

II KONFERENZ

DER A.S.E.Q.

EXKURSIONSFÜHRER

ASSOCIATION FOR THE STUDY
OF THE QUATERNARY OF EUROPE

GUIDE OF EXCURSIONS
OF THE SECOND
INTERNATIONAL CONFERENCE

EDITED BY PROF. G. MIRČINK

I S S U E D
BY THE SCIENTIFIC-TECHNICAL
GEOLOGICAL AND PROSPECTING
STATE EDITORIAL OFFICE
LENINGRAD • 1932 • MOSCOW

ASSOZIATION FÜR DAS STUDIUM
DES EUROPÄISCHEN QUARTÄRS

EXKURSIONSFÜHRER
DER ZWEITEN
INTERNATIONALEN KONFERENZ

REDAKTOR PROF. G. MIRČINK

STAATLICHER
WISSENSCHAFTLICH-TECHNISCHER
GEOLOGISCHER VERLAG
LENINGRAD • 1932 • MOSKAU



Перевод на немецкий: *Е. Струве.*
Перевод на английский: *Е. Топр.*

Ответств. редактор *А. Л. Рейнгард.*
Книга слана в набор 23/VI 1932 г.

Технич. редактор *Р. Аронс.*
Подписана к печати 24/VIII 1932 г.
Инд. Р-56-5-5, Георазведиздат № 210. Тираж 850. Ленгорлит № 52007. Заказ № 957.
Формат бумаги 82×111 см. 19¹/₈ печ. лист. (149.760 печ. зн. на бум. л.) Бум. л. 4³/₄.

DIE SPUREN DER SPÄT — UND POSTGLAZIALEN TRANSGRESSIONEN NÖRDLICH VON LENINGRAD.

S. A. JAKOWLEW.

IN DER UMGEBUNG von Leningrad sind Spuren dreier postglazialer Transgressionen und einer spätglazialen vorhanden (Fig. 1).

Udelnyi Park

DURCH den Udelnyi Park zieht in nordwestlicher Richtung eine scharf ausgeprägte Terrassenstufe, welche von der für diese Gegend letzten altbaltischen Transgression ausgearbeitet ist.

Die absolute Höhe der Abrasionsgrenze der Stufe ist 6 — 7 m, die Höhe der Stufe — ungefähr 10 m. Der Abhang fällt unter einem Winkel von 14 — 18°.

Die Ebene, die am Fusse der Stufe liegt, erstreckt sich gegen W bis zum Ufer des Finnischen Meerbusens. Ihre Oberfläche wird gebildet von schmutzig grauen Sanden, die dünne Schichten von alluvialem angeschwemmtem Torf enthalten. Die Pflanzenreste, die sie enthalten, unterscheiden sich nicht von den in dieser Gegend jetzt wachsenden Pflanzen.

Die Terrassenstufe, die sich über der Abrasionslinie des Altbaltischen Meeres erhebt, wird unten von grauen Lehmsanden zusammengesetzt, die keine organischen Reste enthalten, und von darüberliegenden geschichteten gelben Sanden. Das Alter dieser Ablagerungen konnte in der Terrasse bestimmt werden, die den Park der Forsttechnischen Akademie durchzieht.

Der Park der Forsttechnischen Akademie in Lesnoi.

DIE SPUREN der viel früheren Litorina-Transgression sind im Park der Forsttechnischen Akademie gut ausgeprägt. Hier durchzieht den ganzen Park eine Terrassenstufe, ebenfalls

in nordwestlicher Richtung. Die Höhe der Stufe über der tiefer liegenden Ebene beträgt 3 — 4 m, was 12 — 13 m über dem Meeresspiegel ausmacht. Diese Stufe ist auch gut ausgeprägt, aber weniger gut erhalten, als die Stufe im Udelnyi Park. Der Abhang ist 11° bis 15° steil; die Abrasionslinie ist durch Deluvium und Torfmoore bedeutend maskiert: ihre Höhe erreicht in den am besten zur Messung geeigneten Punkten ungefähr 10 m, d. h. 4 m mehr als die Höhe der Abrasionslinie im Udelnyi Park.

Die Ebene, die das Fundament der Stufe bildet und die sich südlich im höchsten Teil des Wiborger Stadtviertels von Leningrad ausbreitet, trägt an vielen Stellen niedrige Strandwälle. Einer derselben ist unweit der Stufensohle im Dendrologischen Garten der Forsttechnischen Akademie erkennbar.

Der Aufbau dieses Walles von oben nach unten ist folgender:

1. Hellgrauer, mittelkörniger Quarzsand mit Kiesel-schichten 0,0—1,3 m.
2. Torf mit *Picea excelsa* (Holzfaser, Samen), *Potamogeton perfoliatus*, *Rubus idaeus* (Samen) . . . 1,3—1,5 .
3. Bituminöser Lehmsand. 1,5 .

Im Sande, der das Torfmoor bedeckt, sind folgende Diatomeenformen gefunden worden:

<i>Hantzschia amphyoaxis</i> Ehrb.	1 Ex.
<i>Amphora ovalis</i> (Breb.) Kuetz.	1 .
<i>Epithemia turgida</i> (E.) K.	1 .

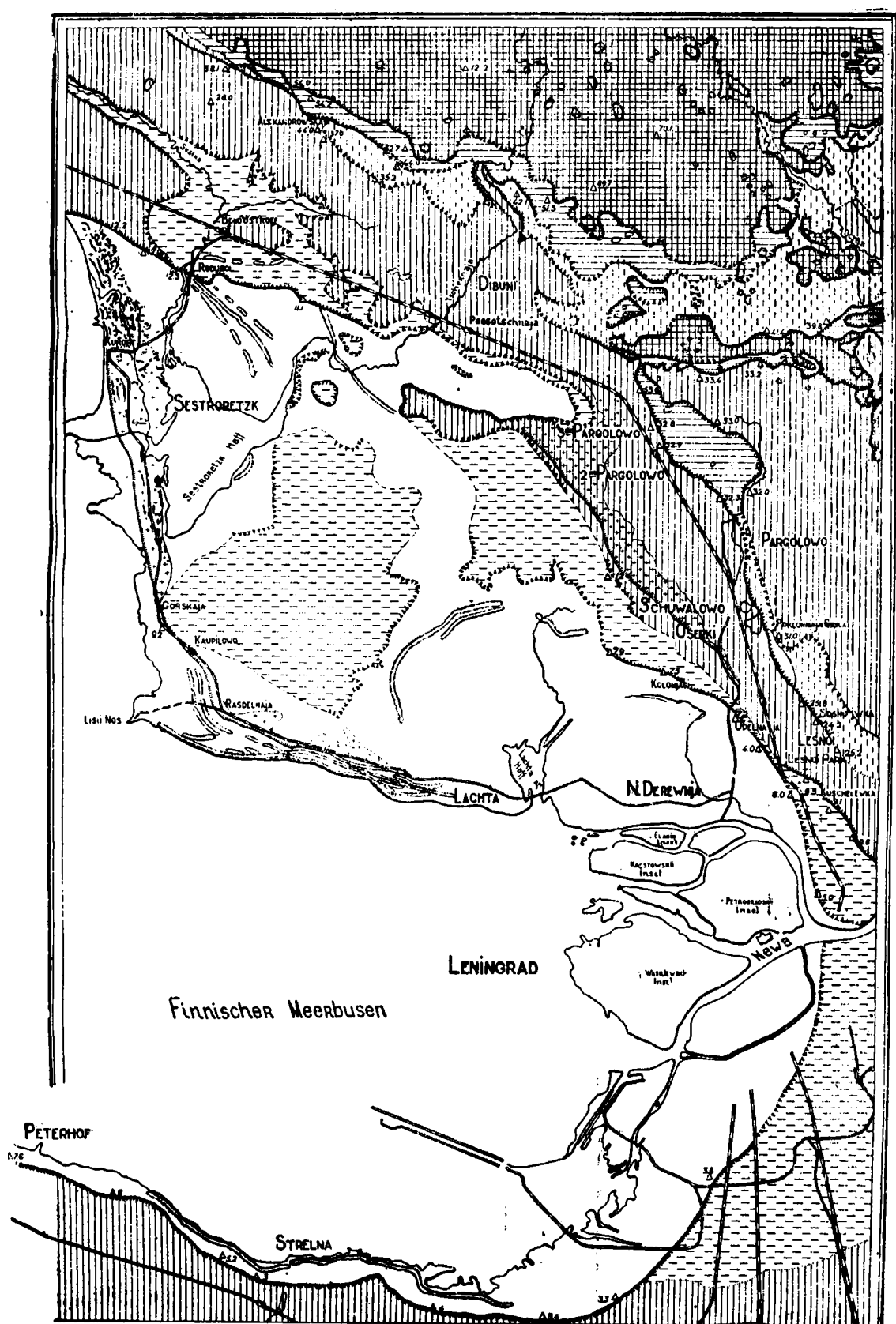
Im Lehmsande, der das Torfmoor unterteuft:

<i>Cocconeis pediculus</i> Ehrb.	mehrere Ex.
<i>Synedra pulchella</i> Kuetz.	1 Ex.
<i>affinis</i> Kuetz.	1 .
<i>Epithemia turgida</i> (E.) K.	mehrere Ex.
<i>Navicula gastrum</i> Donk.	1 Ex.
<i>viridula</i> Kuetz.	1 .
<i>dicephala</i> Ehrb.	1 .
<i>Stauroncis legomen</i> Ehrb.	1 .
<i>Fragillaria pinnata</i> var. <i>elliptica</i> Ehrb.	1 .
<i>Gramatophora marina</i> var. <i>vulgaris</i>	mehrere Ex.
<i>Rhoiscosphenia curvata</i> var. <i>subacuta</i> A. Schm.	1 .
<i>marina</i> var. <i>heterosticta</i> A. Schm.	2 .

Von den im Sande, der das Torfmoor bedeckt, enthaltenen Diatomeen leben zwei Formen im Brackwasser und eine

KARTE DER VERBREITUNG DER SPÄT-UND POSTGLAZIALEN TRANSGRESSION IM NORDEN VON LENINGRAD

Masstab 1:100000



ZEICHENERKLA RUNG

-  Altbaialische Transgression.
-  Transgression des Litorinameeres über dem Niveau des Altbaialischen Meeres.
-  Transgression des Spätancylussees über dem Niveau des Litorinameeres.
-  Transgression des Frühancylussees über dem Niveau des Spätancylussees.
-  Transgression des Yoldiameeres über dem Niveau des Eissee und des Ancylussees.
-  Das Gebiet des Eissee ausserhalb des Yoldiameeres.
-  Kames
-  Strandwall
-  Terrassenrand
-  Grenzterrasse
-  Sandriff
-  Dünen
-  Strandgrenze der Bassins durch die Isohypse bestimmt.

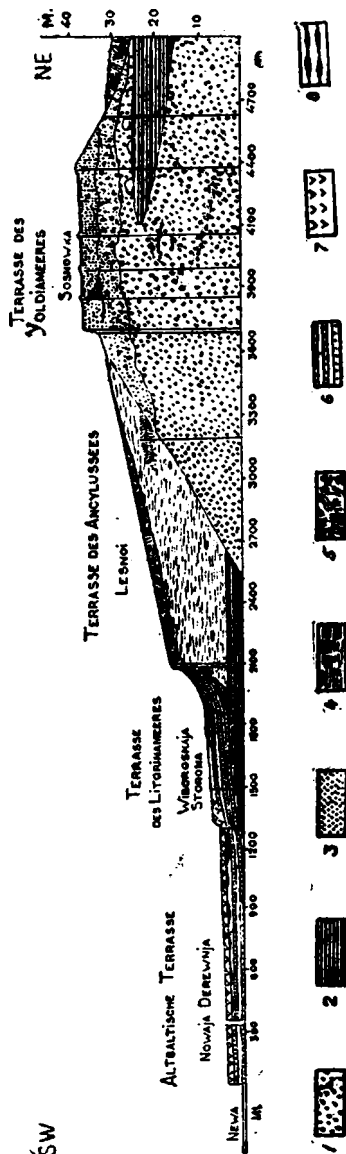
Fig. 1.

Form im Süßwasser. In dem den Torf unterteufendem sandigen Ton ist mehr als die Hälfte der Formen charakteristisch für brackische und schwachsalzige Gewässer. Dieser Charakter der Diatomeenflora erlaubt uns die sie enthaltenden Schichten als Ablagerungen des Litorina-Meeres anzusprechen. Die oben erwähnte Terrassenstufe im Park von Lesnoje ist durch dessen Abrasionstätigkeit gebildet.

Die über der Stufe liegende Terrasse nimmt das ganze Gebiet des Parks von Lesnoje ein und setzt sich nach № 2 bis zum Orte Sosnowka fort, wo sie sich an den Fuss einer höher liegenden Terrassenstufe anlehnt. Die Höhe der Terrasse von Lesnoje beträgt 14—19 m im Park und 25—26 m am Fuss der Terrassenstufe von Sosnowka.

Die Struktur der Terrasse von Lesnoje ist in den künstlichen Aufschlüssen im Park der Forsttechnischen Akademie zu sehen. (Fig. 2). Von oben nach unten lagern hier folgende Schichten:

- A. Gelbe Feldspat-Quarzsande mit Geröllchen und vereinzelt Geschieben in den unteren Schichten 0,0—1,5 m
Scharfausgesprochene Lagerungsdiskordanz.



Zeichenerklärung: 1 — Sande des Eisesses, 2 — Bänderfön, 3 — Sande des Yoldiameeres, 4 — Sande des Ancylyssees, 5 — Sande des Litorinameeres, 6 — Sande des Altballischen Meeres, 7 — Torf.

Fig. 2.

- B. Grünlich-graue schlammige Lehmsande, mit feiner Schichtung, die nach unten gröber wird und in Varvensande übergeht. 1,5—8 m
- In 10—12 m unter der Oberfläche sind in den tiefen Einschnitten und Bohrlöchern Bändertone festgestellt worden, die nach oben hin allmählich in grünlich-graue Lehmsande übergehen.

Die Bändertone (Varven), die unter diesem Aufschluss liegen, gehören zu den Ablagerungen des glazialen Beckens. In den über ihnen lagernden grünlich-grauen Lehmsanden sind folgende Diatomeenformen entdeckt worden:

<i>Rhabdonema arcuatum</i> Kg.	2 Ex.
<i>adriaticum</i> Kuetz.	1 "
<i>Gramatophora marina</i> Kuetz.	2 "
<i>Coscinodiscus decipiens</i> Grun.	1 "
<i>excentricus</i> Cleve (spora)	2 "
<i>Melosyra</i> sp.	1 "
<i>Chaetoceras Schultzei</i> Cleve (spora)	1 "
<i>anastamosens</i> Grun (spora)	1 "
<i>Fragillaria oceanica</i> var. <i>circularis</i> Grun.	2 "

Alle diese Formen kommen im Ozean, vorwiegend in den nördlichen Polargebieten desselben vor und nur *Rhabdonema arcuatum* ist ausser in dem Ozean auch im Baltischen Meere gefunden worden.

In der Sandgrube derselben Terrasse 1 km südöstlich vom Park der Forsttechnischen Akademie, in der Nähe der Station Kuschelewka gehen die obenbezeichneten grünlich-grauen Lehmsande allmählich in feinkörnige Quarzsande über, zwischen denen dünne Torfschichten zu beobachten sind. In den letzten wurden gesammelt Reste von:

- Betula nana* (Blätter und Samen)
Salix herbacea (Blätter)
Dryas octopetala (Blätter und Samen)
Menyanthes trifoliata (Samen)
Scirpus sp. (Samen)
Carex sp. (Samen)

Die Lagerung der grünlich-grauen Lehmsande über den Bändertönen den Ablagerungen des glazialen Süßwasserbeckens, das Vorhandensein ozeanischer Diatomeenformen und der Reste der polaren Flora in ihnen — alles das gibt Grund diese Ablagerungen als Sedimente des spätglazialen oder Yoldia-Meeres mit kaltem Klima anzusprechen, dessen Ablagerungen früher für Schweden und Finnland bewiesen

waren und in der gegenwärtigen Zeit von M. Lawrowa, E. Djakonowa, S. Jakowlewa und B. Semljakow von den Ufern des Weissen Meeres bis zum Onega-See verfolgt worden sind. Dabei wurden auf dieser Strecke an vielen Stellen marine Diatomeen und Meeresfauna gefunden.

Die über den Yoldia-Lehmsanden liegenden gelben Sande sind von ihnen durch Schichtungsdiskordanz getrennt, was für die Transgression des Bassins spricht, in dem die gelben Feldspat-Quarzsande abgelagert wurden. Die transgressive Lagerung dieser Sande ist charakteristisch für das ganze Gebiet ihrer Verbreitung in der Umgebung von Leningrad und weiter nordwestlich in Finnland.

Prof. W. Ramsay (3) hat diese Sande zu den Ablagerungen des dritten Stadiums des Baltischen Eissees gerechnet. Meiner Meinung nach weist die Lagerung dieser Sande auf den Ablagerungen des spätglazialen (Yoldia) Meeres auf ihre Zugehörigkeit zu den Sedimenten des auf das Yoldia-Meer folgenden Ancylus Sees hin.

Die Terrasse, auf der sich der Vorort Lesnoje befindet, stellt den Boden des Ancylus-Beckens vor. Sie setzt sich nach NE bis Sosnowka fort, wo die von den Wassern des Ancylus-Sees abradierte Terrassenstufe sich hinzieht.

Die Terrassenstufe zieht sich ebenfalls nach NW. Die Abrasionsgrenze der letzteren liegt hier in 25 m Höhe ü. d. M. und die Stufe selbst erhebt sich bis 30 — 40 m. Der Abhang der Stufe ist noch sanfter (6° — 14°) als jener der vom Litorina-Meer abradierten Stufe im Park von Lesnoje: 14° . Ueber der Stufe erstreckt sich die vierte Terrasse, die eine unbedeutende Breite — ungefähr 1 km hat. Von NE ist sie ebenfalls von einer Terrassenstufe begrenzt, die von dem Ancylus-See, der diese Gegend von E und N umgab, abradiert wurde.

Die Oberfläche der vierten Terrasse ist aus Sanden gebildet und wird der Länge nach von Strandwällen durchzogen. Ein Teil dieser Wälle hat sich während eines früheren Stadiums des Ancylus-Sees abgelagert, während dessen der Spiegel des Sees hier um 5 m höher war als der spätere Spiegel des Ancylus-Sees, dessen Abrasionsgrenze am Fusse der Terrassenstufe von Sosnowka verläuft.

Die Sosnowka-Terrasse erreicht in dem Berge «Poklonnaja Gora» (40,5 m) ihre grösste Höhe. Dieser erhebt sich über dem höchsten Spiegel des Ancylus-Sees und seine Oberfläche

ist von Sedimenten des früheren Yoldia-Meeresbassins bedeckt.

Poklonnaja Gorà.

DIE STRUKTUR der Sosnowka-Terrasse kann man in den grossen Sandgruben des Berges Poklonnaja Gorà sehen (Fig. 2).

Von oben nach unten folgen (Fig. 3):

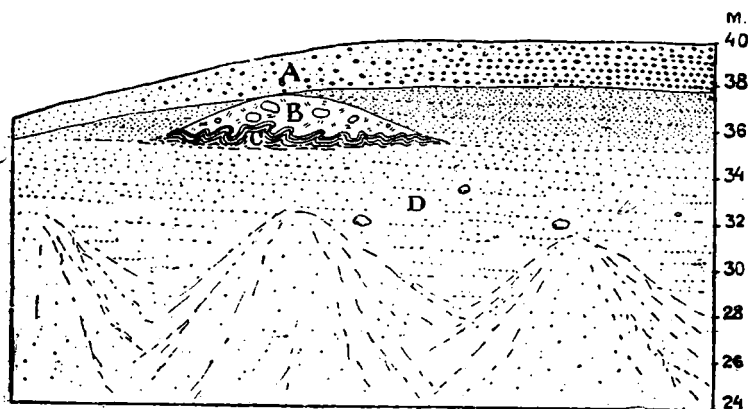


Fig. 3.

A. Schotter und Geröllsand, der in horizontalen Schichten liegt und den Berg „Poklonnaja Gorà“ bekleidet. Diskordante Lagerung	0,0—1—2 m
B. Geschiebelehm mit grossen Blöcken stark gequetscht und gestört; lagert in Linsenform; an den Enden der Linse geht der Geschiebelehm in grobkörnigen Geschiebesand über	2—3,5 „
1. Sehr sandiger Bänderton, stark gequetscht und gestört. Die unteren Schichten sind weniger gequetscht als die oberen. Diskordanz	3,5—4 „
D. Mittelkörniger Feldspatsand mit Zwischenschichten von grobem Sand in horizontaler Lagerung. Ausser der horizontalen Schichtung wird manchmal auch schräge Schichtung beobachtet. Im Sande kommen zuweilen Geschiebe kristallinischer Felsarten vor, von denen einige mit einer schwarzen Eisenmangankruste bedeckt sind	4—15—20 „
Geschiebelehm von grauer Farbe mit Blöcken kristallinischer Felsarten. Dient als wasserdichte Schicht	15—20 „

Der unterteufende Geschiebelehm kommt nicht auf die Tagesoberfläche und ist nur mittels Bohrlöchern entdeckt worden. Er stellt eine für das Leningrader Gebiet gewöhnliche Moränenablagerung vor.

Die über der Moräne liegenden Sande mit der in ihnen enthaltenen Varvenlinse gehören zu den Ablagerungen des glazialen Beckens. Die auf den Varvensedimenten aufliegenden Geschiebelehme und Sande können als Ablagerungen der Eisberge angesehen werden.

Die Gerölle und Geröllsande, die auf der Oberfläche des Berges Poklonnaja Gorà liegen und von den sie unterlagernden Sanden durch eine diskordante Lagerung getrennt sind, gehören zu den Ablagerungen der dem Eisbecken folgenden spätglazialen Transgression des Yoldia-Meeres.

Die Abrasionsgrenze des Ancyclus-Sees, die am Fusse des Berges Poklonnaja Gorà verläuft, lässt sich auch weiter nach NW am Fusse der Schuwalowo und Pargolowo-Stufen verfolgen, die auf der westlichen Seite der Eisenbahn gut zu sehen sind. Nach O. De - G e e r und B e r g h e l l sind diese Stufen durch die Abrasionstätigkeit des spätglazialen Meeres, und nach W. R a m s a y durch das dritte Stadium (B. III) des Baltischen Eissees gebildet.

Von der Station Lewaschowo biegt die Eisenbahn in westlicher Richtung nach Sestoretzk ab.

