, *Rissoa membranacea* (Adams), *R. inconspicua* Alder and others quoted in literature by various authors (Munthé, 1896; Klose 1903—1905; Friedrich and Heiden 1912; Menzel 1912; et al.) writing about the Littorina Sea period. This is proof that the examined sediments have been deposited after the maximum Littorina transgression.

The faunistic investigations of layers 11—7 have shown that the sediments had formed themselves on the bottom of a sea gulf getting shallow and overgrown with a diminished salinity.

Tab. № 2 shows the results of a thorough analysis of all three groups of animals examined in the profile: Foraminifera, Ostracoda and Mollusca.

The faunistic composition of the individual layers depends on the environmental conditions and changes together with them. The fauna is characteristic for a shallow sea gulf not exceeding a depth of 10 m which was gradually getting shallower to some meters and overgrown. This is assigned by an increasing amount of detritus with oospores of the Charophyta and the appearance of fresh water statoblasts of the Bryozoa found in the investigated material. The salinity of the sea gulf with brackish water changes also. Noticed is also an increase of the salinity in layers 11—10 of the meio-mesohalin type of waters in layer № 11 to pleio-mesohalin type in layer № 10. It might had been caused by a small sea transgression which probably had a limited, local character and marked its presence in layer 10 by an increase in the number of species typical for brackish sea waters.

Layers № 9—7 show a gradual decrease of fauna as result of a diminishing salinity of the waters to the oligohalin type. This was brought about by the growing isolation of the basin, and a general decrease of the salinity in the Littorina Sea waters. It seems the layers 8—7 to be a proof that the bay-bar underwater ridge being nearby the boring hole, emerged quite quickly. The absence of fresh water forms indicates that the bay-bar emerged so quickly that these forms had no opportunity to settle in the basin. The migration of fresh water organisms began with the statoblasts of the Bryozoa and fresh water Ostracoda. Proof of the proximity of the boring nearby the emerging bay-bar is the increasing percentage of sand in the sediment and also fragments of sea Mollusca

shells which probably were brought in during storms by the waves of the sea overflowing the still narrow and low bay-bar. The absence of planctonic Foraminifera is a proof that the Littorina Sea was in small contact with the open sea similarly as the today's Baltic sea which also has no planctonic Foraminifera.

[Manuscript received: May, 25th, 1966]

REFERENCES

- BRODNIOWICZ, J.: 1965. Recent and some Holocene Foraminifera of the southern Baltic Sea. Acta Palaeontologica Polonica vol. X, No. 2.
- BULOW, v. K.: 1933. Ein neuer Fund von Littorinaablagerungen. Dohrniana, Bd. 12.
- DEECKE, W.: 1903—1905. Die Oderbank N. von Swinemünde. IX Jahresbericht d. Geograph. Ges. zu Greifswald.
- FRIEDRICH, P. und HEIDEN, H.: 1912. Die Littorina- und Praelittorinaabildungen unter dem Priwall bei Trawemünde. Mitteilungen der Geographischen Gesellsch. und des Naturhist. Museum in Lübeck. Zweite Reihe. H. 25. Lübeck.
- KLOSE, H.: 1903—1905. Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhang mit der Littorina senkung. IX Jahrb. d. Geograph. Ges. zu Greifswald.
- MENZEL, H.: 1912. Paläontologische Betrachtungen über die Littorinafauna von Ostpreussen. Zeitsch. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 64.
- MUNTHE, H.: 1896. Preliminary Report on the Physical Geography of the Littorina-Sea. Bull. of the Geol. Instit. of Uppsala. Vol. 11.
- MUNTHE, H.: 1931. Littorinahavet. Clypeushavet och Limnaehavet. Geol. För. i Stockholm Förhandlingar. Nr. 385.
- ROSA, B.: 1963. Über die geomorphologische Entwicklung der Küste Polens im Lichte der alten Strandformen (Polnisch mit Zusammenfassung) Toruń.
- VALIKANGAS, J.: 1933. Über die Biologie der Ostsee als Brackwasser-Gebiet. Verhandlungen der Intern. Verein f. theoret. u. angewand. Limnologie.
- WAGNER, C. W.: 1957. Sur les Ostracodes du Quaternaire récent des Pays-Bas et leur utilisation dans l'étude géologique des dépôts Holocène. Mouton & Co. 's- Gravenhage.

DIE BOHRUNG UND FAUNA IN CZOLPINO, PÓLEN

von

J. BRODNIOWICZ & B. ROSA

ZUSAMMENFASSUNG

Die Arbeit besteht aus zwei Teilen. In dem ersten Teil der Arbeit sind holozäne und spätglaziale Bildungen einer küstenahen und westlich vom Lebasee gelegenen Niederung beschrieben. (Siehe die beigelegte schematische Karte und den geologischen Querschnitt durch die Niederung) In dem zweiten Teil dagegen sind die Ergebnisse einer Analyse der Subfossilienreste (Foraminiferen, Ostracoden und Mollusken) von den

littorina- und nachlittorinazeitlichen Bildungen der Niederung dargestellt. (Siehe die Zeichnungen, Tabellen und Verzeichnisse der Arbeit.)

Der Untergrund dieser küstennahen Niederung ist von verschiedenen pleistozänen Ablagerungen aufgebaut. Im Untergrunde treten vor allem die feinkörnigen Sande mit Anschwemmungen und Beimischungen von organischer Substanz auf, wie z. B. Torfgerölle, Holzabbrüche u. a.

Auf diesen Ablagerungen liegt die zweiteilige Serie der spätglazialen Absätze. Den unteren Teil dieser Serie (von 19,5 bis 15,0 m, von der Oberfläche der Niederung berechnet und in der Bohrung mit „1“ bezeichnet) bildet vor allem der mittelkörnige Sand und teilweise Kies unten mit Steinpflaster. Das sind die Bildungen, welche am Boden des örtlichen Urstromtales während des Zeitraumes der Bodenerosion wie auch in der Zeit der sandigen Akkumulation entstanden. Der obere Teil des Spätglazials umfasst dagegen die warvigen Bildungen (tägliche Warven), d. h. Bändertone und feinstkörnige Bändersande. Es sind die Absätze des Stausees, der sich innerhalb des Urstromtales vorübergehend entwickelte.

Auf den spätglazialen Absätzen liegt dann die holozäne Serie der Niederung. Sie ist auch zweiteilig. Den unteren Teil dieser Serie (von 12,0 bis 8,0 m) stellen die sogenannten älteren Holozänsabsätze dar. Diese Absätze sind von den jüngeren Holozänsablagerungen durch die begrabene Abrasionsfläche des Littorinameeres abgetrennt. Die letzten umfassen die Absätze des Littorinameeres, d. h. diese, die am Buchtboden des Meeres in der Littorinazeit entstanden waren, sowie die nachlittorinazeitlichen Bildungen der Niederung, die teils am Boden dieses Buchtes, teils aber schon am Boden des Sees im diesen Zeitraum entstanden waren, in welchem der See schon vom offenen Meere durch die neuentstandenen Lebanchrung abgegrenzt war und der weiteren Versandung und Vermoorung unterlag.

Zu den älteren Holozänsabsätzen gehören vorwiegend die mittelkörnigen Sande mit zahlreichen Zwischenlagern von Torf und Humuserde.

Dagegen, sind die littorinazeitlichen Bildungen durch drei lithologisch verschiedene Schichten dargestellt. Es sind folgende: die Schicht (12) von einer Tiefe 8,0 bis 6,9 m, die Schichten (11) von 6,9 bis 6,0 m und die Schicht (10) von 6,0 bis 5,6 m.

Die Schicht (12) besteht aus Meeresgeröllen, Steinchen, Kies und Grobsand mit einzelnen zerbrochenen Cardischalen. Sie repräsentiert das echte Transgressionskonglomerat des Littorinameeres.

Die Schicht (11) ist nur vom weissen Meeressand aufgebaut. Sie enthält die Reste von allen drei Gruppen der Subfossilien, die erforscht wurden, also Foraminiferen, Ostracoden und Mollusken. Von Foraminiferen gibt es hier nur *Ammonia flevensis* Hofker, von Ostracoden — 5 Gattungen mit überwiegender Form *Cyprideis torosa* (Jones) und von Weichtieren — 10 Gattungen der Muscheln und Schnecken, unter anderen *Scrobicularia plana* (Da Costa), eine von den Leitformen des Littorinameeres in diesem Gebiet (Siehe Verzeichnis 2). Alle Subfossilien, die in

dieser Schicht auftreten, beweisen, dass der damalige Salzgehalt des Litorinameeres 3—8‰ betrug und der meio-mezohalinischen Versalzungszone der Meeresbuchten entsprach. Die geologischen Forschungen weisen ausserdem darauf hin, dass diese sandige Schicht an diesen Stellen der Bucht entstanden war, wo die Tiefen zum Meeresboden 9 m nicht überschritten und die Aufschüttung von Sandmaterial auf der Bodenfläche vorwiegend gleichmässig vorgehen musste. Es ist anzunehmen, dass diese Schicht entweder während des letzten Maximums der Litorinatransgression oder dicht nach diesem Maximum entstehen könnte.

Die Schicht (10) enthält den an organischer Substanz reichen und dunkelgraue Mudd mit zahlreichen sandigen und feinsandigen Schichtchen. Diese Absätze entstanden auch am Buchtboden, aber schon in einer Akkumulationsphase, in welcher die Sandaufschüttung zur engeren Anhäufungszone sich konzentrierte und wo die unterseeische Sandbank — die den Anfang der Lebenahrung gegeben hat — schnell entwickelte. Am Buchtboden, im Schatten dieser Sandbank, wurde das feinkörnige Material mit zahlreichen Foraminiferen, Ostracoden und Mollusken angehäuft (siehe Verzeichnis 2). Der ganze Fossilieninhalt dieser Schicht zeigt, dass der damalige Salzgehalt des Wassers sein Maximum erreichte und etwa 8—16,5‰ betrug, was der pleio-mezohalinischen Zone der Meeresbuchten entsprach. Am Boden der damaligen Bucht lebten unter anderen *Littorina littorea* (Linné) und *L. saxatilis saxatilis* (Olivi). Die Schicht entstand auch entweder während des Litorinamaximums oder nach diesem Maximum am Boden, wo die Tiefen 7—8 m nicht überschritten.

Die Schicht (9) ist der vorigen lithologisch ähnlich; weiter überwiegt das feinstkörnige Material auch mit Sandschichtchen. Die Beendigung der Sedimentation dieses Materials ist erst mit dem Hervortreten der bisher unterseeischen Sandbank verbunden. Dagegen, sind die Subfossilien innerhalb dieses Materials ziemlich ärmer, besonders die Foraminiferen und Ostracoden, aber die Weichtiere sind weiter zahlreich (siehe Verzeichnis 2). Das ganze Fossilieninhalt dieser Schicht beweist, dass die Versalzung des neuentstehenden Sees am damaligen Strande etwas herabfallen musste und wieder der meio-mezohalinischen Zone entsprach (3—8‰). Die Schicht (9) entstand zweifellos schon nach dem letzten Maximum der Litorinatransgression, also am Beginn der subborealen Regression der südlichen Ostsee, die in der Umgebung von Leba ein Herabfallen des damaligen Seespiegels um etwa von 2 bis 2,5 m bezeichnet. Die Schicht (9) enthält noch solche Formen wie *Scrobicularia plana* (Da Costa) und *Littorina saxatilis saxatilis* (Olivi).

Die nächsten Schichten (8) und (7) wurden schon nach der Entstehung der Lebenahrung, also, am Boden des strandnahen Sees abgelagert.

БУРОВАЯ СКВАЖИНА И ФАУНА В ЧОЛПИНО, ПОЛЬША

И. БРОДНЕВИЧ и Б. РОСА

РЕЗЮМЕ

Данная статья состоит из двух частей. В первой части описывается геологическое строение прибрежной голоценовой низменности, расположенной к западу от оз. Лебско, на побережье Польской народной республики. Во второй части представлены данные фаунистического анализа органических остатков (фораминифер, остракод, моллюсков), которые встречаются в литориновых и послелиториновых отложениях приморской низменности.

Основание низменности сложено плейстоценовыми отложениями. Это в основном мелкозернистые пески с частыми включениями аллохтонного органического вещества (древесина, кусочки торфа и т. д.).

На этих отложениях залегает двухъярусная серия позднеледниковых отложений. Нижняя часть этой серии (19,5—15,0 м от поверхности) представлена песками и гравием, залегающими на слое валунов. Эти отложения образовались на дне позднеледниковой прадолины во время фазы эрозионного вреза, а также во время фазы аккумуляции песков и гравия, когда постепенно сокращался сток талых ледниковых вод. Верхняя часть позднеледниковой серии охватывает ленточные образования (суточные ленты), илистые и глинистые. Они являются отложениями позднеледникового водоема, временно существовавшего в пределах этой прадолины в связи с затрудненным стоком талых вод.

На позднеледниковых отложениях непосредственно лежит серия голоценовых образований. Эта серия состоит тоже из двух частей. Нижняя часть этой серии (12,0—8,0 м) представлена древними голоценовыми отложениями. Эти отложения от вышележащих, более молодых образований, отделяет ископаемая эрозионная поверхность Литоринового моря. В состав отложений верхней части входят отложения как самого Литоринового моря (образовавшиеся на дне залива данного моря) так и послелиториновые (образовавшиеся также на дне залива, однако в то время, когда залив был отгорожен от открытого моря и был полностью заполнен илами и песком). Древнеголоценовые отложения представлены в основном среднезернистыми песками с частыми включениями и прослойками торфа и гумуса.

Образования Литоринового моря представлены тремя слоями: слоем 12 с глубины 6,90—8,00 м, слоем 11 (6,00—6,90 м) и слоем 10 (5,60—6,00 м).

Слой 12 сложен галькой, гравием и песком с многочисленными, раздробленными раковинами кардиумов. Это базальный слой трансгрессии Литоринового моря.

Слой 11 представлен белым морским песком. В нем обнаружены остатки всех трех групп морских животных Литоринового моря: фораминифер, остракод и моллюсков. Из фораминифер встречается только один вид *Ammonia flevensis* Hofker, из остракод — 5 видов с преобладающей формой *Cyprideis torosa* (Jones), а также 10 видов моллюсков с *Scrobicularia plana* (Da Costa), руководящей формой Литоринового моря. Состав фауны данного слоя указывает на то, что соленость воды в заливе в то время соответствовало мейо- мезогалинной полосе (3‰—8‰). Кроме того, из геологических данных явствует, что этот слой образовался на дне залива в том месте, где глубина воды не превышала 9 м, а отложение песков было равномерное по всему дну залива. По всей вероятности этот слой образовался или во время максимума литориновой трансгрессии или же сразу после этого максимума.

Слой 10 сложен темным илом с примесью органического вещества с многочисленными прослойками песка. Он образовался также на дне залива, однако уже в то время, когда песчаный материал стал накапливаться в полосе, расположенной несколько севернее от места буровой скважины. На том месте начала развиваться подводная песчаная банка, которая затем положила начало образованию древнейшей Лебской пересыпи. На дне залива, в тени этой подводной отмели стал осаждаться, преимущественно, илистый материал, содержащий многочисленные виды фораминифер, остракод и моллюсков (ср. таблицу 2). Богатый видовой состав фауны указывает на то, что соленость воды в заливе достигла тогда своего максимума и соответствовало полосе плейо- мезогалинных вод (8‰—16‰). Между прочим в этом заливе обитали также *Littorina littorea* Linné и *L. saxatilis saxatilis* (Olivi). Этот слой образовался либо в период максимума литориновой трансгрессии, либо сразу после максимума, на глубине, не превышающей 7—8 м.

С фациальной точки зрения, слой 9 похож на слой 10. В нем преобладает илистый материал, содержащий частые прослойки песка. Под конец седиментации этого слоя, окончательно образовавшаяся подводная песчаная банка выступила из-под поверхности воды. Таким образом возникла древнейшая Лебская пересыпь. В этом слое в меньшем количестве обнаружено фораминифер и остракод, однако моллюски представлены многочисленными видами. (Таб. 2). Состав фауны доказывает, что соленость воды возникающего приморского озера сильно понизилась и соответствовало полосе мейо- мезогалинных вод (3‰—8‰). Слой 9 несомненно отложился после максимума литориновой трансгрессии, в самом начале суббореальной регрессии в южной Балтике (понижение уровня моря около 2—2,5 м в окрестностях Лебы), несмотря на то, что в нем содержатся такие формы, как *Scrobicularia plana* (Da Costa), и *Littorina saxatilis saxatilis* (Olivi).

Слой 8 и 7 образовались на дне приморского озера, после возникновения древнейшей Лебской пересыпи.

ВОЗРАСТ ТРАНСГРЕССИЙ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ РАННЕ- И СРЕДНЕГОЛОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ БАЛТИКИ В ВЕРШИНЕ РИЖСКОГО ЗАЛИВА

Л. Э. БЕРЗИНЬ, Рига

Геологическими и геоморфологическими исследованиями Э. Ф. Гринбергс в вершине Рижского залива несколько южнее г. Елгавы были установлены три береговых линии Балтийского ледникового озера (Bgl II, Bgl IIIb, Bgl IIIc), время образования которых датировалось X зоной Поста-Нильсона (1957).

В полосе между береговыми образованиями Балтийского ледникового озера и современным берегом установлены две береговые линии Литоринового моря, с абсолютными отметками 5 и 7 м над ур. моря (Гринбергс, 1957; Ульст, 1957). Отложения, соответствующие этим бассейнам, датируются временем атлантического максимума смешанного дубового леса (Lit a) и временем суббореального максимума ели (Lit b).

Двукратная, атлантическая и суббореальная, трансгрессия Литоринового моря была установлена также Я. Аболтинь-Пресниковой при изучении спорово-пыльцевого состава и диатомовых толщ органических отложений, заполняющих Бабитскую лагуну. Подстилающие песчаные отложения, накопившиеся, по данным спорово-пыльцевого анализа, в бореальное время и характеризующиеся преобладанием пресноводных диатомей, были отнесены ею к отложениям Анцилового озера (Aboltina-Prisnikova, 1960). Несколько позднее В. Г. Ульст и автором на основе анализа мерзлотных деформаций в дриасовых песках близ г. Елгавы были установлены примерные амплитуды и характер колебаний уровня Балтийского ледникового озера в вершине Рижского залива (Ульст, Берзинь, 1962).

И. Я. Даниланс, установив под сапропелями озера Бабелите в вершине Рижского залива наземные органические отложения одно- возрастные отложениям Анцилового озера, определил верхний предел уровня Анцилового озера не выше — 5,5 м относительно современного уровня моря (Даниланс, 1962).

В последнее время, благодаря большому объему буровых работ, выполненному различными проектными организациями, прежде всего Институтами Ленморпроект, Теплоэлектропроект и др., и работами по инженерно-геологическому картированию Даугавской геолого-съёмочной партии геологоразведочной экспедиции Геологического комитета Латвийской ССР, в фондах накопилось много материалов по геологическому строению приустьевой области р. Даугава. Гидрогеологические исследования Института геологии (г. Рига), проводящиеся на побережье вершины Рижского залива и сопровождающиеся бурением, также дали дополнительные материалы по геологическому строению этой области и вызвали необходимость несколько уточнить и расширить имеющиеся представления о характере колебаний уровня Балтийского бассейна в течение раннего и среднего голоцена, особенно относительно тех стадий бассейна, уровень которых в вершине Рижского залива не превышал современного.

В районе экспортного порта рядом глубоких скважин вскрыта древняя погребенная долина, заполненная голоценовыми отложениями. Максимальная мощность их в этом районе 34—35 м. Разрез скважины 786 Ленморпроекта, пробуренной в протоке Даугавы рядом с портом, следующий: на глубине 4,1 м от поверхности воды под слоем песка со шлаком и обломками кирпичей мощностью 1 м залегает:

1. Песок серый пылеватый, в средней части с прослойками ила, у основания мелкозернистый. Содержит обломки ракушек и древесины.

Мощность 4,3 м

В скважинах, расположенных рядом на суше, мощность его достигает 10 м, в нижней части слоя встречается редкая галька и примесь гравия.

2. Ил серый суглинистый с прослойками песка, с растительными и древесными остатками и обломками ракушек. В средней части слой заторфованный.

Мощность 5,2 м

3. Песок серый среднезернистый с примесью редкого гравия и гальки, обломков ракушек и древесины. В нижней части прослойки ила.

Мощность 3,6 м

4. Песок серый мелкозернистый с редким гравием и галькой и растительными остатками, в скважинах, расположенных рядом, иногда заторфованный.

Мощность 1,3 м

5. Ил серый суглинистый с прослойками серого мелкозернистого песка.

Мощность 1,3 м

6. Песок серый пылеватый и мелкозернистый с растительными остатками и прослойками ила.

Мощность 2,0 м

В рядом расположенных скважинах мощность его уменьшается и песок постепенно замещается илами.

7. Ил темносерый суглинистый, прослоями песчаный с примесью обломков ракушек, растительных остатков. Местами ил заторфованный.

Мощность 6,2 м

8. Песок серый мелко- и среднезернистый с редкой галькой.

Мощность 0,5 м

9. Гравий с галькой.

Мощность 0,3 м

В рядом расположенных скважинах мощность его доходит до 1,6 м (скв. 789).

10. Песок средней крупности, серый, с примесью гравия и редкой гальки.

Мощность 2,4 м

Далее скважина приостановлена. В скважине 789, расположенной на суше в 200 м от описанной, под гравийно-галечным слоем залегает песок средне- и мелкозернистый, с гравием и галькой мощностью 3,9 м. На абсолютной отметке — 34 м залегают моренные суглинки.

Спорово-пыльцевой анализ скважины 786, произведенный в лаборатории Института геологии (г. Рига) М. Неймане, позволяет установить время накопления описанных отложений.

Рассмотрение спорово-пыльцевого спектра отложений удобнее начинать снизу.

Начало накопления нижней части толщи илов слоя 7 совпадает на спорово-пыльцевой диаграмме с максимумом березы (65%), который книзу сменяется максимумом сосны. Преобладающее относительно низкое содержание пыльцы сосны (34%) и малое содержание пыльцы ели, ольхи и широколиственных (1%) позволяет отнести нижнюю часть илов к отложениям пребореального времени, относящимся к IX зоне Поста.

Книзу, в слоях песка и гравия с галькой, с подъемом кривой сосны (75%) при сравнительно низком, по сравнению с вышележащими отложениями, содержании березы (24%), несколько возрастает количество пыльцы ели (5%). Отмеченная картина характерна для так называемого «наддриасового» горизонта, описанного Э. Ф. Гринбергсом в основании голоценовых отложений в ряде пунктов побережья (Х. Шалкас) (Гринбергс, 1957). Залегающие ниже гравийно-галечных отложений песчаные отложения по спорово-пыльцевому анализу скважины 789 характеризуются преобладанием пыльцы сосны, доходящей до 95%, при подчиненном значении березы, со значительным количеством пыльцы ели (до 5%) и условно относятся к отложениям времени верхнего дриаса (X зона Поста).

Выше пребореального максимума березы в верхней части илов слоя 7 постепенно вновь преобладает кривая сосны, достигая в кровле илов максимума 69%. После некоторого спада кривой сосны (до 44%), приуроченного к пескам слоя 6, следует новый максимум сосны (76%).

Скачкообразные увеличения количества пыльцы сосны сопровождается низким содержанием пыльцы ели, ольхи и смешанного дубового леса, которое сверху все же проявляет тенденцию к возрастанию. Такое соотношение споро-пыльцы характерно VIII зоне растительности по Посту и соответствует бореальному климатическому времени.

Выше последнего бореального максимума сосны, приуроченного к слою 5, к средне-зернистым, местами заторфованным, пескам с редкой галькой и гравием приурочен переходный горизонт от бореального

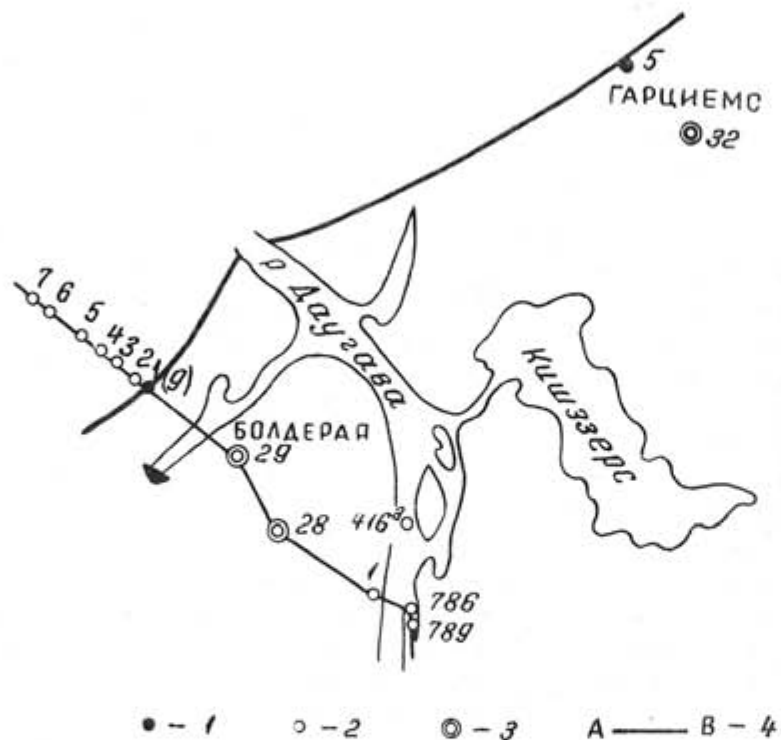


Рис. 1. Схема расположения скважин
1 — скважины Института геологии, 2 — скважины проектных организаций, 3 — скважины Даугавской ГСП, 4 — линия профиля

к атлантическому времени. Горизонт характеризуется резким подъемом кривой ольхи и смешанного дубового леса (до 15%), орешника до 8%, при резком падении кривой сосны (до 37%). Этот переходный горизонт соответствует VII зоне Поста. Залегающие выше пески слоя 3 соответственно характеризуются сравнительно высоким содержанием пыльцы смешанного дубового леса и ольхи (до 15%) при преобладающем все же довольно высоком содержании пыльцы сосны (до 68%) и относится к VI зоне Поста первой половины атлантического времени.

К верхней толще илов (слой 2) приурочен атлантический максимум смешанного дубового леса (более 18%) при относительно пониженном по отношению к нижней части разреза содержании сосны и березы. Такое соотношение характерно V и IV зонам растительности по Посту.

В вышележащих песчаных отложениях, в верхней части содержащих прослой ила, резко возрастает кривая ели (до 25%) и сосны (71%) при соответствующем падении кривой смешанного дубового леса, что позволяет отнести эти отложения к III зоне Поста, соответствующей суббореальному времени.

Диатомовый анализ отложений скважины 786, произведенный В. Озолинь, дает сложную, но закономерную картину колебания кривых соотношения пресноводных, солоновато-водных и морских диатомей по разрезу.

На прилагаемой диаграмме (рис. 2) количественного содержания диатомей видно, что весь разрез как количественно, так и качественно сравнительно богато охарактеризован диатомеями. В среднем в каждом образце найдено от 50 до 100 диатомей. Исключение составляет средняя часть верхней пачки илов (слой 2) и кровля песков слоя 4, где диатомей найдены в единичном числе. Поскольку в указанных интервалах разреза отложения содержат много остатков растений и частично заторфованы, автор склонен объяснить отсутствие диатомей условиями близкими к наземным. В пользу такого мнения говорит факт, что в скважине 416^a (рис. 1, 3) на примерно такой же абсолютной глубине в той же части спорово-пыльцевого спектра обнаружен прослой торфа. Найденные единичные диатомей *Epithemia zebra* Ehr., *Cymbella Ehrenbergi* Ktz., *Cymbella delicatula* Sheshukova характерны для пресноводных заболоченных и зарастающих водоёмов, речных пойм и стариц (Жузе, 1961).

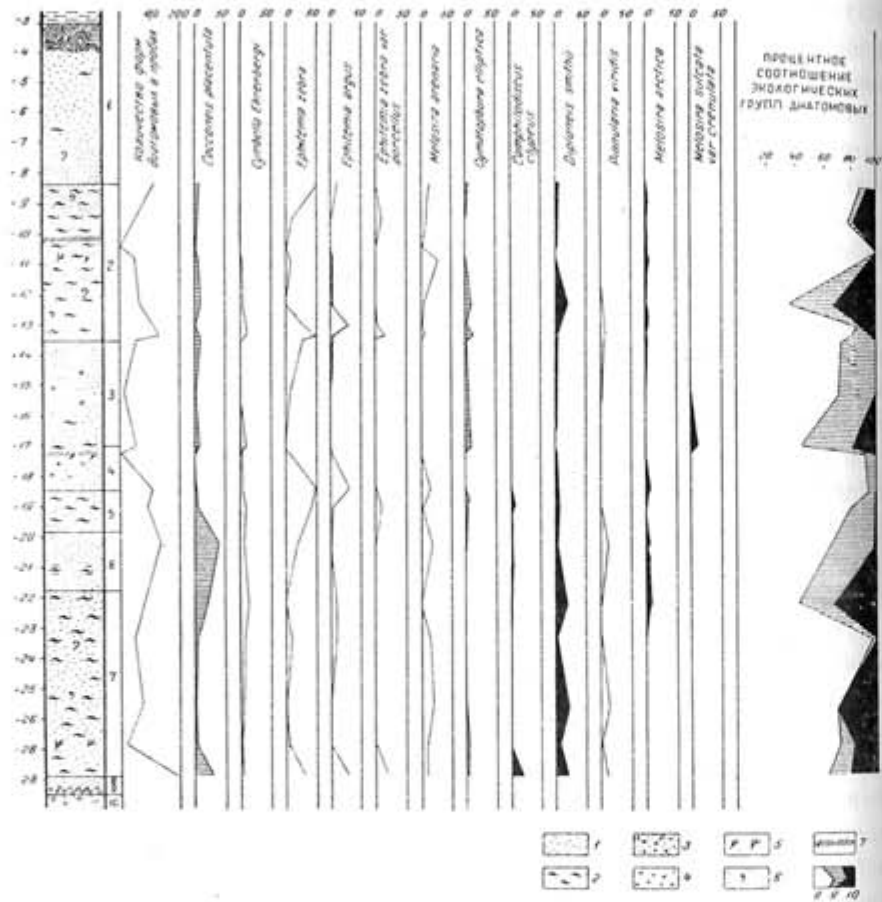
Для графика процентного соотношения экологических групп диатомовых прежде всего характерно повсеместное развитие пресноводных диатомей. На фоне преобладающего их развития (не менее 40%) выделяется пять сменяющих друг друга резких выступов повышенного содержания солоновато-водных и морских диатомей. Между двумя нижними и тремя верхними выступами находится зона устойчивого преобладания пресноводных диатомей. Сравнительно однообразный по всему разрезу комплекс пресноводных диатомей представлен в основном следующими видами: *Cocconeis placentula* Ehr., *Cymbella Ehrenbergi* Ktz., *Epithemia zebra* (Ehr.), Grun., *E. argus* Ktz., *E. zebra* var. *parcellus* (Ktz.) Grun., *Fragilaria virescens* Ralfs., *Pinnularia viridis* Grun., *Melosira arenaria* Moore, *M. islandica* O. Müll. Перечисленные виды характерны для отложений речных пойм и стариц зарастающих озера и берегов опресненных лагун (Жузе А. П., 1961).