Sestoretzk.

DIE BESICHTIGUNGSOBJEKTE in der Umgebung von Sestoretzk sind die Dünen, die Profile der altbaltischen Sande, die Litorina-Gyttja und das Ancyclus-Torfmoor, die sich in den Uferabhängen des Flusses Sestra (Sawodskaja) aufschliessen.

Die Sestoretzk-Dünen haben sich auf der Oberfläche des Jahrhunderte sich hebenden grossen Lagunenwalles gebildet, der seinerzeit den Sestoretzk-Meerbusen und seine Fortsetzung nach N und S vom Baltischen Meere abtrennte. Die Breite dieses Walles, die 1 — 2 km erreicht, ist zu gleicher Zeit die Breite des Dünengürtels, der der Länge nach von N nach S ungefähr 10 km einnimmt.

Die Dünen¹ sehen wie Hügel verschiedenartiger Form aus,

¹ Diese Dünen sind bei P. S o k o l o w eingehend beschrieben.

zwischen denen längliche Hügel überwiegen, die von Nord nach Süd oder von NW nach SE ausgestreckt sind. Oft kommen auch parabolische Dünen in Hufeisenform vor, die mit der gewölbten Seite nach E gerichtet sind. Viele Dünen haben die Form von rundlichen Hügeln oder von solchen mit unregelmässiger Form. Die Höhe der Dünen ist unbedeutend und schwankt zwischen 5 und 8 m, eine Maximalhöhe von 20 m erreichend. Die Luvseite der Dünen ist nach W oder SW gerichtet; ihr Abdachungswinkel schwankt zwischen 3° oder 8°. Die Leeseite, die nach E gerichtet ist, hat einen Abdachungswinkel von 20° — 30°.

Die Struktur der Dünen ist gut erkennbar in der Sandgrube längs der Eisenbahn, gleich nördlich von der Eisenbahnbrücke über den Fluss Sestra (Sawodskaja).

Auf der West- wie auf der Ostseite der Sandgrube ist zu sehen, dass die Dünen auf einem Sockel aus horizontalgelagerten Schichtsandten mit verschiedener Korngrösse und mit Zwischenschichten von Kies, Geröll und bis $\frac{1}{2}$ m grossen Geschieben liegen. Was die Zeit seiner Bildung anbetrifft, so gehört dieser Sand zu den Ablagerungen des Altbaltischen Meeres. Die Höhe des altbaltischen Sockels beträgt 9 — 10 m ü. d. M.

Die über den altbaltischen Sanden gelagerten Dünen unterscheiden sich scharf von den ersteren nach der Zusammensetzung ihres Sandes: während in den altbaltischen Sanden die Schichten mit verschiedener Korngrösse sich abwechseln und Geröll und Blöcke enthalten, — sind die Dünensande einförmig der Grösse ihrer Körner nach, die um 0,5 mm schwankt; Gerölle kommen in den Dünensanden nicht vor.

Ebenso scharf unterscheiden sich die Dünensande von den Meersanden des sie unterteufenden Sockels auch dem Charakter der Schichtung nach. Die Schichtung der altbaltischen Sande ist horizontal, wobei in den Grenzen der einzelnen Horizontalschichten wechselnde schräge Schichtung manchmal beobachtet wird. Die Schichtung in den Dünensanden ist diagonal, wobei in einigen Dünen, wo die Sandgrube den der Windseite ausgesetzten Abhang durchschneidet, die Schichtung nach W fällt unter einem Winkel von ungefähr 5°; in andern, die von der Leeseite durchschnitten sind — fällt die Schichtung unter einem Winkel von 22° — 30° nach E.

Der grösste Teil der Dünen von Sestoretzk ist vom ge-

genwärtigen Finnischen Meerbusen durch einen Streifen von Waldvegetation getrennt, der südlich von Dubowaja Kossà (Nehrung) sich auf 1 — 2 km erstreckt, was darauf hinweist, dass die Dünen sich nicht aus dem Sande gebildet haben, der jetzt vom Meere an den Strand gespült wird.

Die Oberfläche der Dünen ist jetzt mit Fichtenwald bewachsen, und wird von den Winden nur dort angegriffen, wo die sie festhaltende Pflanzenhülle vom Menschen zerstört wird.

Nach B. Semljakows (4) Untersuchungen gehören die in den Dünen längs dem Sestoretzk Haff vorkommenden Reste der neolytischen Menschen zur IV Periode nach Montelius und sogar zum jüngsten Abschnitt dieser Zeit—dem Stadium der Kastenförmigen Gräber und der Äxte mit breitem Helm, d. h. zum Anfang des zweiten Jahrtausends vor unserer Zeitrechnung. Diese Zeit mitsamt dem nachfolgenden Bronzezeitalter fällt, nach der Meinung des grössten Teiles der schwedischen und dänischen Forscher (Sernander, Jessen, Montelius, Schetelig u.a.) auf die trockene Borealperiode, in der das Eintrocknen der Torfmoore und die Bildung eines Grenzhorizontes in ihnen vor sich ging. Mit dieser xerothermischen Periode bringt L. S. Berg (1) auch die Bildung der Dünen von Sestoretzk in Zusammenhang.

Die Struktur des oberen Teiles des Sockels, auf dem die Dünen liegen, ist in den Sandgruben längs der Eisenbahnlinie zu sehen, und dessen untere Teile in den Ufern des Flusses Sestra (Sawodskaja) aufgeschlossen sind. Das vollständigste Profil ist flussaufwärts zu sehen, näher zu Sestoretzk, unterhalb der zerstörten Eisenbahnbrücke über den Fluss Sestra (Sawodskaja). Auf dem rechten Ufer des Flusses, 200 m unterhalb der Brücke, schliessen sich, von oben nach unten, folgende Schichten auf:

A. Dünen sand	0,0—1—5 m
A. Gelber Sand mit Geröll, im unteren Teil in Kies übergehend	1—5—8,5 "
B. Gytija, schwarz, beim Trocknen heller werdend. Trägt eine Grundwasserschicht	8,5—9,1 "
C. Dichter Torf mit Resten von Holzfasern und Kohle. Enthält dünne Sandschichten	9,1—9,4 "
D. Grauer, feiner Sand, bisweilen Pflanzenreste enthaltend	9,4—9,8 "
E. Varven Sedimente und Moräne	> 9,8 "

In der Schicht A im groben Sande kommen folgende Diatomeenformen vor:

- Navicula crassinervia* Breb. — 2 Ex.
- „ *termes* E. — 1 Ex.
- „ *mesolepta* E. — 2 Ex.
- „ *serians* K u e t z — 1 Ex.
- Tabellaria loccullosa* K t z, — einige Ex.
- Meridion circulare* A-g. — 1 Ex.
- Melosira* sp.

Alle diese Diatomeen haben einen Süßwassercharakter.

In demselben Sande sind Reste der Muschel *Unio* gefunden worden.

In der Schicht B in dem oberen Teil der Gytja kommen 15 Arten von Diatomeen vor. Von diesen leben 9 Arten in Süß- und Brackwasser, unter den letzteren solche typische für das Litorinameer wie *Navicula peregrina*, *Campylodiscus echeneis* und *Clypeus*, *Nitzschia scalaris*.

Im unteren Teil der Gytja, im unmittelbaren Kontakt mit dem unterteufenden Torfmoor sind 48 Diatomeenarten festgestellt worden, von denen nur vier (*Amphora ovalis* var. *affinis*, *Nitzschia tryblionella* var. *levidensis*, *Epithemia turgida* und *Cocconeis placentula*) wie im Süß- so auch im Salzwasser vorkommen, die übrigen sind Süßwasserformen.

Aus der Schicht C im mittleren Teil des Torfmoores sind 27 Arten von Diatomeen beschrieben worden, die Mehrzahl davon sind Süßwasserformen und nur fünf kommen wie in Süß- so auch in Brackwasser vor. (*Campylodiscus hibernicus*, *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Epithemia turgida* E. *argus* *Handzschia amphyois*).

Unter den Süßwasserdiatomeen kommt *Eunotia Clevei* vor, die nach A n d e r s e n eine Leitform für Ancylusablagerungen ist.

Von anderen Pflanzenresten sind im Torf gefunden worden: *Pinus silvestris* L., *Picea excelsa* L., *Betula alba* L., *Alnus glutinosa* L., *Scirpus lacustris* L., *Menianthes trifoliata* L., *Nuphar luteum* Sm., *Comarum palustra*, *Carex* sp.

In der Schicht D sind in dem Sande, der die Torfmoore unterteuft, 15 Diatomeenarten von Süßwassercharakter gefunden worden, und von ihnen kommen nur zwei Formen ausser in Süßwasser auch noch in Brackwassern vor.

Aus der Verteilung der Diatomeenflora in diesem Profil

und dem Charakter der Lagerung der zusammensetzenden Gesteine, kann man folgende Schlüsse ziehen.

Die in der Basis des Profils lagernden Varvensedimente gehören zu den Ablagerungen des glazialen Beckens. Die hangende dünne Sandschicht und das auf ihr liegende Torfmoor mit den Süßwasserdiatomeen sind Ablagerungen eines Süßwasserbassins. Die Anwesenheit von *Eunotia Clevei*, die in der betreffenden Gegend und in der benachbarten in Finnland seit der Ancycluszeit auftritt, weist auf die Bildung dieser Sedimente im Ancyclus See hin.

Das Lagern der Gyttya über dem Torfmoore zeugt von dem Tieferwerden des Beckens, und das Vorhandensein in ihr von Diatomeen, die charakteristisch sind für die Brackwasser des Litorina Meeres — zeugt vom Beginn der Litorinatransgression.

Die Ablagerung der Gyttya konnte in einer ruhigen Lagune vor sich gehen. Bei normaler Entwicklung der Lagune und ihrer Verwandlung in einen Sumpf, müsste sich über der Gyttya Torf ablagern. In dem betreffenden Profil sehen wir aber über der Gyttya grobkörnigen Sand lagern, mit *Unio* und Süßwasserdiatomeen, mit Geröll und Geschieben, was für eine neue Meerestransgression spricht, die zum alten Stadium des stark entsalzten Baltischen Meeres gehört. Die darauffolgende Hebung der Gegend brachte diese Sande an die Oberfläche des Meeres und nun fing die Bildung der Dünen an.

Die Untersuchung des Pollens aus den verschiedenen Horizonten dieses Profils bestätigt die angeführten Schlüsse.

Aus dem Vorhandensein von Nussbaum- und Erlenpollen im Sande über den Varven Sedimenten kann man schliessen, dass dieser Sand zur Borealperiode gehört. Ebenso gehört auch die höherliegende Torfschicht mit dem Pollen der breitblättrigen Bäume (*Tilia*, *Ulmus*) und der anwachsenden Menge von Erlenpollen zur Zeit der Borealenperiode (Ancyclussee). Die starke Vergrößerung der Menge von *Alnus*-Pollens bis 30,4% in der obersten Torfschicht und dann das Maximum davon in der Gyttya (31,6%) zusammen mit dem hier vorkommenden Pollen der breitblättrigen Bäume gestatten es diese Schichten zur Atlantischen Periode (Litorinameer) zu rechnen.

Die kleine Menge von Pollen in dem über der Gyttya liegenden groben Sande gibt keine Veranlassung zur Feststellung

seines Alters nach der Pollen-Methode, aber seine Überlagerung mit Dünen, deren Gegenüberstellung mit der xerothermen Zeit wird uns wahrscheinlich gestatten diese Sande als Ablagerungen der subborealen Zeit zu deuten.

Von Sestroretzk bis Leningrad.

DIE SPUREN des Altbaltischen Meeres, das die Nehrung in der Sestroretzkbucht abgelagert hat, kann man auch weiter in der Richtung nach Leningrad beobachten. Bei der Station Gorskaja östlich von der Eisenbahn kann man eine gut ausgedrückte Terrassenstufe sehen, die vom Altbaltischen Meere gebildet worden ist. Die Abrasionsgrenze der Stufe verläuft auf der Höhe von 9 m über dem Meeresspiegel des gegenwärtigen Meeres.

Südlich vom Dorfe Kaupilowo geht die Abrasionsgrenze des Altbaltischen Meeres in eine Reihe von akkumulativen Strandwällen über; dem höchsten von ihnen folgt an vielen Stellen die Eisenbahn.

Die absolute Höhe dieses Walles beträgt 9 — 8 m. In der Richtung zum gegenwärtigen Meere kann man eine ganze Reihe tiefer liegender Strandwälle beobachten, die während der Regression des Altbaltischen Meeres abgelagert worden sind.

Zwischen den Stationen Olgino und Lachta verläuft die Strandlinie des Altbaltischen Meeres teilweise als Stufe, teilweise biegt sie in der Form eines Walles nach Norden ab, umkreist den Lachta-Sumpf und geht über die Dörfer Kamenka und Kolomjagi in die Abrasionsgrenze der Terrassenstufe im Park von Udelnaja über. Von hier geht sie in Form einer Strandterrasse und als Strandwall durch ganz Leningrad und in seinem südlichen Teil, am Mitrofaniewsky Kirchhof geht sie wieder in die Abrasionsgrenze der Terrassenstufe über, die sich längs dem Ufer des Finnischen Meerbusens über Ligowo, Strelna und Peterhof hinzieht.

Nach Vollendung dieses Aufsatzes erschien die Arbeit von K. K. M a r k o w (2), welche von den quartären Ablagerungen der Exkursionsgegend handelt und den obenbeschriebenen Ablagerungen eine andere Deutung gibt.

Die an der Basis der Terrasse des Parkes der Forsttechnischen Akademie lagernden Lehmsande mit marinen Diato-

meen hält K. K. M a r k o w für die obere Grenze der Bänder-tone; die darauf liegenden Sande mit der ihnen korrelierten Abrasionslinie am Fusse der Stufe von Sosnowka spricht er als Bildungen des Stausees des Stadiums CIV und die Sande des Poklonnaja Berges als Osbildungen an.

Das Vorhandensein der Altbaltischen Transgression stellt K. K. M a r k o w in Abrede und schlägt die von mir dazu gerechneten Ablagerungen und Strandlinien zur Litorina-transgression.

SCHRIFTTUM.

1. B e r g L. S. Ueber die Veränderung des Klimas in der geschichtlichen Zeit. Priroda, 1915, Oktober.
 2. M a r k o v. K. K. Development of the Relief in the North-western Part of the Leningrad District. (Trans. of the Geol. a Prosp. Serv. of USSR. fasc. 117, 1931).
 3. R a m s a y W. Eisgestaute Seen und Recession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, 1928, 50, № 5, S. 5.
 4. S e m l i a k o w B. F. Von den Spuren des Steinzeitalters im Gebiet des nördlichen Ufers der Newabucht. 1922.
 5. S o k o l o w. P. Die Dünen des Finnischen Meersbusens. Verhandl. d. St. Petersburg. Vereins d. Naturforscher, 1881, Bd. II, S. 171.
-

DIE INTERGLAZIALEN ABLAGERUNGEN DES FLUSSES MGA.

N. W. POTULOWA.

DIE INTERGLAZIALEN Ablagerungen treten an die Tagesoberfläche in der Umgebung von Leningrad in 45 klm von der Stadt längs des Flusses Mga, oberhalb und unterhalb der Mündung seines Nebenflusses Woitolowka auf der Strecke von 2 km. Sie sind vertreten durch Sande und schwarzen stellenweise dichten, manchmal sandigen Ton, mit einer Fauna von arktischem Typus, sowie mit Pflanzenresten. Die unterteufende Schicht ist in den Aufschlüssen nicht sichtbar. Im Hangenden liegt eine Moräne, die in der Umgebung von Leningrad breit entwickelt ist und gewöhnlich im unteren Teil der Quartärablagerungen liegt.

Nach dem Lagerungscharakter der interglazialen Ablagerungen des Flusses Mga kann man schliessen, dass sie vor der Ablagerung der sie überdeckenden Moräne bedeutend erodiert waren, infolgedessen verschiedene Horizonte mit der Moräne in Berührung kommen.

In dem nördlichsten der uns bekannten Aufschlüsse befindet sich unter der Moräne ein stark lehmhaltiger schwarz-grauer Sand ohne Fauna, der zum Horizont des schwarzen Lehms gehört.

Flussaufwärts, bis zur Brücke der Murman-Eisenbahn, vorwiegend in den Aufschlüssen des rechten Ufers, streicht ein dichter dunkler, grau-grüner und schwarzer Ton mit Muscheln und Vivianit aus.

Oberhalb der Eisenbahnbrücke, zwischen dieser und der Mündung des Flusses Woitolowka beim Dorfe Gory, befindet sich ein grosser Aufschluss, in dem das Aufliegen der Moräne auf die interglazialen Sande sichtbar ist. Gegenwärtig kann man die Überdeckung der Ablagerungen des schwarzen Lehms mit der Fauna durch dieselbe Moräne nur vermuten. In früheren Jahren, als das Abrutschen des Ufers noch nicht so bedeutend war, konnte man sich unmittelbar davon überzeugen mittels der Schurfarbeiten.

Flussaufwärts treten die interglazialen Ablagerungen, als schwarzer Lehm mit Fauna längs den beiden Ufern der Mga auf, während sie längs des Flusses Woitowka gar nicht anstehen. Sie werden bald von den Terrassen der Moräne bedeckt. In dem südlichsten Aufschlusse konnte man früher den Übergang des schwarzen Lehm nach oben in den gründlich-braunen Lehm in Wechsellagerung mit gelbem Sand sehen, wobei die Mächtigkeit der Zwischenschichten einige Zentimeter war.

In Anbetracht dessen, dass der grösste Aufschluss der interglazialen Ablagerungen, der am besten ihre Lagerung zeigt, sich unterhalb des Dorfes Gory befindet, fangen wir mit dessen Besichtigung an.

Er misst längs dem Mga-Ufer etwa 160 m und besteht aus zwei Teilen. Da die Mga auf dieser Strecke meridional fliesst, wollen wir die Teile des Aufschlusses nach den Himmelsrichtungen bezeichnen. Sein südlicher Teil, der ungefähr $\frac{2}{5}$ des ganzen Aufschlusses ausmacht, ist stark abgerutscht und mit Gesträuch bewachsen, so dass hier nur der allerrunterste Teil des Ufers, am Wasserspiegel für uns Bedeutung hat. Die nördlichen $\frac{3}{5}$ des Aufschlusses werden von den Frühjahrswassern stark unterspült, der lithologische Charakter der Gesteine bedingt hier aber eine bessere Erhaltung des Aufschlusses, infolgedessen es hier leichter ist die Wechselbeziehungen der verschiedenen Schichten aufzuklären.

Die obere Schicht besteht aus mittl-körnigem Sande (Schicht a) von 0,55 bis 1,80 m Mächtigkeit. Die Mächtigkeitsabnahme der Schicht nach Norden geschieht infolge der oberflächlichen Abspülung gegen das Nebental zu, an dessen Mündung der Aufschluss endigt.

Dieser Sand stellt die für diese Gegend jüngste Ablagerung vor. Weiter vom Ufer nimmt er an Mächtigkeit zu und bildet die Strandwälle der Nawa-Ebene. Seine oberen 65 cm sind durch Bodenprozesse verändert.

Die Grenze des Sandes mit den tiefer liegenden Schichten ist horizontal. Er überlagert in dem nördlichsten Teil des Aufschlusses die Varven, die nach Süden auskeilen, und wir sehen weiter den unmittelbaren Kontakt des Sandes mit der Moräne.

Die grösste Mächtigkeit der Varven (b) des betreffenden Aufschlusses ist 5,62 m. Die Reihenfolge ihrer Horizonte ist: oben feinschichtiger, dunkelbrauner Lehm mit wenig Sand in den Zwischenschichten. Tiefer werden die Sand-

zwichenschichten mächtiger, wobei die Mächtigkeit ungleichmässig ist und starke Schwankungen aufweist. Stellenweise kommen Einschlüsse von unregelmässig-rundlicher Form mit gequetschter Schichtung vor. Die Mächtigkeit der Varven ist nicht gleichmässig, zuerst wird sie nach unten hin grösser, eine Varve misst sogar 17 cm. Oben sowie unten sind die Varven bedeutend dünner. Die ganze Mächtigkeit dieses Teiles der Schicht ist 2,71 cm. Es wird eine Neigung der Schichten nach Norden bis 10° beobachtet. Tiefer wird der Lehm braun-grün, enthält Beimengungen und dünne Zwischenschichten von Sand, wobei ihre Schichtung gewunden ist. Tiefer verliert der Lehm die Sandschichten und wird plastisch, und noch tiefer wird er deutlich geschichtet mit grösseren Zwischenschichten und ziemlich grosser Beimengung von scharfkantigen Sandkörnern. Dieser Lehm bildet den Übergang zu der tiefer liegenden Moräne. Näher an deren Grenze verliert der Lehm seine Schichtung und besteht aus Staub mit etwas Beimengung von Lehm. Er wird von den dichten, undeutlich geschichteten Varven durch eine Schicht dunklen braun-grauen unregelmässig-körnigen Sandes von 3 cm Mächtigkeit getrennt und enthält eine Zwischenschicht von echtem Moränenlehm, fest und hart beim Berühren, von 13 cm Mächtigkeit, unter welcher der Ton ebenso wie oben weich, ungeschichtet und ohne Zusatz von scharfkantigen Sandkörnern ist.

Danach kommt eine durchgehende Moränenschicht (c) von ungeschichtetem, festem, grobem sandigem Ton, mit in ihm verstreuten, teils krystallinen, teils sedimentären Geröllen und Geschieben. Ihre Mächtigkeit bis zum Wasserspiegel ist 4,50 m. Der lithologische Bestand, die Farbe und der allgemeine Charakter dieses Lehms ist überaus beständig. Seine sichtbare Mächtigkeit bleibt ungefähr gleich, nur in der Schurfgrube wird sie ein wenig grösser.

→ Am Nordende des Aufschlusses, wo die Mächtigkeit der Varven entsprechend grösser ist, liegt die Moräne tiefer. Südlicher hebt sie sich ziemlich scharf höher, die Varvenschicht neigt sich und keilt ferner ganz aus. Ihre Oberfläche wird von der oberen Sandschicht abgeschnitten, die südlich der Moräne aufliegt. Die untere Moränengrenze wird von subglazialen Sand gebildet.

In dem Schurf III ist die Aufeinanderfolge ihrer Hori-

zonte gut zu sehen; im Kontakt mit der Moräne ist der Sand feinkörnig, schwach lehmig, von dunkelbrauner Farbe mit Zwischenschichten von noch dunklerem Lehm (*d*). Die Schichten sind nach Süden unter einem Winkel von ungefähr 30° geneigt und die Kontaktfläche selbst fällt in derselben Richtung unter einem Winkel von ungefähr 15°. Die Mächtigkeit ist 1,76 m. Tiefer folgt eine Wechsellagerung von grau-gelbem Sand und Zwischenschichten von braunem und dunkelbraunem Lehm. Die Schichtung ist hier im allgemeinen horizontal, aber es werden unzweifelhafte Anzeichen von Quetschung in der Form von einer feinen Kräuselung der Schichten mit kleinen Rissen und Ueberschiebungen beobachtet. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten ist ungleichmässig. Die Mächtigkeit dieses Horizontes ist 1 — 1,15 m. Die Grenze mit dem unterteufenden Sande ist nach Süden geneigt. Der untere Sand (*d*) ist hell, locker, feinkörnig, von grau-gelber Farbe. Wie die Abbildung zeigt, ist seine sichtbare Mächtigkeit verschieden gross und die wirkliche kann nicht bestimmt werden, da die unterteufende Schicht hier nicht zu sehen ist.

In diesem Sande werden schwache Zwischenschichten von Lehmsand beobachtet. Südlich von dem Schurf III, streicht neben demselben dunkelbrauner Lehm mit Sand aus, der den Charakter eines Synklinalkerns hat. Der Verlauf der Zwischenschichten im tiefer liegenden lockeren Sande folgt den Umrissen dieses Lehms und macht den Eindruck einer Synklinalfalte. Tiefer wird im Sande eine nach oben auskeilende, wie eingeklemmte Zwischenschicht von stark lehmigen feinkörnigem schwarz-grauem Sande (*e*) beobachtet, deren Farbe und lithologischer Bestand an den schwarzen Lehm mit Fauna erinnert. Warscheinlich bildet diese Zwischenschicht ein Uebergangsglied zwischen dem lockeren Sande und dem schwarzen Lehm. Nördlich dieser geneigt liegenden Schicht ist eine liegende Falte gut ausgeprägt, besonders deutlich infolge der Wechsellagerung von dünnen Sand- und festen Lehmschichten. Durch das Frühjahrshochwasser und die oberflächliche Abspülung durch Regenwasser sind die sandigen Zwischenschichten ausgewaschen, und die lehmigen treten scharf hervor. Diese Falte scheint von den oberen Horizonten der Sandschicht gebildet zu sein, die in dem Schurf III über dem hellen lockeren Sand liegen.

Südlicher können wir überall Makro - oder Mikrostörungen der Sandschichten beobachten, wobei hier die Wechsellagerung von Sand und dünnen Zwischenschichten von dunkelbraunem, fast schwarzem Lehm überwiegt. In dem Schurf V können wir die Zunahme der sichtbaren Mächtigkeit der Moräne mindestens bis 8 m beobachten. Die Moräne stellt hier sozusagen den Kern der Synklinalfalte im Sande vor und bei dem Schurf ist ihre Grenze mit dem Sande schräg zur Oberfläche des Aufschlusses gerichtet.

Südlicher sehen wir einen grossen Erdrutsch, der bis zum Wasser reicht und dicht bewachsen ist. Dieser Erdrutsch besteht aus einer Moränenschicht und schneidet die mit ihm im horizontalen Kontakt befindlichen lehmigen Sandschichten. Ueber dem Erdrutsch kann man dieselben oberen Sande und die sie unterteufende Moräne sehen, tiefer am Wasser befinden sich nur kleinere Aufschlüsse von schwarzem Lehm mit *Yoldia* und *Tellina*- (f) Schichten. Im Laufe einiger Jahre sind die Erdschliffe bedeutend herabgerutscht und haben die oberen Horizonte des schwarzen Lehmes zugedeckt, die früher leicht zugänglich waren. Deswegen müssen wir uns jetzt mit der Besichtigung von Aufschlüssen des *Yoldia*-Tons an der Wasserkante begnügen und unsere Schlüsse betreffend seine Lagerung auf den Angaben der früheren Jahre begründen, die wir gegenwärtig nicht nachprüfen können.

Im Jahre 1923 wurde in diesem Teil des Aufschlusses ein Schurf in 4,39 m über der Wasseroberfläche gemacht. Es wurden beobachtet:

1) 25 cm von der oberen Grenze des Aufschlusses — gequetschter und gestörter Lehm, mit schwach angedeuteten, dünnen Zwischenschichten von gelbem Sande. Mächtigkeit 25 cm.

2) Grünliche und Schwarze Moräne mit Zwischenschichten von gelbem Sande, ebenfalls in gestörter Lagerung.

3) Tiefer folgt die Moräne in Wechsellagerung mit Zwischenschichten von schwarzem Lehm und Sand in solcher Reihenfolge:

<i>e</i> ₃ Zwischenschicht von schwarzem Lehm, der teilweise Moränencharakter hat	13 cm.
<i>e</i> ₄ Gelber Sand, horizontal geschichtet.	4 „
<i>e</i> ₅ Moräne	7 „

- e_6 Horizontal geschichteter braun-gelber Sand. 15 cm.
 e_7 Schwarzer Ton, übergehend in grünen sandigen Ton mit Spuren von Muscheln 1,90 „
 e_8 Gelbe Sande in Wechsellagerung mit braunem Lehm und Zwischenschichten von Sandstein. Gesamte Mächtigkeit 45 cm. Ihre Grenze mit der Schicht e_7 ist nicht horizontal und fällt nach NW.

Eine ähnliche Wechsellagerung der Sandschichten mit schwarzem und grauem Lehm von moränenartigem Charakter wurde auch in dem nächsten Schurf angetroffen, wobei auch hier eine Neigung der Schichten flussaufwärts, d. h. nach Norden zu bemerken war.

- f_1 Der gelbe Sand, der mittels dieses Schurfes aufgedeckt worden ist, liegt weiter südlich auf dem schwarzen Ton, der im oberen Teil verwittert aussieht und von grünlicher Farbe mit orangegeblem Anflug von Eisenverbindungen längs den Rissen ist. Der Ton ist dicht und stumm. Mächtigkeit. 57,5 cm.
 f_2 Tiefer ist der Ton von ebensolcher grünlicher Farbe weniger dicht und zerfällt in kleine Stückchen. Er enthält kleine Muscheln von *Yoldia arctica*, *Tellina calcarea* und *Mytilus edulis*, aber alle sind schlecht erhalten. Mächtigkeit 80 „
 f_3 Schwarzer dichter Ton. Im oberen Teil der Schicht sind keine Fossilien enthalten, im unteren kommen in begrenzter Anzahl *Yoldia arctica*, zerdrückte *Mytilus*-Schalen, eine Fischgräte, Abdrücke und Stückchen *Zostera* sp. und Pflanzenreste vor. Mächtigkeit 1,20 „
 f_4 Grünlich-brauner Lehm, ziemlich dicht, enthält einzelne schlecht erhaltene Muscheln, und in 102 cm Tiefe von der oberen Grenze eine durchgehende Zwischenschicht zerdrückter *Yoldia*-Muscheln. Mächtigkeit 111 „
 f_5 Dichter schwarzer Ton mit Anhäufung von zerbrechlichen *Yoldia*-Muscheln, ziemlich gut erhalten, und von *Mytilus*, sowie mit Abdrücken von *Zostera*. Mächtigkeit. 13,5 „
 f_6 Weicher, sandiger, bis zu einem gewissen Grade wasserdurchlässiger Ton, der Klemen, Flossen und Gräten enthält. Mächtigkeit. 50 „
 f_7 Dichter, kohlschwarzer Ton mit vereinzelt *Yoldia*- und *Mytilus*-Muscheln, ebenfalls mit Fischresten. Mächtigkeit 62 „
 f_8 Tiefer tritt in dem Ton ein Zusatz von Sand auf und eine grosse Anzahl von zerdrückten *Yoldia*- und *Tellina*-Muscheln. Mächtigkeit 40 „
 f_9 Ein Horizont von Sande, der in lehmigen Sand

übergeht, schwarz, ein wenig grauer, als der hangende Lehm mit Geröllen und Geschieben, die die Grösse eines Menschenkopfes erreichen und darüber. Hier kommt auch sehr schlecht erhaltene *Tellina calcarea* vor. Mächtigkeit 35,5 cm.

- f₁₀ Tiefer wird der Sand wieder lehmiger, kommt seinem Bestande nach dem Sandlehm näher, enthält aber noch kleine Gerölle. In 26 cm. Tiefe kommen unter der Schicht von Geschieben schlecht erhaltene Abdrücke von kleinen *Mytilus edulis* und *Tellina calcarea* vor. Mächtigkeit 26,5 .

Die Sohle des Schurfs reichte 3,55 m unter den Flusspiegel. Die ganze sichtbare Mächtigkeit des schwarzen Tons ist 5,96 m. Es ist möglich, dass diese Mächtigkeit etwas überschätzt ist, weil die Schichten des schwarzen Tones, ebenso wie die Sandschichten im nördlichen Teil des Aufschlusses gequetscht sind. Diese Quetschung im Lehm ist schwer festzustellen, infolge seiner gleichartigen Zusammensetzung und seiner einförmigen Färbung, aber sie lässt sich an den Fossilien erkennen: die festeren und kleineren *Yoldia*-Muscheln erhalten sich im allgemeinen besser, während die grösseren und zarteren *Tellina* immer zerdrückt sind.

In diesem Profil sehen wir im Hangenden des schwarzen Tones eine Wechsellagerung von Sand- und Lehmschichten, die sich ihrem Charakter nach bald dem schwarzen Tone, bald dem Moränenlehm nähert. Andererseits haben wir im nördlichen Teil des Aufschlusses eine Zwischenschicht fast schwarzen, lehmigen, feinkörnigen, lithologisch dem schwarzen Tone sehr nahen Sandes gesehen. Das berechtigt uns folgende Schlüsse zu ziehen: 1) obgleich wir kein unmittelbares Aufliegen der Sande auf dem schwarzem Tone sehen, können wir annehmen, dass die Sande des nördlichen Teiles des Aufschlusses die Fortsetzung des Profils des schwarzen Tones nach oben vorstellen, getrennt von ihm durch einen Horizont, in dem Tonschichten mit gelbem Sand wechsellagern. Ein Beispiel solcher Wechsellagerung haben wir im südlichsten von den Aufschlüssen des schwarzen Tons, wie es oben erwähnt wurde.

2) Dass die Sande und der schwarze Ton stark gequetscht und erodiert wurden vor der Ablagerung der Moräne, die sich auf diesen abgelagerte. Als Werkzeug konnte der Gletscher dienen, der die sie deckende Moräne abgelagert hat. Bei dieser Annahme wird der Charakter der Quetschung des

Sandes nicht ganz verständlich: die Neigung der Schichten in ihm hat einen ziemlich regelmässigen Charakter und die Falten sind ungefähr nach Norden gekippt, während der Druck des Gletschers sie in entgegengesetzter Richtung hätte quetschen müssen. Hier kann aber auch eine andere Deutung gegeben werden: dass die interglazialen Schichten schon vor dem Vorrücken des Gletschers erodiert waren und erst mit dem Erscheinen des Eises die Ablagerung der Grundmoräne begann, wobei der Einebungsprozess des Reliefs von Gleitungs- und Quetschungsercheinungen begleitet wurde. Die Durchlässigkeit des Gesteins und sein Durchfrieren konnten in diesem Falle ein günstiger Faktor sein, denn dank diesem gewann das Gestein an Festigkeit und Plastizität.

Zugunsten dieser Deutung spricht auch der Umstand, dass an einigen Stellen, wie z. B. in dem Schurf V, der untere Teil der Moräne in der Faltung teilzunehmen scheint. Das kann man damit erklären, dass die Faltung der Sande gleichzeitig mit der Ablagerung der Moräne stattgefunden hat.

3) Die Anwesenheit von Zwischenschichten im Uebergangshorizont, die lithologisch der Moräne nahe sind, kann erklärt werden durch die Nähe des Gletschers zu dem Meere, in dem sich der *Yoldia*-Ton ablagerte, und durch sein wahrscheinliches Vorrücken, infolgedessen das Material der Moräne aus den schwimmenden und schmelzenden Eischollen abgelagert werden konnte. Irgend eine andere Erklärung, z. B. die mechanische Vermischung des *Yoldia*-Tones und des Moränenlehms beim Vorrücken des Gletschers, ist schwer zulässig, weil diese Zwischenschichten von einander durch Schichten von gelbem, horizontal und konkordant geschichteten Sande getrennt sind. Zudem, wenn diese Wechselagerung des moränenartigen Lehmes und des Sandes sich beim Vorrücken des Gletschers gebildet hätte, so müssten sich diese Schichten unter der Moränenschicht auch über den Sanden des nördlichen Teiles des Aufschlusses fortsetzen. Da wir aber solche Erscheinung nicht beobachten, so können wir annehmen, dass der Horizont, der aus der Wechselagerung der Zwischenschichten von Sand und Lehm besteht, ein Uebergangshorizont zwischen den Schichten des schwarzen *Yoldia*-Tones und den höher liegenden Sanden ist.

Der schwarze Ton verliert an der Luft seine Farbe und verwandelt sich erst in einen dunkel grau-grünen, und beim

Austrocknen in einen grünlich-grauen Ton. In frischem Zustande riecht er nach Schwefelwasserstoff. Anscheinend wird die Farbe durch Anwesenheit von schwefeligen und sauerstoffhaltigen Eisenverbindungen bedingt, die an der Luft rasch oxydieren und ihre Farbe wechseln.

Die fossilen Mollusken sind von Gurianowa als *Yoldia arctica* Gray, *Tellina calcarea* Chemn., *Mytilus edulis* Lin. bestimmt worden.

Wie ich in meiner Arbeit von 1924 erwähnte; waren in demselben Tone teils in diesem, teils in anderen Aufschlüsse der Mga *Cardium ciliatum*, *Anomya ehippium* (M. A. Larrowa) und *Littorina littorea* (E. L. Abakumowa) gefunden worden, aber in meinen Schurfger wurden sie nicht gefunden, sodass es nicht möglich ist sie in bestimmte Horizonte des obenerwähnten Aufschlusses zu setzen. *Cardium ciliatum* kommt gewöhnlich in den Aufschlüssen des rechten Ufers der Mga, oberhalb der Mündung der Woitolowka vor. Der Faunabestand bleibt der gleiche in allen Aufschlüssen des schwarzen Tones, wie fluss-aufwärts, so auch fluss-abwärts vom betreffenden Aufschlusse.

Die Schicht des *Yoldia*-Tones ist untersucht worden von P. W. Kump an, der in ihr unter der Leitung von M. E. Janischewsky ein Bohrloch von 180 m Tiefe unterhalb der Eisenbahnbrücke anlegte, und von W. Skorochod, der einen Schurf am Fusse des Aufschlusses am rechten Ufer der Mga, oberhalb der Mündung der Woitolowka, anlegte, die Fauna sammelte und sie paläontologisch bearbeitete und mit den Sammlungen, die früher von anderen Forschern im Norden der USSR kollektioniert waren verglich.¹

Von W. Skorochod wurde eine Schicht von *Yoldia*-Ton von 9,17 m Mächtigkeit untersucht. In der darin gesammelten Fauna war die Aufeinanderfolge ihrer Verteilung festgestellt worden, wobei es sich erwies, dass es vier Horizonte gibt. In dem obersten und dem untersten Horizonten, überwiegt die Varietät *Yoldia arctica aestuariorum* Moss. Dazwischen werden zwei Horizonte beobachtet: im oberen überwiegt *Yoldia arctica* Gray, die typisch ist für das

¹ Zitiert nach dem mir von der Paläontologischen Lektion des Instituts der Geologischen Karte zur Verfügung gestellten Manuskript.

offene Meer mit grossem Salzgehalt, und mit ihr zusammen kommt *Cardium ciliatum* F a b r., *Cardium edule* L. und *Tellina calcarea* C h e m n. vor.

Der untere von den beiden mittleren Horizonten ist fast fossilfrei und enthält nur kleine Lager von kleinem *Mytilus edulis* L., der überhaupt in allen Horizonten vorkommt. Der Ton wird ungeschichtet, riecht nach Schwefelwasserstoff und enthält viel unzersetzten organischen Stoff und Vivianitkonkretionen.

Auf Grund des Wechsels dieser Horizonte schliesst S k o r o c h o d auf den Wechsel des Regimes im Bassin, in dem diese Sedimente abgelagert wurden. Anfangs war es ein flacher und brackiger Meerbusen, der sich in ein stagnierendes halbsumpfiges Becken verwandelte, in dem sich ausser den Seggen die vom Ufer gebrachten Pflanzenreste (ein Kiefernast) und Kalksteingeschiebe ablagerten. Höher werden diese Ablagerungen abgelöst von den Ablagerungen der Fauna des offenen, wenn auch flachen Meeres, das wieder seicht wird und sich entsalzt, wodurch das Neuerscheinen und Vorwiegen der Estuarienform zu erklären ist.

W. S k o r o c h o d hat ein Bohrloch im Boden des Schurfes angelegt, hat aber keine Fauna unter diesen Horizonten gefunden. Auch das Bohrloch von P. W. K u m p a n hat unter dem Ton mit *Yoldia* eine Schicht grünlich-grauen stummen Tones ergeben, der in einer Tiefe von 7 — 11,55 m unter dem Wasserspiegel des Flusses Mga lagert. Noch tiefer (bis 16,50 m unter dem Wasserspiegel der Mga) kommt ein grau-brauner, schichtiger, etwas sandiger Ton, nach K u m p a n mit dünnen Zwischenschichten von Sand. Dieser Ton wird von einem Ton unterteuft, der oft sandig, dicht, Geröll und Geschiebe enthaltend und schichtig ist, und den K u m p a n für eine ausgewaschene Geschiebeschicht hält. Das Bohren wurde eingestellt, weil man auf einen grossen Stein stiess.

Prof. M. J a n i s c h e w s k y hat mir die stratigraphische Kolonne und das Material des Bohrlochs in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt.

Leider bezieht sich die obenerwähnte Kolonne und diejenige, die mir W. S k o r o c h o d gab, auf verschiedene Aufschlüsse und es ist nicht möglich festzustellen, ob sie einander in vertikaler Richtung fortsetzen, oder ob sie zu einem und demselben Horizonte gehören. Nach den litholo-

gischen Merkmalen scheint der stagnant-sumpfige Horizont von Skorochod meinem Horizont f_a , mit Geröllen und Geschieben zu entsprechen. Doch ist er nach Skorochod tot und enthält nur Lager von kleinen *Mytilus*, während in meinen Aufschlüssen im Horizont mit Geröll und Geschiebe Muscheln von *Tellina calcarea* Chemn. vorhanden sind.

Auch die Resultate der Diatomeen-analyse, die gegenwärtig im algologischen Laboratorium der Hauptverwaltung für Geologie und Lagerstättenforschung gemacht wird, stimmen mit seinen Angaben nicht überein. Mit der Bearbeitung dieses Materials ist N. W. Anissimowa beschäftigt, die mir die verläufigen Ergebnisse der Bestimmung und der Prozentberechnung von verschiedenen Formen mitgeteilt hat. Das ganze Material bezieht sich auf das von mir nach den Beobachtungen 1923 zusammengestellte geologische Profil. Die Endresultate der Diatomeen-Analyse werden von N. W. Anissimowa veröffentlicht werden, ich führe hier nur einige Angaben über die Verteilung der Diatomeenflora nach den Horizonten an:

Bezeichnung des Horizonts	Anzahl der Arten	Süßwasserarten (in ‰)	Süß- und Salzwasserarten (in ‰)	Brackwasser- und Mari- nenarten (in ‰)
Yoldia—Ton				
Schwarzer Ton unter der Was- serfläche auf 90 cm	3	—	—	100
Horizont mit Geröllen und Geschieben (f_9)	8	—	12,5	87,5
Schwarzer dichter Ton (f_7) .	27	11	19	70
Sandiger schwarzer Lehm (f_6)	24	—	25	75
	23	4	18	78
Übergangsschicht				
Hellgelber, feinkörniger Sand (e_8)	4	25	25	50
Moränenlehm (e_5^2)	7	14	—	86
Schwarzer Ton (e_6^1)	14	21	7	72
Geschichteter Sand unter der Mörane				
Feinkörniger heller Sand . .	2	50	—	50
Wechsellagerung von hell- gelbem Sand und dunkel- braunem Lehm	3	100	—	—
Die die Sande überdeckende Mörane	5	60	20	20

Zur volleren lithologischen Charakteristik der Ablagerungen des *Yoldia* - Tones, führe ich zwei im Laboratorium der Hauptverwaltung für Geologie und Lagerstättenforschung gemachte mechanische Analysen an, für welche typische Handstücke genommen wurden, eins aus der Zwischenschicht des schwarzen Tones mit schwachen Spuren von Muschelresten, das andere aus dem Horizont des Sandlehmes mit Geröllen und Gescieben.

Bezeichnung des Gesteins	Grösse der Teilchen in Millimetern										Summe
	Hygrosk. Wasser bei 110° C.	< 6	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01	
	I n P r o z e n t e n										
Schwarzer Ton mit Muschelresten .	2,06	—	—	—	0,32	0,76	5,58	12,68	23,39	56,19	98,92
Schwarzer toniger Sand mit Geschieben und <i>Tellina</i> .	1,18	3,24	0,50	0,74	1,92	6,94	13,50	26,30	23,69	28,43	92,26

Aus diesen Zahlen ist ersichtlich, dass der Unterschied in der Zusammensetzung von verschiedenen Horizonten der *Yoldia* - Schichten ziemlich bedeutend ist, und dass er ohne Zweifel auf die Schwankungen der Uferlinie des Bassins, das sie abgelagert hat, hinweist. Das berechtigt uns jedoch nicht, bedeutende Aenderungen des Regimes anzunehmen, da in der Schicht mit Gescieben *Tellina* gefunden worden ist. Andererseits spricht die Diatomeenanalyse, insofern man nach der Aufzählung der Formen urteilen kann, für die Aenderung des prozentualen Verhältnisses der Süss- und Salzwasserformen, wobei eine allgemeine Zunahme der ersteren und eine Abnahme von unten nach oben der letzteren beobachtet wird, die sichtlich auf Kosten des Absterbens der Salzwasserformen ohne Zuwachs der Süsswasserformen vor sich geht. Ausserdem scheinen Anzeichen aufzutreten,

welche auf ein Fallen des Prozentsatzes der Brack- und Salzwasserformen in dem Horizont mit Geröllen und Geschieben und auf ein nachfolgendes Steigen desselben nach oben hin hinweisen.