Поскольку скважина расположена в устьевой области современной Даугавы и приурочена к наиболее глубокой части её древнего вреза, органогенные отложения, разделенные прослоями мелкозернистых песчаных отложений, вероятнее всего являются отложениями подводной части дельты, при колебаниях уровня сменяющиеся либо речными пойменными, либо лагунными отложениями.

Отчетливо выраженные максимумы содержания в отложениях солоновато-водных и морских диатомей вероятно соответствуют периодам

усиленного притока в пресноводный бассейн или лагуну морской воды, вызванных подъёмом уровня моря при ряде последующих одна за другой трансгрессий Балтийского бассейна.

Сопоставление участков разреза с повышенным содержанием солоновато-водных и морских диатомей с соответствующим спектром



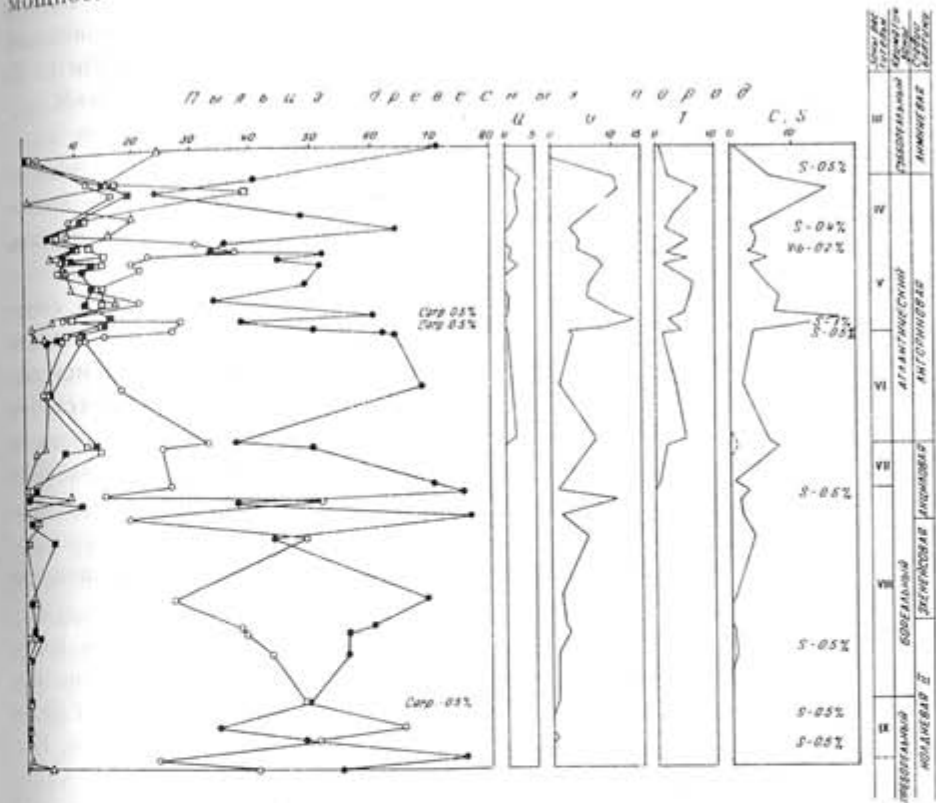
1 — песок, 2 — ил, 3 — песок с гравием и галькой, 4 — гравий и галька, 5 — песок наносный. Диатомы: 8 — пресноводные, 9 — пресноводные и солоновато-водные, 10 — 15 — сосны, 16 — дуба, 17 — вяза.

спор и пыльцы позволяет уже вполне определенно датировать возраст трансгрессий. Смена трансгрессий и регрессий хорошо подчеркивается литологией разреза.

Первое осолонение бассейна приурочено к нижней части илов слоя 7 пребореального времени, подстилаемым прослоем песка и гравия. В преобладающий для них пресноводный комплекс диатомей входит *Melosira arenaria* Ø. Moore, *Epithemia zebra* (Ehr.) Ktz., *E. argus* Ktz., *E. zebra* var. *parcellus* (Ktz.) Grun., *Pinnularia viridis* (Grun.), *Cymbella Ehrenbergi* Ktz.

Солоноводные диатомей представлены: *Diploneis smithi* (Breb.) Cl., *Campylodiscus clupeus* Ehr., *Cocconeis placentula* Ehr., *Cymatopluera elliptica* (Breb.) и *Melosira arctica* (Ehr.) Diekie, которые в большинстве своем характерны для опресненных участков — лагун и эстуариев Иолднего моря.

Диатомей гравийно-галечных отложений в скважине 789, где их мощность достигает 2,5 м, представлены пресноводными видами



■ — 11 □ — 13 * — 15 U — 17 C — 18
 Δ — 12 ○ — 14 Q — 16 T — 18 S — 20

диаграмма скважины 786

с растительными остатками, 6 — песок с обломками раковин, 7 — песок заторфо-морские; Пыльца: 11 — смешанного дубового леса, 12 — ели, 13 — ольхи, 14 — березы, 15 — липы, 19 — орешника, 20 — ивы

Epithemia zebra (Ehr.) Ktz., *E. argus* Ktz., характерными для пойменных, старичных и русловых отложений (Жузе, 1961). Таким образом, гравийно-галечные отложения с залегающими на них песками, постепенно переходящими в органические илы, отражают постепенный переход речных русловых отложений в дельтовые и лагунные при относительном повышении уровня бассейна, связанном с началом трансгрессии моря Иольдия II. Начало трансгрессии связано, вероятно, с «наддринасовым» горизонтом спорово-пыльцевого спектра, предшествовавшем пребореальному времени. Максимум трансгрессии приурочен примерно к пре-

бореальному максимуму березы (IX зона Поста), после которого началась регрессия этого бассейна.

Следующее осолонение приурочено к верхней части илов слоя 7. Преобладающий комплекс диатомей в этой трансгрессии солоноводный (56%). Доминирует диатомей следующих видов: *Cocconeis placentula* Ehr., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Cymatopluera elliptica* (Breb.). Наряду с солоноводными видами присутствует *Melosira arctica* (Ehr.) Diekie, характерная для холодных морских водоемов. Из пресноводных диатомей много *Cymbella Ehrenbergi* Ktz., *Epithemia zebra* (Ehr.), *E. argus* Ktz., *Melosira arenaria* Ø. Moore, *Nitzschia acuta* Hontzsche и др., характерных в основном для озер, речных пойм и стариц.

Максимум трансгрессии приурочен к нижнему бореальному максимуму сосны, после которого соленость медленно падает. Во время регрессии очевидно происходило накопление толщи илистых песков, залегающих над илами.

Описанные две трансгрессии по времени своего проявления соответствуют двум стадиям Иолдиевого моря II, выявленным в разрезе Лахтинского болота Ленинградской области, (Ушакова, Клейменова, Джиноридзе, 1963). Первая из них пребореальная — соответствует трансгрессии собственно Иолдиевого моря II, вторая — приурочена к началу бореального времени и соответствует трансгрессии моря Эхенейса по Саурамо (Серебрянный, 1965). По составу диатомей в вершине Рижского залива, в отличие от Ленинградской области, более солоноводными кажутся отложения, связанные с Эхенейсовым морем, нежели собственно иолдиевые.

Выше по разрезу одновременно с уменьшением количества солоноводных и морских диатомей наблюдается некоторое увеличение количества пресноводно-солоноводных видов *Cocconeis placentula* Ehr. и *Cymatopluera elliptica* (Breb.). Морские диатомей исчезают совсем. Появляется *Melosira arenaria* Ø. Moore, характерная для отложений Анцилового озера. Описанный комплекс приурочен к илам слоя 5, сменяющим илистые пески Эхенейсового моря. Кверху илы быстро сменяются заторфованными песками с редкой галькой и остатками растений и древесины. Комплекс пресноводных диатомей из *Epithemia zebra* (Ehr.) Ktz., *E. argus* Ktz., *E. zebra* var. *parcella* Ktz. (Grun.), *Pinnularia viridis* (Grun.) характеризует отложения как образования зарастающих стариц и болот.

В спорово-пыльцевом спектре илы приурочены к последнему бореальному максимуму сосны. Согласно М. Саурамо (1929), это время максимального развития трансгрессии Анцилового озера и соответствует концу VIII зоны Поста. Накопление вышележащих песков очевидно связано с регрессией Анцилового озера и в спорово-пыльцевом спектре совпадает с переходной зоной от бореального к атлантическому времени (VII зона Поста). Описанные отложения по времени своего образования соответствуют береговым отложениям стадии AI Анцилового озера в Эстонии.

Следующее осолонение бассейна приурочено к трансгрессивно над Анциловыми отложениями залегающим, в средней части заиленным пескам с включением редкой гальки (слой 3). Диатомовая флора в них относительно предыдущих трансгрессий малочислена. Преобладают пресноводные виды *Melosira islandica* O. Müll., *Epithemia zebra* (Ehr.) Ktz., *Cymbella Ehrenbergi* Ktz. Из солоноводных и морских диатомей присутствуют *Cocconeis placentula* Ehr., *Cymatopluera elliptica* (Breb.), *Melosira sulcata* var. *crenulata* Grun., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Melosira arctica* (Ehr.) Diekie.

Максимум трансгрессии приурочен к самому началу атлантического времени и соответствует нижнему максимуму смешанного дубового леса, ольхи и орешника в низах VI зоны Поста.

Относительно низкое содержание чисто морских диатомей по сравнению с солоноводно-пресноводными указывает на относительно малую амплитуду трансгрессии. После кратковременного максимума, приведшего к резкому осолонению бассейна, последовало длительное и постепенное понижение уровня моря. По времени своего проявления трансгрессия синхронна с береговыми образованиями фазы L Эстонии и соответствует в масштабе Балтики стадии мастоглоя, являющейся переходной от Анцилового озера к Литориновому морю (Кессел X., 1963).

Следующие два осолонения бассейна приурочены к мощной толще илов также трансгрессивно залегающих на подстилающие отложения. Нижнее из них соответствует атлантическому максимуму смешанного дубового леса (V зона Поста), верхнее же к переходу атлантического времени к суббореальному (конец IV зоны Поста). Комплекс диатомовой флоры, приуроченный к ним, по своему видовому составу наиболее богат.

В максимум первого осолонения преобладают солоноводные и морские диатомей (до 65%) представленные *Cymatopluera elliptica* (Breb.), *Cocconeis placentula* Ehr., *Melosira arctica* (Ehr.), Diekie, *M. ornata* (Grun.). Особенно много *Diploneis smithii* (Breb.) Cl.

Второму осолонению характерны *Cocconeis placentula* Ehr., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Pleurosigma longum* Cl., *Epithemia argus* var. *angusta* Friche.

Пресноводные диатомей этих стадий весьма разнообразны: *Epithemia zebra* (Ehr.) Ktz., *E. argus* Ktz., *E. zebra* var. *parcellus* (Ktz.), Grun., *Cymbella Ehrenbergi* Ktz., *Melosira arenaria* Ø. Moore, *M. islandica* O. Müll., *M. italica* (Ehr.) Ktz., *M. granulata* Moor., *Nitzschia* sp., *N. acuta* Hontzsch., *Pinnularia viridis* (Grun.), *Fragelaria virescens* Ralfs., *F. capucina* Desm. и др.

По времени своего проявления отложения нижней трансгрессии синхронны с береговыми образованиями Литоринового моря стадии LII^a в Эстонии. Отложения второй трансгрессии одновозрастны береговым образованиям Литоринового моря стадии LII^b в Эстонии.

Прослой илов, образовавшийся в условиях близких к наземным и почти лишенный диатомей, разделяет отложения этих двух трансгрессивных стадий Литоринового моря ЛП^а и ЛП^б. Указанный прослой расположен на глубине — 10 м и фиксирует примерное положение уровня моря в регрессию между этими стадиями. В отличие от Эстонии (Кессел, 1963), в вершине Рижского залива большая амплитуда трансгрессии связана со стадией ЛП^а. Последнее вероятнее всего является результатом сложного взаимодействия эвстатического поднятия уровня моря с дифференцированным изостическим поднятием суши в литориновое время. Илы литориновой трансгрессии перекрываются мелкозернистыми песками с редкой галькой и прослоями ила в верхней части. По резкому подъёму кривой ели в основании песков время их образования относится к суббореальному времени и сопоставляется с береговыми образованиями Лимникового моря стадии Lim I.

Из вышеприведенного сопоставления данного разреза с характером бассейна по составу диатомей и возрастом, по их спорово-пыльцевому спектру вытекает, что в вершине Рижского залива в разрезе имеются отложения Иолдиевого и Эхенейсового морей, Анцилового озера, трех стадий Литоринового моря и ранней стадии Лимникового моря. Они выражены преимущественно органогенными илистыми и песчаными отложениями, отражающими чередования аллювиально-дельтовых и лагунных фаций.

В преобладании пресноводных диатомей по всему разрезу вероятно сказывается влияние собственно реки, обусловившей постоянный приток пресной воды. Характер же максимумов осолонения на графике количественного соотношения экологических групп диатомей в стадии Иолдиевого и Эхенейсового морей и присутствие в большом количестве характерных видов диатомей для лагун этих морей (*Cocconeis placentula*, *Cymatopleura elliptica*, *Diploneis smithii*, *Campylodiscus clypeus*, *Melosira arctica*) указывает на благоприятные условия для проникновения морских вод в область дельты в течение довольно длительного времени. Сравнительно малое количество *Melosira arenaria* по сравнению с таковым в Бабитской лагуне (Äboltiņa-Presņikova, 1960) указывает на затрудненный водообмен между устьевой областью и Спилвской лагуной с одной стороны и открытым бассейном Анцилового озера с другой стороны.

Отсутствие таких руководящих видов диатомей как *Campylodiscus clypeus* и *Campylodiscus echeneis* в отложениях литоринового времени в данном разрезе может быть объяснено только кратковременностью притока морских вод в устьевую область, соответствующей максимуму трансгрессии, и подтверждает мнение о существовании бара, надежно отгораживающего Спилвскую лагуну от моря, начиная уже с анцилового времени (Äboltiņa-Presņikova, 1960, Ульст, 1957, Царькова, 1965).

Высказанные соображения находят свое подтверждение на профиле от Экспортного порта через Спилвские луга, Болдераю к Даугавгриве (рис. 3), построенном с использованием материалов Даугавской

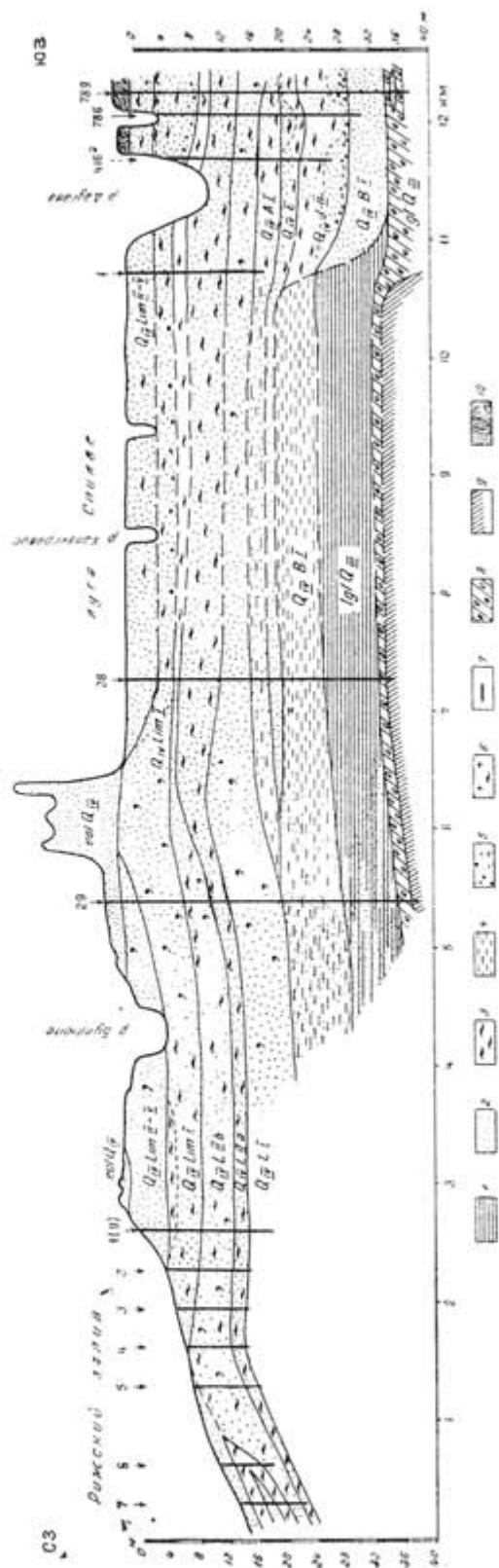


Рис. 3. Схематический профиль через лагуну Спилве

1 — глина, 2 — песок, 3 — ил, 4 — алевроит, 5 — песок с галькой, 6 — песок илистый с обломками раковин, 7 — торф, 8 — моренные суглинки, 9 — поверхность коренных пород, 10 — илистый грунт

партии и материалов по гидрогеологическим исследованиям Института геологии (г. Рига). На профиле отчетливо выделяется ряд геоморфологических элементов побережья: древняя эрозионная долина р. Даугава, лагуна перед нею, бар и его мористый склон. Отложения ранне-голоценовых бассейнов Балтики—Иолдиевого и Эхенейсового морей—сохранились лишь в древней долине, которая к началу анциловой трансгрессии почти заполнилась. В течение трансгрессий литориновых и лимниевых стадий усиленная аккумуляция связана с формированием бара, который вверх по разрезу перемещался все более и более к морю. К берегу от него и в пределах древней долины, где располагалась дельтовая область Даугавы, продолжали накапливаться преимущественно лагунные отложения.

Анализируя максимальные глубины залегания отложений всех ранне- и среднеголоценовых трансгрессий по профилю с учетом литературных и фондовых материалов о литологии, возрасте и глубинах залегания отложений, заполняющих Бабитскую и Гарциемскую лагуны (Äboltīna-Presņikova, 1960, Гринбергс, 1957, Царькова, 1965), можно установить примерные амплитуды колебаний уровней Балтики во время раннего и среднего голоцена в вершине Рижского залива.

Древний эрозионный врез долины на профиле достигает —34 м. В пределах порта скважинами Ленморпроекта вскрыта ещё большая глубина её вреза, достигающая —40 м. Так как долина врезана в отложения локальных приледниковых озер, образование её вероятнее всего связывать с понижением уровня Балтики после спуска локальных приледниковых озер предшествовавшего трансгрессии Балтийского ледникового озера VI, когда уровень бассейна в пределах Рижского залива снизился до —45 м (Ульст, Берзинь, 1963). Следующий этап врезания в пределах долины связан с доиолдиевой регрессией. С периодом регрессии связано образование пресноводных аллювиальных, преимущественно гравийно-галечных, отложений, подстилающих илистые и глинистые глубоководные отложения Иолдиевого моря. Глубина залегания основания гравийно-галечных отложений указывает, что уровень бассейна в доиолдиевое время опускался по крайней мере на 29 метров ниже современного.

Отложения пребореального времени по данным спорово-пыльцевого анализа обнаружены в Гарциемской лагуне (Царькова, 1965) и в отложениях погребенной эрозионной ложбины у х. Шалкас в 10 км севернее Елгавы (Гринбергс, 1957). В Гарциемской лагуне в скв. 32 они представлены песками, сверху переходящими в ил, общей мощностью 3,5 м. Кровля их залегает на глубине —11,0 метров.

У х. Шалкас в древней эрозионной ложбине под лептоциными глинами трансгрессивно залегает мелкозернистый песок с примесью гравия и гальки, сверху переходящий в пылеватую глину и гитию с прослоями глины. На спорово-пыльцевой диаграмме им соответствует «наддрнасовый» горизонт и пребореальный максимум березы. Кровля гитии лежит на отметке 4,5 м ниже уровня моря. Эти отложения являются

типсометрически наиболее высоко расположенными известными нам бассейновыми отложениями иолдиевого времени. Образование их вероятнее всего происходило в древнем заливе или приморском озере, уровень которого был близок к уровню Иолдиевого моря.

Следовательно, с уверенностью можно сказать, что иолдиевая трансгрессия в вершине Рижского залива достигала абсолютной высоты по крайней мере —4,5 м.

Последующая регрессия, судя по максимальной глубине залегания подошвы эхенейсовых отложений, была довольно значительной. В скважине 786 основание эхенейсовых отложений залегает на абсолютной отметке —23. В скважине в р-не цементного завода на глубине —22,0 м на илах иолдиевого времени обнаружен прослой торфа.

К эхенейсовым отложениям в Гарциемской лагуне следует отнести нижнюю часть толщи песков в скважине 32, время отложения которых соответствует бореальному максимуму сосны на споро-пыльцевой диаграмме. Кровля их хорошо отбивается на диаграмме гранулометрического состава отложений на —8,4 м, выше которой начинается погребение осадков, обусловленное последующей анциловой трансгрессией.

К соответствующей бореальному максимуму сосны части разреза близ х. Шалкас, залегающей на абсолютной глубине от —3,6 до —4,4, приурочен прослой гитии, содержащий тонкие прослой серой пылеватой глины, который вероятно также является отложением Эхенейсового моря. Следовательно, уровень Эхенейсовой трансгрессии в вершине Рижского залива был заведомо выше —8,4 м и вероятно достигал абсолютных отметок порядка —4 м.

Залегающий выше эхенейсовых отложений прослой пылеватой глины, сверху переходящий в гитию и далее в песок с примесью торфа, в разрезе у х. Шалкас представляет собой трансгрессивный цикл отложений анциловой трансгрессии. В спорово-пыльцевом спектре им соответствует последний бореальный максимум сосны и переходная зона к атлантическому периоду (верхняя часть зоны VIII и зона VII по Посту).

Залегание песка с торфом на глубине —3,0 м позволяет предположить, что уровень анцилового озера в этом районе был примерно на 2 метра выше, чем в районе оз. Бабелите (Даниланс, 1963), что возможно является следствием дифференцированных неотектонических движений, проявившихся особенно интенсивно в посланциловое время (Гуделис, 1957).

Уровень послэхенейсовой регрессии, судя по абсолютной глубине вреза в скв. 786, заполненного анциловыми отложениями, достигал по крайней мере —20 м. Уровень посланциловой регрессии устанавливается по ряду скважин (416^а, цементный завод и др.), в которых наблюдается постепенный переход анциловых лагунных отложений в наземные или близкие к ним отложения (торф, заторфованный ил). Последние приурочены к абсолютным отметкам от —16 до —17,5 и указывают, что посланциловая регрессия сопровождалась понижением уровня бассейна по крайней мере до —18 м.

Отложения первой литориновой трансгрессии представлены более прибрежными и мелководными, преимущественно песчанистыми отложениями, что говорит о значительно более низком уровне бассейна во время этой трансгрессии. Наиболее высоко отложения этой трансгрессии LI залегают в скважине 32 в Гарциемской лагуне, где они представлены лагунными, преимущественно мелкозернистыми песками мощностью 3,5 м. Кровля их залегает на глубине -22. В разрезе х. Шалкас отложения, соответствующие VI зоне Поста, отсутствуют. Следовательно, уровень трансгрессии LII в вершине Рижского залива следует считать на несколько метров ниже современного уровня моря.

Последующая регрессия, как видно на разрезе, в пределах долины сопровождалась врезанием древнего русла до глубины -13,5—14,0 м (скв. 786, 789). В скважине 29 в основании илстых отложений стадии LII^a залегает прослой торфа, позволяющий считать, что уровень регрессии между стадиями LI и LII был ниже -12 м и достигал по крайней мере 14,0 м ниже современного.

После максимальной трансгрессии стадии LII^a, уровень которой отмечен береговой линией на абсолютных отметках от 7,0 (Гарциемас) до 6,5 м (низовье Лиелупе), последовало новое значительное понижение уровня бассейна. Амплитуда спада уровня определяется глубиной залегания прослоя торфа в кровле илстых отложений стадии LII^a, вскрытого скважиной 29. К уровню -9,6 м и несколько выше приурочены многочисленные находки наземных органогенных отложений в ряде скважин в пределах г. Риги (цементный завод, у моста через улицу Дунтес и др.). Следовательно, регрессия, разделяющая трансгрессии стадий LII^a и LII^b, достигала по крайней мере -10 метров.

Наиболее высокое залегание отложений следующей трансгрессии LII^b известно в скв. 32, где их кровля залегает на уровне 1 м выше современного уровня моря. Представлены отложения маломощной толщи тонкозернистых песков, что позволяет полагать, что уровень моря во время трансгрессии вряд ли превышал +1,0 м.

Установить амплитуду последующей регрессии можно лишь весьма приблизительно. Судя по максимальной глубине залегания основания вышележащих отложений в районе дельты Даугавы (скв. 789, 786) уровень регрессии вряд ли опускался ниже 8 метров по отношению к современному.

Следующая суббореальная трансгрессия Lim I сопровождалась подъёмом уровня бассейна до +5 м (Ульст, 1957, Гринбергс, 1957). В кровле отложений этой трансгрессии в скв. 28 на глубине -2,4 м залегает прослой торфа. Максимальная глубина вреза, заполненного отложениями последующей трансгрессии, на профиле в скважине 789 приурочена к абсолютной глубине -2,6 м, указывает на понижение уровня бассейна после трансгрессии Lim I по крайней мере до 2,5 метров ниже современного уровня моря. После этой регрессии последовало новое поднятие уровня бассейна с последующими его колебаниями, со-

ответствующими колебаниям уровня Балтики в стадиях Lim II, III, IV, V (Кессел, 1965).

Общий характер колебаний уровня Балтийского бассейна в течение среднего, раннего и древнего голоцена в вершине Рижского залива изображен на рис. 4.

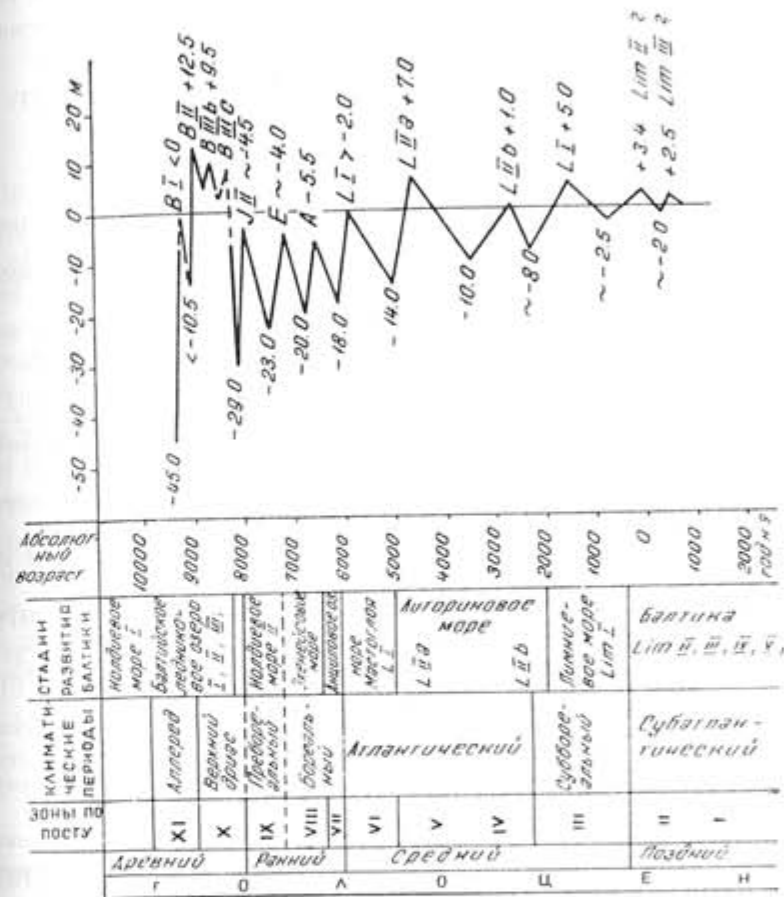


Рис. 4. Схема колебаний уровня Балтийского бассейна в вершине Рижского залива в голоценовое время

На кривой колебаний уровня бассейна в течение всего голоцена видно, что в последовательности трансгрессий по величине их амплитуд намечается определенная цикличность. Максимальные амплитуды трансгрессий, связанные со стадиями Балтийского ледникового озера B I и B II (45 и 30 метров), с трансгрессией Иолдиевого моря III (25 м), Литоринового моря стадии L II^a (21 м) и Лимниевского моря стадии Lim I, по времени своего проявления соответствуют началу древнего, раннего, среднего и позднего голоцена и переходным между ними периодам. Величина амплитуды колебаний в пределах каждого из них от начала к концу убывает.

Известно, что проявление голоценовых тектонических движений и изменение их знака во времени в основных чертах носит аналогичный характер (Гуделис, 1957, Саурамо, 1958 и др.). Совпадение проявления наиболее интенсивных тектонических движений и максимальных амплитуд колебания уровня Балтики по времени является лишь дополнительным доказательством на определяющую роль тектонических движений в колебаниях уровня Балтики при подчиненном значении эвстатических его колебаний.

[Поступило: 18.IV.1966 г.]