Doch ist dieser Schluss etwas unsicher in Anbetracht der kleinen Anzahl der in den beiden ersten Handstücken gefundenen Formen, was bedeutend auf das prozentuale Verhältniss der verschiedenen Formen wirkt.

Das alles charakterisiert ein interglaziales Bassin vom Standpunkt der Lebensbedingungen, dessen Fauna und Flora, der Veränderung seines Wasserspiegels und somit der Erweiterung oder Verengerung seiner Grenzen, — aber das alles erlaubt uns nicht das geologische Alter festzustellen. Die Mollusken-fauna ist derart, dass sie zu allen Zeiten des Quartärs existieren konnte und auch jetzt existiert. Deswegen charakterisiert sie nur das Klima der Gegend im Moment der Bildung der betreffenden Schichten, während deren stratigraphische Stellung auf eine andere Art bestimmt werden muss, und hier stossen wir auf bedeutende Schwierigkeiten, was zu grossen Meinungsverschiedenheiten führt. Tatsächlich, in Anbetracht der Nähe der Bildungszeit dieser Sedimente und der relativen Kürze der einzelnen Zeitabschnitte der geologischen Geschichte bleibt uns nur der durch den Klimawechsel bedingte Wechsel der Fauna und der Flora zur Verfügung. Die Ablagerungen der interglazialen Epochen werden nach ihrer Lagerung zwischen den Grundmoränen verschiedener Vereisungen oder den ihnen entsprechenden Ablagerungen bestimmt. Unter solchen Bedingungen schaf schon das Ausfallen irgend eines Gliedes der Ablagerungsserie Schwierigkeiten für die Feststellung des Alters. Bis jetzt kann man die Frage von dem Alter der interglazialen Ablagerungen noch immer nicht für endgültig beantwortet ansehen.

Die Merzhzahl der russischen Geologen schreiben diese Ablagerungen der Riss-Würm interglazialen Epoche zu.

Als die *Yoldia*-Ablagerungen in der Umgebung von Leningrad entdeckt wurden, wurden sie bald als präglaziale, bald interglaziale Sedimente angesprochen. Die Anhänger der zweiten Anschauung, zu welcher auch der Verfasser gehört, vermuteten unter dem schwarzen Ton das Vorhandensein einer unteren Moräne odere einer Unterbrechung in der Ablagerung der Wegschaffung der Moräne. Später wurde diese Mutmas-

sung durch die Beobachtungen von P. W. K u m p a n bestätigt worden, denn obgleich keine typische Grundmoräne erbohrt wurde, traf das Bohrloch auf eine grosse Menge von Geschieben, die wenn nicht von der Moräne selbst, so doch von ihrer Nähe zeugen. Aehnliche Ablagerungen wurden in vielen Bohrlöchern angetroffen und von S. A. J a k o w l e w (3) bearbeitet. Der Vergleich dieser Ablagerungen zeigt deren grosse Aehnlichkeit mit den Ablagerungen längs den Ufern unserer nördlichen Flüsse. In letzter Zeit ist diese Aehnlichkeit bestätigt worden durch S k o r o c h o d, der die Sammlungen der fossilen Mollusken von der Mga, von Petrosawodsk und der Nördlichen Dwina verglichen hat.

Eine ebensolche nach S k o r o c h o d nur rein äussere Aehnlichkeit besteht auch mit den Ablagerungen Ost-Preussens, wo der schwarze *Yoldia*-Ton mit Vivianit zwischen zwei Moränen lagert. Die gestörte Lagerung gibt Grund seine Lagerung in situ zu bezweifeln und in ihm nur einen von einer späteren Vereisung verschleppten Block zu vermuten. Doch kann man diese Ansicht noch nicht als bewiesen hinnehmen und es bleibt die Mutmassung bestehen, dass der preussische *Yoldia*-Ton zwischen zwei Moränen liegt. Wenn dem so ist, so ergibt sich eine grosse Aehnlichkeit in den stratigraphischen Verhältnissen des Nordens der USSR, der Umgegend von Leningrad und Ost-Preussens. Die Frage ihres Alters kommt heraus auf die Frage der Bestimmung des Alters der Moränen selbst, die ausser der Zahl, der Mächtigkeit, des lithologischen Charakters und deren Verhältnisses zum gegenwärtigen Relief, kein Kriterium für die Lösung gibt.

In Deutschland, in der Umgegend von Leningrad und im Norden der USSR liegt über den Ablagerungen, die die zweite Moräne bedecken, noch eine dritte Moräne, die den eigentlichen Stein des Anstosses bildet, und Meinungsverschiedenheiten unter den Forschern hervorruft. Wäre diese Moräne als die einer Eiszeit und zwar als eine würmeiszeitliche anerkannt, so wäre die Unsicherheit in der Altersbestimmung der tieferliegenden Ablagerungen beseitigt. Doch konnte sie als solche für den Norden der USSR und für die Umgegend von Leningrad nicht bestimmt werden. W. R a m s a y hält die dritte Moräne der Halbinsel Kanin für eine Innenmoräne der zweiten Vereisung. Für das Gebiet von Leningrad ist die Unsicherheit der Altersbestimmung sehr gross. M. J a n i-

s c h e w s k y hält die Moräne, die die *Yoldia*-Ablagerungen der Mga bedeckt, für eine Würmmoräne und die Varven für Ablagerungen des spätglazialen Bassins, S. J a k o w l e w spricht die obere Mga-Moräne, als eine Moräne des Dani-glazials an, die auf den unteren Varven — als zum Gothi-glazial gehörend und die obere, die dritte Moräne, als solche des Dagerot-stadiums an.

In den Definitionen von M. J a n i s c h e w s k y und S. A. J a k o w l e w wird der oberen dritten Moräne nur die Bedeutung einer stadialen oder einer Eisbergmoräne beigemessen. Da die zweite Moräne dadurch zur oberen von den Moränen der grossen Vereisung wird, so steigt die Stellung der interglazialen Ablagerungen an der Mga in der stratigraphischen Tabelle wenigstens bis zur Riss-Würmzeit, vielleicht auch bis zur interstadialen an.

Meine Anschauung weicht ein wenig von den Ansichten der genannten Forscher ab. Es scheint mir, dass die Mächtigkeit und die Verbreitung der Moräne, die über den Varven liegt, viel bedeutender gewesen ist, dass sie einst eine Schicht von 10 — 12 m gebildet hat, und dass diese späterhin erodiert worden ist. An den Stellen, wo sie erhalten geblieben ist und wo sie auf einer offenen Fläche gelegen hat, war sie natürlicherweise der Wirkung der Atmosphäre und der Oberflächenwasser ausgesetzt, durch die ihr lithologischer Charakter etwas verändert wurde. Wo aber ihre Mächtigkeit bedeutender war und diese Prozesse nicht die Zeit hatten ins Innere der Moräne einzudringen, haben wir eine normale Moräne, die lithologisch der tieferliegenden mittleren Moräne sehr ähnlich ist, und sich von der letzteren nur durch ihre braune Färbung unterscheidet. Diese Auffassung der oberen Moräne weicht stark von der üblichen Auffassung der Varven als spätglazialer Ablagerungen ab. Aber sie widerspricht nicht der Auffassung der Varven im Allgemeinen als der Ablagerungen, die dem sich zurückziehenden Gletscher folgen.

SCHRIFTTUM

1. B e u r l e n, K. Dr. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Fortschr. d. Geol. u. Paläont. B. IV, H. 18, 1927.
2. J a k o w l e f f, S. A. Zur Einteilung der Quartärablagerungen der Umgebung von Petersburg. Centralbl. f. Miner. etc. Jahrg. 1923, № 19, S. 593 — 601 u. № 20, S. 626 — 634.
3. J a k o w l e f f, S. A. Die Quartärablagerungen und das Relief

- der St. Leningrad u. ihrer Umgebungen. Leningr., 1925 — 26, S. 82 — 86, 91 — 106 u. Uebersichtstabelle.
4. Jakowleff, S. A. L'activité de la Commission pour l'Etude du Quaternaire en 1927 et 1928. Bull. Comm. pour l'étude du Quaternaire, 1929, № 1, p. 8 — 10.
 5. Janischewsky, M. Geological Sketch of the Western part of sheet 41. Transact. of the Geol. a. Prosp. Serv. of USSR. Fasc. 78, p. 22 — 24.
 6. Lawrowa, M. Geologische Skizze der Onega-Halbinsel im Weissen Meere. Abh. d. Geol. Mus. d. Ak. d. Wissensch. USSR, t. VIII, 1929, S. 8 u. 11.
 7. Markov, K. K. Development of the relief in the north-west. part of the Leningrad district. Transact. of the Geol. a. Prosp. Serv. of USSR. Fasc. 117. 1931. P. 69 — 72.
 8. Markov, K. and J. Krasnov. A geochronological study of varve sediments. Bullet. Comm. pour l'étude du Quaternaire, 1930, № 2, p. 43 — 45.
 9. Mossewitsch, N. Beiträge zur Systematik, Oekologie u. Verbreitung der rezenten und fossilen *Yoldia arctica* Gray. Mat. kom. po isutsch. Jakutsk. ASSR. wyp. 19, L. 1928, S. 3, 8, 13, 34 — 35.
 10. Pavlov, A. P. Glaziale und interglaziale Epochen Europas in Beziehung zur Geschichte des fossilen Menschen. Petrogr., 1922. S. 14 u. 43.
 11. Potulova, N. Notiz über einen Fund der arktischen *Yoldia*-fauna am Fl. Mga. Geol. Westn., 1920, № 1 — 6. S. 187.
 12. Potulova, N. Ueber die geologische Beschaffenheit des Nevatales zwischen Mga und Tosna. Bull. Com. Géol., 1922, t. XLI, № 2 — 5. S. 112 — 113, 122 — 123.
 13. Potulova, N. Ueber die geologische Beschaffenheit des oberen Laufes der Neva und des unteren Laufes der Mga. Bull. Com. Geol., 1924, t. XLIII, № 10. S. 1358 — 1364.
 14. Potulova, N. Einige Bemerkungen über die Stratigraphie der quartären Ablagerungen des Gouvern. Leningrad. Bull. Com. Geol., 1924, t. XLIII, № 9. S. 1211 — 1230, 1232.
 15. Schucht, F. Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. Jahrb. d. Kön. Preuss. Geol. Landesanst. B. XXIX, t. II, 1912. S. 130 — 150.
 16. Skorochod, W. Fauna der Interglazialablagerungen des Fl. Mga (Handschrift).
 17. Sokolov, N. N. Geomorphologische Uebersicht des Wolchow und Ilmen-Seegebietes. Mat. po issl. reki Wolchowa i jego bassejna. Wyp. VII. S. 272.
 18. Wollossowitsch, K. A. Notiz über das Postpliocän im unteren Laufe der Nördl. Dwina. Beitr. z. Geol. Russl. T. XX, 1900. S. 252 — 262. St. Pb.
 19. Wollossowitsch, K. A. Marines Postpliocän von Petrowodsk. Beitr. z. Geol. Russl. T. XXIII, 1908. S. 297 — 319.

DAS FOSSILE TORFMOOR AUS DER RISS-WÜRM (CHELLÉN) INTERGLAZIALZEIT.

A. W. KOSTIUKIEWICZ-TIESENHAUSEN.

DAS FOSSILE Torfmoor im Dorf Mikulino (auf den Karten «Nikulino») — ist ein Dokument der Riss-Würm (Chelles) Interglazialzeit.

Das Torfmoor wird von der jüngsten der in unserem Gebiet ausgebildeten Grundmoränen bedeckt. Oestlicher, bei Smolensk ist diese Moräne nicht vorhanden. Ihre südöstliche Verbreitungsgrenze verläuft in unserem Gebiet längs der schematischen Linie in der Richtung von N nach S über die Städte Rzhew, Bjelyj, Smolensk und weiter nach der Stadt Orscha — also 50 km östlich von Mikulino.

In Smolensk sind zwei ältere Moränen ausgebildet und im natürlichen Aufschluss sichtbar — eine mittlere und eine untere, durch mächtige Schichten von fluvio-glazialen Ablagerungen von einander getrennt.

Bei Mikulino lagern diese Moränen schon unter dem Torfmoor. Die mittlere streicht hier in natürlichen Aufschlüssen mitunter zugleich mit der oberen aus, durch eine Schicht von fluvio-glazialen Sanden von dieser getrennt. Mittels einer nicht tiefen Bohrung ist sie hart am Torfmoor unter diesem, ermittelt worden. Auf diese Weise haben wir im Bereich des Torfmoores eine Moräne in seinem Hangendem und eine andere in seinem Liegenden. Eine tiefere Bohrung, die hier bis zur dritten unteren Moräne gereicht hätte, ist nicht vorgenommen worden.

Das Vorkommen von allen drei Moränen in einem und demselben Aufschluss ist bekannt. Wir haben bei Polozk drei Moränen, durch fluvioglaziale Ablagerungen von einander getrennt. Sie sind mittels eines Bohrlochs im Hofe des Dampfsägewerkes und der Getreidemühle (vormals von E. N. Lewin) konstatiert worden. Die obere Moräne, deren Anwesenheit noch nicht ganz klar aus der Beschreibung des Aufschlusses zu ersehen war, die aber, wie ich mutmasse dort sein musste, wurde später auch sicher mittels einer von mir zusammen mit

D. N. T a r a s s o w ausgeführten Kontrollbohrung festgestellt. Sie fängt 2,5 m von der Oberfläche an.¹ Noch näher zu Mikulino werden von Prof. J. N. A f a n a s s j e w (1) im Aufschluss im Gehänge des Dünatales bei Witebsk drei Moränen erwähnt.

Diese Tatsachen bestimmen die stratigraphische Lage des Torfmoores von Mikulino. Sie beweisen, dass nicht weniger, als drei Vereisungen im Gebiet westlich von der Linie Bjelyj — Smolensk, also auch in Mikulino — stattgefunden haben.

Die obere von diesen Moränen lenkte schon damals die Aufmerksamkeit der Forscher auf sich, als die Frage der Wiederholung der Vereisungen erst aufkam; nämlich vor 20 Jahren wurde hier noch eine Moräne entdeckt, die eine besondere Varietät vorstellt: schwerer, dichter, zäher roter und rot-brauner Lehm, verhältnismässig wenig sandig, gewöhnlich karbonathaltig, mit einer geringen Menge von vorwiegend kleineren Geschieben. Diese schwere Varietät ist gar nicht den gewöhnlich stark sandigen und leichteren Varietäten der Moränenlehme, die östlicher bekannt sind, ähnlich. Er breitet sich in einer dünnen Schicht von 1 — 1,5 m Mächtigkeit aus, bildet Hügel und bekleidet die Senken im Bereich der Moränenlandschaft, oder lagert nicht tief unter der Oberfläche nur mit einer kleineren Schicht von jüngeren Ablagerungen bedeckt.

Dabei wurde auch die ungefähre östliche Grenze seiner Verbreitung festgestellt: die Linie Bjelyj — Smolensk und auch die genauere Verbreitungsgrenze der Jung-moränenlandschaft in diesem Gebiet. Es erwies sich, dass die Linien dieser Grenzen hier zusammenfallen.

Wie die Forschungen der letzten Jahrzehnte zeigen, sind östlich von der Linie Bjelyj — Smolensk zwei Moränenschichten verbreitet. Dort sind nicht weniger als zwei Vergletschungen gewesen. Westlicher haben wir eine frische Moränen-

¹ Wir nehmen ihre Mächtigkeit dort ungefähr 2,4 m an. Von oben lagern: lehmiger Kulturboden — 1,3 m; feiner, rötlicher, unten waserführender Sand — 1,15 m; dann kommt eine Schicht der genannten Moräne — 2,4 m; unter ihr, laut der Profilbeschreibung: fl.-glaz. Sande — ungefähr 7,6 m; Moränenlehm — ung. 7,6 m; fl.-glaz. Sande — ung. 16,5 m; Moränenlehm — ung. 14,2 m — und fl.-glaz. Sande, durch die das Bohrloch nicht durchgegangen ist — ung. 32 m.

landschaft und es erscheint noch eine dritte Moränenschicht; die Verbreitungsgrenzen nach E der ersten und der dritten Schicht fallen zusammen. Ungefähr vor 10 Jahren wurde in Mikulino unter der oberen Moräne ein fossiles Torfmoor entdeckt. Dann wurden auch die drei Moränenschichten in einem Profil bekannt.

Die obere Moräne, die jüngste von allen, ist eine Würm-moräne.

Die Moräne, die in Mikulino unter dem Torfmoor lagert, erscheint in Smolensk schon als die obere von den beiden Moränen, die im Aufschluss zu sehen sind, und gehört zur Risseiszeit. Und schliesslich ist die Moräne, die noch tiefer lagert und in Smolensk und weiter nach E als die untere von beiden erscheint, eine Mindelmoräne.

Es bleibt die Frage offen, ob nicht ausserdem tiefer noch eine Günzmoräne vorhanden ist.

Die Trennung dieser Moränen durch eine Zwischenschicht, in Mikulino — durch das Torfmoor, kann nicht als Folge der Oszillation des Gletscherrandes ein und derselben Vergletscherung angesehen werden. Der Rand des Gletschers, der die Moräne in Mikulino abgelagert hat, musste ganz von hier verschwinden, damit sich ein wärmeres Klima einstellen konnte, bei dem *Buche*, *Aldrowanda* und *Brasenia* von Süden her kommen und sich hier einbürgern konnten. Es war nicht eine Rückkehr des oszillirenden Gletscherrandes, sondern — eine neue selbstständige Vergletscherung.

Dieser Schluss stimmt vollkommen überein mit C. F. Mircinks Vorstellung von der Anzahl der Vereisungen in unserem Lande. C. F. Mircink (7) nimmt drei Vereisungen an (ich meine, nicht weniger als drei), auf Grund der Analyse der im Lande vorhandenen Komplexe glazialer und extraglazialer Ablagerungen in ihrem Zusammenhang und Wechselbeziehungen zu einander, sowie in der Parallelisierung der Vereisungsgeschichte mit den Niveauschwankungen des Kaspischen Meeres.

Das fossile Torfmoor von Mikulino erscheint auf diese Weise als ein Zeuge der Würm-Riss-Zwischeneiszeit (Chelléen).

Das Dorf Mikulino befindet sich im Bezirk Rudnja des Westlichen Gebiets der RSFSR und liegt ungefähr auf halber Strecke zwischen Witebsk und Smolensk, 11 km nördlich

von der Stadt Rudnja der Weissrussischen Eisenbahnen, unter $55^{\circ},2$ nördl. Breite und 31° östl. Länge von Greenwich.

Das Gelände liegt hart an der Linie der Wasserscheide zwischen den Flussgebieten der Düna und des Dnjepr und gehört zum Bassin der Düna. Es befindet sich im System der Oberläufe der linken Nebenflüsse des Fl. Kasplja, nämlich im Gebiet des Oberlaufes des Flusses Rutawetsche, der nach N fliesst. Und gleich nebenan, zwischen Mikulino und Rudnja beginnen die Oberläufe der Nebenflüsse des Dnjepr, wie z. B. der durch Rudnja nach S. fliessenden Beresina.

Das Gelände gehört zum Westlichen Tiefland, dessen Höhen im allgemeinen 200 m nicht erreichen. Aber wie die barometrischen Höhenbestimmungen gezeigt haben, übersteigen einige Punkte 200 m ü. d. M. bedeutend.

An der Wasserscheide befinden sich grössere Höhen, wie bei den Dörfern Assjotok und Maljugowa, es kommen aber auch tiefliegende Flächen vor, wie z. B. das weite, von einem Torfmoor eingenommene Tiefland nordöstlich von Rudnja, wo die Beresina ihren Anfang nimmt.

Das Gelände stellt eine Ebene vor und ist durch Erosion zergliedert. Das Erosionsnetz ist nicht tief, entsprechend der Lage des Territoriums im Quellgebiete der Flüsse. Die Moränenlandschaft ist deutlich ausgeprägt.

Allmählich und unmerklich geht die glatte Oberfläche der Riedelebene in eine schwach wellige über. Stellenweise kommen auch Wälle vor, wie z. B. beim Dorfe Samsonziy. Der Höhenunterschied ist nicht gross, meist 1 — 3 — 5 m, seltener bis 10 m. Stellenweise gehen die Höcker und kleinen Eintiefungen auf die Abhänge und auch auf die Niederung über, wie am südlichen Rande des Dorfes Mikulino.

Ausser dem gegenwärtigen Erosionsnetze kommen hier auch alte, fossile Täler vor. Ein solches verläuft z. B. neben der Strasse von Rudnja nach Mikulino östlich von ihm in $\frac{3}{4}$ — $1\frac{1}{4}$ km Entfernung, im allgemeinen in derselben Richtung von N nach S oder genauer von NNE nach SSW. Sie nimmt ihren Anfang im Norden im Gebiet des Tieflandes am See Rutawetsche (hier liegen die Dörfer Saosërje und Kosinzy) und durchschneidet in der Richtung nach S ein höherliegendes Gebiet, wo sie den Charakter einer tiefeingeschnittenen, aber flachsohligen Rinne, bis 1 km breit, erlangt. Längs des östlichen Ufers liegen die Dörfer Nachai, Perewolotschje

und Postarki. Diese alte Rinne kommt vor Rudnja auf das Tiefland, wo die Beresina fliesst, heraus und verbindet auf diese Weise zwei Tieflande. Gegenwärtig funktioniert die Rinne nicht mehr. In ihrem Boden ist noch ein anderes seichtes, schmales, versumpftes Tal eingeschachtelt das, obschon es funktioniert, doch seine ebenfalls nicht rezente Herkunft eigenartig unterstreicht. Bei Perewolotschje setzt der Wasserlauf in ihm aus. Etwas höher nimmt ein nach N in den Rutawetsche-See fliessender Bach seinen Anfang, und etwas südlicher bildet sich ein ebensolcher Bach, der nach S läuft und ungefähr $1\frac{1}{2}$ km vor Rudnja in die Beresina mündet. Eine andere alte Wasserrinne mit im allgemeinen derselben Richtung verläuft westlich davon in ungefähr 2 km Entfernung.

Ausserdem werden noch hier und da Reste von Osen beobachtet, z. B. ein ziemlich hoher Wall mitten im Tieflande im südwestlichen Teil von Mikulino. Ziemlich grosse Ose streichen unweit des Sees Kupelischtsche.