ЛИТЕРАТУРА

- ГРИНБЕРГС, Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1957. Определение характера движений земной коры по эпейрогеническим спектрам древнебереговых линий. Тр. АН Литовской ССР, сер. Б, № 1.
- ДАНИЛАНС, И. Я.: 1963. Подсопелевый торф в оз. Бабелите и высота уровня Анцилового озера в вершине Рижского залива. Вопросы четвертичной геологии, II. Труды Института геологии АН Латв. ССР, XI, Рига.
- ЖУЗЕ, А. П.: 1961. Диатомовые водоросли в морских и континентальных отложениях голоценового возраста. Вопросы голоцена, Вильнюс.
- КЕССЕЛ, Х.: 1963. Возраст трансгрессий голоценовых бассейнов Балтики в Эстонии по палинологическим данным. *Baltica*, I.
- КЕССЕЛ, Х.: 1965. «История исследования лимниевой и мидиевой стадий Балтийского моря и стратиграфия лимниевой стадии в Эстонии», *BALTICA*, Vilnius, 2.
- МАРКОВ, К. К.: 1960. Синтез истории Балтийского моря. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1.
- СЕРЕБРЯННЫЙ, Л.: 1965. История Балтийского моря. Последний Европейский ледниковый покров, К VII конгрессу INQUA, Москва.
- УЛЬСТ, В. Г.: 1957. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива, Рига.
- УЛЬСТ, В. Г., БЕРЗИНЬ, Л. Э.: 1962. Мерзлотные деформации в отложениях Балтийского ледникового озера и их палеогеографическое значение. Вопросы четвертичной геологии I, труды Института геологии АН Латв. ССР, VIII.
- УЛЬСТ, В. Г., БЕРЗИНЬ, Л. Э., АБРАМОВ, Е. П.: 1963. Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования. *Baltica*, I.
- УСИКОВА, Т. В., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И., ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н.: 1963. Позднеледниковая история развития района Ленинграда. *Baltica*, I.
- АВОЛТИНА-ПРЕШНИКОВА, J.: 1960. Par Ancilus ezera un Litorinas jūras nogulumiem Babītes lagūnas teritorijā. Ģeoloģijas un derīgo izrakteņu institūta raksti, V. Rīga.
- FROMM, E.: 1963. Absolute chronology of the Late-Quaternary Baltic. *Baltica*, I, Vilnius.
- SAURAMO, M.: 1929. The Quaternary Geology of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., Bd. 86.

ON THE AGE AND SEA LEVEL OSCILLATIONS OF EARLY AND MIDDLE HOLOCENE BALTIC SEA TRANSGRESSIONS IN THE UPPER PART OF THE GULF OF RIGA

by

L. E. BERZIN

SUMMARY

In the territory of Riga in the port a drilling-hole cut through an ancient buried valley, filled with holocene deposits the summary thickness of which in the boring No 786 reached 35 metres. They are represented by organic silty and sandy deposits, chiefly sedimented under subaquatic conditions of a river delta. Afterwards they were overlaid by alluvial or lagoon sediments.

The results of the pollen and diatomic analyses allowed to define more precisely the character of the water basins here existed and recognized the age of marine deposits in the section of boring mentioned.

The first phase of salinization is connected with pre-Boreal Yoldia Sea transgression. The second — Boreal phase of salinization corresponds to the transgression of Echineis Sea (Fig. 2).

To the Atlantic period corresponds three phases of the Littorina Sea transgressions (L I, L IIa, L IIb). To the sub-Boreal period corresponds the first transgression of Limnea Sea (Lim. I).

At the Fig. 4. the curve of sea level oscillations during the whole Holocene in the upper part of the gulf of Riga is showed.

ÜBER DAS ALTER DER OSTSEETRANSGRESSIONEN UND DIE NIVEAUSCHWANKUNGEN IM ZIPFEL DES RIGAER MEERBUSSENS WÄHREND DES FRÜHEREN UND MITTLEREN HOLOZÄNS

von

L. E. BERZIN

ZUSAMMENFASSUNG

Im Hafen von Riga wurde ein begrabenes Tal aufgebohrt, das mit holozänen Ablagerungen ausgefüllt war. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen in der Bohrung 786 beträgt 35 m. Diese Schichten bestehen aus humosem Sand und Schlammablagerungen, die hauptsächlich im unter-

meerischen Teil eines Flussdelta abgelagert wurden. Während der Meeresspiegelschwankungen wurden sie mit Lagunen oder alluvialen Sedimenten zugedeckt. Die Ergebnisse der Pollen- und Diatomeenanalyse gestatteten uns den Charakter des Wasserbeckens genauer festzustellen, sowie die in der erwähnten Bohrung vorkommende Sedimente und ihr Alter zu charakterisieren.

Die erste Versalzung ist mit der Transgression des preborealen Yoldiameeres verbunden. Die zweite Phase fand während der Transgression des Echineismeeres statt. Dem Atlantikum entsprechen drei Transgressionsphasen des Litorinameeres (L I, L IIa, L IIb).

Mit dem subborealen Zeitalter hängt die erste Transgression des Limnaameeres zusammen (Abb. 2).

Abb. 4 veranschaulicht die Kurve der Meeresspiegelschwankungen während des Holozäns im Bereich des Rigaer Meerbusens.

DIE GEOMORPHOLOGISCHE ENTWICKLUNG DER BUCHT VON GDAŃSK IM HOLOZÄN

von

JOZEF BĄCZYK, Toruń

EINLEITUNG

Die muldenartige Gestaltung der Bucht von Gdańsk und ihre eigentümliche Küste in Form eines umgekehrten Bogens mit den Armen nach Norden gestreckt, sind unzweifelbar sehr interessant und stehen im Zusammenhang mit der Entstehung der Bucht. Ähnliche Formen, wie die der Bucht von Gdańsk, finden wir auf der ganzen Länge der südlichen Küstenstreifen der Ostsee. Sie werden von folgenden Buchten gebildet: der Lübecker, der Mecklenburgischen, der Pommerschen, und es ist charakteristisch, dass sich alle auf den Achsen des Abflusses grösserer Flüsse in den Ostseebecken befinden. Nach Norden hin verläuft die Bucht in eine tektonische Depression, die in der Literatur als Peribaltisch bezeichnet wird. Die Bucht von Gdańsk allein liegt ausserdem auf der Grenze der tektonischen Tornquist-Linie, welche die mehr beständigen Festlandsmassen Osteuropas von den mehr auf senkrechte Verlagerungen empfänglichen Teilen des Westens trennt, und auf der Verlängerung dieser Linie entwickelte sich die Depression. Der Ursprung der Peribaltischen Depression erstreckt sich in das Mesozoikum, ist sogar noch älter, aber auf die Bildung des Wasserbeckens in der uns heute bekannten Form, übte grundsätzlich der Untergrund der Kreide seinen Einfluss aus. Im Pliozän erfolgte auf der Linie der Peribaltischen Depression ein Wasserabfluss von Skandinavien nach Süden in den pliozänischen Binnensee, der auf den Gebieten Zentralpolens situiert war. In dem Zeitraum der pleistozänen Vereisungen bildete die meridionale Ausdehnung der Peribaltischen Depression die Hauptlinie, längs der sich das Inlandeis auf das Gebiet Polens verlagerte. Die pleistozänen Vereisungen, ausser der Egzaration der Oberfläche auf dem Depressionsgebiet, hinterliessen als Spur des Erstreckungsbereichs einzelner jüngster Vereisungsphasen Moränenbogen in Form, die den gegenwärtigen Uferlinien und Meeresbuch-

ten an der südlichen Ostsee ähnlich sind. Nicht minderen Einfluss auf das Entstehen der Bucht in der uns heute bekannten Form hatten auch die eustatischen Veränderungen des Meeresspiegels in den jeglichen Entwicklungsphasen der Ostsee schon nach dem Zurücktreten des Inland-eises. Die eustatischen Veränderungen des Wasserspiegels, als Ergebnis klimatischer Veränderungen im Spätglazial und Holozän, waren uns noch in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts nicht genau bekannt. Ihre Unterschätzung, bei einseitigem Hervorheben der tektonischen Einflüsse auf das Entstehen der Bucht von Gdańsk, bildet die Grundlage zahlreicher Hypothesen in Bezug auf die Entstehung der Bucht.

Die erweiterten Forschungen, welche in den letzten Jahren im Bereich der Bucht und an der Küste durchgeführt wurden, berechtigen uns zur Durchführung einer Probe in Hinsicht einer Revision der bisherigen Abfassungen genetischer Natur und zur Vorstellung einer besser begründeten Hypothese, die mit den Forschungsergebnissen, durchgeführt auf anderen Abschnitten der Küste und der Meeressektoren der Ostsee, übereinstimmen.

UMRISSBEZEICHNUNG DES PROBLEMS UND LITERATURBESPRECHUNG

Das Entstehen der Bucht von Gdańsk war bisher nicht Gegenstand einer eingehenden Abhandlung. Wir stossen nur auf oberflächliche Erwähnungen in einer Anzahl geologischer und hydrographischer Publikationen. Eigentlich erst der Anfang des XX Jahrhunderts ist der Zeitabschnitt genauerer Forschungen in diesem Teil der Ostsee. In den frühzeitigsten Abhandlungen über dieses Thema gehören die Beiträge von A. Jentzsch (1913) und P. Sonntag (1908, 1915). Diese Bearbeitungen wurden auf einer Anzahl tiefer Bohrungen gestützt, die man im Küstenstreifen durchführte. Auf Grund dieser Bohrungsanalyse wurden die genetischen Hypothesen der Bucht festgelegt. Spätere Beiträge von S. Pawłowski (1922), E. Wunderlich (1927), W. Hartnack (1931), G. Braun (1932), W. Dechend (1937, 1956), J. Samsonowicz (1938), J. Uhl (1939), und E. Ostendorf (1942) knüpften an die Ergebnisse ihrer Vorgänger an. Als schwächster Punkt in den Bearbeitungen blieben immer die Voraussetzungen, welche die Grundlagen zum Ziehen genetischer Folgerungen bildeten, also die geologischen Bohrungen. Die durchgeführten Bohrungen waren im Küstenbereich ganz zufällig lokalisiert und es waren nicht zu viel davon; völlig fehlten sie aus dem Grundboden der Bucht. Die Zahl der geologischen Bohrungen ist noch bis zum heutigen Tage ungenügend und augenblicklich disponieren wir mit nur einer Bohrung, bis zur 14 m Tiefe, aus dem Grund der Bucht von Gdańsk, doch verhältnismässig zahlreich sind die Proben aus der Bodenbedeckung. Die vorher erwähnten Arbeiten umfassen den Wissenschaftsbestand über die Bucht, welcher der Anzahl der bestehenden wissenschaftlichen Beweise entspricht, aber in wenigen Fällen ist dieses

Wissen ungenau. Zu den Tatsachen dieser Gruppe gehört die von P. Sonntag angegebene Erkundigung über die Terrasse 18—20 m, welche als Litorina Terrasse qualifiziert wurde. Diese Feststellung, mit einer nicht grossen Änderung, wiederholt in seinem Beitrag F. Kotkański (1956). Die Qualifizierung allein kann zugelassen werden, die Beweise fehlen, aber ihre Folgen sind bedeutend festhaltender und in diesem Fall belasten sie zweifellos viele Anschauungen, hauptsächlich die der vertikalen Verschiebungen der Küstenlinie betreffend. Einen hypotetischen Wert hat auch die Abhandlung über vertikale Erdkustenbewegungen im Ostseebecken von F. Model (1950), die auf Angaben der Wasserstandspegel basiert. Monographischen Wert haben die Abhandlungen von K. Lomniewski (1959, 1960) die über das hydrographische Regime informieren. Eine zusätzliche Voraussetzung über vertikale Krustenbewegungen an der Küste der Bucht war die Feststellung von Miozän-schichten in den pleistozänischen Böschungen an der Küste. Man nahm an, die Böschungen seien tektonisch predisponiert im Verhältnis zu den sie umgebenden Urstromtälern, und dass in den Böschungen vorkommendes Miozän „in situ“ daliegt. Dass dieses Miozän eine fortgeschleppte Scholle ist, auf sekundärer Unterlage ruhend, hat man erst in den letzten Jahren erklärt. Die Analyse tiefer Bohrungen zeigte, dass die Oberfläche des Quartärs senkrecht von den Ufern in Richtung der Danziger Tiefe herabsinkt. Diese Tatsache, zusammen mit den oben angeführten Voraussetzungen, bestimmt die Grundlage zur eindeutigen Annahme, dass im Holozän die Bucht laufend versank, wobei man verschiedene Werte dieser Bodenverschiebungen angab. Noch B. Rosa (1963) in seiner Abhandlung aus dem Jahre 1963 beruft sich auf die Möglichkeit dieser Senkung, welche die Küstenzone der Bucht herabsenkte, obwohl er in Wirklichkeit nicht einen einzigen Beweis anführt, der diese Verschiebung begründet. In dem angegebenen Beitrag von A. Jentzsch (1913) finden wir die Suggestion vor, dass die Senkung des Untergrunds des Quartärs und der Kreide in der Bucht nicht unbedingt mit tektonischen Verschiebungen verbunden sein muss, sondern kann mit der Erosion der pliozänischen Wässer verbunden sein, sowie mit dem späteren Vertiefen der erosiven Oberfläche durch die Eisegzartation. Dieser Standpunkt fand kein Verständnis und erst in den letzten Jahren begründete ihn Z. Pazdro (1947, 1961), der zusätzlich den möglichen Einfluss und die Bedeutung der Schwankungen des Ostseewasserspiegels unterstrich. Auf die Tatsache starker Eisegzartation im Raum des sogenannten Weichsel Lobus wiesen die Publikationen von R. Galon (1934, 1954, 1960) und J. Bączyk (1962, 1963) hin. Nicht ohne Einfluss auf die Gestaltung der Anschauungen blieben die skandinavischen Arbeiten (Fromm, 1963; Florin, 1963; Sauramo, 1958). Man nahm nämlich an, dass die Hebung des Festlandes in Skandinavien der Senkung der südlichen Ostseeküste entsprechen muss. Ein zweifelloser Fortschritt in den Forschungen erfolgte in der Zeit als die Forscher grössere Aufmerksamkeit den klimatischen Einflüssen und ihrem Zusam-

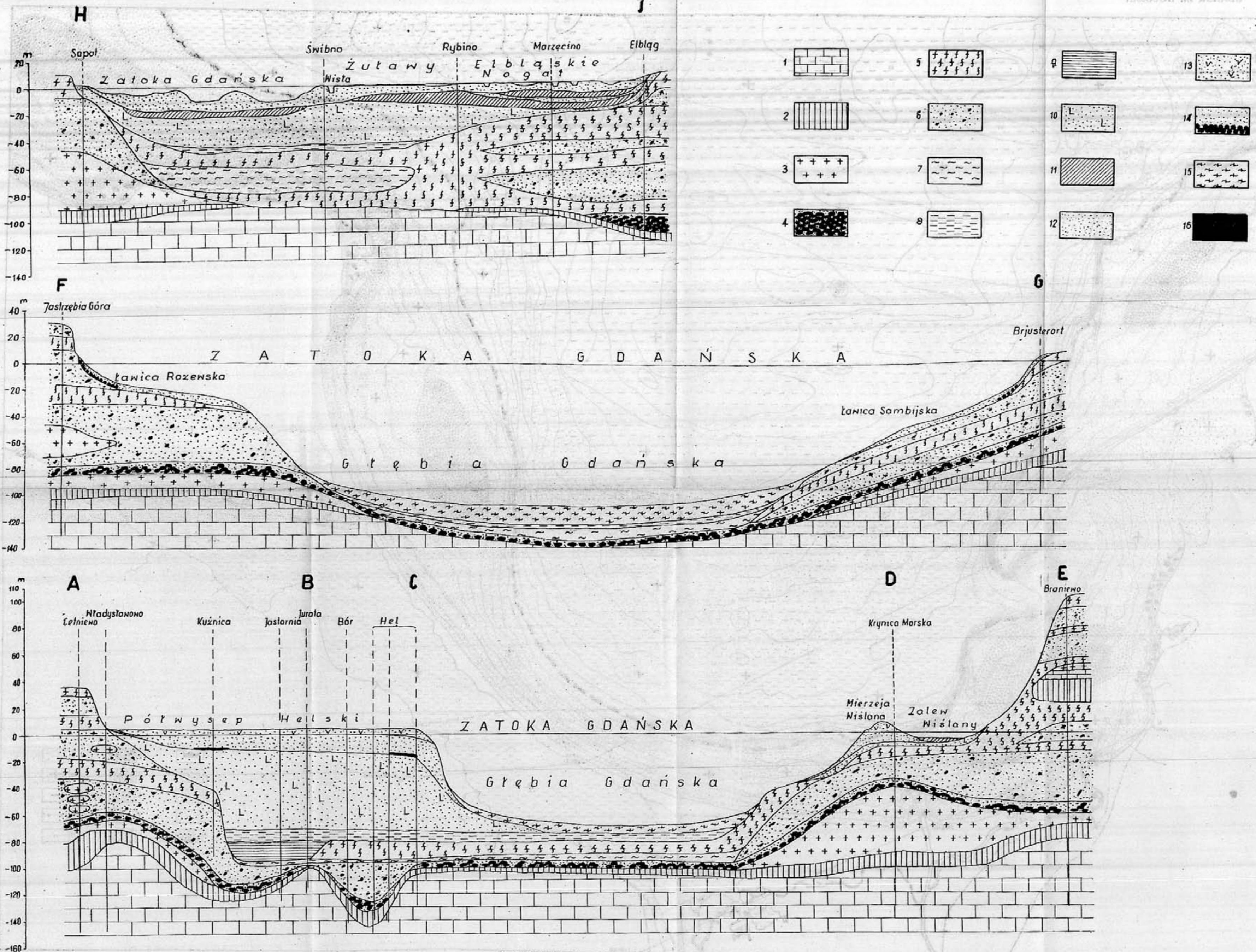


Fig. 2. Geologische Querschnitte und Stratigraphie der Bucht von Gdansk
1. Kreide. 2. Oligozän. 4. Pleistozäne Felsengerölle und Kies. 5. Geschiebemergel. 6. Fluvio-glazialer Sand und Kies. 7. Braune Tonen. 8. Sedimente des Ancylussees. 9. Yoldia Ablagerungen. 10. Litorina Sedimente. 11. Schlammabsätze der Weichsel. 12. Meeressand. 13. Dünen sand. 14. Sand, Kies und Felsengerölle. 15. Ton und Schlack. 16. Torfe

menhang mit den eustatischen Veränderungen des Ozeanspiegels schenken. Der monographische Beitrag von H. Valentin und H. Fairbridge (1952) zeigte den engen Zusammenhang der Schwankungen des Klimas mit dem Weltozeanspiegel im Quartär. M. Sauramo (1958) und dann E. Fromm (1963) sowie S. Florin (1963) verknüpften die Entwicklungsphasen der Ostsee mit dem Zurücktreten des Inlandeises und mit den eustatischen Veränderungen des Wasserspiegels. Mit dem Problem des Ozeanspiegels und seiner Einflüsse auf den Ostseespiegel befassten sich W. Haarnagel (1950) und R. Köster (1960). Die mit den Veränderungen in der Sedimentation verbundenen Schwankungen des Wasserspiegels im Holozän beschrieben H. Kliewe und H. Reinhard (1960), T. Hurtig (1963) und W. Dechend (1937, 1956) wobei sie diese ebenfalls mit den Klimaveränderungen verknüpfen. Morphologische Beweise für diese Veränderungen befinden sich in den älteren Uferformen an der Küste der Bucht von Gdańsk und weiter, dass die Kliffstrände auf den Dünen deutlich abgeschnitten sind, wie dieses B. Augustowski (1963) beschrieb. Die an dem Meer gelegene Terrasse, welche von Süden die Bucht umfasst, verdankt ihr Entstehen nicht nur dem Wasserabfluss der Weichsel, wie dieses E. Wunderlich annahm (1927), sondern sie ist als Abrasionsniveau des älteren Meeresstadiums anzusehen, wie dieses aus den Muschelfunden auf diesem Niveau hervorgeht, worüber J. Szukalski (1961) schreibt. Weiter basiert sie auf den in der Stratigraphie sich kennbarmachenden, das Abrasionsniveau bauenden Gebilden, und zwar auf den zwei deutlichen Phasen der Transgressions sedimentation, sowie den zwei Phasen der Regressions sedimentation. Die Bucht von Gdańsk trägt nicht nur von Süden Spuren der Abrasion, denn solche befinden sich auch im Raum des Kliffs von Rozewie, sowie auch auf dem Grund des Urstromtals der Reda-Leba, in der Nähe des Weichseldelta und auf den nordwestlichen Berandungen der Elbinger Höhe. Die Ergebnisse der letzten Jahre blieben nicht ohne Einfluss auf die Entstehungsanschauungen der Bucht, wobei sie gleichzeitig zeigten, dass ein Festhalten an geologischen und stratigraphischen Voraussetzungen, ohne genauere Prüfung des Zusammenhangs mit den Klimaschwankungen und den eustatischen Veränderungen des Ozeans, und darüber hinaus mit den Entwicklungsstadien der Bucht, nicht richtig ist und zu grundfalschen Schlüssen führen kann.

ANGEWANDTE FORSCHUNGSMETHODEN

Arbeiten über das Erlangen von anzahlreicherem Beobachtungsmaterial der Küste und des Grundes der Bucht von Gdańsk betreffend, führte man ununterbrochen seit dem Jahre 1959. Das Material betraf die Schichtfolgen, welche die Küste der Bucht und ihre Bodenbedeckung bauten bzw. gestalteten. Insgesamt entnahm man mehr als 200 Proben der Oberflächenbedeckung aus dem Grund der Bucht, wobei man über 50 neue, tiefe, in den letzten Jahre ausgeführte geologische Bohrungen,

ausgenutzt hat. Zur Prüfung der Erstreckungen der Meeressedimentation in den aufeinanderfolgenden Phasen der Holozänsedimentation, machte man in den Uferpartien der Bucht über 150 Schürfe bis 4,5 m tief. Die entnommenen Proben wurden einer genauen mineralogisch-petrographischen Analyse unterzogen. Die gefundenen organische Reste datierte man mit Hilfe der C-14 Methode und der palynologischen Analysen.

Die ozeanographischen Faktoren, die auf das Entstehen und die gegenwärtige Entwicklung der Bucht Einfluss üben, wurden mittels Deduktionsmethoden untersucht. Man führte mehrere Messungen der Strömungen durch und zwar mit gleichzeitigen Beobachtungen ihres Einflusses auf das Meeresufer. Man analysierte die Sturmbedingungen und die Destruktionmöglichkeiten des Sturms in verschiedenen Verhältnissen der Sturmstärke. Die Veränderungen der Uferlinien, beschriebene von W. Bertram, verloren während dieser Forschungen nichts an ihrer Aktualität. Neue Vergleiche zeigen eine ständige Akkumulation in den festen Küstenpartien mit Regressionsveränderungen der Uferlinie in den Nehrungsformen, die mit dem Gleichgewicht der Uferlinie verbunden sind. Die angenommenen Voraussetzungen berechtigen uns zur Untersuchung der Küste der Bucht von Gdańsk nicht nur in der heutigen Form, sondern deuten ihre Grenzen viel weiter im Süden an und schliessen die Bucht in ein Dreieck, dessen äussere Punkte Rozewie-Gniew und die Linie von Gniew über Malbork-Elbląg-Kaliningrad-Brüsterort bilden.

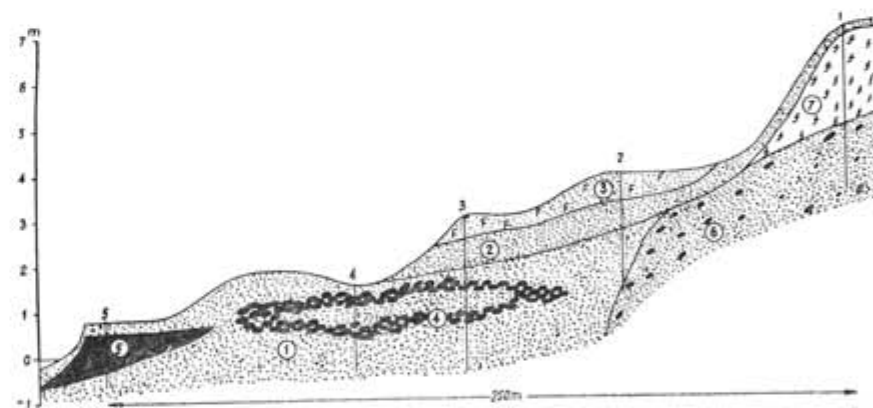


Abb. 3. Stratigraphie der Küste in Wielka Wieś (Władysławowo)
1. Meeresand. 2. Gelber Dünen sand. 3. Gelber Dünen sand mit Oristone. 4. Felsengerölle.
5. Fluvio-glaziale Sande und Kies.

Zur bildlichen Darstellung der Konfiguration des Grundes der Bucht von Gdańsk stellte man eine batimetrische Karte (Abb. 1) her, auf die man die Bodenbedeckungen und die Erstreckung der Uferlinien aus den älteren baltischen Phasen auftrug. Die Konstruktion der Karte stützte man auf eine Meereskarte 1:150 000 mit Sondagepunkten. Man führte Interpolationen zwischen den bestimmten Tiefen in einem Abstand von je

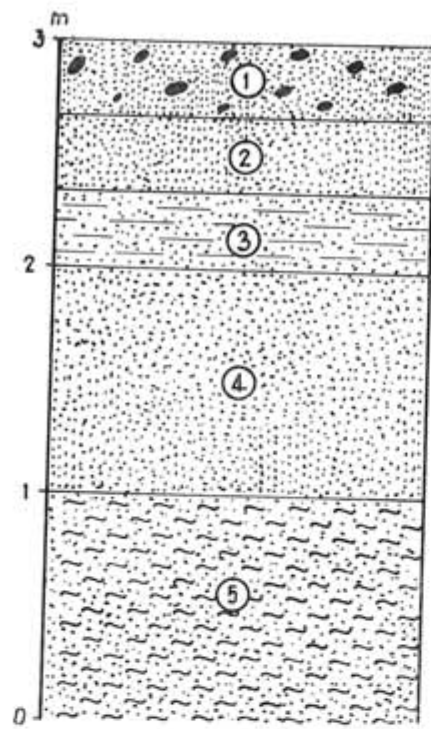


Abb. 4. Litorina Ablagerungen in Wielka Wieś

1. Fluvioglaziale Sand und Kies, 2. Obere Sandschicht, 3. Untere kalkige Sandschicht, 4. Untere tonige Sandschicht, 5. Untere tonige Sandschicht

geologischen Vergangenheit der Bucht und indirekt mit der Entstehung der Ostsee Verknüpft sind, führen kann.

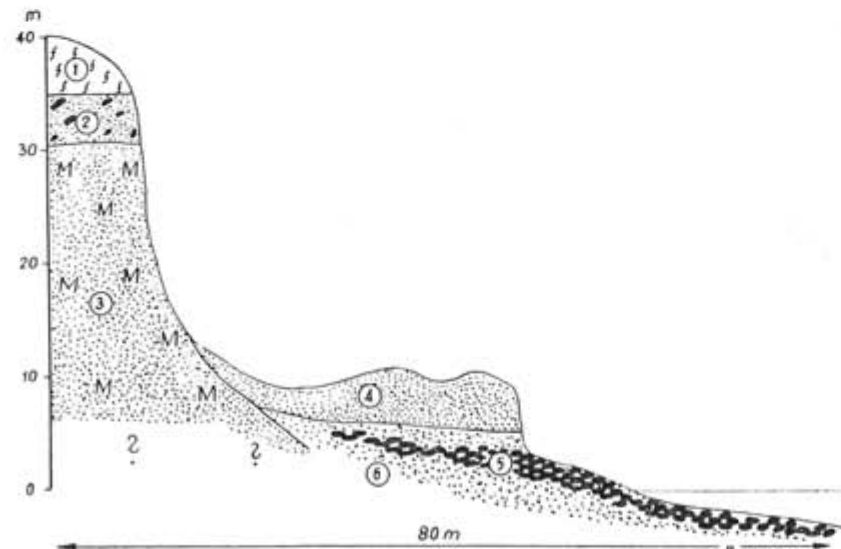


Abb. 5. Stratigraphie des Uferabbruches in Lisf Jar (Rozewie)

1. Brauner Geschiebemergel, 2. Fluvioglaziale Sande und Kies, 3. Miozäne Sande mit Lignit, 4. Gelber Dünsand, 5. Felsengerölle und Kies, 6. Meeressande, 7. Holzstückchen (*Alnus*)

5 m durch und auf diese Weise erhielt man ein batimetrisches Bild der Bucht, auf dessen Hintergrund man ältere Uferlinien und Bodenablagerungen einzeichnete, wobei man sich auf dem gesammelten Material und einer früheren Bodenbedeckungskarte konstruiert von O. Prätze (1956), stützte. Zu dieser Karte fertigte man drei breitenkreisartige geologische Profile (Abb. 2) an, gestützt auf den geologischen Bohrungen, und zu ihrer Ergänzung umzeichnete man die Profile des geologischen Baus des älteren Meeresufers in Lisi Jar und Wielka Wieś (Władysławowo). Zu dieser Arbeit nutzte man ausserdem eine Reihe Tatsachen aus, die schon in früheren Publikationen beschrieben worden sind (Abb. 3, 4, 5).

Die Arbeit darf man nicht als solche betrachten, die das Problem abschliesst, sondern als eine unvollkommene Probe, deren Fortführung zu einer rationellen Erläuterung vieler Probleme, die mit der geologischen Vergangenheit der Bucht und indirekt mit der Entwicklung der Ostsee Verknüpft sind, führen kann.