Eine Kette von Seen in den von den Gletcherwassern ausgehöhlten Vertiefungen liegt zwischen den Tieflanden, die in der Richtung von SE nach NW an Mikulino in gewundener Bogenlinie vorüberziehen. Stellenweise treten auch grössere Höhen dicht an die Seen heran, wie z. B. im nördlichen Teil von Mikulino. Bei einigen Seen hat sich an manchen Stellen eine Ufer-terasse ungefähr in 191 m. abs. Höhe deutlich erhalten. Sie hat somit an verschiedenen Seen verschiedene relative Höhe ungefähr 4 m am Witrino See, 5 m am Jedritza See; 6 m am Golubaj See; 10 m am Rutawetsche See.

Somit ist die Moränenlandschaft zwischen Rudnja und Mikulino deutlich und charakteristisch ausgeprägt.

Die 0,2 bis 1,5 m mächtige Lehmdecke («Lösslehm», «Löss» — hier noch grobkörnig), bekleidet die erhöhten Flächen zwischen den Flüssen. Unter dem Lehm auf den erhabenen Elementen des Reliefs, wo diese nicht ganz von ihm nivelliert sind, streicht hin und wieder der unter ihm lagernde charakteristische rote, zähe, schwere würmeiszeitliche Moränenlehm mit seltenen kleineren Geschieben aus. Hin und wieder kommen in den tieferen Stellen Sande vor, sowie diagonal geschichtete Sande mit Grand und Geröll, die die Ose bilden. Mitunter kommen an der Oberfläche grössere Geschiebe vor.

Somit sehen wir zwischen Mikulino und Rudnja im Osten

ein weites Torfmoor. Es dehnt sich von NNE nach SSW. An der westlichen Seite des Moores und ihm parallel zieht sich in gleicher Richtung von NNE nach SSW eine erhöhte Strecke mit schwachem Hügel — und Senkenrelief. Noch westlicher verläuft die beschriebene Rinne von Perewolotschje, gleichfalls in NNE — SSW Richtung. Danach kommt eine erhöhte Fläche, ebenso mit Strecken von schwachem Hügel — und Senkenrelief, längs der grösstenteils der Weg von Mikulino nach Rudnja sich erstreckt. 2 km westlich vom Wege zieht die nächste erwähnte alte Wasserrinne. Hinter ihr wieder ein Streifen mit Moränenlandschaft. Und alles das wird oben von der tiefen Linie der Seen abgeschnitten, die im allgemeinen in der Richtung von W nach NNE verläuft. Hinter ihr wiederum eine Fläche mit Moränenlandschaft.

Hier, im nördlichen Teil des Gebiets, am südlichen Rande der erhöhten Ebene an der Ostseite des Sees Golubaj und auch auf ihrem südlichen, zum anstossenden Tiefland führenden Abhänge, liegt das Dorf Mikulino.

Auf dem Abstieg vom Marktplatz zum südlichen tiefer liegenden Teil des Dorfes, in der Logowa-Strasse, in der westlichen Böschung des Eisenbahndammes in 197 m. abs. Höhe befindet sich ein Aufschluss des fossilen Torfmoors der Riss-Würm (Chelles)-Zwischeneiszeit.

Das Torfmoor wurde von mir zusammen mit D. N. T a r a s s o w und S. W. D m i t r i e n k o i. J. 1923 entdeckt. Einige von den genommenen Torfproben wurden von W. N. S u k a t s c h e w und P. L. B o g d a n o w untersucht. Es wurden unter anderem Früchte der Buche gefunden. Ein Teil des Materials wurde von W. S. D o k t u r o w s k y durchgesehen. Ausser der im Hangenden liegenden und in dem Schurf sichtbaren Moräne, wurde durch Bohrung unmittelbar am Torfmoor eine Moräne auch im Liegenden der Torfschichten aufgedeckt. Unter den gefundenen Vegetationsresten im Torfmoor wurden von W. S. D o k t u r o w s k y schon an Ort und Stelle einige ausserordentlich charakteristische Formen — *Brasenia*, *Aldrovanda* u. a. — bestimmt. In meinem Vortrag im selben Jahr wurde eine Parallelisierung gemacht mit den Angaben über die fossilen Torfmoore von gleichem Alter aus derselben Zone, nur östlicher der Linie Bjelyj — Smolensk, d. h. schon ausserhalb der Ver-

breitungsgrenzen des Würm-Gletschers, aus den Dörferrn Kletzewo an den Dnjepr—Oberläufen' und Drozhzhino am Flusse Ugra. An diesem letzteren Orte, von D. N. T a r a s s o w erforscht, streichen in den Aufschlüssen zwei Moränen aus, durch eine mächtige Serie fluvio-glazialer Sande getrennt; beide Moränen gehören stratigraphisch schon zu den unter dem fossilen Torfmoor lagernden Schichten. Ich sprach die Meinung aus, dass einigen von den im Torfmoor gefundenen Formen, wie z. B. *Brasenia*, im Zusammenhang mit dem klaren Bilde der Lagerung des Torfmoors, mit den Angaben von anderen Torfmooren parallelisiert, schon die Bedeutung von Leitfossilien beigemessen werden kann.

Das geologische Profil des Geländes im Gebiet des Abhanges der Logowa-Strasse in Mikulino, das hier längs dem Einschnitte verläuft, wo an der Westseite des Weges eine Schicht des fossilen Torfmoores austreicht, bietet folgendes Bild:

1. Roter, dichter Würm-Moränenlehm mit kleinen Geschieben.	ung. 1 m.
2. Gelblich-graue geschichtete sandige Tone, unten in Wechsellagerung mit Sanden und desoxydiert blau-grau, in den unteren 0,05 m mit organischem Stoff bereichert und nehmen erst dort dunkle Färbung an	etwa 3 „
3. Braunschwarzer, fester, zusammengeballter Torf, oft mit Resten von ziemlich festen Holzfasern, unten feucht.	bis 1,6 „
4. Geschichtete blau-graue, desoxydierte, schon unterhalb des Schurfes lagernde, in dessen Sohle aufgedeckte Sandlehme, stellenweise in Wechsellagerung mit Sanden.	ung. 0,6 „
5. Lehmiger, grauer, feuchter, ebenfalls von oben durch den Schurf, in seinem unteren Teil nur durch die Bohrung aufgedeckter Sand	ung. 1,6 „
6. Grauer, wasserführender Sand mit Geröll ebenfalls durch Bohrung aufgedeckt.	ung. 1,3 „
7. Rot-brauner, sandiger Riss-Geschiebemergel; die Bohrung ist durch seinen oberen Teil gegangen, die volle Mächtigkeit wird auf Grund der Angaben aus dem nebenan gelegenen Brunnen angenommen	ung. 8 „
8. Grandige Sande mit artesischem Wasser; der Brunnen dringt auf 0,7 m in sie ein; ihre volle Mächtigkeit ist zweifellos grösser	über 0,7 „

Wie wir sehen, schliessen sich die Schichten des oberen Teiles des beschriebenen Profils—die Würm-Moräne, unter ihr

die Sandlehme und danach eine Schicht Torf (Schichten 1 — 3) unmittelbar in der Wand des Schurfes auf. Die unter ihnen lagernden Sandlehme der Schicht 4 und ein Teil der tiefer folgenden Sande 5 sind im Schurfes aufgedeckt. Der untere Teil derselben Sandschicht 5, die ganze Sandschicht 6 und der Anfang der unter ihr lagernden Lehmschicht der Riss-Moräne 7 wurden erbohrt. Was den übrigen unteren Teil der Lehmschicht der Riss-Moräne 7 anbetrifft, ebenso wie den oberen Teil der Schicht 8 der sie unterteufenden Grande, so sind diese auf Grund der Angaben der Einwohner angeführt. Beim Graben des Brunnens wurde in 3 m Tiefe von der Erdoberfläche eine Schicht des Riss-Moränenlehms 7 angetroffen, — also, wie wir sehen, in demselben Niveau, wie bei der Bohrung im Torfmoore. Die volle Mächtigkeit dieser Schicht erwies sich dort als ung. 8 m. Danach kommen die Sande 8 mit artesischem Wasser. In ihnen wurden ungefähr 0,7 m erbohrt.

Die bei der Schnittkante des Schurfes beschriebene im Hangenden des Torfmoores lagernde Schicht des Würm-Moränenlehms kommt hier mantelartig von der Wasserscheide auf den Abhang herunter. Das deutet unter anderem darauf hin, dass das heutige Relief schon vor der Zeit der Ablagerung der Würm-Moräne existiert hat. Diese Lehmschicht breitet sich oben in derselben Mächtigkeit von 1 — 1,5 — 2 m aus, von einer kleineren Schicht von Deckenablagerungen bedeckt. Die Moräne bekleidet auch den Marktplatz, wo sie nach dem Regen bald hier, bald da hervorkommt, durch das charakteristische Aussehen ihres grell gefärbten Lehmes auffallend.

Die Torfschicht setzt sich in intramoränen Ablagerungen in horizontaler Richtung nicht weit fort. Von der Stelle an, wo der künstliche Durchstich in sie einschneidet und wo der Schurf angelegt ist, sind in der Richtung zum Marktplatz nach einander einige nicht tiefe Bohrlöcher angelegt worden. Ihre Profile haben gezeigt, dass die Torfschicht allmählich in dieser Richtung an Mächtigkeit abnimmt und kurz vor dem Marktplatz ganz auskeilt. Auf diese Weise ist sie hier in dieser Richtung weniger als auf 100 m von der Stelle der Schurfgrube verbreitet. Die Spuren dieser Schicht sind auch weiter westlich in der Fortsetzung der Linie desselben Südabhanges des erhöhten Teiles von Mikulino nicht zu sehen;

weiter südlich auf der steilen Strecke des Abhanges, bei der Kirche, sind auf dem Pfade in den entsprechenden Höhen nur die Ausstriche der fluvio-glazialen Sande mit Geschieben zu sehen. Es fehlt diese Schicht auch ein wenig östlicher — im Aufschluss am neuen Kirchhof, wo die beiden Moränen (Würm und Riss) zusammen mit der sie trennenden Schicht von fluvio-glazialen Sanden in einem und demselben Profil zu sehen sind. Ob diese Schicht sich hier überall, wo früher das Torfmoor war, erhalten hat, oder ob das Torfmoor selbst keine grosse Ausdehnung hatte — ist schwer zu entscheiden. Aus dem Umstande, dass die in der Richtung nach N längs des Anstiegs der Logowa-Strasse verfolgte Schicht dort nicht aussetzt, sondern allmählich auskeilt, scheint es richtiger anzunehmen, dass das Torfmoor klein gewesen ist.

Das Ausstreichen der beiden Moränen (Würm und Riss) im gemeinsamen Profil wurde in Mikulino beim neuen Kirchhof, am erhöhten Teil des Dorfes östlich vom Marktplatze (Punkt № 2 auf Abb. 2) — in der rechten Seitenschlucht der dort zwischen dem alten und neuen Kirchhof liegenden Schlucht beobachtet. Im Oberlaufe dieser Seitenschlucht wurden in der Wand des Absturzes beobachtet:

1. Roter, schwerer, fester Moränenlehm mit kleineren Geschieben (Würm) ung. 1 m.
2. Graue, diagonalgeschichtete fluvioglaziale Geschiebesande weniger als 1 .
3. Rot-braune, oben sandlehmige, nach unten lehm-sandige Moräne mit Geschieben (Riss) ung. 6 .
4. Helle diagonalgeschichtete feinkörnige Geschiebesande bis zum Boden des Talweges ung. 9 .

Das Vorkommen der beiden Moränen im Gebiet des oberen Teils des Dorfes Mikulino über dem Wasserspiegel des Sees Golubaj kann auch an anderen Punkten verfolgt werden, allerdings nicht so deutlich.

Die Torfschicht im beschriebenen Profil in der Logowa-strasse von ung. 1,6 m Mächtigkeit, kann dem Charakter des Torfes nach laut W. S. D o k t u r o w s k y von oben nach unten in folgende Schichten geteilt werden:

1. Holztorf (mit Birken, Kiefern, Fichten, Erlen) oben mit Sphagnum und Seggen ung. 0,87 m.
 2. Unter ihm — Wald — Schilfrohrtorf (mit Erlen) 0,15 .
 3. Grass-Holztorf (mit Birken und Kiefern) ung. 0,18 .
- Also in ganzen—ung. 1,20 m., d. h. $\frac{3}{4}$ der ganzen Torfschicht.

4. Weiter kommt Grass und Seggentorf ung. 0,16 m.
5. Hypnum- und Seggentorf ung. 0,14 „
6. Hypnumtorf, unten mit Resten von Wasserflora . . . ung. 0,08 „
 Tiefer, an der Sohle, aber schon im Bestande der
 unterteufenden Sande — eine Zwischenschicht von
 Gytja von ung 0,02 „

Wir haben somit hier: oben, im grössten Teil der Schicht-Waldtorf, bis 1,2 m, d. h. ung. $\frac{3}{4}$ der Mächtigkeit der ganzen Schicht; dann eine Übergangsschicht von Grass- und Seggentorf (0,2 m), und tiefer Hypnumtorf, unten mit Resten von Wasserflora.

Folglich war hier ein Wasserbecken, das dann verschwand, indem es erst in Waldsumpf und zuletzt in einen Sphagnumsumpf sich verwandelte.

Aber nicht allein von dieser Naturgeschichte des Wasserbeckens zeugt das Profil des Torfmoores. Während der Zeit der Bildung und des Anwachsens des Torfmoores veränderten sich nicht nur die Bildungen auf der betreffenden Fläche. Es veränderten sich gänzlich auch die klimatischen und botanisch-geographischen Zonen überhaupt im ganzen betreffenden Gebiet, wie auch zweifellos in den benachbarten Gebieten. Der Würmglletscher war im Anzug.

Auf die hier stattgefundenen Änderungen der physikalisch-geographischen, klimatischen und botanisch-geographischen Bedingungen weist, ausser der Geschichte des sich zuziehenden und dann verwachsenden Torfmoores, auch das Profil des Torfmoores durch den Charakter und die Verteilung in der Richtung von unten nach oben der in ihm enthaltenen Vegetationsreste.

Das Klima war anfänglich feucht und warm, wärmer, als gegenwärtig. Eben von diesem Momente an beginnt die im Torfmoor abgespiegelte Geschichte des Wasserbeckens. Unten in der Hypnumschicht des Torfes wurden Reste von Wasserflora entdeckt, deren Charakter mit Bestimmtheit auf ein bedeutend wärmeres als das jetzige Klima deutet.

Von den Resten dieser Wasserflora wurden hier Samen *Brasenia Schröteri* S z. gefunden, einer Wasserpflanze unserer gewöhnlichen Wasserlilien aus der Familie *Nymphaea* verwandt — einer Gattung die in Europa jetzt überhaupt nicht mehr vorkommt, in anderen Ländern aber Gebiete mit warmem und feuchtem Klima, teilweise auch mit subtropischem und tropischem Charakter vorzieht; diese Gattung kommt

gegenwärtig vor im südöstlichen Asien (Ostindien, Japan, Mandchurei, Ussuri Gebiet, die Unterläufe der Bureja, Amur Gebiet), in Ostaustralien, in Angola in Afrika, in Nordamerika — von Kalifornien, Mexico, Kuba bis Neuschottland. Diese Gattung kann bei uns als Leitfossil für intraglaziale Ablagerungen dienen.

In derselben Hypnumschicht sind auch Samen von *Aldrovanda vesiculosa* L. gefunden worden, ebenfalls einer Wasserpflanze aus der Familie der *Droseraceae*, einer Gattung, die zwar zur Jetztzeit in Europa vorkommt, jedoch nur südlich — in Westeuropa und in dem südwestlichen und südlichen Teil der USSR.

Ferner wurden folgende, ebenfalls zu den wärmeliebenden gehörende Formen gefunden: Wassernussbaum (*Trapa muzzanensis* J ä g g i), die bei uns gegenwärtig südlicher im Gebiet von Minsk vorkommt: *Stratiotes aloides* L., die überhaupt bei uns weit verbreitet ist, doch in der betreffenden Zone nicht immer Früchte trägt, hier aber im Torfe mit Früchten gefunden ist, ferner sind *Cerathophyllum demersum* L., *Najas marina* L. gefunden worden — alles unten, im Hypnumtorf.

Wie die einzelnen Pflanzen, so auch dieser ganze Komplex charakterisieren die klimatischen Bedingungen in genügender Weise. Das Wasserbecken war mit Wald umgeben. Der Charakter ihrer Vegetation weist ebenfalls mit Bestimmtheit auf ein wärmeres Klima. Es wurden z. B. in derselben *Hypnum*-Schicht zusammen mit *Brasenia* und *Aldrovanda*, ebenfalls in grosser Menge, wie es scheint aus dem umgebenden Walde hierher herbeigebrachte Früchte der Buche (*Carpinus betulus* L.) gefunden. Unter den jetzigen Klimabedingungen kommt die Buche hier überhaupt nicht vor. Ueber der Hypnumschicht sind im Torfe keine Reste von Wasserflora gefunden worden. Höher kommen ausschliesslich Reste der Sumpfflora vor. Danach siedeln sich im Torfmoor schon Waldformen an — Erlen, Weiden, Kiefern, Birken u. a. Ihre verschiedenen Reste werden öfters im Torf angetroffen — Holzfaser, Rinde u. a. Zu gleicher Zeit verändert sich das Klima. Allmählich wird es bedeutend kälter. Es verändert sich auch der gesamte Charakter der Wälder.

Die Analyse des fossilen Pollens wurde von W. S. D o k t u r o w s k y gemacht. Der Pollen gelangte hierher zweifel-

los von den umstehenden Bäumen. Es unterliegt aber keinem Zweifel, dass er vom Winde zum Teil auch aus der nahen, wie auch fernerer Umgebung, vielleicht aus einer Entfernung bis 50 km angeweht wurde. Die erhalten gebliebenen Reste geben somit den allgemeinen Charakter der Wälder im betreffenden Gebiet wieder.

Und die Resultate dieser Analyse, die in Proben von ungefähr 5 kb. cm der Torfschicht alle 10 cm in senkrechter Richtung entnommen, zeigen, dass der hier anfangs vorhandene Laubwald mit Buchen, Ulmen, Eichen, Linden, Nussbäumen, Erlen u. a., von denen das Wasserbecken umgeben war, mit der Zeit dem Nadelwalde wich, mit bereits starker Entwicklung von Kiefern und Fichten, bis zu deren entschiedenem Überwiegen.

Auf diese Weise haben: ein kleiner im Laubwalde verlorener See mit charakteristischer Wasserflora: *Brasenia*, *Stratiotes aloides*, *Trapa muzzanensis*, *Aldrovanda* u. a., die unter besseren klimatischen Verhältnissen verbreitet waren: dann — ein Waldsumpf in denselben Wäldern; danach ein Torfmoor im Bruchwalde und letzten Endes ein Sphagnummoor im Misch- und im Nadelwalde unter bereits kälteren klimatischen Verhältnissen — durch Ansammlung von ihren, sowie auch von teilweise hierher verfrachteten Pflanzenresten ein Dokument hinterlassen, das die Lebensbedingungen seiner damaligen Umgebung widerspiegelt.

Waldvegetation — Bäume und Sträucher: Weissbuche, Wassertanne, Eiche, Ulme, Linde, Himbeere, Weide, Birke, Erle, Fichte, Kiefer.¹

- Carpinus Betulus* L. (S, P)
- Corylus Avellana* L. (S, P)
- Quercus pedunculata* Ehrh. (P)
- Ulmus* sp. (P)
- Tilia* sp. (P)
- Rubus idaeus* L. (S)
- Salix* sp. (H, P)
- Betula* sp. (H, R, P)
- Alnus* sp. (H, R, P)
- Picea excelsa* L. in k. (H, R, P)
- Pinus silvestris* L. (Z, R, H, P)

¹ Holz (faser) — H, Rinde — R, Früchte oder Samen — S, Zapfen — Z, Pollen — P.

Wasser-sumplige Graspflanzen — die im Text bereits erwähnten *Brasenia* u. a., sowie ausserdem *Trifolium* (*Melilotus trifoliatum*), Schilf, *Eriophorum*, Seggen — (Samen und Früchte):

- Brasenia Schröteri* S z.
- Najas marina* L.
- Ceratophyllum demersum* L.
- Trapa mizzanensis* Jäggi
- Stratiotes aloides* L.
- Aldrovanda vesiculosa* L.
- Phragmites communis* Trin.
- Eriophorum* sp.
- Carex lasiocarpa* Ehrh.
- » *rostrata* Stok.
- » *caespitosa* L.
- » *chordorrhiza* Ehrh.
- » *paradoxa* Willd.

Moose (nach Blättern):

- Calliegron trifarium* (W. u. M.) Kinob.
- Drepanocladus vernicosus* Lindb.
- » *aduncus* Hedw.
- Aulacomnium palustre* (L.) Schw.
- Meesea triquetra* (L.) Angstr.
- Paludella squarrosa* (L.) Brid.
- Sphagnum teres* Angstr.
- » *Warnstorffii* Russ.
- » *subsecundum* Nees.
- » sp. (aus *Cuspidata* Sekt.).
- » » (aus *Cymbifolia* Sekt.).

Zweifellos waren Jahrtausende für die Ablagerung der Torfschicht von Mikulino erforderlich. Die dichte durch den Druck der aufliegenden Gesteine und noch mehr durch die Last des seinerzeit auf ihr sich bewegenden Würmgletschers zusammengepresste Torfschicht erreicht eine bedeutende Mächtigkeit — bis 1,6 m. Bei der üblichen Dichtigkeit des Torfes musste seine Mächtigkeit vor der Zusammenpressung, wie W. S. Doktrowsky annimmt, 3 — 4 mal grösser sein.

Der in der Torfschicht abgespiegelte Zeitabschnitt umfasst aber nicht die ganze Zeitspanne der Riss-Würmzeit (Chelies). Vom Moment des Schwindens des Rissgletschers und

bis zum Kommen des Würmgletschers wäre es natürlich hier anfangs strenge, ungefähr dem Tundreregime entsprechende Klimabedingungen, sodann ein Wärmerwerden des Klimas, und zuletzt wiederum ein Kälterwerden zu erwarten. Doch spiegelt das Torfmoor kein solches Bild der Ablösung des Klimatwechsels wieder. Wir finden in ihm nur den Abdruck eines Zeitabschnitts aus der ersten Hälfte vor — das Klima fing bereits an kälter zu werden. Doch kommt der Pollen der Weissbuche im Torf fast bis oben vor.

SCHRIFTTUM.

1. Afanassjew. J. N. Die Böden Weissrusslands als natürliche Quellen der Produktionskräfte des Landes. Mem. der Weissruss. Akad. der Landwirtschaft. Gorki, 1926, № 1, Riss des Aufschlusses. Medwezha Gora. 94 S.
 2. Dokturowsky W. S. Die interglaziale Flora in Russland. — Geol. Fören.-Förhandl. 1929. Bd. 51, H. G. Stockholm.
 3. Dokturowsky W. S. O mezhlednikowych florach SSSR (Über die interglaziale Flora der USSR) — «Pochwowedenie», 1930, № 1—2.
 4. Dokturowsky W. S. Nowye dannye po mezhlednikowej flore SSSR (Neue Daten über die interglaziale Flora der USSR) Bullet. Moskovsk. Obschtsch. Ispyt. Prirody 1931, Geol. Otd. t. IX (1—2).
 5. Mircink. G. F. Sootnochenie tschetwertitschn. kontinentaln. otlozhenij Russkoj rawniny i Kawkasa (Das Verhältnis der Kontinentalen Quartärablagerungen der Russischen Ebenen zu denen des Kaukasus) «Isw. Assoz. nautschn.—issl. Inst. Mosk. Gos. Univ. t. II, № 3—4 sa 1928, S. 350, 356.
 6. Mircink. G. F. Nowaja nahodka mezhlednikowej flory. (Ein neuer Fund von interglazialer Flora). «Priroda» 1928, № 6, S. 608.
 7. Mircink. G. F. Über die Anzahl der Vereisungen auf der Russischen Ebene. «Priroda», 1928, № 7—8.
 8. Mircink. G. F. Mezhlednikowyje otlozhenija Ewrop. tschasti SSSR i ich snatschenie w tschetwertitschnoi istorii (Die interglazialen Ablagerungen des Europ. Teiles der USSR und ihre Bedeutung für die Geschichte des Quartärs). Geol. Westn. 1929, S. 60.
-

GEOLOGICAL GUIDE TO KIEV

V. CHIRWINSKY.

1. GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE TERRITORY OF KIEV AND ITS ENVIRONS AND GENERAL CHARACTERISTICS OF THE QUATERNARY DEPOSITS.

KIEV is situated on the right high bank of the Dnieper. The country, both within the confines of the town and in its nearest environs is strongly dissected. This strong dissection depends on the great difference of elevation between the basis of erosion or the Dnieper with its small affluents—the Lybed, Syretz, etc. and the highest parts of the town. The maximal absolute heights are in the eastern part of the town.

Owing to the great difference of heights, viz. $190,74 - 87,26 = 103,48$ m., and the presence of rocks easily subjected to erosion Kiev and its environs is dissected by numerous ravines. These ravines chiefly groop near the rivers Dnieper, Lybed and Syretz.

A part of these ravines within the town is turned into streets, as for instance the Kreshchatik (Vorovsky street) presenting a ravine discharging into the Lybed: as to the others, the process of building only begins.

The upland plateau, on which the town is situated at the present time, formerly extended far in north-eastern direction. Owing the undermining of the right bank by the Dnieper, the plateau was gradually reduced in size. The parts of the plateau preserved between the Dnieper and the Lybed form the elevated Dnieper ridge with heights reaching 100 m. above the low water level of the Dnieper. Along the edge of the upland bank of the Dnieper in many points are observed cirque-like depressions with spurs projecting between them.

They are the result of landslips moving along the surface of the brown and variegated clays. As to the spurs they present parts of the plateau, preserved between them, being

well drained and therefore possessing a considerable stability.

Isolated table mountains represent the extreme stage of development of the spurs. They are formed partly by landslips, partly owing to the presence of ravines separating them from the adjacent plateau. The mountains occupied by the Florovskiy Cloister, the former ecclesiastical semi-

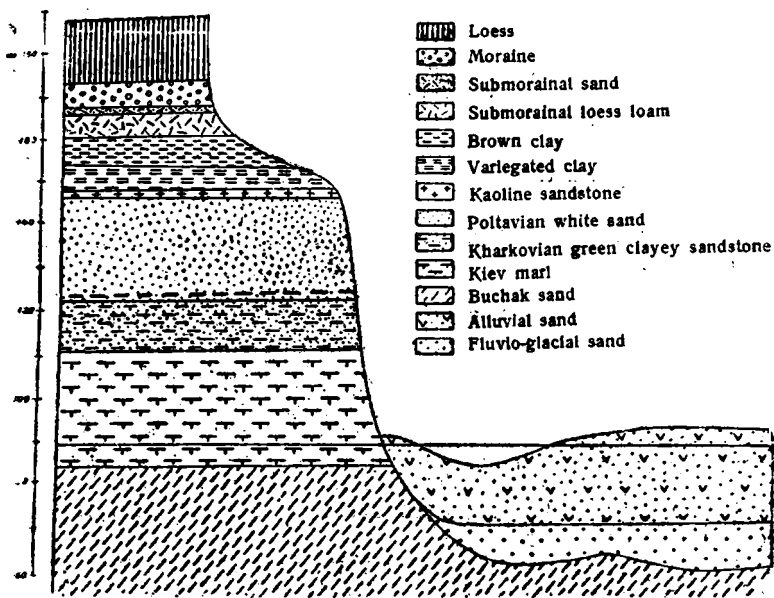


Fig. 1. Geological section through the Dnieper Valley in the region of the Garden of the 1-st of May

nary, etc. can serve as beautiful examples of such table-mountains.

The main features of the relief were already laid prior to the deposition of the supramorainic loess, as it is evidenced by its mantling the slopes of valleys and ravines. The energetic erosion of the elevated plateau goes on even now.

The strong dissection of the territory of Kiev has for its consequence the abundance of streets with high ascents reaching 12°.

The general character of the geological structure of Kiev and its environs presents itself as follows (from above).

QUATERNARY DEPOSITS.

THE QUATERNARY deposits of the Kiev region can be subdivided into three types: 1) the loess type, 2) the loessfree (sandr) type and 3) the terrace type.

The first two types occur on the elevated right-shore plateau, whereas the terrace type is confined to the Dnieper valleys, both to its left and right sides. The most ancient terraces (the 4-th and 5-th) are observed exclusively on the left side, far beyond the confines of the town.

Quaternary deposits of the loess type on the plateau.

Q₇ Supra-Morainic Wurmian ¹ Loess. The highest points of the plateau as well as the slopes of the Dnieper valley and of many ravines are mantled with a cover of loess.

The loess of the environs of Kiev is the extreme northern point of continuous loess-distribution. Farther north, occur loess-like loams and not typical varieties of loess in the form of small isolated islands (Mezhigorie, st. Petrovtzy).

Stratigraphically the loess occurs among rocks lying on every different horizons.

The typical loess presents a fine, porous calcareous loam of pale-yellow or bay colour, delicate to the touch, and forming abrupt scarps in outcrops. In the loess occur calcareous pipes and sometimes calcareous nodules (Loess Kindchen). Rarely occur small shells of *Pupa muscoru*, *Helix hispida*, *Succinea oblonga* and bones of mammalia.

The mechanical composition of the loess is seen from the figures given below. ²

In places, the lower horizons of the loess show stratification and sometimes fine boulders.

¹ The moraine of the Dnieper glaciation, conventionally referred to the Riss is taken by us as initial point in the classification of Quaternary deposits.

² According to analyses made in the Laboratory of the former United Geological and Research Service. 1930.

Dimensions of particles (in mm.)	The loess in the Garden of the 1-st of May	The loess of the Babi Yar	
		1	2
	i n p e r c e n t s		
1—0,25	0,10	3,45	4,13
0,25 - 0,05	0,68	19,69	16,60
0,05—0,01	51,39	41,97	44,89
< 0,01	41,83	34,89	34,38

The thickness of the typical loess in outcrops is variable and can reach up to 14,5 m.

At places, in the lower parts of the loess buried soil is to be observed. Its thickness can reach up to 1 m. In the garden of the 1-st of May it is possible to observe a superposition of the buried soil upon boulder loam. At places, in the lowermost part of the loess series is seen a second less distinct layer of buried soil, dividing the loess into 2 stages.

Besides the typical loess, more arenaceous varieties of loess and loess-like loams often with distinct stratification are rather widely spread, especially on slopes and in the border zone between the loess and the loessfree plateau. In a series of points within the confines of the above mentioned border zone (in the Kirillovskaya street and the Babi Yar) is observed an intermittence of loess, loess-like loams and of sands of the loess stage, which proves their being of the same age.

The sands of the loess series being coloured in tints close to those of the loess, make from afar the impression of a homogeneous series, which under closer examination proves to be variegated and changeable.

The sands of the loess series often being loess-like, fine-grained and clayey, rarely coarse-grained, can reach a considerable thickness.

At the base of the sands of the loess-series a paleolithic stand (1, 4, 17) was discovered in 1893 by V. V. K h v o y k o and P. J. A r m a s h e v s k y in the Kirillovskaya street in the estates of Zival and Bagreev.

Here were found numerous mammoth tusks and bones, as well as bones of the cave bear, lion and hyena, intermingled with charcoal and flint implements. Some of the bones are burnt, split and bear traces of human activity.

The geological section after P. J. Armashevsky presents the following aspect:

Q_1^w	1. Loess	about 10 m.
	2. Arenaceous clay with interbeds of yellowish brown clay	1,5 .
	3. Grey and greenish-grey sands, partly clayey, containing at places gravel and boulders	6,0 .
	with a cultural refuse bed among them. Lower follows the Kiev marl.	

Unfortunately, there is no trace of this exposure, being destroyed by extraction of the clay. Rests of the cultural bed may be seen in the Town Museum, in the Revolution's street.

Q_1^R **Rissian Glacial deposits.** Below the loess, there is usually a moraine of the Dnieper (Rissian) glaciation, separated at places from it by layers of the above mentioned fine clayey, loess-like sands and loams.

The glacial deposits are chiefly represented by loams and rarely by boulder sands. The boulder loam is usually of a red brown or yellow-brown, sometimes of a grey colour.

A considerable content in it of SiO_2 points to a great amount of quartz and a small quantity of Al_2O_3 , chiefly connected with feldspars, a small content of clay (11 — 12%).

The mechanical composition of the typical boulder loam is seen in the subjoined table:

Dimension of particles (in mm.)	Sample 1	Sample 2
3—2	1,75	0,65
2—1	1,72	1,97
1—0,5	6,48	6,00
0,5—0,25 (sand)	19,46	16,25
0,25—0,05	27,56	26,08
0,05—0,01 (dust)	17,42	17,27
0,1 finest particles	25,61	29,79

The predominance of finest particles over dust is characteristic; the content of sand exceeds the sum of dust and finest particles.

The content of $CaCO_3$ in the boulder loams can vary from 0 to 14%.

Among the boulders occur the most different rocks of the North: granites, syenites, diorites, gabbro, porphyry, porphyrites, diabases, orthophyres, gneisses, mica-staurolite, chlorite, talc schists, sandstones, quartzites, flints, limestones, dolomites, etc.

A detailed study of boulders (11, 32, 34) shows, that the boulders of the Kiev environs are chiefly brought from North Finland and the western part of the Karelian Aut. S. S. R. Scandinavian boulders are absent. There were found the following guide boulders:

1. Viborg rapakivi (frequent).
2. Hogland quartz-porphyry (frequent).
3. Uralite porphyrite of Tavasthus.
4. Shoksha sandstone.

Boulders of limestones are very numerous from the Baltic region and the western part of Central USSR. They are especially numerous in the moraine of the Babi Yar.

In general all these boulders show, that they were brought from the North (NNW, N, NNE). There is a single morainic series, evidencing that within the confines of the Dnieper glacial lobe there was one glaciation.

The Mindel and Würm glaciation did not reach the region of the Middle Dnieper, but marked their presence by fluvio-glacial deposits within the confines of the ancient Dnieper valley.

The boulders greatly vary in size, from very small ones to such of 2 m. in diameter. A very large boulder of Viborg rapakivi lies in the environs of Kiev near the village Belichi.

In many places the moraine was subjected to erosion (especially in the loessfree plateau). The thickness of the boulder loam is very variable. The maximum thickness of 10,2 m. is observed in the Babi Yar and of 8,75 m. — in the southwestern part of the Garden of the 1-st of May. The average thickness is about 6 m. At places above the moraine is observed a faintly pronounced water-bearing horizon (1).

Directly subjacent to the moraine or separated from it by a seam of yellowish-white (submorainic) stratified sand (1-2m.) usually occurs greenish-grey, rather soft submorainic (Pre-Rissian) fresh-water loam.

This rock is studied but little, a part of geologists regards it as a lacustrine deposit, while others tend to find in

it the submorainic loess stage. Its thickness varies from 1,6 to 8,5 m. The average thickness is 4-6 m. In the loam occur *Planorbis* and *Limnea*.

The mechanical analysis of the above mentioned loam from outcrops of the Garden of the 1-st of May (I) and the mountain of the former Florovskiy Cloister (II) gave the following result:

Dimensions of particles (in mm.)	Sample I	Sample II
1,00—0,25	0,06	0,11
0,25—0,05	1,23	31,60
0,05—0,01	49,36	43,14
< 0,01	49,35	25,15

Rarely a coarse grey loam is observed under the moraine (Babiy Yar).

Brown clays. Brown clays represent the lower member of the Quaternary (Pre-Glacial) deposits of Kiev and are usually subjacent to the submorainic loams. The clays are of brown colour with different shades.

The mechanical and chemical composition of clays is seen from the analyses given below.

Mechanical composition of the brown clays (in %/‰).

	Dimensions of particles (in mm.)	Vyshgorod	Lukianowka (20, 26)	The Garden of the 1-st of May
		i n p e r c e n t s		
Average content of sand remaining in sieves	{ 0,05 0,05—0,01 0,01	4,1 0,8—10	2—1 max. 10—11	5,33
900 and 4900 mesh				7,48
variations				87,09
				99,90

The brown clays, as a rule are less arenaceous, than the underlying mottled clays.

The brown clays are plastic, but not refractory. In them rather often occur calcareous concretions with knobby surface. In the internal cavity of the concretions crystals of

calcite and ferruginous manganese efflorescences are often observable. Pisolitic grains of brown ironstone also occur. Within the confines of the rightshore plateau, brown clays occur by isolated islets of various size. In a series of points they are partly or wholly eroded (Kirillovskaya Street, Pushkin Park, etc.).

The thickness of the brown clays varies within rather wide limits: so in the region of Repiakhov Yar their average thickness is about 7 m., in the tract bordering the upper edge of slopes it diminishes to 2,4 — 5,4 m. In the region of development of brown clays it is from 2,47 to 6,98 m. In the region of Vyshgorod the thickness of the brown clays usually varies from 11,25 to 15,70 m. and only in the points where erosion is conspicuous a smaller thickness is observed (1,5 — 7,75 m.)

The age of the brown clays¹ as well as that of the variegated ones is unknown, as no organic remains were discovered in them. Their genesis is also enigmatic. A. K r a s o v s k y's indication at the presence in them of humus is very interesting (19, analysis № 6).

To the brown and subjacent variegated clays the second underground-water horizon is confined.

The presence of an aquifer causes landslides by which certain parts of the town are highly damaged.

On the level of the variegated and brown clays on the right side of the Dnieper a well pronounced landslide terrace is observable (Garden of the 1-st of May, 70-74 m. above the Dnieper level).

The subjacent Tertiary deposits exposed in the sections of the Dnieper, as well as underlying the Quaternary deposits in the valley of the Dnieper (fig. 1) fall into the following horizons:

1. Variegated clays — most commonly red-brown and brick-red but occasionally yellow, crimson and grey. Their colour is distributed by irregular spots, owing to what, the clays are named as variegated ones. Thickness 4-10 m.

2. Poltavian stage (Oligocene) begins with a spotted kaolin sandstone coloured in mottled hues, which downwards

¹ Some geologists refer the brown clays together with the variegated ones to the Upper Tertiary deposits (D. S o b o l e v).

gradually changes into white and greyish-white fine-grained sands, containing at places kaolin and minute flakes of white mica; the kaolin is either in the form of kaolin dust, or forms thin partings and lenses; the sands are finely, sometimes, diagonally-bedded.

In the lower part of the Poltavian sand series often occur interbeds of brown coal.

The thickness of the sands underlying the seam of brown coal is not great, usually about 1 m. The thickness of the Poltavian sands (with kaolin sandstone) varies from 19 to 31 m. On the average — 25-27 m.

3. The Kharkov stage (Oligocene) begins somewhat below the seam of brown coal, approximately from the height of 34-35 m. above the Dnieper level. They are represented by greenish-grey, yellowish-grey and dirty-green finegrained sands and clays with a total thickness of about 10-13 m. The sands are usually very clayey and contain in great quantities flakes of white mica.

In the clay interbeds among the sands of the Kharkov stage a partial water-bearing horizon (the fourth) is occasionally to be observed. To the lower parts of the Kharkov stage is confined a fifth, rather strong underground water horizon or counting only the main ones, the 2-d groundwater horizon of underground water). It is due to a subjacent layer of impermeable marl.

4. The Kiev stage (Upper Eocene). Beds below the arenaceous argillaceous deposits of the Kharkov stage at a height of 20,5-23 m. above the Dnieper level. These deposits are exhaustively studied. They begin with a greenish «overclay» (naglinok) gently grading into the underlying Kiev marl or *Spondylus* clay.

In a wet state the Kiev marl is bluish or greenish-blue in colour, in a dry state — grey, with a light bluish or greenish shade. The thickness of the Kiev marl is 27,7 m., so that its foot lies below the level of the Dnieper. The marl presents a fine building material fit for brick making.

The high content of carbonates is very characteristic (according to my analyses, the content of carbonates varies within 16,33 — 34,99%). Of the fossils contained in them rather common are: *Pecten corneus* S o w., *Pecten idoneus* W o o d., *Spondylus Buchii* P h i l l., the coral *Polycoelia*

reticulata Eichw., *Ostrea plicata* Sol., *Vulsella deperdita*, rarely *Cardita*, *Pinna*, *Pholadomya* and *Cypricardia*. Rather common are fish remains in the form of complete imprints and separate teeth.

Thus, the Kiev marl only in its upper part (25, 28-30) is exposed in the outcrops, its lower part lying below the level of the Dnieper. The beds underlying it, are as follows:

5. Eocene. The Kiev marl is followed by deposits of the Buchakian and Kanevian stages. For the most part they are represented by glauconite sands — grey-greenish, dark-green, sometimes nearly black (especially at base, above the chalk) with rare interbeds of arenaceous clays. In these sands occur phosphorite (apatite) sands. These sands are either coarse, or fine-grained, with different contents of clay. Their total thickness is about 42 m. To these sands a rich ground-water horizon is confined.

Quaternary deposits of the plateau of the loessfree (sandr) type.

The region of loess development in Kiev and its environs presents the northern extremity of the entire area of its distribution and is shaped as a peninsula.

Considerable areas of the western and north western parts of the town and its environs have no loess cap, being occupied with sandr-sands; sand and sandy-clayey deposits of such kind are widely developed along the Syretz River in the head part of the Babi Yar, in the Pushkin Park, in the region of the «Bolshevik» Works, on the territory of the former Polytechnical Institute, in the vicinity of Karavaev's villas, in the region of Pushche-Voditza, Sviatoshino, Irpen, Vyshgorod, etc.

The boundary between the loessfree and the loess plateau within the town passes (21, 37) along the western outskirts of Kiev, through the railway station, the Jewish bazaar, extends further along the Skomorokh Brook, where on its left bank loess is present, and next in the direction to the Kirillov hospital, to join some distance north-east of the latter the valley of the Dnieper. Along the mentioned boundary passes a transition zone, 0,5 — 1 km. in width.

As it was already mentioned, this zone is characterized by

an alternation of loess, loess-like loams and sands (the lower parts of the Babi Yar, the Kirillovskaya Street, Glubochitza, etc). It is interesting to note that in the relief the boundary between the loess and loessfree plateaux is not marked in any way. B. L i c h k o v (26) discovered *Unio* cf. *Zwonomiri*—B r u s. in the stratified loams.

The rocks constituting the sandr region are varied and distinguished by their extreme inconstancy both in vertical and horizontal directions.

Various sands predominate, often containing a considerable quantity of boulder (Syretz River, the Pushkin Park, the Babi Yar, Karavaev's villas) which points to their important rôle in the formation of the eroded moraine.

Loams are also common, clays are of a rarer occurrence.

At places among the sands, half eroded remains of the moraine are preserved (the gully of the Pushkin Park).

It is interesting to note, that the moraine is best preserved on the elevated ridge connecting the territory of the former Kiev Polytechnical Institute with the «Bolshevik» Works, where the thickness of the sandr sands and loams mantling the moraine is the smallest (2-4 m.).

The erosion of the brown and variegated clays and sand of the Poltavian stage is also observed in many places along the Syretz River, in the head part of the Babi Yar, and as shown by borings in the region (14) between the Pushkin Park and the former Jewish Hospital. In the latter region the thickness of sand deposits reaches its maximum, i. e. 25-28,1 m.

The above mentioned ¹ deposits are not wholly synchronous; there are grounds for supposing that a part of the deposits closely connected with the moraine belongs to the times of the Rissian (Dnieper) glaciation and is connected with the activity of melting snow, while the other part is of a younger age and belongs to the Würm.

At places the upper sand horizons bear traces of the activity of wind.

¹ The areno-argillaceous rocks of the loessfree plateau, developed in the environs of Kiev, are analogous to the sands widely distributed in Polesie, and named «sandr sands». They might hardly be regarded as pure sandr sands, a part of them being of alluvial origin (in their upper horizons boulders are often absent), in many places they are redeposited by wind.

Quaternary deposits within the 1-st and 2-nd (loessfree) terraces of the Dnieper.

Near Kiev a wide meadow terrace is mainly developed along the left side of the Dnieper. Somewhat farther north, between Kiev and Vyshgorod a wide meadow terrace is also developed on the right side of the Dnieper (Obolon).

The 2-nd terrace near Kiev is observed along both sides of the Dnieper. On the leftside terrace is situated Darnitzia and a firing ground. The 2-nd terrace of the right shore of the Dnieper is less and occupied by the suburbs of the town, thus the Podol, a part of Kurenevka and Priorka are also situated on it.

The 1-st and 2-nd terraces are well developed along both banks of the Dnieper between Kiev and Tripolie. Here their total width reaches 17 km.

As a rule, the Quaternary deposits of the 1-st (meadow) and the 2-nd (or first above the meadow terrace) terraces are made up of sands.

At places in the upper horizons of the 1-st terrace were observed interbeds of various loams, bog-marl, muddy clays and peat.