GEOLOGISCHE UND MORPHOLOGISCHE CHARAKTERISTIK DER BUCHT

Die nacheiszeitliche Vergangenheit der Bucht von Gdańsk hatte Einfluss auf die Bildung besonderer Merkmale und eine charakteristische Bodenskulptur, deren Veränderungen in der Folge von Schwankungen des Wasserspiegels in den älteren Phasen der Entwicklung der Ostsee vonstatten gingen. Die genetischen Annahmen sind nicht nur begrenzt und zwar bis in die Zeit des Holozäns und der Späteiszeit, sondern führen in chronologisch-stratigraphischer Bedeutung weiter in den Untergrund des Vorquartärs, genauer, in den Untergrund der Kreide.

a. Kreide- und Vorquartärsuntergrund in der Bucht

Der Untergrund des Vorquartärs in der Bucht weist im Raum der Bucht von Gdańsk bedeutende Verschiedenheiten auf und ist nicht einheitlich. Generell, es fehlen auf dem Grund Bedeckungen aus dem Tertiär, und sogar die Kreide zeigt bedeutende Deckenverluste vor. Diese Situation ändert sich in den Uferpartien der Bucht, wo die Kreide und das Tertiär allmählich in vollen Schichtenserien auftreten (Pazdro, 1961). Die Vertiefung in der Kreide lässt sich ausserdem auf dem ganzen unteren Weichselgebiet bemerken und ist auf den Gebieten von Ermland und Masuren beständig. Die Begründung dieser Vertiefung muss man im präkambrischen Untergrund suchen. Auf dem Grund der Bucht liegen meistens die Quartärablagerungen unmittelbar auf der Kreide. Die ausgeführten Bohrungen gaben die Möglichkeit besserer Erforschung des Kreideuntergrundes und zwar im grösseren Bereich. Nördlich von dem Breitenkreis Hel tritt die Kreide an der Oberfläche in Gebilden des Cenoman recht gleichmässig auf; südlich von dieser Grenze treten die Schichten des Emscher und Senon auf. Das Senon ist am meisten durch Gebilde in den Fazien des Arnager-Grönsand, bestehend aus feinkörnigen Glaukonitsanden, Schlick und grünlichem Ton, vertreten. In den letzten Bohrungen fand man auch wieder Senon nördlich von dieser Grenze in Hel und Jurata in den Tiefen von $-99,6$ und $-103,9$ m, erst unter diesen Cenoman bis zu der Tiefe $-226,5$ m. Das Cenoman repräsentiert hauptsächlich weissliche und mergelartige Tongebilde mit kieselsteinartigen Mergelbänken, in denen sich schichtenartig grünlichgraue Glaukonitsande mit *Balemnitella mucronata* befinden. Die Mächtigkeit des Senon beträgt etwa $50-70$ m in dem man das Cenoman nicht ganz durchbohrt hat. Die auf dem Grund der Bucht von Gdańsk vorgefundenen Kreidegebilde werden auf der Linie Kaliningrad über Bornholm bis Skåne festgestellt. Die Oberfläche der Kreide in der Bucht bildet eine Mulde und so erreichte man in Karwia ihres Niveau bei $-78,9$ m, in Cetniewo bei $-73,7$ m, in Władysławowo bei $-81,0$ m, in Jastarnia bei $-97,0$ m, in Jurata bei $-143,1$ m und $-103,9$ m, in Hel bei $171,0$ m und $99,6$ m, in Gdynia bei $-90,0$ m, in Sopot bei $-100,0$ m, in Gdańsk bei $-92,0$ m, in Nowy Dwór bei $-98,0$ m, in Bogatka bei $-83,0$ m, in Cedry bei $-91,0$ m und

–84,0 m, in Tujsk bei –106,0 m, in Zulawki bei –94,0 m, in Krynica Morska bei –98,0 m und wie aus der Nachricht, veröffentlicht durch H. v. Wichdorff (1919) hervorgeht, in Brüsterort bei –80,0 m. Die Niveaudenivelationen der Kreide reichen bis 80,0 m, aber wie man wahrnehmen kann, ihre grössten durchstossenden Vertiefungen und Verluste schliessen genau an die Abflussachse der Weichsel in die Ostsee an. Dieser Weg diente jedoch erst seit nicht langem zur Abführung des Wassers der Weichsel und er wurde früher durch die heranrutschenden skandinavischen Inlandeismassen auspräpariert, insbesondere durch den Weichsel-Lobus. Für solche Entstehung spricht hauptsächlich die Ausfüllung aller Vertiefungen im Kreideniveau mit glazialen Ablagerungen z. B., auf der Halbinsel Hel und in der Weichselmündung. Hingegen ist die Kreide in den Uferpartien der Bucht mit Miozän-Schichten überbaut. Ausserdem finden wir im Küstenstreifen zahlreiche ausegzarierte, fortgeschleppte Kreide- und Miozänschollen vor, die sich in den Pleistozänschichten befanden. Das Fehlen Oberer Kreide und Tertiärserien auf dem Grund der Bucht, mit zahlreichen fortgeschleppten Schollen dieser Gesteine an der Küste, stellen einen ernsthaften Beweis dar, der die Ausschürfs-erosive Entstehung der Mulde in der Kreide befürwortet.

Die Gebilde des Tertiärs an der Küste der Bucht sind Süsswasserablagerungen, sowie limnische und moorige Bildungen, die in der Zeit des Helvet, Torton und Sarmat entstanden. In dem Gebiet von Gdańsk werden diese Gebilde von unten durch grobkörnigen Sand sowie durch Braunkohle aufgebaut, indem alle diese Gebilde von oben mit einer Schicht von quarzartigen Sanden bedeckt sind. Fragmentarisch werden auch solche vorgefunden, die auf Kreide liegen, wobei diese das Miozän mit oligozänen Bedeckungen unterbetten, geformt im Gestalt von grünlicher Glaukonitsanden mit Zusatz von Bernstein. J. Samsownik (1938) war der Meinung, dass der auf der Halbinsel Hel vorgefundene Oligozän nicht auf der ursprünglichen Unterlage liegt; jedoch in Bezug auf die Uferpartien der Bucht muss man annehmen, dass die dort vorgefundenen oligozäne Schichten „in situ“ liegen. Die Mächtigkeit des Oligozäns ist veränderlich und überschreitet nicht 10 m, während die Mächtigkeit des Miozän bis 80 m reicht. Unversehrt besteht das Miozän nur in den Moränengebieten längs der Küste. Hingegen sind fortgeschleppte miozäne Schollen aus Puck, Cętniewo, Lisi Jar, Władysławowo, Oksywie, Redłowo, Gdańsk und Elbląg bekannt. In den Bohrungen hat man nirgends Pliozän festgestellt und man muss annehmen, dass es durch Erosion vernichtet wurde, und dass seine Reste in der Zeit der Vereisungen weggeräumt wurden. Diese Tatsache in Anbetracht der bisherigen Abhandlungen des Verfassers scheint stark begründet zu sein.

b. Gebilde des Quartärs in der Bucht

Das Quartär ist an der Küste der Bucht von Gdańsk mit drei Schichten von Geschiebemergel vertreten, die man an den Höherändern des Dreiecks Rozewie—Gniew—Elbląg durchforschen kann. In den Talpartien und auf dem Grund der Bucht bedecken die pleistozänen Gebilde holozäne Sedimente, vorwiegend im Gestalt von Meeressand, Torf und Schlamm. Neben den fluvioglazialen Gebilden, welche in Schichten die Lehmgebilde durchlagern, findet man auch ton- und mergelartige Ablagerungen vor, die mit einer Eem-Fauna entstammen. Die Gebilde mit der Fauna überlagern den oberen Geschiebemergel und Z. Pazdro (1947) nimmt an, dass ihr Festlegen mit dem Zeitabschnitt Skaerumhede verbunden ist. Ähnlich meint auch B. Halicki. Nach der Ansicht des Verfassers muss man möglicherweise die Schichten mit der Fauna ebenfalls als solche ansehen, die durch das Eis auf einem zweiten Untergrund bzw. Bettung gelagert sind. Ausserdem ist der Obere Schicht des Geschiebemergels fragmentarisch von braunem Ton mit *Yoldia arctica* bedeckt, welchen A. Jentzsch (1913), R. Galon (1934, 1954) und P. Sonntag (1908) zu dem Eeminterglazial hinstellt. B. Halicki sieht ihn in der Skaerumhede. P. Woldstedt reiht ihn den interstadialen Ablagerungen der letzten Vereisung an. Die Ansicht von P. Woldstedt auf Grund unserer stratigraphischen Forschungen im Raum der Bucht erscheint als am meisten begründet, doch ähnlich wie die Eemfauna, liegt die arktische Fauna nicht auf dem ursprünglichen Untergrund, sondern wurde durch die kurzandauernde Zeitspanne der Erkaltung aus dem Grund der Ostsee ausgeräumt und mit dem Geschiebemergel abgelagert.

Widersprechend waren die Anschauungen in Bezug auf das Bestehen im Raum der Bucht eines preborealen Yoldiameeres. M. Sauramo (1958) liess die Möglichkeit seines Bestehens zu. Den Beweis über das wirkliche Bestehen dieses Meeres liefert ein Kliff am Grund der Bucht, beschrieben von dem Verfasser (1961). Die von W. Hartnack (1931) durchgeführte Probe, das Kliff mit der Phase des Ancylus-Sees zu verbinden, ist wenig überzeugend und nicht übereinstimmend mit den eustatischen Veränderungen des Ozeanwassers im Holozän. Die Ablagerungen der *Yoldia* auf dem Grund und an der Küste der Bucht bestehen überwiegend aus braunem Ton mit Fauna und Schlamm. Bedeckungen von grösster Mächtigkeit aus dem Zeitraum des Holozäns die auf dem Grund der Bucht und im Küstenbereich lagern, entstanden in der Zeit des Litorinameeres. Die Tatsache über das Bestehen eines Ancylus-Sees im Küstenbereich der Bucht ist unbestreitbar, es fehlen jedoch Einzelheiten über die Höhe des maximalen Niveaus dieses Sees. Der einzige Hinweis hierüber besteht im Abfliessen dieses Sees in den Ozean durch die Kadet-Rinne. Die gegenwärtigen Schwankungen des Wasserspiegels und die Dynamik des Meeres deuten sich mit sandigen, ton- und schlammartigen Ablagerungen an, welche den Grund der Bucht und ihre Küste bedecken.

Man beobachtet eine bedeutende Regelmässigkeit in der Sedimentation, und durchgeführte Proben in Hinsicht einer Verbindung der einzelnen Abrasionsphasen und Sedimentation im Zusammenhang mit der Meeresdynamik, gaben gute Resultate (Bączyk, 1963, 1964; Bączyk i Nowak, 1963). Die Sachkenntnis der gegenwärtigen Abrasions- und Sedimentationseigenschaften gibt einen wichtigen Hinweis auf die Prozesse, die ähnlich in den vorigen Entwicklungsphasen der Bucht abliefen. Ein wichtiger morphogenetischer Faktor in der Bucht von Gdańsk ist die Tätigkeit der Weichsel. Dank ihrer akkumulativen Tätigkeit entstand das Delta, welches das Gebiet der Bucht bedeutend begrenzt. Ihre südlichen Gestade werden unaufhörlich nach Norden verschoben, wenn auch die Deltagebiete noch in der historischen Zeit einen integrellen Teil der Bucht bildeten. Dieses Problem bedarf jedoch besonderer Studien.

c. Bodenablagerungen der Bucht

Das Auftreten der Oberflächenbedeckungen auf dem Grund der Bucht weist auf eine Regelmässigkeit hin, die von der Morphologie des Grundes und den dynamischen Eigenschaften des Meeres abhängig ist. Der Hauptregler des Bedeckungsprozesses ist die Tiefe der Buchtsektoren und ihre Entfernung von der Quelle des Materials. Die grundsätzlichen Arten des Materials in dem Küstenstreifen bis zur 40 m Tiefe, bilden verschiedenkörnige Sande sowie Kiese und Gerölle. Kiese und Gerölle begleiten engverbunden die Zone der Abrasion. Die auf der Karte dargestellte Reichweite der Kiesgebilde und Gesteine ist nicht genau anzugeben, da diese Zone Änderungen unterliegt und zwar im Zusammenhang mit den hydrodynamischen Bedingungen. Während der Stürme kann sie breiter sein, hingegen bei ruhigem Meer kann diese Zone im grossen Teil mit Sand überschüttet sein. Die Abrasionszonen sind der Regel nach über die Oberfläche des Grundes gehoben. Wir beobachten diese im Raum der Höhe von Swarzewo, Puck, Oksywie, Redłowo und an den samländischen Küstenstreifen. Das Mechanismus der Sandbedeckungen ist verschiedentlich, es bleibt jedoch die Regel bestehen, dass gemäss der Tiefzunahme, eine Fraktionszunahme zu beobachten ist. Umgekehrt gilt diese Regel unter der Tiefe, wo die zum Transport des Sandmaterials fähige Wellenbewegung Zutritt hat. In der Bucht hat diese Zone in der Tiefe von 40 m ihr Ende und dort kommt es zu einem Kontakt zwischen dem grobsandigen Material und den Schlammzonen. Die mineral-petrographische Zusammensetzung des Sandes besteht hauptsächlich in 90% aus Quarz mit Zusatz von Feldspaten, Biotit, Muskovit, Chlorit, Zerfallprodukte u. s. w. Die Grösse des Sandkorns beträgt von 2,00 mm bis 0,18 mm. Die Körner von 0,55 mm bis 0,25 mm sind überwiegend. Die Sandkörner sind abgerundet und zwar je nach dem zurückgelegten Weg (Bączyk i Nowak, 1963, 1965). Es ist jedoch die Regel, dass grössere Mengen des im Sand vorhandenen Granats die Stellen anweisen, wo

aktuell die Abrasion vorsichgeht, und zahlreichere Beimischung von Pyroxen mit Amphibolen die Sedimentationsstellen bezeichnen.

Schlamm füllt die Niederungen auf den Vorfeldern des Mündungskegels der Weichsel, der Jama Chalupska und Kuźnicka, des Frisches Haffs aus und ausserdem rahmt sie die Bank von Hel und den Yoldiakliff ein. Das Ausfüllen der Niederungen mit Schlamm auf dem Grund über 40 m ist nicht beständig; der Schlamm aus den kleineren Tiefen wird während stärkerer Stürme weggeräumt und an den für ihn bestimmten Platz der Sedimentation unter- 40 m transportiert. Das Entstehen des Schlammes muss man in dem Koagulationsprozess der Emulsion sehen, der sich beim Zusammentreffen des Süsswassers der Weichsel mit dem salzigen Meerwasser vollzieht. Der Koagulationsprozess geht nicht nur in den Uferpartien der Bucht vor sich, sondern umfasst einen bedeutenden Teil der Bucht bis über Hel, und erfolgt bei stillen Meer sehr langsam. In Sturmbedingungen wird er verschnellert und in dieser Zeit lassen sich die grössten Aussonderungen des Schlammes an den Uferpartien, die sich der Weichselmündung anschliessen, beobachten. Die Farbe des Schlammes im frischen Zustand ist grau-grünlich und nach dem Austrocknen intensiv braun. Der Zusatz von Sanden im Schlamm beträgt bis 30%, und das überwiegende Korn der Sande ist 0,55 mm bis 0,25 mm gross.

Am Fuss des Yoldiakliffs hinter der Schlammzone liegen gleichmässig sandige Tone, die tiefer den Sandinhalt verlieren und schon als graue Tone bezeichnet werden. Das Entstehen der Tone steht mit Durchwaschung im Abrasionsprozess der Geschiebemergel an den Ufern zusammen. Die pleistozäne Ablagerungen im Gestalt von Lehm enthalten ungefähr 2/3 Tonteile, die nach dem Durchwaschen anderen Sedimentationsgesetzen als die ausgespühlten sandigen Fraktionen unterliegen. Die Tonteile, vom Meereswasser getragen, wandern sehr lange, werden oftmals während der Stille abgesetzt und wiederum oftmals fortgetragen, bis zur Zeit, da sie an den ihnen geeigneten Platz in der Danziger Tiefe gelangen, wo die Dynamik des Oberflächenwassers nicht mehr im Stande ist diese Teile vom Grund fortzutragen. Graue Tone können wir nur in den tieferen Partien der Bucht von Gdańsk vorfinden. Ihre Mächtigkeit ist nicht genau bekannt. In der Bottnischen Bucht erreichen sie bis 10 m in der mittleren Ostsee bis 15 m, in der Bucht von Gdańsk müsste ihre Mächtigkeit, wegen der bedeutenden Tiefen der Danziger Tiefe und der nicht entfernten Abrasionsbasis, beträchtlich sein. Die entnommene Grundprobe aus der Bucht von Gdańsk mit Hilfe einer Kullenbergsonde, im Jahre 1962 aus der Tiefe von 110 m, gab nicht die Möglichkeit einer genaueren Festlegung der Grenze Pleistozän/Holozän. Zu diesem Zweck ist es nötig, eine grössere Anzahl von Proben von einer grösseren Tiefe zu entnehmen nach der Art, wie dieses in der DDR gemacht wird. Die Proben der grauen Tone zeigten nach der Analyse Zusätze von ganz feinen Sanden vor. In den Tönen stellt man das Fehlen

von Kohlensäure, fest, während die schlammartigen Fraktionen sehr lebhaft mit HCl reagieren und den Duft von Schwefelwasserstoff geben.

Auf dem Grund der Bucht, in Verlängerung der an dem Meer gelegenen Urstromtälern von Plutnica, Reda und Kaszubska werden ausserdem Torfschichten festgestellt. Solche Torfe sind auch auf dem Grund des Weichselhaffs anwesend. Die Mächtigkeit der Torfe ist nicht genau bekannt; durch die Analogie mit den Torfen in den Urstromtälern längs der Küste, wo sie eine Mächtigkeitdecke bis 8 m erreichen, wäre die Mächtigkeit der Torfe auf dem Grund ähnlich. Die Torfe im Bereich der Uferzone sind mit einer Sandschicht bedeckt.

DIE CHRONOLOGIE DES GESCHEHENS NACH DER ENTSTEHUNG DER BUCHT

Die Entwicklung der Bucht von Gdańsk erfolgte im engen Zusammenhang mit den klimatischen Veränderungen. Die tektonisch predisponierten Untergründe erleichterten ausschliesslich das Bilden des Wasserbeckens an der Stelle der gegenwärtigen Bucht. Die hipsometrischen Verhältnisse des Buchtgebietes übten einen günstigen Einfluss auf die Wassersammlung aus, sowohl in dem Zeitraum der Interglaziale, wie auch in den Interstadialen der einzelnen Vereisungen. Man muss mit der Möglichkeit rechnen, dass die Ablagerungen auf dem Grund der Bucht die einzelnen Phasen der Sedimentation mit dem Übergewicht die des Meeres vorweisen werden. Leider disponieren wir bis heute mit keinem Material, welches man in vollen Glazial- und Holozänserien analysieren könnte. Volle Bedeckungsserien müsste man ausschliesslich an Stellen suchen, wo die aufeinanderfolgende Egzartation des Inlandeises nicht im Stande war, die früheren Ablagerungen zu vernichten. Solche Bedingungen gibt es in der Bucht von Gdańsk gerade nicht, es konnten jedoch volle Serien in der Nähe der Inseln Öland und Gotland in ihren Südgegenden beständig bleiben. Eine zusätzliche Schwierigkeit in den Analysen wird das genaue Auseinanderteilen der pleistozänischen Sedimentation sein, die aus der subaquatischen Deglaziation stammt, denn man muss rechnen, dass diese immer unter der Tiefenlinie — 40 m stattfand. Mit der subaquatischen Deglaziationsphase in der Bucht von Gdańsk muss man ihre Phasen des spätglazialen Yoldia und des Baltischen Eissees verbinden. Von der Möglichkeit eines Vorstosses des Inlandeises in dieser Zeit beweisen die an der Küste der Bucht auf dem oberen Geschiebemergel festgestellten Schichten mit arktischer Fauna. Das Klima jener Zeit war noch sehr kühl und ein Beweis erneuten Eisvorstosses kann die Tatsache der Bedeckung der braunen Tone in Hel mit dem jüngsten Lehm sein; ihnen ebenbürtig sind die Ablagerungen der Urweichsel aus Jurata (Fig. 2).

Die Erwärmung des Klimas im Alleröd war kurz anhaltend aber ausreichend, um die Reste des Toteises auf dem Grund der Bucht auszu-schmelzen, und auch zum Entstehen des preborealen Yoldia von bedeutender Reichweite zu führen, dessen Spur in der Bucht das untermee-

risches Kliff ist. Die Höhe des Kliffs beträgt 25—35 m. Die Unterkante des Kliffs befindet sich in der Tiefe von 70 m.

Der Abfluss der Weichsel erfolgte ursprünglich durch die Abschnitte der an dem Meer gelegenen Urstromtälern nach Westen, doch in nicht langer Zeit fliess der Weichsel gerade in die Bucht ab, worüber die Ablagerungen in Jurata Beweise liefern. Die Phase des preborealen Yoldia endet mit der Zeit der bedeutenden Emporhebung Skandinaviens, was die Unterbrechung der Verbindung des Yoldia Meeres mit dem Ozean zur Folge hatte. Die rasche Transgression an der polnischen Küste wurde durch das weitere Schmelzen des Eises verursacht, doch die Masse des Wassers war nicht imstande die Masse des Eises zu rekompensieren. Skandinavien hebte sich in weiterem. Der Wasserspiegel in dieser Phase, als Ancylus-See bezeichnet, wächste in einer ständigen Geschwindigkeit ungefähr 700 Jahre lang bis zum Wert — 10 m an, wonach die Gewässer im Westen die Kadet-Rinne präparierten und absonderten und selbst in den Ozean abflossen. Im Zusammenhang mit dem Wasserausfluss durch die Rinne, wenn auch der See keine wirkliche Verbindung mit dem Ozean hatte, da sein Wasserspiegel noch niedriger lag (—20 m), sank der Wasserspiegel des Sees bis ungefähr —17 m. Der Meeresspiegel des Ozeans hobte sich in dieser Zeit unaufhörlich, es erfolgte ein Niveauausgleich und am Ende begann das Ozeanwasser sich durch die dänischen Meerengen in den baltischen Wasserbecken zu ergiessen. In diesem Moment erfolgte das Ende der Phase des Ancylus-Sees in der Ostseege-schichte.

Die atlantische Transgression auf dem baltischen Gebiet trägt die lokale Bezeichnung das Litorina-Meer. Ihr Einfluss auf das Entstehen der Bucht in der uns gegenwärtig bekannten Form war am grössten. Sie vollzog sich in zwei aufeinanderfolgenden Phasen. Während der zweiten Transgressionsphase erreichte das Litorinameer ihr höchstes Wasserniveau +6 m. Die Klimaverhältnisse änderten sich radikal im Zusammenhang mit dem Zufluss in den Wasserbecken der Ostsee bedeutender Wassermengen, mit der Erwärmung des Klimas und einer über-wiegenden westlichen atmosphärischen Zirkulation. In dieser Zeit erfolgt eine starke Abrasion der Meeresufer mit einer gleichzeitigen Akkumu-lation in den Küsten nahgelegenen Partien, entfernt von dem unmittel-baren Einfluss des Meeres — das jetzige Weichseldelta, der Westteil der Bucht von Puck und das Frische Haff. Auf diesen Uferpartien entstehen zahlreiche Sandbänke, errichtet durch die Tätigkeit der Meeresströmungen und der Wellenbewegung, ausserdem erfolgt in dem Weichseldelta eine starke Flussakkumulation zufolge einer Hebung der Erosionsbasis des Flusses. Als Beweis für diesen Sachbestand dient das Auffinden zuge-schütteter ancyluszeitlichen Ablagerungen im Delta durch: die der Litorina-zeit. In den Partien der Kliffküsten werden die jungen Flusstäler von der Meeresabrasion abgeschnitten (Abb. 5).

Das Erkühlen des Klimas im subborealen Zeitraum bindet in der Folge grössere Wassermengen durch die polaren Eismassen und Gletscher an, der Meeresspiegel fällt sukzessiv, mit einem leichten Ausgleichszeitraum in der subatlantischen Periode, bis zu dem heutigen Stand. In dieser Zeitspanne fällt das regressive Absinken des Wasserspiegels in der Bucht von Gdańsk, und eine kurzanhaltende DünENZEIT auf ihrer Küste. Der Ausgleich der Buchtküstenlinien, das Einschneiden der Weichsel im Mündungsraum mit einer starken Akkumulation in der Deltazone, das Auftauchen von Sandbänken der Halbinsel Hel und des Frisches Haff, ebenfalls des Rewa Mew, dieses alles ist schon ein Prozess der Gegenwart, der unter dem Einfluss der hydrodynamischen Eigenschaften der Gewässer und der atmosphärischen Zirkulation vonstatten geht.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

1. Es fehlen wissenschaftliche Beweise über die bisher angenommenen Erdkrustenschwankungen und die Senkung der Bucht von Gdańsk im Holozän.
2. Den Untergrund des Vorquartärssedimente in der Bucht von Gdańsk bildet Kreide (Cenoman und Senon), die in den Küstenpartien mit Oligozän und Miozän überbaut ist.
3. Wenn man geradefallend von der Küste in Richtung der Danziger Tiefe geht, beobachtet man ein sukzessives Abnehmen der Tertiär- und Kreide-Sedimente. Die Denivellationen des Quartäruntergrundes reichen 80—100 m, und alle Vertiefungen sind mit pleistozänen Sedimente ausgefüllt.
4. Das Entstehen der Bucht von Gdańsk datiert sich von dem Moment des Rücktretens der letzten Vereisung und dieser Prozesse verdankt sie ihre morphologische Form.
5. Die Entwicklungsphasen der Bucht von Gdańsk hinterliessen ihre Spuren in der Bucht, von dem preborealen Yoldia beginnend. Man beobachtet eine bedeutende Übereinstimmung dieser Phasen mit den klimatischen Änderungen.
6. Die Bodenablagerungen der Bucht stammen aus der Abrasion der südbaltischen Küste. Sie sind laut der Abhängigkeit von der Dynamik der Wassermassen und der Tiefe der Sektoren regulär plaziert.
7. Die Änderungen der Küstenlinien der Bucht von Gdańsk sind ein dynamischer Prozess, der ununterbrochen vom Augenblick des Zurücktretens der letzten Vereisung andauert. Die grössten Änderungen, positiv im Sinne der Akkumulation, gehen in dem uns gegenwärtigen Zeitalter vor sich.

[Eingegangen: 10.5.1965]

LITERATURANGABEN

- AUGUSTOWSKI, B.: 1963. Morfologia Doliny Chlapowskiej na tle rozwoju klifu Kępy Swarzewskiej. Zeszyty Geograficzne W. S. P. t. 3. Gdańsk.
- BACZYK, J.: 1961. La morphologie du fond de l'ouest partie du Golfe de Gdańsk. VI Congress INQUA, t. III. Poland.
- BACZYK, J. i CZEKANCKA, M.: 1962. Zjawiska zlodzenia u polskich wybrzeży Bałtyku. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk. Poznań.
- BACZYK, J.: 1963. La genèse du Presqu'île de Hel sur la base de développement du Golfe de Gdańsk. „Baltica“, t. 1. Vilnius.
- BACZYK, J.: 1963. Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej. Dokumentacja Geograficzna Instytutu Geografii PAN. Warszawa.
- BACZYK, J.: 1963. Influence des conditions synoptiques sur les courants marins du Golfe de Gdańsk. Cahiers Océanographiques et d'Études des Côtes. IX, Paris.
- BACZYK, J. i NOWAK, B.: 1953. Zróżnicowanie składu mineralnego osadów powierzchniowych na Półwyspie Helskim w zależności od form morfologicznych. Czasopismo Geograficzne t. 3. Warszawa.
- BACZYK, J.: 1966. Formes littorales d'âges atlantique sur les côtes du Golfe de Gdańsk. Revue de Géomorphologie Dynamique, No. 4, Paris.
- BACZYK, J. i NOWAK, B.: 1965. Die Bodenbeschaffenheit der Sandbank von Hel und ihre Erforschung mittels sedimentpetrografischer Methode. „Baltica“, t. 2, Vilnius.
- BRAUN, G.: 1932. Das Problem der Niveauschwankungen von Nordeuropa und Entwicklung der Ostsee. Verh. u. Wiss. Abh. des 24 Deutschen Geographentag zu Danzig. Breslau.
- DECHEND, W.: 1937. Untersuchungen der Dünen der Frischen Nehrung mit sedimentpetrografischen Methoden zur Unterstützung und Ergänzung der Untersuchung der Dünenformen. Schriften Ökonom. Gess. Königsberg.
- DECHEND, W.: 1956. Der Ablauf der holozänen Nordsee-Transgression im Oldenburgisch-ostfriesischen Raum, insbesondere im Gebiet von Iever. Geologisches Jahrbuch, Bd. 72.
- FROMM, E.: 1963. Absolute chronology of the Late-Quaternary Baltic. A review of swedish investigations. „Baltica“, v. 1, Vilnius.
- FLORIN, S.: 1963. Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. „Baltica“, v. 1, Vilnius.
- GALON, R.: 1934. Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle Dolnego Powiśla. Bad. Geograf. Uniwersytetu Poznańskiego, z. 12—13. Poznań.
- GALON, R.: 1954. Zagadnienie ilości zlodowaceń czwartorzędowych w świetle nowszych badań nad eustatycznymi oscylacjami poziomu oceanów i wahaniami temperatury ich wód powierzchniowych. Czasopismo Geograficzne, t. XXV, z. 3, Warszawa.
- GALON, R.: 1960. Problem of geomorphological classification of the Polish Coast. Przegląd Geograficzny vol. XXXII, Warszawa.
- HAARNAGEL, W.: 1950. Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste. Hildesheim.
- HARTNACK, W.: 1931. Oberflächengestaltung des Ostpommerschen Grenzmark des Nordostens. Landschaften des deutschen Nordostens. Veröff. des Geograph. Semin. der Technischen Hochschule, Danzig.
- HURTIG, T.: 1963. Die natürliche Grosseinheiten des Ostseeraumes und ihre Bedeutung für die Entwicklung der unterschiedlichen Küstenformen. „Baltica“ v. 1, Vilnius.
- JENTZSCH, A.: 1913. Das norddeutsche Tertiär und sein Untergrund. Abh. d. Pr. Geol. L. A. N. F. 72. Berlin.
- KLIEWE, H. u. REINHARD, H.: 1960. Zur Entwicklung des Ancylus Sees. Pet. Geograph. Mitt. 2/3 Gotha.
- KÖSTER, R.: 1960. Zur Frage der gegenwärtigen Senkung der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. Die Küste, Jhrg. 18.
- KOTANSKI, Z.: 1956. Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław. Inst. Geol. Biul. Nr. 100, Warszawa.

- LOMNIEWSKI, K.: 1959. Zatoka Gdańska. Zeszyty Geograficzne W. S. P. Gdańsk Nr. 1.
- LOMNIEWSKI, K.: 1960. Hydrographic problems at the Polish Baltic coasts. *Przegląd Geograficzny*, vol. XXXII, Warszawa.
- MODEL, F.: 1950. Gegenwärtige Küstenhebung im Ostseeraum. *Mitt. d. Geograph. Ges. in Hamburg*. Band XLIX.
- OSTENDORF, E.: 1942. Beiträge zur Geschichte des Westrandes des Danziger Urhafis auf Grund genauer Aufnahmen von Bodenkarten. *Schrift. d. Landeskundlichen Forschungsstelle*, Reihe 111, Danzig.
- PAWLOWSKI, S.: 1922. Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego. *Prace Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Kom. Mat. Przyr.* S. 1, fasc. 2, Poznań.
- PAZDRO, Z.: 1947. Geologiczne dzieje Bałtyku. *Technika Morza i Wybrzeża*, Nr. 7/8, Gdańsk.
- PAZDRO, Z.: 1961. Hel bay-bar and the cliff of the Swarzewo isolated moraine plateau. VI Congress — INQUA. *Guide Book of Excursion part 1, Poland*.
- PRATJE, O.: 1956. Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, B. 1.
- ROSA, B.: 1963. O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Studia Societatis Sc. Toruniensis*. Toruń.
- SANDEGREN, R. i SAMSONOWICZ, J.: 1938. O wierceniu w Juracie i Jastarni. Warszawa.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. *Geographica-Geologica*. Serie A 111, Helsinki.
- SONNTAG, P.: 1908. Strandverschiebungen und alte Küstenlinien an der Weichselmündung bei Danzig. *Zeitschrift d. Geschichtsver.*, H. 50, Danzig.
- SONNTAG, P.: 1915. Hela, die Frische Nehrung und das Haff. Nach älteren Karten und Nachrichten entwicklungsgeschichtlich betrachtet. Danzig.
- SZUKALSKI, J.: 1961. Problem tak zwanej „terasy nadmorskiej“ w okolicach Sopotu. *Zeszyty Geograficzne*, W. S. P. Gdańsk, t. III.
- WICHENDORFF v., H.: 1919. Geologie der Kurischen Nehrung. *Preuss. Geol. L. A.*, Berlin.
- WUNDERLICH, E.: 1927. Zur Diluvial-Morphologie der Danzig—Elbinger Niederung. *Zent. Kom. Mineral. Geol. Paläont. Abt. B*, Nr. 10.
- VALENTIN, H.: 1952. Die Küsten der Erde. *Erg. Heft Nr. 24 zu Peterm. Geograph. Mtng.* Gotha.
- UHL, J.: 1939. Betrachtungen zur Entwicklungsgeschichte des Frischen Hafis und der Frischen Nehrung. *Geologie d. Meere u. Binnengewässer*, Bd. 3, Berlin.

LE DÉVELOPPEMENT GÉOMORPHOLOGIQUE DU GOLFE DE GDAŃSK DANS LE PÉRIODE D'HOLOCÈNES

par

JOZEF BĄCZYK

RÉSUMÉ

Jusqu'à ce jour, nos connaissances sur la genèse du Golfe, étaient fort limitées. Les anciennes vues qui supposaient l'abaissement du région de Golfe de Gdańsk pendant le période postglaciaire et d'holocène, demandent à réexaminées.

La structure géologique du Golfe de Gdańsk montre la régularité des couches sédimentaires au dessus des sédiments crétacé, sans indiquer les pentes vers la partie plus profond du Golfe de Gdańsk qu'il et la Głębia Gdańska, et qui justifieraient l'hypothèse d'un mouvement descendant de la croute terrestre.

L'évolution géomorphologique du Golfe de Gdańsk avé durée pendant le temps du récul de l'inlandsis le la dernière glaciation, et commence pendant le période de la Mer à Yoldia, du Lac d'Ancylus, la mer à Litorina et la Mer Baltique contemporaine. Le découverte des niveaux de la mer des anciennes phases a une hauteur répondant aux changements eustatiques du niveau des océans, dans le holocène, exclut les mouvements tectoniques.

Les formations du Pléistocène sont déposées dans le Golfe de Gdańsk sur la craie et sont rarement séparées par une mince couche de graviers oligoceniennes. Il manque de dépôts tertiaire dans le Golfe. Toutes de dénivellation dans le plafond crétacé sont comblées par les sédiments glaciaire, ce qui prouve leur fondation d'égzaration glaciaire.

Les séries du holocène débutant par les limons d'Ancylus et par les dépôts de la Vistule, et ils sont recouverts par les formations sabloneux de la mer à Litorina et les sédiments de la mer contemporaine, régulièrement placées par la dynamique des eaux baltique.

Les sédiments de surface, au ford du Golfe de Gdańsk, sont le résultat des processus d'abrasion antérieurs, déposées régulièrement, déponnement de la réservoirs d'eaux.

C'est aux conditions hydrographique de la mer à Litorina, dans le Golfe de Gdańsk, que nous devons la formation de la figure du golfe que nous connaissent aujourd'hui. Indépendamment des influences climatiques, sa formations change pas seulement les conditions hydrographiques mais aussi le climat. Le passé postglaciaire et holocène du Golfe de Gdańsk, demontre que l'évolution du golfe et déroulé en relation très étroite avec les conditions, climatiques, eustatiques des océans et régionales de cette partie de la Mer Baltique.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ГДАНСКОГО ЗАЛИВА В ГОЛОЦЕНЕ

Ю. БОНЧИК

РЕЗЮМЕ

До сих пор отсутствуют научные данные о предполагаемых движениях земной коры на суше и погружении Гданского залива в голоцене. Ложе коренных пород залива представлено меловыми породами —

сеноманскими и сенонскими, которые в береговой полосе прикрыты отложениями олигоцена и миоцена. По направлению от берега к впадине Гданского залива, наблюдается последовательный срез третичных и затем меловых отложений. Денивелияции дочетвертичной поверхности достигают 80—100 м. Все углубления заполнены плейстоценовыми отложениями.

Становление Гданского залива датируется с момента отступления ледника последнего оледенения. Благодаря этому процессу возникли основные черты современной формы залива.

Отдельные фазы развития Гданского залива оставили свои следы в самом заливе, начиная с времен добореального Иольдиевого моря. Между этими фазами и климатическими изменениями того времени наблюдается хорошее совпадение.

Донные отложения Гданского залива своим происхождением связаны с размывом южных берегов Балтики. Они распространены в зависимости от закономерностей динамики вод и глубин отдельных участков залива.

Изменения береговой линии Гданского залива — это динамический процесс, продолжающийся непрерывно с момента деградации последнего оледенения.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БЕРЕГОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В. ГУДЕЛИС, Вильнюс

Под современным морским берегом подразумевается та часть морского побережья, формы рельефа и отложений которой находятся еще в стадии дальнейшего развития под влиянием как волновых, так и неволновых береговых процессов. Образование тех или иных морфологических элементов современного морского берега на отдельных участках береговой полосы Балтийского моря началось в разное время. Наиболее молодыми берегами являются берега, расположенные в областях интенсивных поднятий или опусканий земной коры. Наиболее древние элементы современных берегов своим происхождением связаны со временем регрессии Литоринового моря.

Современные берега Балтийского моря очень разнообразны. Береговые процессы в условиях различного геолого-геоморфологического строения и литологии побережий, в зависимости от них предшествовавшего палеогеографического развития создали разные морфогенетические типы современных берегов. За исключением южного побережья Балтийского моря и некоторых заливов, преобладают берега, образовавшиеся в условиях поднятия земной коры в послеледниковое время. Берега Ботнического и Финского заливов, расположенные в области интенсивного поднятия земной коры и сложенные кристаллическими породами (гранитами, гнейсами) сохраняют все характерные черты берегов почти неизменным морем. Кроме вышеуказанных причин, этому в сильной мере способствовало отмелость прибрежной части моря и полное отсутствие, а местами только слабо выраженное вдольбереговое перемещение морских наносов.

Остальные берега Балтийского моря в большей или меньшей степени переработаны волновыми и другими береговыми процессами. Однако и здесь геологическое строение, в частности литология пород и рельеф примыкающей суши, в некоторых участках побережья оказали существенное влияние на формирование современного облика берегов (Ютландский полуостров, Датские острова, северная Эстония, южная Швеция и т. п.).

Наивысшая степень расчленения береговой линии характерна для берегов Финляндии, северной и средней Швеции. В меньшей степени расчленена береговая линия Эстонии, Ютландского полуострова и восточных берегов Каттегата. Различаются два типа расчленения берегов — первичный и вторичный (Леонтьев, 1955). Первичное расчленение — это такой характер конфигурации береговой линии, который возник при трансгрессии моря и который целиком зависит от рельефа затопляемой суши. К вторично расчлененным относятся берега, переработанные волновыми и неволновыми процессами.

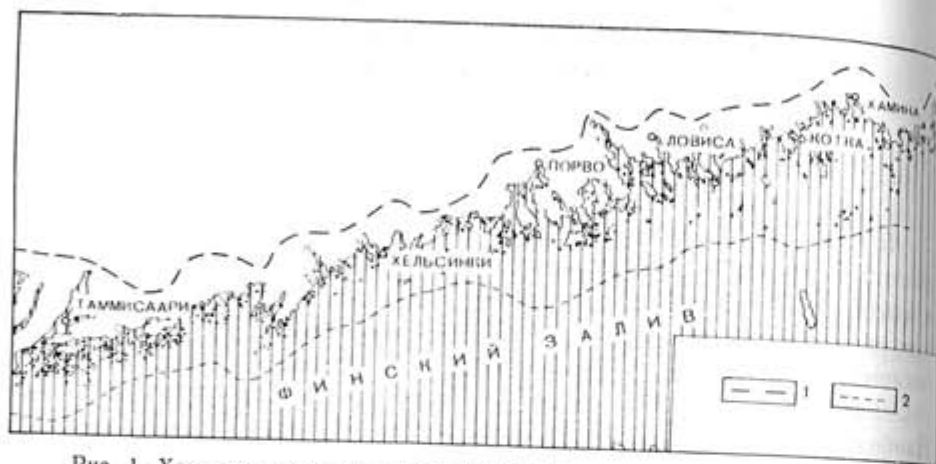


Рис. 1. Характер шхерного берега южной Финляндии (по О. Гранб, 1960)
1. Граница побережья со стороны суши. 2. Граница побережья со стороны моря

По характеру контура береговой линии берега могут быть подразделены на ровные, извилистые, дугообразные и бухтовые.

Все современные берега Балтийского моря можно подразделить на три группы: 1. Берега, сформированные субаэральными и тектоноическими процессами и мало измененные морем; 2. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых факторов и 3. Берега формирующиеся преимущественно волновыми процессами.

Берега Фенноскандии и Ютландского полуострова относятся в основном к первой группе. На остальном побережье Балтийского моря широко распространены берега второй группы. Берега, формирующиеся преимущественно под влиянием неволновых процессов (дельтовые, аллювиальных равнин) занимают очень ограниченное место.

Краткую характеристику берегов Балтийского моря начнем с вершины Финского залива.

Берегам северной части Карельского перешейка, Финляндии и Швеции характерно присутствие сильно изрезанной (мелкобухтовой) береговой линии, окаймленной полосой многочисленных, иногда сотнями и тысячами исчисляемых мелких островов и скал, называемых шхерами. Это и есть так называемый шхерный тип берега. Характерной чертой распространения шхерных берегов — их приуроченность к коренным, сильно тектонически и эрозионно-ледниково расчлененным участкам

суши, испытывающим с начала голоцена и в данное время поднятие земной коры. Шхерные берега нельзя отнести к категории ингрессионных берегов, как это делают некоторые авторы, так как их «визуально» ингрессионный характер, обусловлен не повышением уровня моря (ингрессией), а вертикальной и горизонтальной расчлененностью рельефа прибрежной полосы моря, испытывающей поступательное поднятие. Несостоятельно также представление о том, что шхерные берега как будто нацело сложены кристаллическими породами, сильно переработанными селективной ледниковой экзарацией и представляют собою поля ледником на гладко отполированных «бараньих лбов». По сути дела шхерный тип берегов как по генезису и строению, так и по литологическому составу, направленности развития современных береговых процессов является сложным-гетерогенным комплексом береговых форм. Как показал более подробный анализ берегов южной Финляндии (Гранб, 1960), так называемый шхерный берег состоит из следующих литологических разновидностей, которые, в определенной степени, сопряжены с различным генезисом и возрастом отдельных участков берега:

	Длина в 1000 км	%
Мелконаосные берега (И ₁)	0,4	6
Озовые берега (И ₂)	0,4	6
Моренные берега (И ₃)	4,1	56
Скальные берега (И ₄)	2,3	31
Искусственные берега (И ₅)	0,1	1
	7,3	100

Из этого сопоставления видно, что больше половины шхерных берегов южной Финляндии развито в ледниковых (моренных) отложениях. Большим распространением пользуются также формы водноледниковой аккумуляции (озы) и конечно-моренные гряды (полуостров Ханко и в других местах). Наиболее типично шхерный тип берега развит на юго-западе Финляндии, на участке Ханко-Турку (Або), а также в Аландском архипелаге. Здесь расположен громадный архипелаг шхер (шергорд — по шведски), насчитывающий тысячи островков. Шхерные берега тянутся и вдоль Ботнического залива примерно до г. Коккала. Однако, количество шхер к северу сильно сокращается. Берега здесь низменные и сложены главным образом глинистыми и песчаными отложениями как ледниковыми, так и более ранних фаз развития Балтийского моря. К северу от г. Васа в береговой полосе распространены пески различного генезиса. При формировании берегов северо-западной Финляндии определенную роль играют аллювиальные отложения. Участок берега от Коккала до границы с Швецией, за исключением района Оуду (Улеборг), приобретает вид мелкобухтового преимущественно абразионного низменного берега. Современные береговые процессы в Финляндии слабо выражены, поэтому здесь отсут-

ствуют типичные аккумулятивные или абразионные берега, развиты на более широком протяжении береговой линии. На финском побережье Ботнического залива в некоторых местах развиты и низменные аккумулятивные участки берега.

Шведские берега Балтийского моря многообразнее финских и большей частью должны быть отнесены к типу малоизмененных морем берегов. Наибольшей протяженностью отличаются шхерные берега, составляющие примерно 1/3 береговой линии Швеции. Берега Ботнического залива представлены шхерным, фиордовым и аккумулятивно-абразионными типами берега.

Шхерный берег развит в северо-западной части Норрботена, у Вестра Кваркена и в Онгерманланде. В Норрботтене он представлен поясом низких песчаных островов шириною до 40 км, разброшенных между гг. Титео и Хапаранда. Шхеры Вестра Кваркена имеют почти меридиональное простирание и сложены моренным материалом. По всей вероятности, они представляют собою друмлиновое поле. Берег Онгерманланда состоит из крупных высоких шхер и напоминает фиордовый тип берега. На юге Онгерманланда шхерный берег сменяется фиордовым. Это единственный участок берегов типа фиордовых в Балтийском море. Фиордовый берег распространен также на западном побережье Швеции, в Богуслене, в проливе Каттегата. Перед ним расположен пояс шхер (от границы с Норвегией до г. Варберг) протяженностью около 225 км и насчитывающий примерно 3000 островов различной величины. Таким образом, берег Богуслена правильнее было бы называть шхерно-фиордовым. Наиболее крупным архипелагом шхер Балтики, не считая Аландских островов, является так называемый шергорд Сёдерманланда-Упланда с архипелагом шхер Стокгольма в центре, насчитывающий около 24 000 островов. Ширина его местами достигает 180 км (Behrens, 1958).

Южнее, вдоль побережья Нордсмоланда и Эстергётланда тянется второй архипелаг шхер шириною до 170 км. В районе Блекинге на побережье Швеции опять появляется шхерный тип берега, однако он здесь выражен не так рельефно, как на предыдущих участках.

Интересно отметить, что в шведском языке существуют отдельные названия шхер-островов, в зависимости от их размеров. Так, например, острова площадью больше 100 га называются большими островами, островами (по-шведски «Ö») — от 100 до 50 га; малыми островами («holme») от 50 до 5 га и островками — («kobbe» — меньше 5 га. Шхер фактически является только пунктом отмеченным на морской карте, без указания его формы (Behrens, 1958).

На шведском берегу Ботнического залива, между указанными выше шхерными участками распространены отмельные песчаные берега аккумулятивного типа, с валообразными дюнами или перевеяными и закрепленными растительностью береговыми валами. Подобные береговые участки находятся в районе г. Нючёпинг, в северной части пр. Кальмарсунд, на юго-восточном берегу Эланда и в бухте Лахольма, на шведском берегу Каттегата. На восточном побережье Готланда, в бухте Ханё, а также на полуострове Сконе широко развиты абразион-

ные берега, выработанные в ледниковых отложениях, преимущественно в морене. Они представлены в виде отмельных, низких каменисто-валунных или сравнительно высоких обрывистых берегов (Косеберга, остров Вен в Эрезунне). В западной части островов Эланда и Готланда развиты высокие (до 40—50 м) обрывистые берега, типа глинта, созданные моноклинальным залеганием силурийских пород. На полуострове Сконе, на северо-западной и юго-восточной стороне имеются участки сбросового берега сравнительно небольшого протяжения (Халландсос).

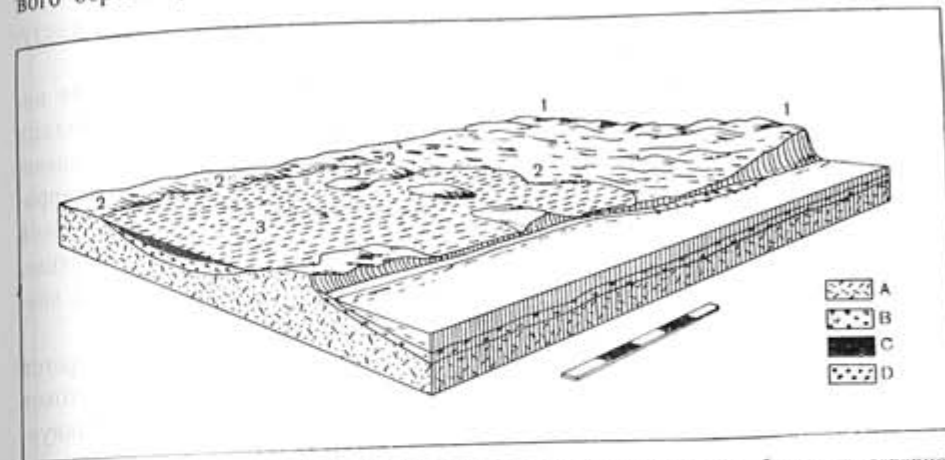


Рис. 2. Блокдиаграмма выравненного абразионно-аккумулятивного берега в северной части острова Сьелланд (A. Schou, 1956)

A. Ледниковые отложения. B. Осадки Литоринового моря. C. Торф и лагунные осадки. D. Современные морские осадки

Таким образом, среди берегов Балтийского моря Фенноскандии (Финляндии и Швеции) преобладают коренные, слабо измененные морем берега — шхерные, фиордовые и сбросовые — тектоногенные. Основные черты их конфигурации обусловлены тектоникой и литологическим составом коренных пород. Там, где коренные породы погребены под более мощным чехлом ледниковых отложений, рельеф последних тоже оказывает влияние на развитие и конфигурацию берегов.

Участки аккумулятивных или абразионных берегов, сложенных аллювиальными или ледниковыми отложениями более ограничены и развиты больше всего на юге Швеции и в северной части Ботнического залива. Выравненные-аккумулятивные участки берега встречаются редко и отличаются небольшой протяженностью.

Берега Ютландского полуострова со стороны Каттегата и Датских проливов представлены двумя типами: отмельным, выравненным абразионно-аккумулятивным берегом и изрезанным мелко- и узкобухтовым, так называемым фиордовым берегом. Фиордами называют сравнительно узкие, глубоко внедряющиеся в сушу заливы, представляющие собою ледниковые рытвины и долины талых вод, затопленные морем в связи с послеледниковой трансгрессией Балтийского моря. Фиордовые берега в противоположность фиордовым развиты в осадочных породах, главным образом, четвертичных.

От северной оконечности Ютландского полуострова — мыса Скаген — вплоть до мыса Альс тянется выровненный аккумулятивно-абразионный берег. Берега залива Ольбек и большая часть залива Ольборг отмелье, низкие и сложенные песчаными и глинистыми водноледниковыми и морскими отложениями или мореной. От мыса Альс вплоть до Кильского фиарда развит глубоко изрезанный бухтами типичный фиардовый берег, выработанный в четвертичных отложениях. На полуострове Дьюрсланд (восточный берег Ютландии), а также на полуострове Стевенс (о. Съелланд) под покровом четвертичных отложений выступают в виде горстов известняки мелового возраста.

Фиардовый берег Дании и Шлезвига носит все черты типично ингрессионного берега, который образовался путем затопления водами моря ледникового, сильно расчлененного рельефа последнего оледенения. Краевые образования последнего ледникового покрова на территории Ютландского полуострова сосредоточены на сравнительно узкой полосе и имеют хорошо выраженное фестоннообразное расположение. Это наложило неизгладимый отпечаток не только на современный контур береговой линии, но и на весь облик побережья.

Фиардовые берега Ютландии следует отнести к категории берегов мало измененных морем. Отсутствие более мощных береговых потоков наносов не дает возможности образоваться более крупным примкнувшим и замыкающим аккумулятивным формам.

Берега крупнейших датских островов, как Съелланда, Фюнё, Лоллана и др. разнородны. Однако, в их строении и конфигурации, как и берегов Ютландского полуострова, отражается топография ледникового рельефа и соответствующих ему отложений. В северной части Съелланда, на острове Фюнё и Лолланда побережье представлено берегом фиардового типа. Бухты Кёге и Факсе (о. Съелланд) являются затопленными морем гляциодепрессиями, т. е. понижениями, оставленными отдельными ледниковыми языками (Schou, 1945). Большинство мысов на островах Съелланд, Фюнё, Фальстер и Самсё, а также на полуострове Дьюрсланд расположены в местах простирающихся гряд краевых ледниковых образований. В тех местах берега, как правило, обрывистые-абразионные. Выровненным контуром берегов отличаются острова Лангелланд и Мёэн, часть которых может быть отнесена к выровненным абразионным берегам. Так, например, на острове Мёэн развит прекрасный, обрывистый берег, сложенный меловыми породами и достигающий высоты 132 м. Участки с обрывистым, высоким берегом встречаются и на других датских островах (Съелланд, Лангелланд), однако преобладают низменные берега, сложенные мореной и водноледниковыми отложениями.

Берега острова Борнхольм, несмотря на сравнительно небольшую его площадь, очень разнообразны (Schmidt, 1965). Берега северной части Борнхольма, сложенные докембрийскими кристаллическими породами, сильно изменены субаэральными и тектоническими процессами. Здесь развиты сбросово-ровные, шхерные и первично бухтовые (обус-

ловленные тектоникой и литологическим составом коренных пород) типы берегов. Южное побережье Борнхольма представлено берегами, сформировавшимися в осадочных палеозойских и мезозойских породах, которые следует отнести к категории абразионно-бухтовых и абразионно-аккумулятивно-бухтовых выравнивающихся берегов.

От Кильского фиарда на восток, фиардовый тип берега уступает место абразионно-бухтовому, который тянется вдоль побережья ФРГ и ГДР. За некоторыми исключениями (Фемаризунд, Висмарская бухта)

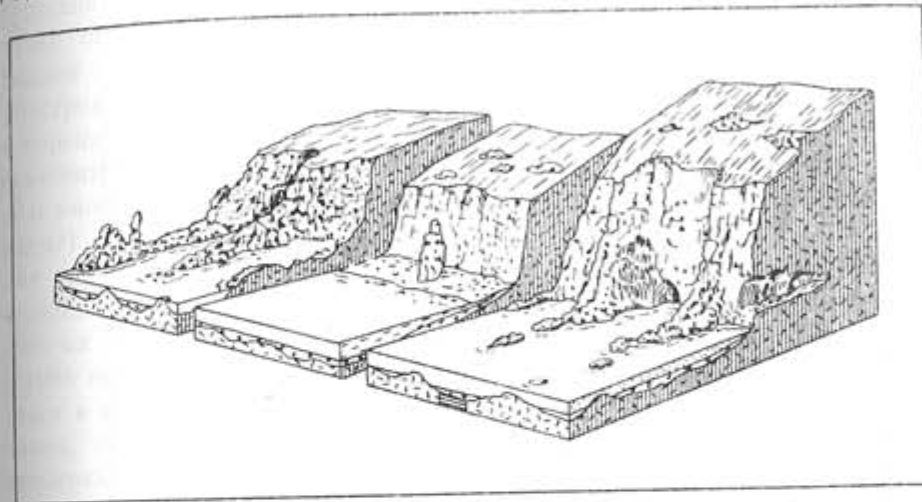


Рис. 3. Блокдиаграмма, показывающая некоторые характерные участки скальных берегов Борнхольма (по А. Schou, 1956)

контур береговой линии приобретает выровненный, крупнобухтовый характер. Обрывистые, активно размываемые берега сложенные ледниковыми отложениями перемежаются с низменными, песчаными берегами с береговыми дюнами и полосами голоценового выдвигания уши (Gellert, 1958; Hurtig, 1954, 1957). Встречаются отдельные косы, ерсыпи и лагуны, что свидетельствует о росте примкнувших береговых форм. В Висмарской бухте расположенные остров Пёл и полуостров Вустров являются изолированными плейстоценовыми возвышенностями. Определенное влияние на развитие Висмарской бухты оказали вертикальные движения земной коры, происходившие в Западномеклембургской впадине (Gellert, 1958).

У Грааль-Мюриц, там где к песчаному клифу Ростокской пусоши приключается пересыпь с высокими береговыми дюнами, отгораживающая лагуну Заалер Бодден от открытого моря, начинается новый тип ингрессионных берегов Балтики, так называемые бодденовые берега. Бодденами в Германии называют мелководные извилистые оертаны бывшие морские заливы и бухты в последствии отчлененные от открытого моря пересыпями или косами. Бодденовый берег — это своеобразный, абразионно-аккумулятивный тип выровненных берегов. Очагами образования и роста окаймляющих и замыкающих береговых

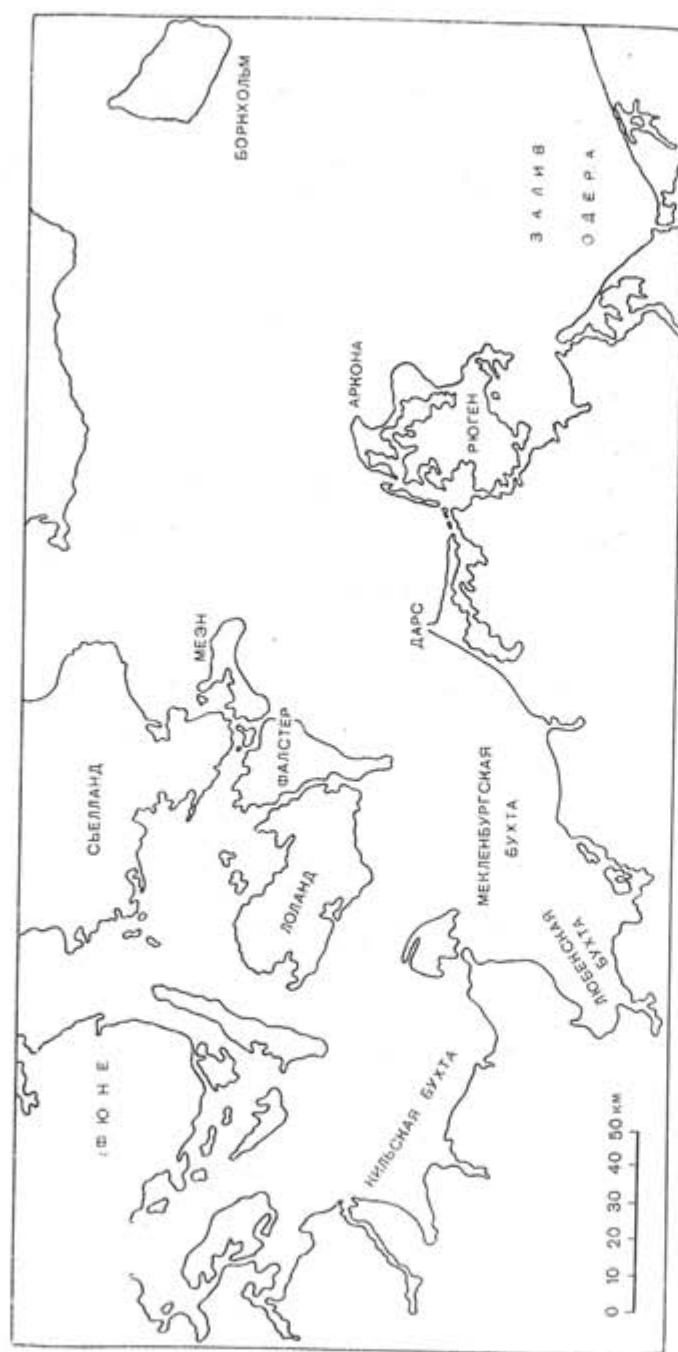


Рис. 4. Конфигурация береговой линии юго-западной части Балтийского моря

аккумулятивных форм служили многочисленные возвышенные участки ледникового рельефа, выступающие над поверхностью воды в виде островов или находящихся неглубоко под водой (риффы, отмели).

Бодденовый тип берега распространен только в пределах ГДР. Восточной границей этих берегов служат острова Узедом-Волин и расположенный за ними Щецинский лиман. Бодденные берега, в свою очередь, могут быть подразделены на три участка: Западно-мекленбургское побережье с Фишландом, Цингстом, Боком и Хиддензе, мозаику островов — полуостровов Рюгена и наконец Грейфсвальдский Бодден с островами Узедом, Волин и Щецинским лиманом. Фишланд (Вустров) имеет невысокие обрывистые берега, выработанные морем в моренном суглинке. Затем в сторону мыса Дарсс (Дарсер Орт) берег становится низменным, аккумулятивно-выравненным. Мыс Дарсс сложен многочисленными валообразными дюнами (перевесенные береговые валы?) перемежающимися с межваловыми понижениями. Материалом для образования мыса — выступа Дарсс послужили массы песка, поступавшие и поступающие с участков размываемого берега, расположенных южнее (Штольтера, Розенорт, Вистров, Альт-Дарсс). В период с 1696 по 1945 гг. внешний контур мыса Дарсс поступательно выдвигался в море. Берега Цингста и Бока очень отмельные, низменные и песчаные, береговая линия выравненная. В некоторых местах развиты невысокие береговые дюны. Остров Хиддензе в южной части образует аккумулятивную равнину с рельефом параллельно расположенных валообразных дюн и береговых валов. Северная оконечность острова (Дорнбуш) представляет собою останец морены напора, так называемой северо-рюгенской фазы померанской стадии. На нем развит обрывистый абразионный берег.