Deeper, the mentioned interbeds disappear and the alluvial sands become thoroughly kneaded and grade downward into fluvio-glacial sands with a considerable quantity of fine boulders and pebbles of crystalline rocks.

In their turn, the alluvial and fluvio-glacial sands rest upon the eroded surface of the Buchakian stage.

On the whole, 21 bore holes were sunk in the region of the Chertoroy on the meadow terrace of the left bank of the Dnieper. The average thickness (in 21 boreholes) of all the alluvial deposits is 29,21 m., the average thickness of the fluvio-glacial sands—6,61 m., the absolute bench mark of the top of fluvio-glacial sands is 73,16 m., the average absolute bench mark of the lower base of the fluvio-glacial sands (or of the top of the eroded Buchakian series) is 66,55 m.

Variations of the bench marks of the floor of the ancient Dnieper valley (eroded surface of the Buchakian sands) usually do not exceed 4 m.

Considerably larger thickness of alluvial sands are observable within the 2-d terrace; as to the region of the 1-st terrace, the alluvial sands are underlain by fluvio-glacial ones. Some-

times among the alluvial sands interbeds of loams, clays and bog mail are observed.

The appended sections show that the thickness of alluvial and fluvio-glacial sands of the 2-d terrace, usually varies from 24 m. to 44 m.¹

A bore-hole in Petrovka (Podol, 1930) showed a thickness of alluvial deposits of 41 m., a boring on the territory of the Cement Works in Kirillovskaya Street — 38, 19 m., on the firing ground — 39,68 m., in Yaroslavskaya Street (Podol) — 44,20 m.

Thus, the absolute bench marks of the bed-rock floor of the valley in the sands of Buchakian stage for the 1-st and 2-d terraces during the maximum deepening of the channel of the Dnieper, are 59,66 m. and at places— 48,51 m. and below.

This fact points to a very uneven surface of erosion of the bed (Pre-Quaternary) rocks.

It is interesting to point out, that bed-rock floor of the valley within the 1-st and 2-d terraces of the Dnieper, lies considerably lower, as compared with the valley floor within the 4-th² (middle moraine-free) terrace of the Dnieper, the base of which has, averagely, a bench mark of about 72-74 m. above sea-level (Bobrik, Kozeletz (8,22)).

As a rule, within the 4-th terrace the ancient fluvial deposits and at base the fluvio-glacial sands rest upon the sands of the Kharkovian stage (Oligocene), which is explained not only by a lesser deepening of the floor of the ancient (Rissian) Dnieper valley, but also by a gentle dip of Tertiary rocks in eastern direction.

¹ In one bore hole sunk in Predmestnaya Slobodka the presence of fluvial deposits exceeding 47,17 m. in thickness is recorded; in another bore-hole — even 51,2 m. (25).

² The third (one-loess) terrace is not yet discovered in the region of Kiev. The fifth morainic and most ancient terrace of the Dnieper lies far from Kiev (region of Bobrovitzky Station); see my article on the ancient terraces of the Dnieper, now being printed (32), as well as hydrogeological map by G. Burenin (9). The numeration of the terraces is given here conformably to the 5 member scheme by V. Resnitchenko (Bulletin of the Ukr. Geol. Pr. Service. № 3-4, 1929, p. 12). Other explorers admit only three terraces, the 4-th and the 5-th being united by them into a single or the 3-d (B. L. (i) c h o v , E. O p p o k o v).

The fluvio-glacial sands of the loess free terraces (1-st and 2-nd) belong to the Würm, while the fluvio-glacial deposits of the 4-th terrace belong to the Dnieper glaciation of the Riss.

The wide 4-th terrace of the Dnieper lies far from Kiev (Brovari-Bortnichi), its high ridge can be seen from the steeps of the Garden of the 1-st of May in south-eastern direction in the region of Bortnichi (at a distance of 15 km.).

The sands of the 2-nd¹ terrace of the left bank of the Dnieper form in many places (Darnitza) dune-accumulations of different sizes and shapes. Often in these sands occur perfectly formed fulgurites.

II. DESCRIPTION OF EXCURSIONS.

1. Excursion to the bluff of the Dnieper in the region of the Garden of the 1-st of May.

THIS EXCURSION gives the possibility of studying the geological structure of the loess plateau (fig.1.).

Let us begin the excursion from the highest point in the Garden of the 1-st of May — from the cape of the triangulation tower. The latter commands a vast view on the wide valley of the Dnieper with its meadow terrace on the left bank; behind this terrace in eastern direction is seen the 2-nd terrace partly overgrown with a pine forest, and at places covered with dune accumulation (Darnitza, firing ground).

To the NW is seen the Podol situated on the 2-nd terrace of the right bank extending to Vyshgorod.

In SE direction about 15 km. from the Garden of the 1-st of May is seen the steep scarp of the 4-th terrace in the region of Bortnichi. Somewhat above the Town Garden, the Dnieper makes a sharp bend on whose convex side a vigorous deposition of sands is going on near Trukhanov Island.

Passing the bridge and descending from the upper part of the Garden of the 1-st of May towards the Avenue of Peter I we shall reach the landslide terrace, extending along the bank of the Dnieper, separated from the plateau by a steep scarp of the loess type. The terrace rises for 70-74 m. above the low-water level of the Dnieper.

¹ At places, on the 4-th terrace, too.

The basement of the terrace down to the kaolin-sandstone) consists of variegated and partly brown clays.

Owing to the presence of numerous small, cirque-like landslips, the width of the terrace is unequal. The preserved parts of this terrace form capes or counterforts (spurs).

The slipped masses are broken with numerous fissures and, at places, bear the character of rock glaciers.

For getting acquainted with buried soils let us proceed further to the right along the terrace (downstream). Here in strippings №№ 1 and 2 we can see in the lower part of the loess series two horizons of buried soil. One of them rests on the moraine, the other, being lighter, is enclosed in the lower part of the loess series, dividing it into two horizons. Measurements in the strippings give the following figures.

Stripping № 1

- Q_I^W 1. Upper loess . . . 5,35 m.
 2. First horizon of buried soil . . . 0,65 .
 3. Lower loess . . . 0,70 .
 4. Second horizon of buried soil . . . 0,70 .
 $Q_I^{R/m}$ 5. Boulder loam.

Stripping № 2

- Q_I^W 1. Upper loess . . 10,20 m.
 2. First horizon of buried soil . . . 0,60 .
 3. Lower loess . . 0,81 .
 4. Second horizon of buried soil . 0,73 .
 $Q_I^{R/m}$ 5. Boulder loam.

Under the cape with the triangulation tower more ancient deposits are observable and there, too, one can see the series of Quaternary rocks of the loess plateau.

Stripping № 3

Here are exposed:

- Q_I^W 1. Light-buff loess with prismatic jointing 12,80 m.
 2. Buried soil with insignificant admixture of gravel and small fragments of crystalline rocks 0,90 .
 3. Horizon of red-brown sands cemented with small boulders, gravel and traces of plant remains (fossil orthstein horizon) 0,30 .
 4. Light grey with ochreous spots and efflorescences loams with mole-tracks and plant-remains 0,35 .
 $Q_I^{R/f-g}$ 5. Brown irregularly bedded, inequigranular boulder sand with gravel and boulders 0,75 .
 Downwards it becomes more clayey and grades into:
 $Q_I^{R/m}$ 6. Reddish-brown boulder loam with a small quantity of boulders and nests of thin ash-grey loam 2,6 .

- $Q_1^{R/1}$ 7. Grey, with ochreous partings, inequigranular sands.
 8. Soft, greenish-grey, submorainic loam 1,10 m.
 Downwards it becomes grey and speckled with ochreous stains. Still deeper it becomes darker and more arenaceous. It is gently grading into brownish-grey clay. thickness of transitional horizon 2,30
- Pg 9. Lower appear brown and variegated clays, exposures of which may be observed in the bluffs of the Dnieper. In the just mentioned exposure we see the superposition of the buried soil on the Russian moraine, changed at the top by soil-forming processes.

Stripping № 4

Near the loess crest situated on the boundary between the Garden of the 1-st of May and the Proletarian Garden (former Merchants' Garden) at the northern end of the first, is seen the superposition of the loess on a half-eroded bed of brown clay. The general succession of strata is as follows:

- Q_1^w 1. Loess with prismatic jointing; downwards the loess grades into loess-like loam with fauna 10 m.
- $Q_1^{R/m}$ 2. Coarse arenaceous loam of brown colour, with boulders and interbeds of thin greenish-grey loam, of washed submorainic loam and grey and yellow sands. Towards the Dnieper it wedges out. 1,10
- Q_1 3. Dark-grey loam 1,50
4. Light-yellow-green in wet state, very clayey sands with ochreous spots and inter beds 0,50
5. Dark-grey loam 3,00
- In it passes an about 15 cm. thick parting of grey finely stratified and brown ferriferous-manganese concretions up to 10 cm. in diameter.
6. Below the mentioned parting the loam bears a more clayey character and grades into arenaceous brown clay. Visible thickness 4,00

In the right of the exposure (closer to the Dnieper), in a depression on the surface of the brown clay lies a grey stratified, coarse loam with interbeds of grey and yellow sands and a great quantity of boulders and coarse gravel.

In the described spot, we have to deal with an ancient pre-loessic (Pre-Würmian) erosion, to which the moraine, the freshwater submorainic loam and the top of brown clays were subjected.

Owing to this erosion in the direction of the Proletarian Garden, the loess successively overlies more and more ancient

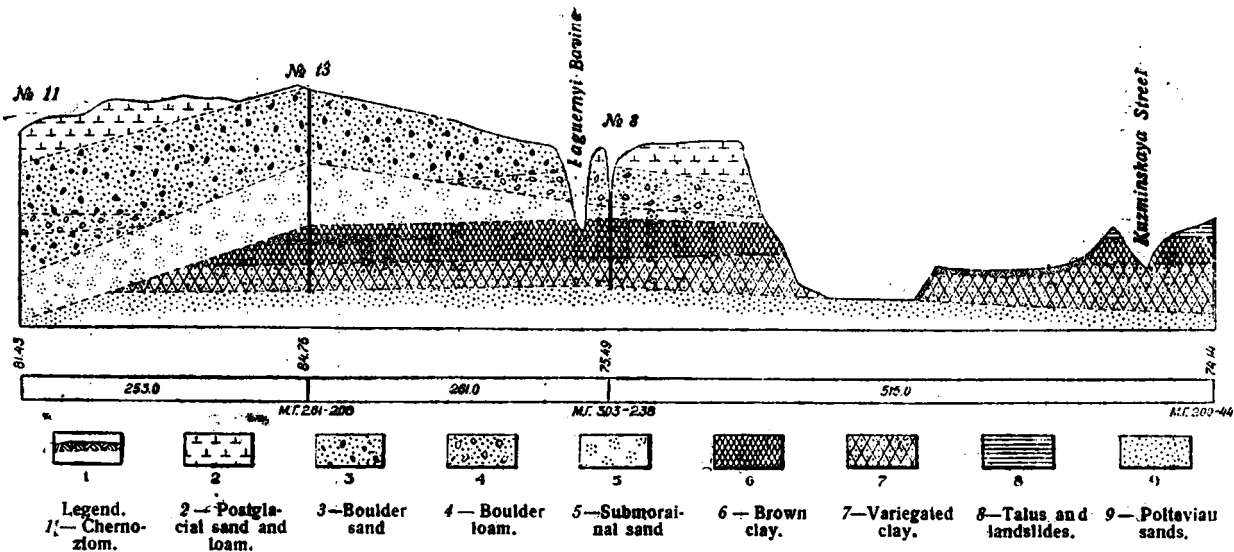


Fig. 2. Section along the line of bore holes № 6, 13, 11, N W from Baby Jar. After J. Freilwald.

rocks. Under the balcony of the garden, the loess rests upon kaolin sandstone. Owing to this, there are no landslips. In the above described exposure of the loess crest in the bluff of the Dnieper one can see a superposition of brown clays on variegated ones, and of the latter on the kaolin sandstone, also underlying white sands of the Poltavian stage (25 m). The subjacent rocks of the Kharkov and Kiev stages give no good exposures in this place, therefore we shall better examine them at one of the brick-fields.

In the Kiev marl somewhat above the high road passing along the Dnieper, one may observe the lower landslide terrace, being rather indistinct here.

2. Excursion to the ravine in the Pushkin Park.

THIS EXCURSION gives the possibility of getting acquainted with Quaternary deposits of the plateau of the loess free (sandr) type. The gully of the Pushkin Park presents an old ravine opening out from the left into the Lybed River.

A gully vigorously cuts into the floor of the old ravine. At places on the borders of the ravine well pronounced terraces are preserved, rising to 4—5 m. above the floor of the gully.

In natural outcrops and strippings one can see a great diversity of colours exhibited by the Quaternary rocks as in horizontal, so in vertical directions.

In the stripping on the left slope of the gully, 90 m. below the main avenue of the Pushkin Park are exposed:

$Q_1^{w/al}$	1. Podzol	0,20 m.
	2. Yellowish-grey and medium-grained sand with brownish orthstein interbeds; bedding occasionally either horizontal or diagonal. In the lower part the sand is coarse-grained with oblique brownish-grey interbeds	2,25 "
	3. Grey clayey sand with interbeds of pure grey sand with soft gravel	0,60 "
	4. Yellowish-grey medium-grained sand with ochreous interbeds	2,20 "
	5. Ochreous clayey sand with grey spots in the upper part. In the lower part the admixture of clay increases and the colour becomes intensely brownish grey	1,25 "
	6. Lower follows a series of ochreous-brown, yellow brown, light yellow and yellowish stratified sands, alternating with partings of washed red-brown boulder loam. At	

- places, especially in the upper part the stratification of sands and boulder loam is irregularly diagonal, wavy, in the lower parts more horizontal. Total thickness . . . 3,65 m.
7. Light-brown coarse loam with ochreous interbeds . . . 0,35 "
8. Dark-grey coarse loam. Visible thickness 1,50 "

20 m. down the gully, between the 1-st and the 2-nd terraces on the right slope, in the right part of the stripped exposure the following succession of strata is observable.

1. Podzol	0,20 m.
2. Yellow-grey sands containing in the upper part brownish 3—5 cm, thick orthstein interbeds . . .	2,85 "
3. Buried soil. Lighter at top, black at base	0,30—0,50 m.
4. Light grey loam	0,40 m.
5. Greenish loam (in a wet state)	0,70 "
6. Ochreous-yellow interbed of ferruginous sand, grading at places into brown ferruginous sandstone .	0,04—0,09 m.
7. Light-grey and greyish-white inequigranular sands with irregular interbeds of washed reddish-brown boulder loam. The bedding is irregular, at places wavy; boulders occur	2,35 m.
$Q_1^{R/m}$ 8. Red-brown boulder loam	1,09 "
9. Grey arenaceous loam with interbeds and lenses of white and yellowish sand with an accumulation of small boulders	1,11 "
10. Talus till the floor of the gully	2,40 "

In the left part of the stripped exposure:

$Q_1^{w/al}$ 1. Podzol	0,30 m.
2. Brownish orthstein horizon	0,50 "
3. Yellowish-grey medium-grained sands, interstratified with yellowish-brown clayey sands. The stratification of sands is either horizontal, or sometimes wavy, especially in the lower part. Separate boulders occur	2,05 "
4. Buried soil, light at top, black in the lower part. The upper boundary is eroded, overlying sands spread into it in the form of pockets and penetrate into fissures. The thickness of the buried soil is variable, from 0,23 to 0,90 m. The thickness of the deep black soil is up to	0,30 "
5. In the left part, the buried soil is underlain by yellow sand attaining a maximum thickness of . . and gradually wedging out towards the middle part of the outcrop.	0,15 "
6. Light ash-grey loam with mole-holes in the upper part	1,00 "

7. Highly argillaceous loam, greenish when wet, not sharply defined from the above lying 0,50 m.
8. Ochreous interbed of ferruginous sand 0,03—0,04 "
9. Greyish-white and grey fine-grained sands with boulder interbeds and irregular patches of grey arenaceous clays and washed red-brown boulder loam. The sands are irregularly bedded, with boulders occurring in them 2,18 m.

25 m. of the above described section the left slope of the gully exposes:

- $Q_1^{w/at}$
1. Podzol 0,55 m.
 2. Brownish orthstein horizon 0,80 "
 3. Yellowish and yellowish-grey, irregularly grained sands. In their upper part are observed thin (1—4 cm.) orthstein partings. At places occur lenses and interbeds of coarse-grained sands and gravel. Total thickness 2,00 "
 4. Grey clayey sands, exhibiting in the upper part interbeds of pure grey sands 0,15 "
 5. Light grey and greyish white, well washed stratified loose sands with interbeds of gravel and small boulders 0,95—1,10 "
 6. Light-grey sands of highly variable character grading from pure sand to loam 0,50 "
 7. Red-brown washed boulder loam of variable thickness forming up to thick swellings and constrictions to 0,05 "
 8. Greyish-white and yellowish-grey sand enclosing a seam of ochreous loam which forms swellings and constrictions 0,50 "
 9. Lower follows an alternation of greyish-white sands with washed red-brown boulder loam 1,45 "
 10. Greyish-white and yellowish-grey sand with extremely irregular bedding; in the lower part, with two partings (4—5 cm.) of red-brown boulder loam. Total thickness 1,45 "
 11. Dark-grey arenaceous loam 0,80 "
 12. White and yellow coarse and medium-grained stratified sands. Visible thickness 1,05 "

16 m. below on the slope of the gully are exposed:

- $Q_1^{w/at}$
1. Podzol 0,20 m.
 2. Brownish orthstein horizon 0,90 "

3. Yellowish-grey sands showing a horizontal bedding. The sands are medium-grained, at places coarse-grained, with gravel and small boulders, and also thin orthstein partings at top. In the lower part they are interstratified with clayey sands. Total thickness	3,00 m.
4. Grey clayey sands. Stratification variable, at places wavy	0,77 .
5. White, grey and yellow horizontally bedded sands with gravel	0,90 .
6. Grey loam	0,70—1,10 "
7. Lower follows a series consisting of alternating layers of yellowish-grey, yellow, brown-grey and greyish-white sands with irregular interbeds and nests of red-brown washed boulder loam. The bedding is sometimes horizontal and sometimes diagonal; interbeds and nests of gravel and boulders occur	4,50 .
8. Dark-grey coarse loam with lens-like interbeds of light grey sand and ochreous bands. Visible thickness	1,55 .

25 m. lower, in a stripping on a projecting spur of the left slope one may observe a fine example of the mode of occurrence of red-brown boulder loam interbeds in the form of irregular folds of different sizes and shapes among yellowish and greyish-white sands. The thickness of the interbeds of red-brown boulder loam varies from 1 cm. to 0,5 m.

In the lower part of the exposure the folding of loams is weaker pronounced (as compared with the upper part). 140 m. down the gully in a stripping of its left border is exposed:

$Q_1^{w/al}$ 1. Podzol	0,30 m.
2. Brownish orthstein horizon	0,70 .
3. Yellowish-grey medium-grained sands with thin orthstein interbeds	1,16 .
4. Yellowish-grey sands with partings (1—2 cm. thick) of clayey sands	5,27 .
5. Dark-grey clayey sands with interbeds of yellow-grey sands	1,81 .
6. Yellow medium-grained loose sands with interbeds of grey, very clayey sand	1,25 .
7. Greyish-white sand with bluish hue and yellow partings. In a freshly stripped exposure, its stratification reminds that of varves; it is due to the alternation of interbeds of pure and clayey sand. Visible thickness	2,00 .

From the examples brought forward, we see an extreme variability of the Quaternary deposits both in horizontal and

vertical directions as well as the rôle of an eroded moraine (boulder loam) in their deposition. It is interesting to point out, that in proceeding down the gully one may state that the quantity of loams and clays gradually decreases and in the last stripping the whole series of Quaternary deposits is constituted only by sands. The Quaternary deposits bear such a character in the whole lower part of the gully. In connection with the disappearance of the boulder - loam interbeds in the sands boulders become of rare occurrence and gradually disappear.

3. Excursion to the Babi Yar.

THIS EXCURSION gives the possibility of getting acquainted with Quaternary deposits in the transitional zone between the loess and loessfree type of plateau.

A special interest presents a mighty moraine with an enormous quantity of boulders and a thick series of sub-loess, supra-morainic loams, clays and sands.

The Babi Yar presents one of the most interesting and largest ravines of Kiev. Its length is about 2,5 km. Its upper part is situated between Lukianovsky Cemetery and the military camps, and its mouth—near Kirillovskaya Street. Its depth reaches 20 — 53 m.

The summit of the ravine lies at a height of 81 m., and its mouth in the Kirillovskaya Street at a height of 10 m. above the level of the Dnieper. Before proceeding to the examination of the ravine, let us ascend an isolated mountain situated at the western edge of the old Kirillovskoye Cemetery.

The mountain commands a vast view on the large branching ravine, on the half-cirque of a large landslide and in the distance, — on the valley of the Dnieper with a wide meadow-terrace trending towards Vyshgorod. From this mountain is well seen, that the ancient steep right bank of the Dnieper is far of the contemporaneous channel of the Dnieper. The entire area to the W and NW of us, where the coniferous forest of Pushche-Voditza appear far in the distance, belongs to the loessfree plateau.

The boundary of distribution of loess along the right slope of the Babi Yar begins in some hundreds of meters westwards of us, where a mountain with a small landslip is vi-

sible. Thus, the whole upper part of the Babi Yar lies within the loessfree, plateau. Hence, the boundary of distribution of loess passes along the right border of the Babi Yar (there is no loess along the left bank), till the lower part of the large landslide, where loess appears on the left border of the Babi Yar, too. From here the boundary of the distribution of loess and loess-like loams runs to the mouth part of the Syretz River and further in NW direction, — into the Dnieper Valley.

From our mountain is clearly seen, that in the relief there is no boundary between the loess and loessfree plateaux.

We see a perfectly level area of the loessfree plateau which from the region of the Pushkin Park gradually rises towards the watershed between the gully of the Pushkin Park and the Babi Yar, as well as gently grading into the loess plateau of the region of the Kirillovskoi hospital.