Остров Рюген представляет собою сложную мозаику отдельных островов ледникового происхождения, соединенных между собою пересыпями и переями, отгораживающими бодденные т. е. лагуны от моря. Острова — останцы затопленного морем ландшафта краевых ледниковых образований (Виттов, Ясмунд, Мёнхгут, Лоббе, Зикер и др.) были соединены пересыпями с главным островом — Рюген, представляющим обою волнистое или слабо холмистое ледниковое плато. Там, где кончоморенные образования подходят вплотную к берегу развиты высокие брывы. Широко известны клифы Арконы и Ясмунда, выработанные в моренных породах, мощных отторженцах, включенных в ледниковые отложения. Наивысшая точка поверхности в Ясмунде достигает 161 м абс. высоты. Остров Рюген отличается многообразием береговых форм. Перьяпи Рюгена (Шаабе, Шмале Хейде, Баабер Хейде и др.) представляют собою системы параллельно вытянутых береговых валов, образовавшихся по мере роста тела пересыпей. Этими пересыпями отгоркены от моря крупные лагуны — Большой Ясмундский Бодден, Малый Ясмундский Бодден и др. Берега бодденные очень низкие, отмельные и сильно извилистые. Берега бухты Грейфсвальдер Бодден, расположенной

восточнее острова Рюген, менее расчлененные, однако и здесь аккумулятивные участки часто сменяются абразионными.

Берега о. Узедом на западе представлены равниной морской аккумуляции. Восточная часть сложена краевыми ледниковыми образованиями и поэтому берег той части острова приобретает абразионный



Рис. 5. Характерный район бодденовых берегов. Остров Рюген, ГДР (по J. Gellert, 1958)

характер, за исключением отрезка берега в пределах низменности Пугдаг. Крупнейшим бодденом Узедома является разветвленная, многологотная лагуна — Ахтервассер. Перемычка суши соединяющая остров Узедом и Волин представляет собою пересыпь-бар, прорванный протком р. Свины.

Берега о. Волин в основном высокие, обрывистые и сложные ледниковыми образованиями. На Волине как и на острове Узедом отчетливо развиты формы краевой аккумуляции ледника. Навысшая точка рельефа острова Волин достигает 114 м.

Бодденовый берег Южной Балтики с историко-динамической точки зрения является как-будто промежуточным звеном в развитии бухтово-ингрессионного берега в условиях внешней, островной блокировки. С течением времени он может превратиться в сложный, абразионно-аккумулятивный тип выровненного берега.

История образования и развития, а также современная морфология бодденовых берегов нашло широкое отражение в целом ряде содержательных работ — монографий немецких авторов (Hurtig, 1954, 1957; Kliewe, 1960; Naack, 1960; Reinhard, 1956; Schmidt, 1957; Kolp, 1957).

От острова Волин на восток до мыса Розеве, в пределах польского побережья распространен другой тип берега, так называемый, выровненный абразионно-аккумулятивный берег. Характерной чертой этого берега является выровненный, крупноизвилистый контур береговой линии и чередование абразионных и аккумуляционных отрезков берега. Мелкобухтовый ингрессионный берег, существовавший на данном побережье, начиная с позднелиторинового времени путем среза мысов, отгораживания бухт косами и пересыпями при мощном развитии вдоль берегового потока наносов, был превращен в берег с выровненным контуром. Некоторые бывшие бухты, а затем лагуны, выражены сейчас в виде приморских озер.

Западно-поморское побережье Польши представляет собою сравнительно невысоко приподнятое плато основной морены, на котором в некоторых местах развиты конечноморенные образования. В местах непосредственного подступа моренного плато к морю, образовались клифы (между г. Колобжег и оз. Ямно, в районе сел. Розеве). На остальной части побережья преобладает песчаный аккумулятивный берег с припоязевыми дюнами. Наиболее мощно эоловый дюнный рельеф развит в окрестностях оз. Лебско.

От мыса Розеве вдоль Пуцкого залива тянется обрывистый преимущественно абразионный берег, местами сменяющийся низменными аккумулятивными, заболоченными участками. Обрывистые берега связаны с так называемыми кемпами, т. е. платообразными возвышенностями — останцами ледникового происхождения (Кемпа Сварчевска, Кемпа Пуцка, Кемпа Оксиковска, Кемпа Редловска и др.). Между этими кемпами расположены понижения — ледниковые рытвины и долины стока талых ледниковых вод (прадолины Плутницы, Реды). В некоторых местах перед отмершими береговыми обрывами кемп расположены примкнувшие аккумулятивные формы-пляжи. Между Гданском и корневой частью Вислинской косы развит участок берега типа аллювиальных равнин. В его образовании, кроме аллювиальных-дельтовых осадков, принимают участие и морские наносы.

От мыса Розеве в Гданский залив внедряется коса Хель, сложена морскими и эоловыми наносами, длиной около 34 км.

В восточной части Гданского залива берег Балтийского моря приобретает новые черты. Для этого участка характерно присутствие длинных пересыпей, отгораживающих крупные заливы-лагуны и выступов

берега, сложенных четвертичными и третичными отложениями. Этот участок может быть названным крупнобухтовым-лагунным подтипом выравненного абразионно-аккумулятивного типа берегов. Данный участок берега составляют берега Вислинской косы, Самбийского полуострова и косы Куршю Нерия. Вислинская коса (пересыпь) имеет длину около 60 км. Вдоль косы расположен вал облесенных (закрепленных) дюн высотой до 45 м. За Вислинской косой расстилается Вислинский



Рис. 6. Абразионный берег в западной части Самбийского полуострова (фото Р. Стаускайте)

залив. Узкой протокой у г. Балтийска (Пиллау) Вислинская коса отделена от Самбийского полуострова. Южный участок западно-самбийского берега низменный, аккумулятивный. Остальные — западный и северный берега Самбийского полуострова высокие, обрывистые, абразионно-выравненные, сложены ледниковыми и водноледниковыми, а также третичными отложениями. Они сильно расчленены многочисленными оврагами и ущельями. Обрывы северного берега Самбийского полуострова достигают высоты до 60 метров. В прибрежной полосе Самбийского полуострова хорошо развита подводная абразионная терраса — бенч, усеянная вымытыми из морены валунами. В развитии берегов большую роль играют эрозионно-делювиальные процессы.

К Самбийскому полуострову с севера причленена живописная коса-пересыпь Куршю Нерия. Она имеет в длину около 98 км и максимальную ширину около 4 км. Восточный берег пересыпи извилистый, что обусловлено чередованием отдельных мысов и бухт. Морской берег

косы представляет собою плавно изогнутую дугу. На пересыпи Куршю Нерия развит мощный продольный вал высоких приморских дюн. Многие вершины дюн превышают высоту 60 м. За пересыпью расстилается акватория залива Куршю Марес, наиболее крупной лагуны Балтийского моря. Узкий Клайпедский пролив отделяет залив Куршю Марес от открытого моря. От г. Клайпеда в северном направлении берег низменный, аккумулятивный с широкими песчаными пляжами. За морским пляжем, как правило, расположен вал авандюн.



Рис. 7. Выравненный аккумулятивный участок берега в северной части пересыпи Куршю Нерия (фото Р. Стаускайте)

Более подробные сведения о берегах охарактеризованного выше участка читатель может найти в работах польских, немецких и литовских исследователей (Galon, 1960; Lencewicz, Kondracki, 1959; Mortensen, 1921; Wichdorff, 1919; Gudelis, 1960; Гуделис, 1959).

Вдоль литовского и латвийского побережий развит главным образом выравненный, аккумулятивный, песчаный берег с припляжевыми дюнами. Береговая линия Балтийского моря дугообразно извилистая.

Наиболее ярко выраженный аккумулятивный характер (широкие пляжи, мощно развитые эоловые формы, отмельсть подводного склона) свойствен участкам, расположенным между гг. Клайпеда—Паланга—Лиепая, Вентспилс и мысом Колкасагс. На участке между рыбацкими селениями Павилоста и Ужава расположен наиболее крупный участок абразионного берега. Мыс Колкасагс является мощным аккумулятивным выступом, обязанным своим образованием падению транспорт-

рующей энергии Восточно-Балтийского вдольберегового потока наносов. Приморские озера Папе и Лиепаясэзерс, являются отчлененными от моря литориновыми лагунами.

Берега Рижского залива от Калкасаге до Пярнусской бухты по своему характеру неоднородные. Береговая линия западной части Рижского залива дугообразно извилистая, в то время как контур берега восточной части более выпрямлен. Западный берег Рижского залива



Рис. 8. Моренный берег на полуострове Кыпу, СЗ Эстония (фото А. Раукас)

следует отнести к типу выравненного, аккумулятивного берега. В вершине залива распространен низменный песчаный аккумулятивный берег с мощно развитыми эоловыми формами рельефа. Восточный берег залива — выравненный абразионно-аккумулятивный. Следует отметить, что процессы современной абразии и аккумуляции на многих участках берега выражены очень слабо. Уклоны подводного склона — незначительные и составляют 0,002—0,001. При таких условиях берег с течением времени превращается в так называемый «законсервированный» луговой берег (Ульст, 1960). Такой тип берега с морфологической точки зрения можно было бы назвать «нейтральным». Задернованные — луговые берега развиты во многих местах восточного и частично западного берегов Рижского залива. Они широко распространены также и в Эстонии. В развитии низменных абразионных берегов как Рижского залива, так и Эстонии большое значение имеют ледовые процессы, т. е. эрозионное воздействие льда на берег.

Западно-эстонский берег, включая сюда берега островов Саарема, Вормси, Муху и других принадлежит к типу бухтового абразионного берега. Более-менее выравненный аккумулятивный берег прослеживается только на восточном побережье Пярнусской бухты. Большая отмель прибрежной части моря сильно тормозит волновую деятельность. Поэтому процессы абразии и аккумуляции выражены слабо. На этом сказывается также сравнительно быстрое (до 3 мм/год) современное тектоническое поднятие территории. Как показали повторные промеры морского канала в заливе Хапсалу-Лахт за период более 40 лет глубины в этом канале почти не изменялись (Ульст, 1960).

В западной части Эстонии и на островах преобладают отмелье, низменные, слабо абрадируемые или законсервированные участки берега. В некоторых местах о. Саарема, берег представлен обрывистым абразионным берегом, выработанным в силурийских известняках (напр. Папта, на острове Саарема).

В северной Эстонии, берег Финского залива на большом протяжении приобретает характер высокого, обрывистого, расчлененного мысами и бухтами, обильного каменистыми рифами и островками берега. Это так называемый глинтовый берег, т. е. сравнительно высокий уступ коренных в основном силурийских пород, обусловленный моноклиальным залеганием пластов с различной стойкостью к процессам выветривания и денудации. В связи с поступательным послеледниковым поднятием земной коры и отсутствием более мощных прибрежных потоков морских наносов на глинтовом берегу процессы аккумуляции выражены слабо и приурочены к вогнутым участкам береговой линии — бухтам и заливам, где основными поставщиками аккумулятивного материала служат реки. Глинтвый берег — это тип абразионного берега, однако в данное время активно абрадируемые участки расположены, как правило, на выступах или более-менее ровных участках обрывистого берега. Перед обрывом во многих местах находится примкнувшая, аккумулятивная терраса.

На северном побережье Эстонии во многих местах отчетливо выражена подводная абразионная платформа — бенч, усеянный валунами, вымытыми из морены или валунами и глыбами коренных карбонатных пород.

Наиболее высокий глинт развит на участке от мыса Пакерорт до мыса Онтика. У Карула обрыв имеет абс. высоту 65 м. Отсюда на запад и восток высота глинта понижается. У подножья глинта во многих местах развиты конусы осыпания и обвалы, а также делювиальные шлейфы.

Контур береговой линии Нарвского залива выровненный, берег низменный-аккумулятивный. На западном берегу залива находится участок абразионного берега.

Среди низменных берегов Эстонии выделяются следующие разновидности: скальный (плитняковый), галечный (щебневый), песчаный, моренный и задернованный.



Рис. 9. Северо-эстонский глинт. Мыс Пакерорт (фото К. Мююрисепп)

Обрывистые (высокие) берега развиты как в коренных породах, так и в четвертичных отложениях (К. Орвику и Карель Орвику, 1961). Наиболее широко в Эстонии представлены моренные берега, затем следуют галечные и задернованные. Скальный берег встречается на ограниченных участках.

Отрезок побережья Финского залива от г. Нарва вплоть до пределов г. Ленинграда характеризуется как абразионно-аккумулятивно-бухтовый тип берега. Между Лужской губой и Копорским заливом расположенный Сойкинский полуостров является наиболее высоким местом всей предглинтовой полосы (Марков, 1955). Здесь и в других местах имеются участки обрывистого абразионного берега. На остальном протяжении берега описываемого участка преобладают низменные, абразионно-аккумулятивные берега: моренные, песчаные, гравийно-галечниковые и задернованные — луговые.

В самой вершине Финского залива, т. е. в пределах Большого Ленинграда дельта Невы образует берег моря. К северу от Ленинграда, на Карельском перешейке низменный, в основном аккумулятивный — выравненный берег севернее г. Приморска сменяется шхерным типом берегов.

Подробные описания берегов Латвии, Эстонии и Ленинградской области содержатся в ряде опубликованных работ (Гринбергс, 1957; Ульст, 1957, 1960; Орвику и Карель Орвику, 1961; Марков, 1955 и др.).

Вкратце охарактеризованные нами типы и подтипы берегов Балтийского моря сложились или, точнее говоря, начали формироваться сравнительно недавно, т. е. со второй половины атлантического времени, т. е. около 5—6000 лет тому назад. Трансгрессии Литоринового моря явились основным скульптором-модельером современных побережий Балтики. Литориновые трансгрессии в водоеме Балтийского моря по времени соответствуют планетарному гляциоэвстатическому повышению уровня Мирового океана. Таким образом, возраст всех берегов морей и океанов земного шара, за исключением некоторых полностью изолированных акваторий или позже тектонически активизированных берегов, является более-менее одинаковым (Зенкович, Леонтьев, Невесский, 1960; Зенкович, 1962).

Как известно одновременно с эвстатическими повышениями уровня моря вступали в игру и тектонические движения земной коры. В случае превышения скорости тектонических движений над эвстатическими, участки суши подвергались поднятию (регрессия) и наоборот (трансгрессия). После кульминационного пункта в эвстатическом повышении Мирового океана (литориновый период) скорость подъема уровня стала замедляться, что привело к постепенному увеличению роли региональных тектонических движений в развитии берегов в послелиториновое время.

Разнообразие морфологического облика и строения современных берегов Балтийского моря проявляет тесную связь с геологическим строением и рельефом прилегающих участков суши а также ее палео-

географическим развитием в течение голоценового, а иногда и более древних геологических эпох. Основные черты конфигурации и тенденции развития берегов в большинстве случаев являются унаследованными.

Большое значение в развитии современных берегов имели новейшие и современные движения земной коры.

До последнего времени отсутствовали попытки морфологической классификации берегов Балтийского моря в целом, за исключением некоторых региональных работ (Schou, 1945; Behrens, 1958; Granö, 1960 и др.).

Ниже приводим схему классификации современных берегов Балтийского моря.

**СХЕМА
МОРФОГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ
СОВРЕМЕННЫХ БЕРЕГОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ**

I. БЕРЕГА, МАЛО ИЗМЕНЕННЫЕ МОРЕМ

(сформированные субэаральными и тектоническими процессами)

A. Первично расчлененные берега

1. Шхерный тип берегов (эрозионно-экзарационного и ледникового-аккумулятивного расчленения).

Подтипы:

- а) коренных кристаллических пород
- б) ледниковых отложений
- в) сложный.

2. Фиордовый тип берегов (тектонического, эрозионно-экзарационного расчленения).

3. Фиордово-шхерный тип берегов (тектонического, эрозионно-экзарационного и ледниково-аккумулятивного расчленения).

4. Фиардовый тип берегов (эрозионного, экзарационно-ледникового аккумулятивного расчленения).

B. Первично ровные берега

1. Сбросовые ровные (тектогенные)

**II. БЕРЕГА, ФОРМИРУЮЩИЕСЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПОД
ДЕЙСТВИЕМ НЕВОЛНОВЫХ ФАКТОРОВ**

1. Дельтовые берега

2. Берега аллювиально-морской (сложной) аккумуляции

**III. БЕРЕГА, ФОРМИРУЮЩИЕСЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО
ВОЛНОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ**

A. Выравнивающиеся берега

1. Абразионно-бухтовые

Подтипы:

- а) Глинтвый (обрывистый, сложенный моноклиально залегающими коренными породами; Разновидность — скальный берег.
- б) ледниковых отложений низменный — отмелый. Разновидности: валунный, задернованный (луговой)
- в) ледниковых отложений обрывистый, относительно приглубый. Разновидности: моренный, галечный, галечно-валунный.

2. Абразионно-аккумулятивные бухтовые

Подтипы:

- а) бодденовый (с развитыми замыкающими аккумулятивными береговыми формами и отчлененными мелководными лагунами — бодденами)
- б) коренных пород, (горизонтально или моноклиально залегающих)
- в) ледниковых отложений, низменный (с преобладанием процессов аккумуляции)
- г) ледниковых отложений, обрывистый (с преобладанием процессов абразии)

B. Выравненные берега

1. Абразионные

Подтипы:

- а) Коренных пород (обрывистый)
- б) Четвертичных отложений

Подтипы:

- Обрывистый (моренный)
- Низменный. Разновидности: моренный, валуно-галечниковый, задернованный (законсервированный).

2. Абразионно-аккумулятивные (сложные)

Подтипы:

- а) Лагунный (лиманный)

3. Аккумулятивные

Подтипы:

- а) Лагунный (с крупными замыкающими аккумулятивными формами-пересыпями)
- б) С причлененными аккумулятивными террасами.

В основу данной морфогенетической классификации современных типов берегов Балтийского моря положены принципы общей морфогенетической классификационной схемы, разработанной А. С. Иониним, П. А. Каплином и В. С. Медведьевым (1964). В этой классификационной схеме нашли отражение морфологические особен-

ности и генезис основных типов берегов, показаны основные рельефообразующие процессы, а также общие закономерности и тенденции современной динамики берега. Важным классификационным признаком, отражающим морфологию и стадию развития берега является также и характер расчлененности береговой линии.

Все современные берега Балтийского моря подразделяются на три группы: 1. Берега, мало измененные морем; 2. Берега, формирующиеся

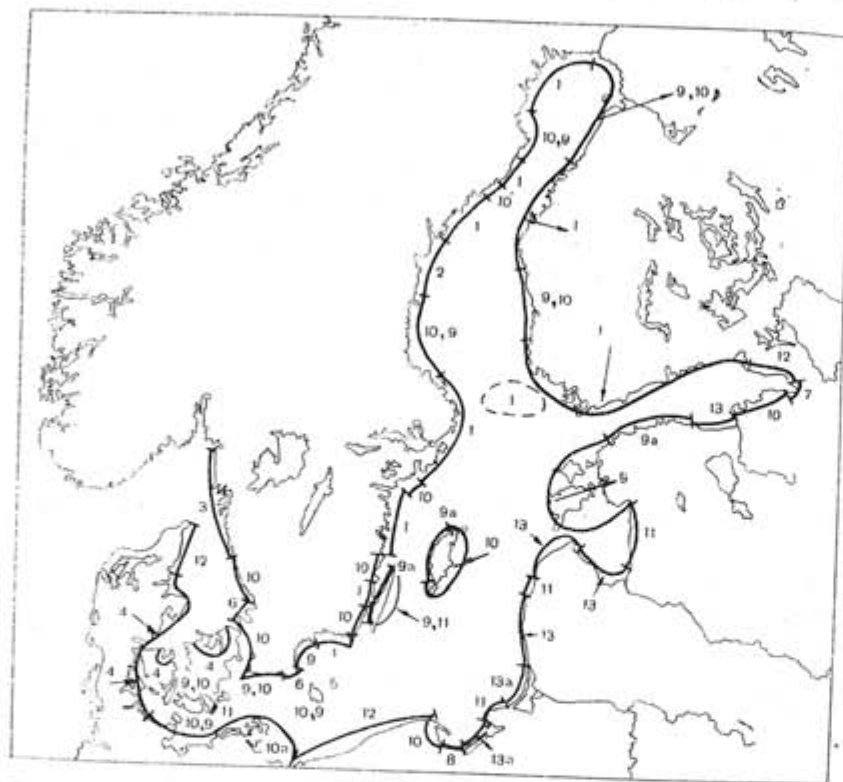


Рис. 10. Распределение основных морфогенетических типов и подтипов современных берегов Балтийского моря

1. Берега, мало измененные морем; 1. Шхерные, 2. Фиордовые, 3. Фиордово-шхерные, 4. Фиордовые, 5. Первично бухтовые (различного расчленения), 6. Сбросовые ровные, 11. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых факторов; 7. Дельтовые, 8. Берега аллювиально-морской аккумуляции, 111. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами; 9. Абразионо-бухтовые, 9а. Глинистый подтип берега, 10. Абразионо-аккумулятивные бухтовые, 10а. Болдеповый подтип берега, 11. Абразионо-выравненные, 12. Абразионо-аккумулятивно-выравненные, 13. Аккумулятивные выравнивающие, 13а. Лагунный подтип берега

преимущественно под действием неволновых факторов; 3. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами. Из последней группы типов берегов в нашей схеме выпали так называемые вторично расчлененные берега, которые в пределах Балтийского моря возможно и существуют, однако имеют ограниченное распространение.

Учитывая региональную специфику берегов Балтики пришлось несколько детализировать общую морфогенетическую схему. Так, например, среди первично расчлененных берегов были выделены еще фиордо-

вый и фиордово-шхерный типы берегов, а шхерный тип берега, подчеркивая генезис и литологию слагающих его пород, подразделен на 3 подтипа.

Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых факторов представлены на Балтике 2 типами — дельтовыми берегами и берегами аллювиально-морской аккумуляции.

Абразионо-бухтовые берега Балтики подразделены на 3, абразионо-аккумулятивные на 4, абразионо-выравнивающие на 2 подтипы и т. д.

Всего выделено 12 морфогенетических типов берегов с 15 подтипами, которые, в свою очередь, представлены определенными разновидностями. При выделении подтипов учитывался характер берегов (обрывистый, низменный), генезис и литология слагающих их отложений (коренные породы, четвертичные отложения, кристаллические породы, морена и т. п.). В некоторых случаях (выравнивающиеся берега) учитывалась также и интенсивность проявления абразионо-аккумулятивных процессов.

Распределение отдельных морфогенетических типов и некоторых подтипов современных берегов Балтийского моря показано на рис. 10.

Предложенная нами схема морфогенетической классификации современных берегов Балтики, несомненно, пока еще далека от совершенства и не является всеобъемлющей. Тем не менее она дает довольно полное представление о морфологическом разнообразии типов берегов Балтийского моря, раскрывает их генезис и различные стадии развития.

[Поступило: 15.VII.1966]

ЛИТЕРАТУРА

- BEHRENS, S.: 1959. Küstentypen in Schweden. Geographische Berichte, H, 10/11, Berlin.
- GALON, R.: 1960. Problem of geomorphological classification of the Polish coast. Przeglad geograficzny, XXXII, Warszawa.
- GELLERT, J. F.: 1958. Grundzüge der Physischen Geographie von Deutschland, I Bd., Berlin.
- GRANO, O.: 1960. Die Ufer der Südküste Finnlands. Geographische Übersicht, Fennia 83, No. 3, Helsinki.
- GUDELIS, V.: 1960. Baltijos jūra. Fizinė-geografinė apybraiža. Vilnius.
- HAACK, E.: 1960. Das Achterwasser. Eine geomorphologische und hydrographische Untersuchung. Berlin.
- HURTIG, Th.: 1954. Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Berlin.
- HURTIG, Th.: 1957. Physische Geographie von Mecklenburg. Berlin.
- KLEWE, H.: 1960. Die Insel Usedom. Berlin.
- KOLP, O.: Die nordöstliche tiefe Mecklenburgs. Berlin.
- LENCEWICZ, St., KONDRACKI, J.: 1959. Geografia fizyczna Polski. PWN. Warszawa.
- MORTENSEN, H.: 1921. Die Morphologie der samländischen Steilküste. Hamburg.
- REINHARD, H.: 1956. Küstenveränderungen und Küstenschutz der Insel Hiddensee. Berlin.

- SCHMIDT, H.*: 1957. Der Strelasund und seine morphologischen Probleme. Berlin.
- SCHMIDT, H.*: 1965. Bornholm — die Ostseeinsel auf der Grenze zwischen Mittel- und Nordeuropa. Geographische Berichte, 34, 1.
- SCHOU, A.*: 1945. Det marine Forland. Folia. Geographica Danica, 4. Kobenhavn.
- WICHENDORFF, V. H.*: 1919. Geologie der kurischen Nehrung. Berlin.
- ГРИНБЕРГС, Э. Ф.*: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Изд. АН Литовской ССР, Рига.
- ГУДЕЛИС, В.*: 1959. Геологическая и физико-географическая характеристика залива Куршю Марес и окаймляющей ею территории. Сб.: «Куршю Марес», Вильнюс.
- ЗЕНКОВИЧ, В. П., ЛЕОНТЬЕВ, О. К., НЕВЕССКИЙ, Е. Н.*: 1960. Влияние эвстатической позднеледниковой трансгрессии на развитие прибрежной зоны морей СССР. Сб.: «XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Изд. АН СССР, Москва.
- ЗЕНКОВИЧ, В. П.*: 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, Москва.
- ИОНИН, А. С., КАПЛИН, П. А., МЕДВЕДЕВ, В. С.*: 1964. Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и районирование. Сб. Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.
- ЛЕОНТЬЕВ, О. К.*: 1955. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ, Москва.
- ЛЕОНТЬЕВ, О. К.*: 1961. Основы геоморфологии морских берегов. Изд. МГУ, Москва.
- МАРКОВ, К. К.*: 1955. Очерки по географии четвертичного периода. Географгиз, Москва.
- ОРВИКУ, К., ОРВИКУ КАРЕЛ*: 1961. О закономерностях строения и развития современного морского берега Эстонии. Сб.: «Морские берега». Тр. Ин-тута геологии АН Эстонской ССР, Таллин.
- УЛЬСТ, В. Г.*: 1957. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд. АН Латвийской ССР, Рига.
- УЛЬСТ, В. Г.*: 1960. Главные морфологические особенности советских берегов Балтийского моря. Докл. геол. XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Морская геология, Москва.

THE MORPHOGENETIC TYPES OF THE BALTIC SEA COASTS

by

V. GUDELIS

SUMMARY

In this article the morphogenetic types of the Baltic Sea coasts in relation to the morphology, geological structure as well as the origin and evolution of the coasts are described. The coast types are characterized according to the natural coastal regions of the Baltic. For the morphogenetic classification of coasts the history of their development is of great value.

The main trends of the recent coastal zone in south and east Baltic areas are inherited from the Littorina transgression and the following fluctuations of the sea level. In the areas mentioned a great reconstruc-

tion of the coastal morphology took place during the post-Littorina period. In the uplift area of Fennoscandia, where the shore processes are strongly reduced due to an intensive land rise and the crystalline bedrock, the morphology and the geological structure of the bedrock play a predominant role in the evolution of the recent coasts.

At the end of the article a morphogenetic scheme of the Baltic Sea coasts is represented.

DIE MORPHOGENETISCHEN KÜSTENTYPEN DER OSTSEE

von

V. GUDELIS

ZUSAMMENFASSUNG

Im vorliegenden Artikel ist eine Beschreibung der rezenten Küsten der Ostsee unter Berücksichtigung ihrer Morphologie, des geologischen Baues sowie ihrer Entstehung und Entwicklung vorgenommen. Die Darstellung erfolgt in regionalen Rahmen der einzelnen naturräumlichen Küstensektoren der Ostsee. Die Schären- und Boddenküste sowie auch der Ausgeglichenen-Akkumulationsküstentypus sind eingehender behandelt worden. Für die morphogenetische Klassifizierung der Küsten ist die Berücksichtigung der Küstenentwicklung (in Nacheiszeit) von grosser Bedeutung.

Die Grundzüge des rezenten Küstensaumes im Süd- und Ostbaltikum sind mit der Littorinatransgression und den nachfolgenden Schwankungen des Meeresspiegels eng verbunden. In erwähnten Gegenden fand auch die stärkste Umformung der Küstenmorphologie während der Nachlittorinazeit statt. Im Hebungsgebiet Fennoskandias, wo die Küstenprozesse infolge der intensiven Landhebung und des anstehenden kristallinen Grundgebirges stark reduziert sind, treten die posthume Morphologie und der geologische Bau des Felsgrundes als ausschlaggebender Faktor in der Entwicklung der Küstentypen deutlich zum Vorschein. Zum Schluss wird eine Probe-Schema der morphogenetischen Klassifikation der Ostseeküsten vorgelegt.

О ШТОРМОВЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ РЕЛЬЕФА И СОСТАВА НАНОСОВ ПОДВОДНОГО БЕРЕГОВОГО СКЛОНА (ПО МАТЕРИАЛАМ ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ)

Ю. С. ДОЛОТОВ, Москва

Изменения рельефа и состава наносов связаны с существенным перераспределением наносного материала в ходе отдельного штормового волнения или их серии. Анализ результатов действия различных волнений является одним из основных и необходимых звеньев в изучении современного режима морских побережий, в развитии представлений об итоговом перемещении наносов за более длительные отрезки времени (за годы, десятки лет и т. д.) в виде потоков наносов. Получаемые закономерности непосредственно ведут к возможности прогнозирования таких важнейших практических явлений, как катастрофические размывы берегов и дна, заносимость подходных каналов и портовых акваторий. Выявляемые причинные связи в ходе современных процессов могут затем использоваться для реконструкции режима древних водных бассейнов, палеогеографами и геологами-осадочниками.

Цель настоящей работы — попытка рассмотрения всего комплекса преобразований, происходящих на подводном береговом склоне отлогого побережья в результате действия отдельных волнений, а также суммарных изменений, обусловленных действием штормовых волнений нескольких периодов (циклов). Проводится анализ кратковременных изменений рельефа подводного склона, распределения участков размыва и намыва на нем, а также изменений крупности наносов. Характеристика их дается по отдельным, наиболее характерным участкам профиля (подводные валы, межваловые ложбины, зона за валами).

К зарубежным натурным исследованиям кратковременных, а также сезонных изменений рельефа относятся работы американских ученых на Калифорнийском побережье (Shepard a. La-Fond, 1940; Grant, 1943; Shepard, 1950; Inman a. Rusnak, 1956), английские исследования вдоль побережья Великобритании (King, 1951, 1959). На Балтике подобные работы выполнены К. Гайбом (Geib, 1944), О. Кольпом (Kolp, 1958), П. Сломьянко (Slomianko, 1959) и др. В перечисленных

исследованиях содержится материал о характере и интенсивности преобразований рельефа в разных частях подводного берегового склона.

Среди отечественных работ в натуральных условиях можно отметить исследования Е. Н. Егорова (1951, 1959) и Н. А. Айбулатова (1961 и др.) на Черном море. В работах первого автора приведены некоторые положения о связи конечных результатов шторма с длительностью отдельных стадий волнения, в работах второго — данные о характере процессов в верхней части подводного склона на различных фазах, при разной силе волн.

На основе накопленных к настоящему времени природных наблюдений (правда, пока еще немногочисленных), с учетом результатов лабораторных разработок, по рассматриваемому в статье вопросу сделаны некоторые обобщения в монографиях В. П. Зенковича (1946, 1962) и В. В. Лонгинова (1963). Так, в более ранней работе первого автора (Зенкович, 1946) имеется общая теоретическая схема развития береговой зоны на различных стадиях волнения, подчеркивается важная наносодвижущая и рельефообразующая роль волновых течений. В более поздней монографии В. П. Зенковича последнее положение получает дальнейшее развитие, в частности, трактуется об очень большой, а порой и преобладающей роли вдольбереговых течений в динамике песчаных побережий, о максимуме их воздействия в межваловых ложбинах. В монографии В. В. Лонгинова дается общая характеристика процессов, происходящих на различных фазах волнения (усиления, стабилизации, затухания), обращается внимание на важную роль длительности этих фаз в преобразовании рельефа. Имеются общие схемы действия сильного и слабого, косоугольного и нормального (к берегу) волнения, подчеркивается большая роль режима питания профиля наносами — баланса наносного материала в береговой зоне. Последний вопрос нашел широкое освещение в работах американского исследователя П. Брууна (Bruun, 1955 и др.) и в статьях В. Л. Болдырева, В. П. Зенковича и Н. А. Айбулатова (Болдырев, 1958; Айбулатов, Болдырев и Зенкович, 1960).

Исследование характера штормовых преобразований в береговой зоне отмелого побережья Восточной Балтики связано, в первую очередь, с работами Р. Я. Кнапса (1952, 1956, 1959-а, б, 1960, 1963 и др.). В них особенно ярко показывается ведущая роль течений в динамике отмелого песчаного берега. Штормовые преобразования рельефа в зоне валов Р. Я. Кнапсом связываются с различным соотношением между условными величинами — относительными наносодвижущими характеристиками волнения. Так величина B («сила прибоя») характеризует воздействие волн в поперечном по отношению к береговой линии направлении. $T_{рез}$ («результативная наносодвижущая сила») отражает вдольбереговое воздействие гидродинамических факторов, в основном, штормовых течений. Она имеет две составляющие — T^+ и T^- , направленные соответственно вправо и влево (смотря с берега). Величина

$\tau = \frac{T_{рез}}{B}$ («относительная наносодвижущая сила») характеризует суммарное воздействие волнения и течений. A («размах миграции наносов») отображает общую суммарную подвижность наносов вдоль берега в противоположных направлениях. Величина E («результативный вектор энергии») определяет общую интенсивность и направление волнений и течений ($E = \sqrt{B^2 + T_{рез}^2}$). Следует, однако, сказать, что в указанных статьях Р. Я. Кнапса анализ (по тем или иным районам) проводится на основе расчетов характеристик, относящихся не к отдельным волнениям, а к длительному отрезку времени (годам). В самое же последнее время наметился переход к анализу конкретных отдельных штормовых волнений на основе расчета характеристик по каждому волнению (Кирлис, 1964).

Необходимо отметить, что во всех перечисленных выше работах, основанных на природных наблюдениях (как советских, так и зарубежных), в основном, рассматриваются лишь изменения профиля подводного склона. При этом, как указывает В. В. Лонгинов (1963), до сих пор еще анализ реально происходящих кратковременных изменений рельефа во время отдельных штормовых волнений оказывается затруднительным. Далеко недостаточно изучена роль изменения силы волн во времени. Очень мало рассматриваются явления, определяемые той или иной фазой волнения, сменой их и сменой самих волнений. Что же касается изменения состава наносов в ходе различных волнений, то о них имеется материал, по сути дела, лишь в одной недавно вышедшей работе Р. Стаускайте (Stauskaitė, 1963—1964). В ней, однако, отсутствует сопоставление результатов рассматриваемых волнений с наносодвижущими характеристиками последних. Нет опубликованных статей, в которых бы анализировались изменения количества наносов на подводном склоне при различных волновых режимах. Настоящая работа преследует цель в какой-то степени восполнить существующие пробелы.

* * *

Основным материалом для написания статьи послужили данные повторных промерных работ с отбором проб грунта, выполненных на четырех участках песчаного побережья Восточной Балтики в ходе комплексных экспедиционных исследований 1962—1965 гг. Экспедиции, в которых принимал участие и автор настоящей работы, были проведены Институтом океанологии АН СССР и его Калининградским отделением, совместно с Союзморниипроектом ММФ и Академией наук Литовской ССР. Руководство экспедициями 1962 и 1963 гг. осуществлялось В. Л. Болдыревым, 1964 года — Л. Н. Назаретским (СМНИИП ММФ), 1965 года — И. Ф. Шадриним. Указанные работы, в основном, проводились по тематике Лаборатории морфологии и динамики морских берегов ИОАН под руководством проф. В. П. Зенковича.

Научным консультантом экспедиций 1964 и 1965 гг. был докт. геогр. наук В. В. Лонгинов (СМНИИП ММФ).

В качестве иллюстрации выдвигаемых автором положений в настоящей статье проводится анализ не всех штормов, результаты которых были зафиксированы в ходе стационарных работ, а лишь некоторых, наиболее характерных — по одному из участков. Последний располагается на вогнутой дуге большого радиуса и имеет довольно широкий (40—50 м) песчаный пляж, окаймленный авандюной. Береговая линия ориентирована, в общем, с юго-запада на северо-восток. Подводный склон характеризуется малыми уклонами (0,012—0,015 до глубины 7 м) и, в целом, довольно значительными запасами песчаных наносов. Пополнение их происходит как за счет поступления с берега (при размыве края авандюны во время наиболее сильных штормов), так и со смежных участков, тоже обладающих, в общем, достаточно большими запасами песчаного материала.

Промерно-грунтовые работы (5 серий) выполнялись в штилевое время в промежутках между отдельными циклами штормовых волнений, по четырем профилям, три из которых (I, II, IV) приводятся на рисунках. Порядковый номер профилей возрастает с севера на юг; расстояние между I и III, III и IV профилями — 500 м, а между I и II — 100 м.

Пробы грунта отбирались галечным тралом, сконструированным в Институте океанологии АН СССР. Применение его на песчаном побережье обеспечивает надежный отбор значительной по весу пробы, чего зачастую нельзя сказать об обычно использовавшемся при подобных работах дночерпателе Петерсена (объемом 1/40 куб. м.). Очень ценным качеством трала является и то, что благодаря большим зубцам он срезает довольно значительный слой грунта (в несколько см) и при-

Наносодвижущие характеристики волнения

Периоды волнения время действия	Преобл. напр. и макс. скор. ветра (м/сек)	Преобл. напр. волн	Сила волн, в баллах	Макс. выс. волн, м	Продолжительность волнения						
					фаза усиления		фаза стабилизации		фаза затухания		общ. в час.
					в час.	в %	в час.	в %	в час.	в %	
I 1—3.VII	3—14	3	5	2,0	18	25	6	8	48	67	72
4—7.VII	ЮЗ—10	ЮЗ	4	1,0	36	40	6	7	48	53	90
8—13.VII	СЗ—14	СЗ	6	2,8	53	45	18	15	48	40	119
II 14—20.VII	СЗ—8	СЗ-С	4	1,2	18	11	6	4	132	85	156
III 23—26.VII	3—10	3	5	1,8	30	42	6	8	36	50	72
IV 27—30.VII	СЗ—10	СЗ	5	2,0	24	36	6	9	37	55	67
V 1—4.VIII	3—14	3	6	2,7	24	28	29	34	31	38	84
I—V											

Примечания: 1) Наносодвижущие характеристики в среднем за период определялись по суммарной энергетической равнодействующей за данный период.

том, как правило, одинаковой мощности. В результате, характеристики состава грунта образца, взятого с помощью трала, более полно и правильно отражают штормовые изменения состава наносного материала, чем соответствующие характеристики состава образца, взятого дночерпателем. К тому же в последнем случае образец обычно берется со слоя неодинаковой и, как правило, на плотном песке — меньшей мощности.

Для суждения о деформациях подводного склона на отдельных профилях (I, II, III и IV) и суммарных (по всему участку) производился подсчет площадей намыва и размыва. Площади измерялись в зоне с подводными валами, до глубины 7 м. Для оценки влияния отдельных периодов волнения (между двумя следующими друг за другом сериями промерно-грунтовых работ) по гидрометеорологическим данным (параметрам ветрового режима) подсчитаны относительные наносодвижущие характеристики по методу Р. Я. Кнэпса (1956). Поскольку в ходе каждого отдельного волнения направление ветра и, соответственно, волнения менялось (в некоторых случаях в довольно широких пределах), то при расчетах характеристик каждого волнения результирующая наносодвижущая сила ($T_{рез}$), как правило, имела две составляющие (T^+ и T^-). Соотношения между ними, как будет видно из дальнейшего изложения, во многом определяли характер конечных результатов штормовых преобразований в береговой зоне. Для оценки суммарного действия всех анализировавшихся циклов волнения наносодвижущие характеристики были подсчитаны и для всего периода исследований.

При анализе фактического материала автор исходил из современных представлений о движениях воды и наносов в береговой зоне в различные фазы штормового волнения. Для фаз усиления и стабилизации,

и деформация профиля подводного склона

Таблица 1

Относительные наносодвижущие характеристики волнения, в условных единицах								Соотношение площадей намыва и размыва, в условных единицах						
E	B	$T_{рез}$	$\tau_{рез}/B$	T^+	T^-	δ (T^+/T^-)	A	по отдельным профилям				общее		
								I	II	III	IV	по проф. I—II	по всем проф.	
8,0	7,6	-2,5	0,32	0,5	3,0	0,17	3,5							
1,4	1,1	-0,9	0,82	0,2	1,1	0,18	1,3	+940	+1955					+2895
1,6	1,3	+0,9	0,85	1,0	0,05	20,0	1,05	-225	-1350	-35	-895	-1575	-2505	
2,9	2,8	-0,9	0,32	0,2	1,1	0,18	1,3	+1590	+1810	+1410	+3030	+3400	+7840	
3,1	2,8	+1,3	0,46	1,3	0,001	1,3	1,3	-165	+120	-215	-2275	-345	-2835	
15,8	15,6	-3,1	0,20	3,2	5,25	0,61	8,4							+4375 + 2500

2) Площади намыва и размыва определялись по сечениям профилей, выполненных в масштабе: гориз. — 1 : 1000, верт. — 1 : 100.

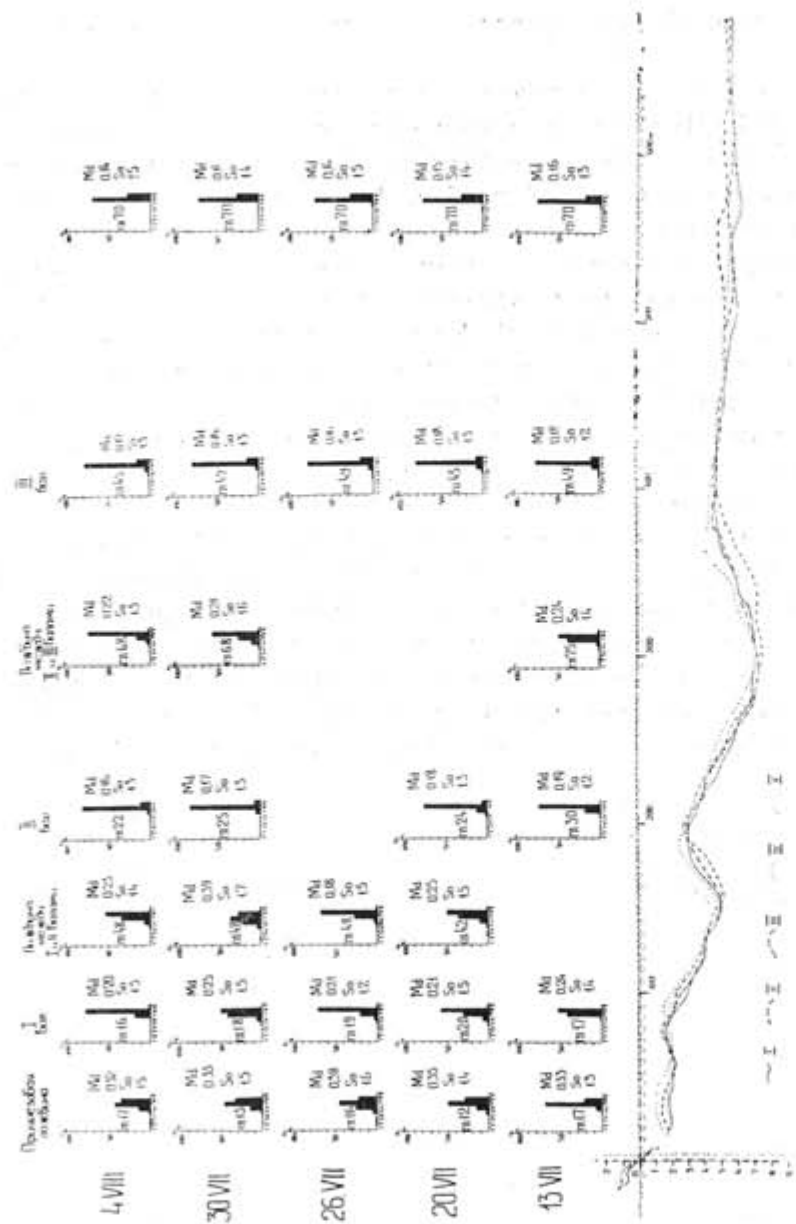


Рис. 1. Штормовые преобразования подводного берегового склона на профиле I (северный участок)

I — положение профиля 13.VII; II — то же 30.VII; III — то же 26.VII; IV — то же 30.VII; V — то же 4.VIII; соответствующие положения уровня моря (высотное) и уреза (плановое) изображены теми же знаками; фракции: 1 — 10–7 мм, 2 — 7–5 мм, 3 — 5–3 мм, 4 — 3–2 мм, 5 — 2–1 мм, 6 — 1–0,5 мм, 7 — 0,5–0,25 мм, 8 — 0,25–0,1 мм, 9 — <0,1 мм

отличающихся значительной силой волн и течений, признается характерным общим сносом материала в сторону моря (Зенкович, 1946, 1962; Лонгинов, 1963 и др.). Действие же слабого волнения в фазу затухания обуславливает общую тенденцию к подаче наносов в направлении уреза, на меньшие глубины (Болдырев, 1958; Лонгинов, 1963; King, 1959 и др.).

Первая серия промерно-грунтовых работ (13 июля) проведена после периода с тремя отдельными волнениями (табл. 1). Направление волн, в целом, было почти нормальным по отношению к берегу. Волнение достигало значительной силы, и величина результирующего вектора энергии E большая. Величина V превышает значение $T_{рез}$ в 3 раза. Составляющая результирующей наносодвижущей силы, предопределяющая возможность перемещения наносов с севера на юг (T^-), превышает составляющую, обуславливающую тенденцию к переносу материала в противоположном направлении (T^+), в несколько раз. Величина $T_{рез}$ поэтому имеет знак «-», т. е. указывает на тенденцию к движению наносов в южном направлении. Волнения отличаются длительной фазой затухания.

Оба профиля северного участка берега (рис. 1, 2 и профили I и II в табл. 1) характеризуются наличием трех хорошо выраженных морских подводных валов. Последние и разделяющие их ложбины, в целом, отличаются довольно мягкими очертаниями. Более резкую форму имеет лишь ложбина между первым и вторым валами. Как известно, в настоящее время многими исследователями (Кнапс, 1959, а, б; Болдырев, 1961; Зенкович, 1962; Лонгинов, 1963; Ульст, 1963) признается, что локализация штормовых течений в ложбинах является мощным фактором преобразования рельефа. Поэтому возможно, что резкость очертаний ложбины — результат действия течений во время последнего из трех волнений, сохранившийся и в послештормовое время. Это волнение, непосредственно предшествовавшее промерам, характеризовалось максимальной высотой волн (табл. 1) и ярко выраженной фазой усиления.

В распределении наносов по профилю обнаруживается следующая общая закономерность: на валах материал значительно более мелкий и, как правило, лучше сортированный, чем в ложбинах. Подобные соотношения отмечались и ранее, на других отмелях побережьях, в частности, на Черном море (Шурко, 1961). В одном случае (рис. 2) наносный материал на дне ложбины является особенно грубозернистым (величина среднего медианного диаметра Md близка к 1,0 мм при значениях его 0,18–0,20 мм на соседних валах). Видимо, это еще один признак размывающего действия течений во время фазы усиления последнего волнения. За зоной валов наносы, в целом, мельче, чем в зоне с валами.

Серия промерно-грунтовых работ 13 июля была первой, однако, учитывая данные других, последующих серий работ и сопоставляя их с отмеченными выше особенностями профилей, выявленными съемкой 13 июля, можно предполагать следующее. По всей вероятности, в целом,

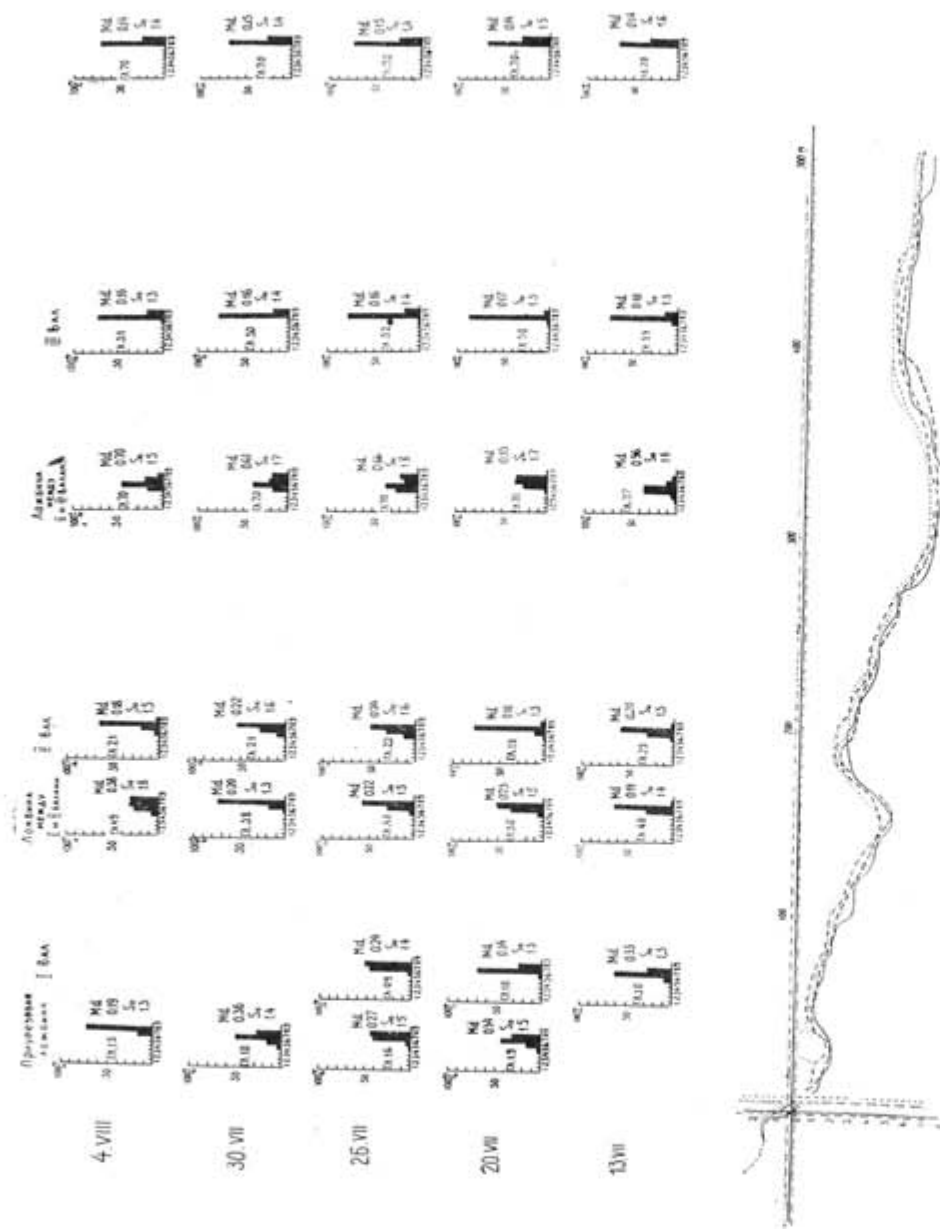


Рис. 2. Схема штормовых изменений рельефа и состава наносов на профиле II (северный участок). Условные обозначения см. на рис. 1.

несмотря на некоторые приведенные выше факты, характеризуемый цикл волнений следует рассматривать как период с преобладанием общей аккумуляции наносного материала. Это должно было быть предопределено уже упоминавшимися особенностями ветро-волнового режима прошедшего шторма: во-первых, тем, что величина B в несколько раз превышала величину $T_{рез}$ и, во-вторых, значительной длительностью фаз затухания. Оба эти обстоятельства, вероятно, и обеспечивали большую относительную роль процесса поперечного перемещения наносов с подачей последних со дна в сторону берега. Этот процесс компенсировал незначительный вынос материала к югу за пределы участка в ходе вдольбереговых подвижек.

Вторая серия промерно-грунтовых работ (20 июля) была выполнена после цикла волнения, имевшего преобладающее северное и северо-западное направления (табл. 1). Незначительная величина E свидетельствует о том, что наносодвижущий эффект этого волнения должен быть невелик. Характерен очень длительный период затухания волнения (85% от общей продолжительности). Величины B и $T_{рез}$, определяющие относительную роль сил, воздействующих на подводный склон в поперечном и продольном (по отношению к берегу) направлениях, близки по своим значениям. Как и в предыдущем случае, значение T превосходит величину T^+ в несколько раз, что тоже свидетельствует о наличии тенденции к перемещению наносов к югу.

На наветренном (северном) участке (рис. 1, 2 и профили I и II в табл. 1) прежде всего отмечается, что профиль, по сравнению с положением 13 июля, в целом, стал выше. Имело место как нарастание валов в высоту, так и заполнение ложбин наносами. Последнее особенно характерно для профиля II (рис. 2), где заполнились все ложбины, в том числе и отчетливо выраженная на профиле 13 июля (между первым и вторым валами). Прибрежный вал (рис. 1) стал более оформленным. Очертания валов и ложбин остались, в общем, примерно такими же, как на профилях 13 июля, но в некоторых местах, благодаря повышению дна ложбин формы рельефа еще больше сгладились. Пологость очертаний особенно характерна для подветренного (южного) участка (рис. 3 и профиль IV в табл. 1).

Состав наносов на валах северного (наветренного) участка почти не изменился или же имело место некоторое уменьшение крупности материала. Последнее приурочено к участкам осязательного намыва. Для ложбин также отмечено изменение крупности наносов в том же направлении, причем в отдельных случаях — очень значительное (ложбина между вторым и третьим валами на профиле II — рис. 2). Отклонение от этого правила (укрупнение материала), видимо, следует связывать с разными местами отбора проб 13 и 20 июля, о чем можно судить по значительной разнице в глубинах. За зоной валов величина M_d несколько уменьшилась. На подветренном (южном) участке признаки уменьшения крупности наносного материала ощущаются еще более отчетливо. Последнее, видимо, связано с поступлением более мелкого

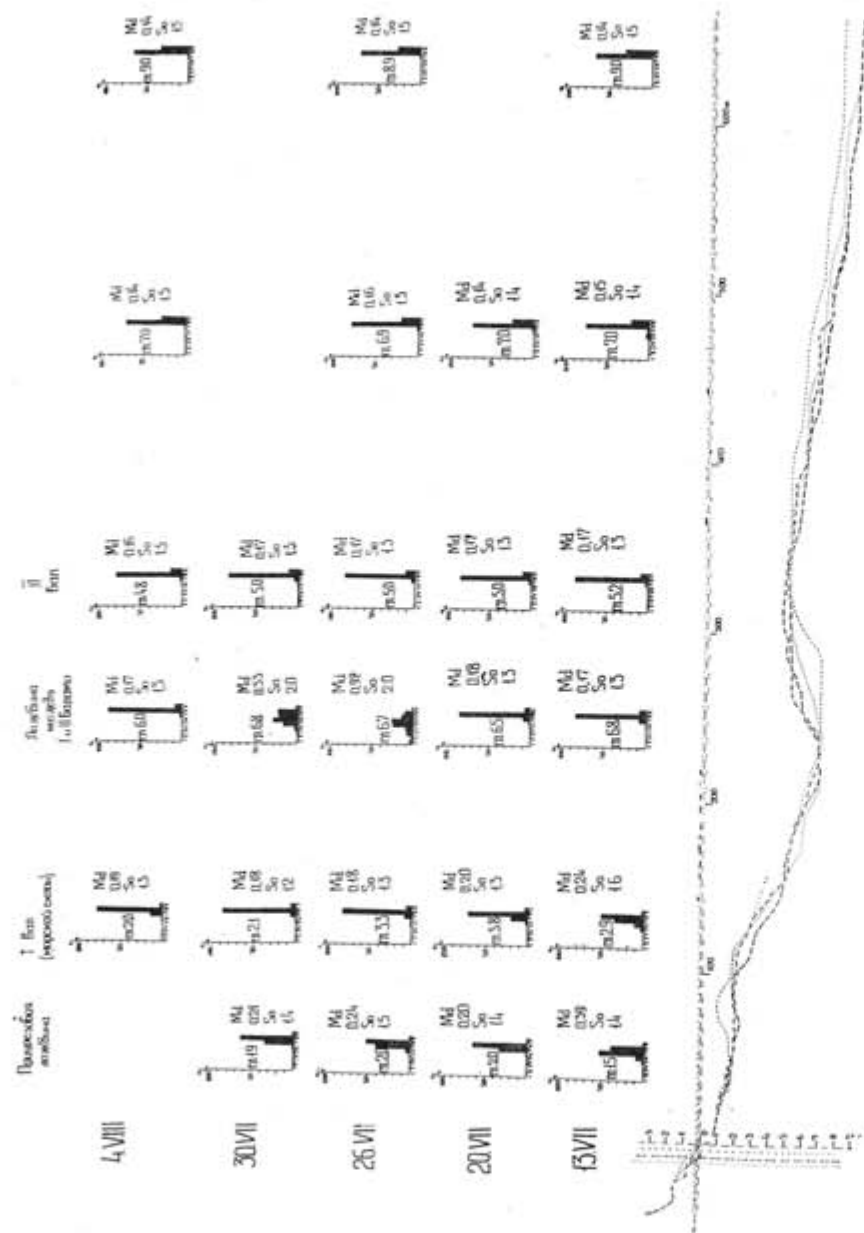


Рис. 3. Штормовые преобразования на подводном береговом склоне южного участка (профиль IV). Условные обозначения см. на рис. 1

материала не только с местных участков дна, но и возможно, с более северных (с наветренной стороны). В зоне второго (внешнего для этого участка) вала величины среднего медианного диаметра и коэффициента сортировки почти не претерпели никаких изменений.

Оценивая результаты волнения, предшествовавшего промерам 20 июля в общем, отметим следующее. Поскольку, как уже указывалось, не было существенного превышения величины B над $T_{рез}$, а значение T^- превосходило величину T^+ в несколько раз, относительная роль «продольных сил» была значительной. Вследствие этого должно было бы иметь место вдольбереговое итоговое перемещение и унос материала к югу. Однако уже отмечавшиеся выше признаки аккумуляции наносов, а также тот факт, что на профилях площадь намыва превышает площадь размыва (табл. 1), свидетельствуют о том, что, очевидно, в рассматриваемом случае расход наносов в ходе итоговой вдольбереговой подвижки в южном направлении компенсирован подачей наносов со дна в сторону берега. Основную роль в этом, видимо, сыграла очень большая длительность фазы затухания волнения (более 5 суток). На значительную роль продолжительности этой фазы в увеличении или уменьшении рельефности зоны валов обращалось внимание в литературе (Егоров, 1951; Кирлис, 1964). В условиях достаточных запасов местных наносов, и, вероятно, поступления их с севера, подача материала со дна в сторону берега во время этой фазы, очевидно, и обусловила общее повышение профиля. В ходе процесса происходило заполнение ложбин более мелким материалом. Имело место общее уменьшение рельефности форм профиля. Характер происшедших преобразований объясняется также тем, что в предшествовавшие фазы (усиления и стабилизации волнения) из-за общей незначительной силы волн (табл. 1), очевидно, не возникало достаточно сильных вдольбереговых течений, которые могли бы размывать и углублять ложбины и тем самым создавать предпосылки для увеличения общей рельефности профиля подводного склона.

Третья серия промерно-грунтовых работ (26 июля) была проведена после периода действия волнения, в основном, западного и ЗЮЗ направлений, средней силы (табл. 1). Волнение было непродолжительным, что, видимо, и обусловило общую незначительную величину E , как и в предыдущем цикле. Вместе с тем, характерна ярко выраженная фаза усиления и довольно значительная максимальная высота волн (табл. 1). Фаза затухания (36 часов) составила половину времени от продолжительности шторма. Величина B превышает значение $T_{рез}$ не намного. О большой относительной роли «продольных сил» свидетельствует и то, что, в отличие от обоих предыдущих периодов, рассматриваемое волнение характеризуется подавляющим преобладанием одной составляющей наносодвижущей силы (T^+) над другой (T^-). Поскольку первая превосходит вторую в 20 раз, то практически существовала тенденция к почти однонаправленному перемещению наносного материала с юга на север.

На южном (наветренном) участке (рис. 3) отмечено общее понижение профиля, с некоторым углублением ложбины между первым и вторым валами, а также приурезовой. Вместе с тем, местами произошло некоторое сглаживание мелких неровностей, очевидно, за счет срезания последних волнами и уноса материала как на глубину, так и вдоль берега. В основном, это имело место на стадиях усиления и стабилизации волнения, когда, как уже отмечалось, преобладает движение наносов в сторону моря. Видимо, по той же причине перестал существовать и прибрежный вал. В общем же очертания профиля остались примерно такими же, как и во время предыдущей съемки.

На северном (подветренном) участке понижение дна обнаруживается на значительном расстоянии. Так на более южном профиле (рис. 2) последнее имело место по сути дела на всем его протяжении. При этом отмечается углубление всех ложбин, что особенно характерно для ложбины между первым и вторым валами, где, по данным А. И. Филимонова, во время волнения были зафиксированы скорости течений до 0,5 м/сек. Подсчет площадей размыва и намыва по отдельным профилям и по всему северному участку в целом выявил преобладание площадей размыва (табл. 1).

Состав наносов на валах наветренного южного участка, в общем, изменился мало. В ложбинах же произошло значительное укрупнение материала. Особенно заметно это в ложбине между первым и вторым валами (величина M_d стала почти равной 1,0 мм), в связи с некоторым углублением ее. Увеличение значения M_d в приурезовой ложбине, видимо, связано с отмеченным выше фактом уноса волнами материала, сглазвшего прибрежный вал. Некоторое укрупнение наносов обнаруживается и за зоной валов, что, вероятно, также является результатом и свидетельством размыва.

На северном подветренном участке отбор проб грунта выявил, в общем, пеструю картину изменения состава наносов. Последнее объясняется довольно характерным чередованием участков намыва и размыва по профилю. В зависимости от того, на каком участке отбиралась проба (стабильном, размывавшемся или намывавшемся) отмечается почти полное отсутствие изменений в составе наносов, признаки увеличения или уменьшения крупности материала. В отдельных случаях зафиксировано существенное укрупнение наносов в ложбинах. Подобное отмечается, например, между вторым и третьим валами на одном из профилей (рис. 2), где размыв (углубление) обусловлен значительными скоростями вдольбереговых течений во время прошедшего шторма. Максимальные значения их, по данным А. И. Филимонова, достигали 0,6 м/сек. Вне зоны валов изменения состава наносов очень небольшие.

Оценивая результаты прошедшего шторма в целом, можно заключить следующее. Поскольку, как и в предыдущем цикле волнения, величина B не намного превышала значение $T_{\text{рез}}$, характерна большая роль «продольных сил». Вследствие отмеченного выше очень значи-

тельного превышения величины одной составляющей $T_{\text{рез}}$ над другой, вдольбереговое перемещение наносов осуществлялось, в основном, в одном направлении. В фазы усиления и стабилизации волнения благодаря значительным параметрам волн и довольно большим скоростям течений наблюдалось углубление ложбин. Наряду с этим, вероятно, происходил снос материала на глубину и вынос его в северном направлении. В фазу затухания волнения имела тенденция к подаче наносов со дна в сторону берега, однако, продолжительность этой фазы, в общем, была невелика. В итоге, результаты действия волн и течений в фазы усиления и стабилизации не были затушены при действии гидродинамических факторов в фазу затухания волнения. Унос материала на более северные участки оказался не компенсированным подачей наносов со дна в сторону уреза и пополнением запасов материала в зоне валов за счет приноса с юга. Это привело к резкому превышению площадей размыва над площадями намыва на рассматриваемом участке (табл. 1), общему понижению профиля дна, а также к некоторому увеличению общей рельефности зоны валов. Последнее связано с размывом дна межваловых ложбин.

Четвертая серия промерно-грунтовых работ (30 июля) выполнена после цикла волнения преобладающего северо-западного направления. Оно имело небольшую длительность (табл. 1), но отличалось значительной силой и большой наносодвижущей и рельефообразующей способностью (величина E почти в 2 раза больше, чем у предыдущего периода волнения). Величина B больше значения $T_{\text{рез}}$ в 3 раза. В этом отношении рассматриваемый цикл волнения отличен от предыдущего, но сходен с самым первым, что, как будет видно дальше, обусловило и сходство результатов этих двух штормов. Для рассматриваемого периода волнения характерно довольно большое преобладание одной составляющей $T_{\text{рез}}$. Однако, по сравнению с предыдущим циклом волнения, превышение более чем в 3 раза меньше, и в рассматриваемом периоде имеет место преобладание другой составляющей — направленной к югу (T^-). Фаза затухания волнения непродолжительна (табл. 1), тем не менее ее длительность оказалась больше, чем двух других фаз вместе взятых.

Как на наветренном (северном), так и на подветренном (южном) участках в результате прошедшего штормового волнения произошло общее и притом существенное повышение профиля. Так же, как и во время первого и второго циклов волнения, происходило нарастание валов и заполнение наносами ложбин между ними (рис. 1, 2, 3). Максимальное повышение профиля, прослеживающееся на большей части его протяжения (рис. 3), наблюдается на подветренном участке. На месте приурезовой ложбины на этом участке появился прибрежный вал, что, видимо, свидетельствует об обилии наносов в этой части береговой зоны. Рельефность форм подводного склона, в общем, уменьшилась, что особенно заметно на профиле II (рис. 2). На всех профилях, и

особенно резко на подветренном (южном) участке, выражено преобладание площадей намыва (табл. 1).

Как и за ранее рассмотренные периоды волнения, состав наносов на валах в большинстве случаев почти не изменился, несмотря на общую аккумуляцию материала на профиле (рис. 1, 2 и 3). В межваловых же ложбинах чаще всего отмечается уменьшение крупности наносов, что, по всей вероятности, является результатом заполнения этих форм рельефа более мелким материалом. В приурезовой ложбине, для которой характерна интенсивная перестройка профиля, отмечалось возрастание или уменьшение крупности наносного материала, в зависимости от того, где отбиралась проба (на участке размыва или намыва). За зоной валов, как и почти во всех рассмотренных выше случаях, величина среднего медианного диаметра осталась прежней.

Суммируя особенности изменений, происшедших за анализируемый цикл волнения, следует отметить прежде всего, что общей аккумуляции наносов (табл. 1) способствовал целый ряд обстоятельств. Так безусловно сказались очень большая роль величины B . Это создало преобладание сил, действующих в поперечном (к берегу) направлении. Тенденция же к продольному перемещению материала в одном каком-то направлении, ввиду отмеченного выше значительно меньшего превышения одной составляющей $T_{рез}$ над другой, в случае рассматриваемого периода волнения была явно слабее, чем во время предыдущего цикла. В итоге, в перемещение к берегу, очевидно, вовлекался как местный донный материал, так и материал, поступивший в ходе вдольбереговых подвижек с севера, в том числе и унесенный ранее при предыдущем цикле волнения. Существенное значение при этом, видимо, имела и большая относительная роль фазы затухания. Последнее еще более способствовало процессу общего повышения дна и уменьшению рельефности форм профиля. Как и в предыдущих случаях, влияние аккумуляции наносного материала на изменение его состава (в сторону уменьшения крупности), как правило, отчетливо проявилось только в ложбинах. На валах же состав наносов почти не изменился.

Последняя, пятая серия промерно-грунтовых работ (4 августа) была сделана после шторма, во время которого преобладали волны западного направления (табл. 1). Волнение отличалось значительной силой, и величина E оказалась еще большей, чем у волнения предыдущего цикла. Характерно, что превышение B над $T_{рез}$ значительно меньше, чем в предыдущем случае, а следовательно, меньше и относительная роль факторов, определяющих тенденцию к переносу материала в поперечном (к берегу) направлении. Более того, данное волнение характеризуется наличием только одной из составляющих $T_{рез.}$, а именно T^+ . Последнее предопределяет тенденцию к перемещению материала вдоль берега лишь в одну сторону — к северу. В отличие от всех выше рассмотренных периодов, в данном волнении невелика относительная роль фазы затухания (около 1/3 от общей длительности волнения).

На наветренном (южном) участке (рис. 3) наблюдается существенное снижение профиля на большей его части. Прибрежный вал и отчетливо выраженная прежде вершина первого вала почти полностью срезаны волнами. Характерно резкое превышение площадей размыва над площадями намыва (профиль IV в табл. 1). Для подветренного (северного) участка, в отличие от наветренного, характерны, в целом, незначительные изменения в положении профиля. Отмечается смена размыва и намыва на коротких расстояниях. Упрощение общих очертаний профиля объясняется, видимо, ликвидацией отдельных неровностей рельефа подводного склона в фазы усиления и стабилизации шторма. Как и на всем участке наблюдений в целом, на обоих профилях северного участка суммарная площадь размыва больше площади намыва, однако, разница между ними невелика (профили I и II в табл. 1).

Изменение состава наносов на валах и в ложбинах, как и в целом ряде разобранных выше случаев, зависело от того, что претерпел за время прошедшего шторма тот участок, где отбиралась проба: размыв, намыв или этот участок остался почти стабильным. Как и в других рассмотренных циклах волнения, на валах состав наносов, в целом, изменился мало. Отмеченное существенное укрупнение материала на дне ложбин, как и во время предыдущих периодов волнения, связано с ощутимым углублением этих форм рельефа. Так возрастание величины Md почти в два раза наблюдалось на профиле II (рис. 2).

Оценивая общие результаты анализируемого волнения, следует сказать, что преобладание на профилях площадей размыва, обусловленное, вероятно, уносом материала на смежные (более северные) участки, объясняется целым рядом причин. В первую очередь, это исключительно ярко выраженная тенденция к вдольбереговому перемещению только в одну сторону, поскольку T^- совершенно отсутствует. Превышение же величины B над $T_{рез}$ (фактор, препятствующий итоговому переносу материала вдоль берега и способствующий задержке наносов на участке) не так уж велико. Вдольбереговая итоговая подвижка материала к северу в фазы усиления и стабилизации волнения выразилась в уносе материала как местного, так и принесенного с более южных участков. Этот расход оказался не компенсированным подачей наносов со дна к берегу. К тому же и возможность подачи материала в сторону уреза во время фазы затухания рассматриваемого шторма была ограничена, вследствие малой относительной роли этой стадии.

Переходя к анализу результатов всей серии прошедших волнений, прежде всего отметим, что для периода наблюдений в июле—августе 1962 г. было характерно почти строгое чередование штормов, дающих вдольбереговую результирующую ($T_{рез.}$) то в северном, то в южном направлениях. Последнее, видимо, и обусловило возможность пополнения местных запасов наносов в верхней части подводного склона за счет поступления наносного материала со смежных участков, в том

числе и приноса того материала, который был унесен в ходе предыдущего волнения, противоположного направления. Величины суммарных составляющих $T_{рез.}$ (T^+ и T^-), за весь период, вследствие отмеченной смены волновых режимов оказались сопоставимыми (табл. 1), хотя, как мы видели, в отдельные циклы волнения наблюдалось явное преобладание одной из составляющих. За весь период летних работ в целом по участку зафиксировано общее, и притом резкое превышение площадей намыва над площадями размыва. Это, по всей вероятности, следует связывать с выработкой летнего профиля подводного берегового склона, возвратом материала, унесенного на нижние участки склона в ходе осенне-зимних штормов (Лонгинов, 1963). Возможность же подобного возврата обусловлена тем, что превышение суммарной величины B над суммарным значением $T_{рез.}$ оказалось очень большим. Это предопределило доминирующую роль факторов, обуславливающих перемещение наносов со дна к берегу. В силу этого почти на всем участке имело место повышение профиля на всем протяжении (рис. 2) или на большей его части (рис. 1). Исключение представляет лишь южный профиль (рис. 3 и проф. IV в табл. 1), где, в целом, в силу каких-то, по-видимому, местных причин, отмечено превышение площадей размыва над площадями намыва, и профиль, в основном, снизился. Условия итоговой аккумуляции наносов определили и общее уменьшение крупности материала на подводном склоне. Особенно ярко это выражено в ложбинах, которые вообще, как правило, характеризуются более грубым составом наносов, по сравнению с другими участками профиля. Менее ярко это прослеживается на валах и еще меньше — вне зоны валов. Как уже отмечалось, некоторые отклонения от этого общего правила могут быть объяснены тем, что пробы отбирались не в одних и тех же, хотя и близких, точках профиля, так что не всегда могли быть получены сопоставимые результаты. Общие очертания валов и ложбин, в целом, стали несколько более мягкими и простыми. На меньшую рельефность зоны валов при больших значениях B обращалось внимание и ранее (Кнапс, 19596).

* * *

Анализ результатов целой серии штормовых волнений свидетельствует о том, что разный характер штормовых преобразований, т. е. наносодвижущий и рельефообразующий эффект того или иного волнения определяется, с одной стороны, различиями в ветро-волновом режиме (направлением и силой волнения) и, с другой, условиями поступления и общим балансом наносов береговой зоны. В итоге, штормовые изменения предопределены действием трех факторов.

Первый фактор — «направление воли» (изменения в направлении волнения и течений во время шторма, диапазон этих изменений и итоговое «результатирующее» направление). Учитывается он через основные

относительные наносодвижущие, а следовательно, и рельефообразующие характеристики волнения.

Как известно (Кнапс, 19596), главными характеристиками являются величины B и $T_{рез.}$. Совместное их действие, как уже отмечалось, принято выражать величиной $\tau = \frac{T_{рез.}}{B}$. Как правило, на отмелях песчаных побережьях $B > T_{рез.}$, т. е., за редким исключением, величина $\tau < 1$. Чем больше эта величина, тем выше относительная роль «продольных сил». Чем меньше τ , тем больше преобладание «поперечных сил».

Вместе с тем, необходимо иметь в виду, что величина $T_{рез.}$ отражает направление и интенсивность **итогового** продольного перемещения наносов (Никифоров и Правоторов, 1963), так же, как величина A характеризует величину **суммарных** противоположно направленных подвижек материала вдоль берега. Однако при анализе **реальных** процессов, протекающих в ходе отдельного шторма (а не подсчете обобщенных характеристик за длительный отрезок времени), для суждения о процессе вдольберегового перемещения наносного материала этих характеристик оказывается недостаточно. Так у двух штормов, результаты которых зафиксированы промерно-грунтовыми работами 20 и 26 июля, абсолютные значения $T_{рез.}$ оказались совершенно одинаковыми (только знак разный), а A — довольно близкими (табл. 1). Между тем, если в первом случае реально существовали противоположно направленные подвижки, то во втором — практически имел место перенос материала вдоль берега только в одну сторону, поскольку одна составляющая превышала другую в 20 раз. Подобная разница в соотношениях величин T^+ и T^- , не отразившаяся в значениях $T_{рез.}$ и A , оказалась, как было показано, определяющей в весьма существенных различиях процессов, протекавших в ходе двух указанных штормовых волнений.

Учитывая сказанное, предлагается ввести новую величину — отношение между составляющими результативной наносодвижущей силы $T_{рез.}$: $\delta = \frac{T^+}{T^-}$. Назовем ее относительной интенсивностью подвижек наносов.

Величина δ отображает не только интенсивность, но и характер разнонаправленных вдольбереговых подвижек. При значениях ее, близких к 1, т. е. когда составляющие T^+ и T^- не сильно отличаются друг от друга, эти подвижки носят характер миграций наносного материала в противоположные стороны. Когда же величина δ значительно отличается от 1 (в сторону увеличения или уменьшения, в зависимости от преобладания T^+ или T^-), вдольбереговое перемещение материала осуществляется почти в одном направлении, приближаясь к движению в виде потока наносов.

В результате, если τ определяет только общее преобладание нормальных волнений (действие «поперечных сил») или косых волнений (действие «продольных сил»), то величина δ обуславливает то, как

проявляется наносодвижущее и рельефообразующее действие «продольных сил»: преимущественно в одном или в противоположных направлениях. Последнее же различие, как мы видели, создает разные условия для уноса и приноса материала (возможность или отсутствие компенсации его), что, в конечном итоге, оказывает существенное влияние на общий баланс наносов в береговой зоне и приводит к различным преобразованиям рельефа и состава наносного материала.

Второй фактор — «сила волнения» (изменение ее в течение шторма, относительная роль волнения различной силы и общая интенсивность волн и течений). Он учитывается через структуру того или иного волнения — длительность и относительную роль каждой из фаз (усиления, стабилизации и затухания), а также — через общую продолжительность действия волн и результирующую величину энергии волн и течений (E). Последняя величина, как указывалось, тоже является одной из относительных наносодвижущих характеристик, введенной Р. Я. Кн и а п с о м (1952).

Соотношение между длительностью отдельных фаз волнения (относительная роль каждой из них) определяет то, результаты какой из фаз наиболее четко проявились в штормовых преобразованиях. В этом отношении особенно важна роль фазы затухания волнения. Если она коротка, или просто ее относительная роль невелика (несмотря на достаточную длительность), то после прошедшего шторма обычно сохраняются результаты размывающего действия волн и течений во время фаз усиления и стабилизации. При большой относительной роли фазы затухания волнения эти результаты, как правило, затушевываются и, в итоге, преобладает аккумуляционное действие волн в эту последнюю фазу — затухания. Длительность отдельных фаз должна влиять на количество материала, вынесенного вниз по склону (в фазы усиления и стабилизации) и количество материала, возвратившегося к берегу (в фазу затухания), т. е., в конечном счете, на приходо-расходные статьи баланса наносов.

Размах штормовых преобразований, степень переработки подводного склона и интенсивность перемещения наносного материала при действии того или иного цикла волнения безусловно определяются общей продолжительностью, а также интенсивностью волнения, отражаемой величиной E .

Третий фактор — условия поступления и общий баланс наносного материала в береговой зоне. Этот фактор учитывается на основе подсчета площадей намыва и размыва по отдельным профилям и посредством натурных наблюдений за процессами на смежных участках берега. Следует сказать, что перечисленные выше факторы (сила и направление волн), характеризующие особенности ветро-волнового режима, обуславливают только «тенденцию», «возможность» того или иного рельефообразующего действия волн и течений. Определяющим моментом является то, на что будет расходоваться энергия их. При наличии достаточного количества наносного материала в тех или иных частях

береговой зоны она расходуется на его перемещение, при дефиците — на размыв дна. Таким образом, те результаты, к которым приведут «тенденции», т. е. последствия штормового волнения, в первую очередь, определяются количеством наносов, находящихся в береговой зоне, как исследуемого, так и смежных участков — возможностью и условиями поступления наносов со дна и с соседних участков побережья. Последнее же, в свою очередь, зависит как от результатов предшествовавших штормов, так и от развития береговой зоны за более длительный период времени. Как уже отмечалось, приведенные в настоящей работе материалы летних наблюдений показали, что все процессы, по-видимому, проходили на фоне возврата к берегу наносного материала, унесенного вниз по склону в ходе осенне-зимнего размыва профиля.

Перечисленные факторы действуют не изолированно, а взаимосвязаны. На основании проведенного анализа пяти циклов волнения, в зависимости от различного сочетания этих факторов, выявились два типа штормовых преобразований на подводном склоне.

В тех случаях, когда величина B превышала значение $T_{рез.}$, в общем, не намного, т. е. когда была относительно большой роли сил, действующих вдоль берега (при больших значениях τ), а разница в величинах T^+ и T^- , определяющих подвижки наносов в противоположных направлениях, напротив была велика (при значениях δ , существенно отличающихся от 1), то, как правило, отмечалось следующее. Существовала определенная тенденция: а) к перемещению (уносу) материала в одном направлении, б) к общему размыву и понижению профиля, в) к углублению ложбин и возрастанию крупности наносов в них (в основном, под воздействием течений), г) к некоторому повышению общей рельефности форм профиля (несмотря на срезание вершин валов и отдельных мелких неровностей дна), д) к превышению площадей размыва над площадями намыва. Подобное развитие, очевидно, характерно при недостаточных запасах наносов в той или иной части подводного склона и малой продолжительности фазы затухания волнения.

В тех случаях, когда величина B существенно превышала величину $T_{рез.}$ (при небольших значениях τ), а особенно, когда составляющие $T_{рез.}$ не сильно отличались по своим значениям (при величинах δ , близких к 1), наблюдались следующие преобразования. Отмечалась общая тенденция: а) к подаче наносов со дна в сторону берега, б) к общей аккумуляции наносного материала на профиле и повышению последнего (в пределах зоны валов), в) к заполнению ложбин и общему уменьшению крупности наносов на дне их, г) к уменьшению рельефности форм на профиле (выполаживанию его), д) к превышению площадей намыва над площадями размыва. Все это может иметь место только при значительных запасах наносов в той или иной части подводного склона и достаточной длительности фазы затухания волнения.

Приведенный в настоящей работе материал, как нам кажется, свидетельствует о том, что первая попытка интерпретации комплекса натурных данных (послештормовых промерно-грунтовых работ)

и результатов подсчета площадей размыва и намыва по профилям, на основе их сопоставления с относительными наносодвижущими характеристиками и структурой прошедшего волнения, дает возможность оценить рельефообразующее действие последнего. Становится возможным установление закономерностей изменений рельефа и состава наносов в зависимости от целого ряда факторов. Развитие подобных исследований должно, в конечном итоге, привести к возможности прогнозирования сложных штормовых преобразований и береговой зоне после действия отдельных волнений и серии их.

В заключение автор считает своим долгом выразить благодарность сотруднице Института океанологии АН СССР М. Г. Юркевич за выполненную ею обработку гидрометеорологических данных и расчеты относительных наносодвижущих характеристик волнения.

[Поступило: 5.II.1966 г.]

ЛИТЕРАТУРА

- АЙБУЛАТОВ, Н. А.*: 1961. Наблюдения за вдольбереговым перемещением песчаных наносов у отмелого аккумулятивного берега. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 53.
- АЙБУЛАТОВ, Н. А., БОЛДЫРЕВ, В. Л. и ЗЕНКОВИЧ, В. П.*: 1960. Некоторые новые данные о вдольбереговых потоках наносов. Междунар. Геол. Конгр., XXI сессия, Доклады советск. геологов, проблема 10, «Морская геология», Изд. Ак. наук СССР, М.
- БОЛДЫРЕВ, В. Л.*: 1958. Некоторые вопросы динамики отмелого аккумулятивного берега. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, спец. вып. I.
- БОЛДЫРЕВ, В. Л.*: 1961. Подводные песчаные валы как индикаторы вдольберегового перемещения наносов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 48.
- ЕГОРОВ, Е. Н.*: 1951. Наблюдения над динамикой подводных песчаных валов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 6.
- ЕГОРОВ, Е. Н.*: 1959. Некоторые результаты десятилетних исследований динамики подводных песчаных валов. Тр. Совещан. по динамике берегов морей и водохранилищ (сент. 1959 г.), т. I, Научн. сообщ., Одесса.
- ЗЕНКОВИЧ, В. П.*: 1946. Динамика и морфология морских берегов, ч. I. Волновые процессы. Изд. «Морской транспорт», М.—Л.
- ЗЕНКОВИЧ, В. П.*: 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. Ак. наук СССР, Москва.
- КИРЛИС, В. И.*: 1964. К вопросу динамики и рельефности подводных валов в условиях отмелого песчаного морского берега. Тр. Ак. наук Литовск. ССР, сер. Б, 2 (37).
- КНАПС, Р. Я.*: 1952. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях. Изв. Ак. наук Латв. ССР, № 6 (59).
- КНАПС, Р. Я.*: 1956. О методике определения характеристик движения наносов на безливных морях. Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. Ак. наук Литовск. ССР, т. 3, Вильнюс.
- КНАПС, Р. Я.*: 1959а. Об участии подводных валов и ложбин во вдольбереговом перемещении наносов. Тр. Совещан. по динамике берегов морей и водохранилищ (сент. 1959 г.), т. I, Научн. сообщ., Одесса.
- КНАПС, Р. Я.*: 1959б. О некоторых закономерностях развития подводных песчаных валов. Тр. Океаногр. ком. АН СССР, т. 4.

- КНАПС, Р. Я.*: 1960. О способах укрепления песчаных берегов. Тр. Всес. научн. иссл. Ин-та транспорта, строительства, вып. 40, Трансжелдориздат, Москва.
- КНАПС, Р. Я.*: 1963. Об изучении песчаного берегового склона морей. Тез. докладов объедин. научн. сессии, посвященной исследованиям Каспия, берегов океанов и морей. Изд. Ак. наук Азербайдж. ССР, Баку.
- ЛОНГИНОВ, В. В.*: 1963. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Изд. Ак. наук СССР, Москва.
- НИКИФОРОВ, Л. Г. и ПРАВОТОРОВ, И. А.*: 1963. О применении гидрометеорологического метода при изучении динамики берегов морей и водохранилищ. «Океанология», т. 3, вып. 4.
- УЛЬСТ, В. Г.*: 1963. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря. Тр. Ин-та геол. Ак. наук Латв. ССР, т. XI, «Вопросы четвертичной геологии», II, Рига.
- ШУРКО, И. И.*: 1961. Слоистость и ритмичность отложений в зоне подводных морских валов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 53.
- BRUUN, P.*: 1955. Migrating sand waves or sand hums, with special reference to investigations carried out on the danish North sea coast. Proc. 5, Conf. Coast. Engng.
- GEIB, K. W.*: 1944. Meeregeologische Untersuchungen im Bereiche der Ostpommerschen Küste von Stolpmünde bis zur ehemaligen deutsch-polnischen Grenze. Geologie der Meere und Binnengewässer.
- GRANT, U. S.*: 1943. Waves as a sand-transporting agent. Amer. J. Sci., v. 241, N 2.
- INMAN, D. L. a. RUSNAK, G. A.*: 1956. Changes in sand level on the beach and shelf at La Jolla, California. Beach Erosion Board Techn. Mem., N 82.
- KING, C. A. M.*: 1951. Depth of disturbance of sand on seabeaches by waves. J. Sediment. Petrol., N 3.
- KING, C. A. M.*: 1959. Beaches and coasts. London.
- KOLP, O.*: 1958. Sedimentsortierung und Umlagerung am Meeresboden durch Wellenwirkung. Petermanns geogr. Mitt., H. 3.
- SHEPARD, F. P.*: 1950. Beach cycles in southern California. Beach Erosion Board Techn. Mem., N 20.
- SHEPARD, F. P. a. LA-FOND, E. C.*: 1940. Sand movements along the Scripps Institution pear. Amer. J. Sci., v. 238.
- SLOMIANKO, P.*: 1959. Badania brzegowe na półwyspie Helskim. Arch. hydrotechn., t. 6, N 4, Gdańsk.
- STAUSKAITE, R.*: 1963—64. Jūros priekrantinės zonos povandeninio šlaito ir paplūdimio smėlių mineraloginė sudėtis bei litodinamika Nidos rajone. Lietuvos TSR Geografinė Draugija, Geografinis Metraštis, VI—VII t., Vilnius.

CHANGES OF RELIEF AND SEDIMENT MECHANICAL COMPOSITION BY STORM ON THE SUBMARINE SHORE SLOPE (BASED ON THE EAST BALTIC MATERIALS)

by

Y. S. DOLOTOV,

SUMMARY

This work deals with the submarine shore slope changes (the relief and sediment composition changes by wave and current actions) along the shallow ("otmely") sand shore. It contains analysis of the results

of both single storms and some storm periods (cycles). The work represents the first attempt of the complex material applying. It concludes the interpretation both data concerning the bottom-sounding and sediment-sampling after storm and calculation of washing-away and accretion areas on each profile. These materials are compared with relative "sediment-transporting" characteristics of the preceding storm and its structure (showing the time of each phase). As a result, it has become possible to estimate "sediment-transporting" and "relief-reworking" effects of any single storm and to find out regularities of the relief and sediment mechanical composition changes by wave and current actions.

Character of these changes depends on three principal factors.

The first factor is "wave-direction" (the wave direction changes during storm, their ranges and the "resultant" wave-direction). This factor has been estimated by means of both comparing R. Knaps' (1952) principal relative "sediment-transporting" wave characteristics (B , T_{res} ; $\tau = \frac{T_{res}}{B}$ and A) and the author's new characteristic values — $\delta = \frac{T^+}{T^-}$ (relative intensity of opposite sediment-movings). If τ indicates prevailing normal ("perpendicular forces") or oblique ("along-shore forces") wave approach, δ indicates the character of the "along-shore forces" in their "sediment-transporting" and "relief-reworking" ability. These "forces" can act in one or two opposite directions. This leads to different conditions for the sediment removal and supply (the possibility of material compensation or its lack).

The second factor is "wave strength" (its changes during storm, relative role of different wave-strength and total wave and current intensity). This factor has been estimated by means of the analysis of the storm-structure — each wave-phase duration (development, stabilization and extinction phases). It has been estimated by means of both the whole storm time calculation and the wave and current energy resultant (E) too. Particular attention has been paid to the role of the phase durations.

The third factor is the sediment supply properties and material balance of the shore zone as a whole. This factor has been estimated by means of the calculation of washing-away and accretion areas on the single profiles and by means of the natural observations in the near-by shore stretches too. The first two factors (i. e. the wind- and wave regime properties) show "the trend", "the possibility" of some wave and current "relief-reworking" action. Results of these "trends", at first, depend on the total amount of sediment in the different parts of the shore zone in both local and near-by stretches.

Two types of submarine shore slope changes have been observed on the East Baltic coast. They depend on different relations comparing all the factors mentioned.

VERÄNDERUNGEN DES RELIEFS UND DER SEDIMENTZUSAMMENSETZUNG AM UNTERMEERISCHEN UFERABHANG BEIM STURM

von

J. S. DOLOTOV

ZUSAMMENFASSUNG

In diesem Artikel sind die Veränderungen am untermeerischen Uferabhäng der sandigen Flachküste der Ostsee, welche während einer oder mehreren Seegangszyklen entstehen, in Betracht gezogen. Die Angaben über die Tiefenmessungen und Bodenproben der Nachbrandungsperiode sowie die Berechnungswerte von der Sandausspülungs- und Sandanreicherungsflächen den Querprofilen der Uferzone entlang sind einer eingehenden Analyse unterworfen. Ferner werden diese Resultate mit der relativen Sedimentbewegungscharakteristik und der Struktur des vorigen Seegangs verglichen. Im Endergebnis erwies sich möglich den Sedimentbewegungs- und Reliefumformungseffekt diesen oder jenen Seegangs zu bewerten und die gesetzmässige Änderungen der Bodenformen sowie des Sedimentbestandes festzustellen.

Die Veränderungen, die am untermeerischen Uferabhäng beim Sturm vorkommen, werden unter dem Einfluss von drei Faktoren bestimmt.

Der erste Faktor ist die sogenannte „Wellenrichtung“. Darunter sind die Umformungen gemeint, welche von der Änderung der Wellenrichtung und der Meeresströmungen beim Sturm verursacht wurden.

Der zweite Faktor — „die Brandungskraft“. Dieser Begriff umfasst die Änderung der Seegangsintensität während eines Sturmes und die summarische Intensität der Strömungen und Wellen.

Der dritte Faktor ist mit den Bedingungen des Materialzufuhrs und der allgemeinen Bilanz des Sedimentmaterials in der Uferzone verbunden.

Die ersten zwei Faktoren (die Besonderheiten des Wind- Wellenregimes) predisponieren nur die „Tendenz“ oder die „Möglichkeit“ dieser oder jener morphologischen Veränderungen unter Einwirkung von Wellen und Strömungen.

Die Sichverwirklichung von einer solchen „Möglichkeit“ hängt in erster Linie von der Gesamtmenge der in verschiedenen Teilen der Uferzone vorhandenen Sedimente, ab.