For getting acquainted with the loessfree part of the plateau, let us descend and pass somewhat up the gully. Here in the stripping of the left border of the gully we see a thick series of Quaternary sands reminding of that seen by us in the lower part of the gully in the Pushkin Park. Here are exposed:

$Q_1^{w/al}$	1. Podzol	15 m.
	2. Whitish-yellow sand with brownish orthstein partings. The thickness of the partings is maximum 7 cm. at top and diminishes downwards, together with the quantity of partings	4,30 .
	3. Light-yellow stratified and medium-grained sand	1,35 .
	4. Light-grey medium-grained, stratified, somewhat clayey sands, seldom with ochreous partings. At places the stratification is horizontal, but for the most part very irregular	3,00 .
	5. Yellowish-grey medium-grained diagonally and cross-bedded loose sands with interbeds of coarse-grained sand enclosing carbonaceous and ochreous stringers.	
	6. Greyish-yellow stratified medium-grained sands with a diagonal, horizontal and at places a very complicated bedding. Interbeds of coarse-grained sand occur. At places especially in the lower part occur grey, more clayey sands interbeds	15,80 .
	7. Talus down to the floor of the ravine	3,30 .

When moving down the gully, under that mountain, where we have just been, we enter the deepest part of the gully. Here,

just below the series of Quaternary sands we see the eroded surface of white sands of the Poltavian stage. In the lower part of the latter passes an interbed of brown coal with a water-horizon confined to it.

These sands are underlain by dark-grey, almost black when wet, clayey and micaceous sands of the Kharkov stage. Visible thickness 1,50 m.

To the horizon of dark clayey sand of the Kharkov stage is confined a horizon of chalybeate water abundantly depositing hydrous iron oxide.

Moving farther downwards we enter the region of the large landslide of the right bank. The landslide has the form of a huge half - cirque with a rugged uneven surface. In different places one can see the white sands of the Poltavian stage lying in situ and in the lower part of the landslide variegated clays and sands of the Kharkov stage. In the landslide itself are jumbled up variegated and brown clays, the moraine loess, Quaternary sands.

The left slope within the confines of the landslide is composed of Quaternary sands, concealing under themselves partly washed sands of the Poltavian stage. Thus, here we observe a distinctly pronounced asymmetry of the right and left borders of the Babi Yar.

Let us pass now on to the middle part of the landslide under the old Kirillovskoye Cemetery.

Here in a stripping we have the following succession of strata:

Q_1^w	1. Soil	0,35 m
	2. Greyish-buff loess with calcareous pipes, also lime concretions in the form of small nodules; the loess forms an abrupt scarp	5,80 .
	3. Yellowish-grey slightly cemented, fine-grained clayey sand. At the top, on the boundary with the loess, the sands are finely stratified, and dipping towards the morainic hill. The boundary with the loess is uneven . .	1,15 .
	4. Light-grey fine-grained, diagonally and cross-bedded sands abruptly falling towards the morainic hill, with interbeds of grey coarse-grained sands containing a great quantity of grains of dark minerals and gravel. In the lower part are seldom observed interbeds of yellowish-grey finely stratified loam, also with an abrupt dip towards the morainic hill. At places, the stratification of sands is very complexly waved. Rarely	

- the sand series is traversed by numerous brownish interbeds of more clayey sands, up to 10 cm. 6,00 m.
5. Grey, at places brown and brownish-grey, finely stratified loams reminding a layer pie. The loams alternate with interbeds of light-grey medium-grained sands 15—25 cm. thick. In sands are observed thin (5—10 cm.) outwedging and discontinuous partings of loam. Scoured by wind they form projections. In the lower part of the mentioned series the quantity of interbeds in laminated (banded) loams increases as well as their thickness (30—50 cm.). These sands are loose, of light-grey colour, with a cross and diagonal bedding. The general dip of the bedding is towards the bedrock. Total thickness 6,50 .
 6. Below continues the series of finely-grey and brownish very finely-stratified loams. In the lower part there are two thicker interbeds of light-grey medium-grained sands (30—50 cm.) at places with an admixture of fine gravel underlain by the same loams. The general direction of the cross-bedding of the loams and sands, especially in the lower part is away from the high morainic hill, i. e. opposite to what we have in the whole upper series of subloess deposits. Total thickness 5,40 .
 7. Brown and brownish-grey clay 1,40 .
 - $Q_1^{P/m}$ 8. Red brown boulder loam. Visible thickness 1,25 .
- Thus, the thickness of the areno-argillaceous deposits between the loess and the moraine in the middle part of the landslide reaches 20,45 .

Westwards of the described exposure rises a high morainic hill, consisting of red-brown boulder loam with a great quantity of boulders. Among the boulders there is a great many of limestones, often perfectly polished and bearing scars; the thickness of the boulder loam is 10,2 m., it is underlain by grey loams. Owing to the fact, the latter are covered with red-brown loam, the thickness of the moraine appears larger, than that of the real moraine.

A stripping made along the upper boundary of the morainic hill shows, that the uneven surface of the red - brown boulder loam is covered with a layer of brown and yellowish-grey clay 1-1,5 m. thick. Higher lies the series already familiar to us, of finely stratified (banded) loams and light grey sands showing dips away from the moraine hill.

When examining from afar, it is seen, that the arenaceous series between the loess and the moraine has a synclinal attitude and makes the impression of filling a vast cup - like depression. It is necessary to point out, that the stratification

of loams caused by an alternation of thin loam interbeds and grey sand (usually 2 — 5 mm.) reminds very much that of varves. It is possible to think that these stratifications represent deposits on the bottom of a glacial lake, arisen among the rugged surface of the morainic landscape at the end of the Riss. This stratification is seen especially distinctly in wet specimens, as it occurs in fresh stripped exposures, for the banded loams keep water. In wet state they sharply differ in colour from the light-grey sand interbeds.

LITERATURE.

1. Armashevsky, P. O nakhozhdenii v Kieve kostey mamonta sovместno s kremnevymi orudiyami. (On the discovery of mammoth bones together with flinty implements in Kiev.) Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. XIV, p. VIII — IX, 1893.
2. Armashevsky, P. Ot imeni A. Buzni. Resultaty analiza gumosovogo loessa. (On behalf of A. Buznja. Results of analyses of humus loess). Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. XII, pp. XXII — XXIII.
3. Armashevsky, P. K voprosu o gumosovom loesse. (Contribution to the question on humus loess). Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. VII, pp. CI — CIII., 1883.
4. Armashevsky, P. Esquisse géologique de la ville de Kiev. Guide des excursion de VII Congrès Géol. Internat. St.Petersb., 1897.
5. Armashevsky, P. K voprosu o posletretichnykh obrazovaniyakh Kieva. (Contribution to the question o the Post-Tertiary deposits of Kiev.) Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. XIII, p. XIVII.
6. Armashevsky, P. O nekotorykh burovnykh skvazhinakh v okrestnostiakh Kieva. (On some bore-holes in the environs of Kiev). Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. XV., 1896.
7. Bogdanov, S. Khimicheskoye issledovanie kievskikh glin.. (Chemical investigation of the Kiev clays). Zap. Kievsk. Obsh Est., v. VII, f. 1, pp. 1 — 76, 1883.
8. Burenin, G. La carte hydrogéologique du gouv. de Tchernigov. Bull. Sect. Com. Géol., f. 8, p. 101, 1926.
9. Burenin, G. La carte hydrogéologique de l'Ukraine. Pl. 31 — 13. Kiev, 1930.
10. Burenin, G. Geologicheskaya siomka Kieva. (Geological mapping of Kiev). Ukr. Otd. Geol. Kom. Manuscr., 1924. V. Riznichenko, R. Vyrzhikovskiy, A. Zelenko, B. Lichkov, L. Krizhanovskiy, V. Chirvinskyy.
11. Chirvinskyy, V. Geologicheskii putevoditel po gorodu Kievu i yego okrestnostyam. (Geological Guide about Kiev and its environs.) Izd. kruzha naturalist. pri Kiev. Pol. In. Kiev, 1911.
12. Chirvinskyy, V. Materialy k poznaniyu khimicheskogo i petrographicheskogo sostava lednikovnykh otlozheniy Yugo-zapadnoy Rossii v svyazi s voprosom o dvizhenii lednikovogo pokrova. (Materials for the knowledge of chemical and petrographical composi-

- tion of glacial deposits of South-western Russia in connexion with the question of the movement of the glacial mantle). Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. XXIV, pp. 1—320, s 2 tabl. i kartoi, pp. 320—344, 1914.
13. Chirvinsky, V. Geologicheskii putevoditel po Kievu. (Geological guide about Kiev). 2-oy Vsesojuzny siesd geologov, Kiev, 1926.
 14. Chirvinsky, V. Materialy k geologii Kiya. Geol. stroenie vodorazdela mezhdu ovragom Pushkinskogo parka i Repiakovym Yarom. (Materials to the geology of Kiev. Geological structure of the river divide between the ravine of the Pushkin Park and the Repiakhov Yar.) Bull. Sect. Ukr. Com. Geol., 1928, f. II.
 15. Chirvinsky, V. O drevneishikh levoberezhnykh terrassakh Dnepra mezhdu Kievom i Zolotonoshey. (On the ancient left-side terraces of the Dnieper, between Kiev and Zolotonosha) «Tshetvertinni Period», vyp. 3. Wseukr. Ak. Nauk. Kiiv, 1931.
 16. Friewald, U. Les travaux géologiques de prospection sur les matières premières servant à la fabrication du ciment dans les environs de Kiev. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol., 1928.
 17. Khvoyko, V. Drevnie obitateli srednego Pridneprovya. (Ancient inhabitants of the middle Dnieper region). Kiev, 1913.
 18. Koklik, S. Podzemnie vody Kiya. (Underground waters of Kiev.) Kiev, 1909.
 19. Krasovskiy, A. Neskolklo slov o posletretichnykh otlozheniakh na Ukraine. (The Post-Tertiary deposits of the Ukraine). Kamenetz-Podolsk, 1927.
 20. Krizhanovskiy, L. Obsledovanie mestorozhdeniy tak nazyvaemykh burykh i pstrykh glin na territorii kirpichnogo zavoda № 8. (Exploration of deposits of the so-called brown and variegated clays on the territory of the brick works № 8). Kiev. Silik. Trest, Mineral. Syrie, pp. 269 — 272, 1930.
 21. Lichkov, B. K kharakteristike sandrovogo landshafta okrestnosti Kiya. (Characteristics of sandr topography of the environs of Kiev). Bull. Acad. Sciences USSR, p. 1094, 1927.
 22. Lichkov, B. Hidrogeologicheskie uslovia Nezhina. (Hydrogeological conditions of Nezhin). Izv. Hidrog. In-ta № 23.
 23. Lichkov, B. K voprosu o terrassakh Dnepra. (Contribution to the question on the terraces of the Dnieper). Vestn. Ukr. Otd. Geol. Com., 1926, f. 9. and 1928, f. 11 and also Mater. po Obsh. i Prikl. Geol., f. 95, 1928.
 24. Lichkov, B. O stroenii rechnykh dolin Ukrainy. (On the structure of river-valleys of the Ukraine). Acad. Nauk SSSR, 1931.
 25. Lichkova, E. Katalog burovykh skvazhin Ukrainy. (Catalogue of bore-holes in the Ukraine). F. I, 1927, f. II, 1930, f. III. Kiev, 1930.
 26. Lipkivska. Les recherches géologiques et les travaux de prospections sur les marnes et les argiles, nécessaires à la fabrication du ciment dans la région de Novgorod — Seversk. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol., pp. 84 — 107, 1928.
 27. Luchitzky, V. Dannye po gidrogeologii severo-vostochnoy Ukrainskiy artezianskoy muldy. (Data on hydrogeology of the north-eastern Ukrainian artesian depression). Vestn. Ukr. Geol. Com., f. 8, p. 67, table II & III, 1926.

28. Nazarevich i V. Sebriay. Geologicheskii profil cherez poimu Dnepra. (Geological profile through the flood plain of the Dnieper). Manuscript. Ukr. Otd. Geol. Com.
 29. Oppokov, E. Rechnye doliny Poltavskoi gubernii. (River-valleys of the Poltava Gouvernment). 1901 — 1905.
 30. Oppokov, E. O levoberezhnykh terrassakh Dnepra. (The left-side terraces of the Dnieper.) Vestn. Nauk. — Doslid. Inst. Vodn. Gospod. Ukraini, v. II, p. 2. Kiev, 1929.
 31. Pheofilaktov, K. O diluvialnykh obrazovaniakh Kievskoi i Poltavskoi gubernii. (On diluvial deposits of the Kiev and Poltava Gouvernments). Trudy SPb. Obsh. Est., v. VII, p. XLIV, and also Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. VII, p. XXIII.
 32. Pheofilaktov, K. O nakhozhdenii margantsa i peregrinoynykh (gumosovykh) veschestv v porodakh Kiev. (On the presence of manganese and humus matter in the rocks of Kiev). Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. VII, pp. LXXIV — LXXXII.
 33. Pheofilaktov, K. Geognosticheskaja karta Kiev. (Geognostic map of Kiev.) Kiev, 1874.
 34. Pheofilaktov, K. Protokoly geologicheskikh excursiy 3-go siezda Russk. Est. i vrachey v Kieve v 1871 and also Trudy 1-go siezda 1868. (Proceedings of geological excursions of the 3-d Congress of Russian Nat. and Phys. in Kiev 1871, and also Tr. of the 1-st Congress, 1868).
 35. Risnichenko, V. Do geologii nahirnego berega Dnipro mizh Mezhygoriyam. Vyshgorod na Kyivshchini. (On the Geology of the bluff of the Dnieper between Mezhygorie. Vyshgorod near Kiev.)
 36. Rogovich, A. O sloie presnovodnykh rakovin, lezhashchikh mezhdz chernozemom i diluvialnoi glinoi v Kieve v Yaru Balasheva na vysote 200 f. (On the layer of fresh-water shells bedding between chernoziem and diluvial clay in Kiev in the Balashev Yar at the height of 200 f.) Trudy 3-go siezda Russk. Est. i Vrachey v Kieve v 1871, p. 3, Kiev, 1873.
 37. Tutkovskiy, P. Prirodnaya raionizatsia Ukrainy. (Natural division into regions of the Ukraine). Kiev, 1924.
-

DAS GEBIET DER KANEW-DISLOKATION AM MITTLEREN DNJEPR.

W. RISNITSCHENKO.

DAS STARK dislozierte Gebiet von Kanew beginnt am Dnjepr 90 km unterhalb von Kiew, erstreckt sich auf 70 km längs des rechten Ufers bis einschliesslich die Moschnogorje-Höhen und hat in seinem mittleren Teil ungefähr 35 km Breite; in der Nähe von Korsun grenzt es unmittelbar an die nord-östlichen Ausstriche der Gesteine der Ukrainischen kristallinen Zone.

Das Gebiet befindet sich am Rande der nord-ukrainischen artesischen Mulde, an der Grenze der kristallinen Zone, auf der nord-westlichen Fortsetzung der Linie der süd-süd-westlichen Randdislokationen des Donetz-Kohlenbeckens. Somit können wir es als ein Glied der Kettenzone der embryonalen Gebirge von A. P. K a r p i n s k y ansprechen.

Ein anderer wesentlicher Zug der Lage des Gebiets der Kanew-Dislokationen ist, dass sie sich im Bereich des unteren Teils der Dnjepr-Gletscherzunge der grössten von der europäischen quartären Vereisungen, der Riss-Vereisung, befinden.

Diese Lage bestimmt ihr Verhältniss zu den Hauptelementen des geologischen Aufbaus des Gebiets der Ukrainischen SSR und hat die Grundmomente ihrer geologischen Geschichte vorbezeichnet, und in Zusammenhang damit auch die genetischen Wechselbeziehungen mit den anderen Strukturelementen Osteuropas.

STRATIGRAPHIE.

Quartär.

1. Übermoräner Löss — strohgelber, gleichartiger, zuweilen mit Glimmersplittern, ungeschichteter, poröser, karbonathaltiger Lösslehm mit Röhrchen, oftmals mit Karbonatsalzen angefüllt, die ihre Wände bekleiden und in der Mitte schmale Kanälchen frei lassen, die oft mit verwesten

Resten von Wurzeln oder sogar mit deren noch erhaltenegebliebenen dünnen Härchen angefüllt sind. Dieses Gestein gibt in den Aufschlüssen säulenförmige Absonderungen und zeichnet sich im untersuchten Gebiet durch Sandigkeit aus. Zuweilen kommt im Löss eine spärliche Fauna vor, vertreten durch für dieses Gestein typische Landmollusken: *Succinea oblonga* D r a p., *Monacha rubiginosa* A. S c h m i d t, *Valtonia tenuilabris* A l. B r a u n, *Pupilla muscorum*, var. *eden-tula* Il und var. *unidentata* C. P f.

Auf diesem Gestein ist der gegenwärtige Boden ausgebildet. Meist ist es degradierte Schwarzerde, oft mit zahlreichen Maulwurfsgängen im Untergrund. Durch einen Horizont fossilen Bodens vom Schwarzerde-Typus, dessen untere Schicht oft durchweg von Wühltieren und Insekten umgegraben ist, wird die über der Moräne lagernde Lössschicht des betreffenden Gebiets in zwei Stöcke geteilt, wobei im oberen Stock drei Zwischenlagen von schwacher Humusfärbung beobachtet werden. Dieses Bild ist nur in den oberen Teilen der frisch in das Plateau oder die ältesten Terrassen eingeschnittenen Schluchten zu sehen.

Der über der Moräne lagernde Löss wird nach unten zu sandiger, zuweilen schichtig, oder wird stellenweise durch lössähnliche Lösslehme ersetzt.

Die Durchschnittsmächtigkeit dieses Gesteins ist ungefähr 5 m.

Zuweilen liegt die über der Moräne lagernde Lössschicht fast unmittelbar auf der Moräne, in anderen Fällen wird sie aber durch einen zweiten Horizont fossilen Bodens mit mehr oder weniger typischen Merkmalen der Wald- oder Wiesen- und Moorböden von ihr getrennt.

Q^R 2. In anderen Fällen lagert zwischen dem Löss und der Moräne eine Serie von sandig-lehmigen Gesteinen von verschiedener Zusammensetzung und Herkunft, deren Bildung teilweise den alluvialen und teilweise den eluvialen und deluvialen Prozessen zugeschrieben werden kann. Oftmals haben sie den Charakter von fluvioglazialen Ablagerungen, oft haben auch die sandigen Absonderungen mehr oder weniger deutliche Anzeichen äolischer Umarbeitung.

Der über der Moräne lagernde Löss wird stellenweise von rot-braunen, teilweise sandigen, schichtigen lössartigen Lehmen unterteuft. Sehr oft lagern der Löss und die lössarti-

gen Lehme auf gelblich-gräulichen oder grünlichen schichtigen mit lehmigeisenhaltigen Zwischenschichten, lehmigen Sanden, in denen zuweilen Diagonalschichtung beobachtet wird, und in manchen Fällen eine quantitativ reiche, aber an Arten arme Fauna *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris*, *Pupilla muscorum*, *Planorbis* u. a. m.

Stellenweise, besonders in den unteren Horizonten nehmen die Sande einen deutlichen fluvioglazialen Charakter an und bedeutende Zwischenschichten von Gerölle und kleineren Geschieben kristalliner Gesteine fangen an in ihnen vorzukommen.

Der zweite Horizont des fossilen Bodens (mit den charakteristischen Merkmalen der Wald- oder sumpfigen Wiesenboden) kommt auch zwischen diesen Ablagerungen vor, und zuweilen kann man hier Zwischenschichten von fest zusammengepresstem Torf beobachten. Aufschlüsse des letzteren sind in den grossen Schluchten in der Umgebung der Dörfer Kostjanza, Chmelnoj, u. einiger anderer angetroffen worden.

Die Durchschnittsmächtigkeit dieser Serie von sandiglehmigen Gesteinen erreicht ungefähr 4 m.

Q_{lm}^R 3. Die Moräne ist gewöhnlich durch ziegelroten, teilweise rot-braunen, mehr oder weniger sandigen Geschiebelehm oder Lehmsand, mit meist nicht grossen Geschieben vorzugsweise kristalliner Gesteine verschiedenartiger Zusammensetzung vertreten. Wie die Forschungen von W. N. Tschirwinsky und später von C. Hausen und P. N. Tschirwinsky gezeigt haben, bestehen die leitenden Geschiebe der Dnjepr Gletscherzunge, zu der auch das Kanew-Gebiet gehört, nicht aus Gesteinen des skandinavisch-finnischen, sondern des nordischen Stromes.

In der Moräne kommen stellenweise in grosser Menge feste, kugelartige Mergelkonkretionen von 1 bis 12 cm Durchmesser vor. Bisweilen ist die ziegelrote Farbe des Geschiebelehms durch rötlich-rosa oder hellgrüne ersetzt. Der Inhalt an mittel- und grobkörnigen Teilchen vom Sand (von 0,45 bis 40 mm) in der Moräne ist bedeutenden Schwankungen ausgesetzt (von 37% bis 58%, sinkt zuweilen bis 7%).

Die Durchschnittsmächtigkeit der Moräne im Prirossje-Gebiet ist ungefähr 6,5, im südwestlichen Grenzgebiete von Moschnogorje — ungefähr 3,6 m, und auf der Strecke Korsun-Gorodischtsche der Ukrainischen kristallinen Zone — ungefähr 1,7 m.

Q_1^R 4. Der unter der Moräne lagernde Löss ist durch zarte, bei Berührung mehlige Sandlehne von strohgelber und gelblich—grünlicher Färbung vertreten mit Ockerarabesken, zuweilen mit eisenhaltigen Konkretionen und kleinen, vorzugsweise karbonathaltigen Mangankonkretionen, mit spärlichen ganz feinen Glimmerlamellen. In seltenen Fällen kommt in dieser Lössserie eine meist ziemlich spärliche Fauna vor: *Succinea oblonga* D r a p., *Helicella striata* M ü l l., *Monacha rubiginosa* A. S c h m., *Vallonia tenuilabris* A l. B r a u n.

Das betreffende Gestein, ebenso wie auch der über der Moräne lagernde Löss, hat die Eigentümlichkeit vertikale Wände zu bilden. Zuweilen weist es eine gewisse Schichtung auf, die ein Resultat der Umlagerung des atmosphärischen Staubes in Wasserbecken oder in manchen Fällen als Resultat des nachfolgenden Gletscherdruckes zu sein scheint.

Die Durchschnittsmächtigkeit dieses Gesteins ist ungefähr 6 m.

Q_1^R — Q_1^M 5. Unter der Moräne liegen, weisse, geschichtete, oft schräg geschichtete Flugsande von gelber, zuweilen grünlicher Färbung, die aus mehr oder weniger abgerundeten, teilweise polierten, durchsichtigen und undurchsichtigen, als Regel reinen Quarzkörnern von mittlerer Grösse, mit unbedeutender Beimengung von dunkelgrünen Glaukonitkörnern bestehen. Diese Schicht ist fossilfrei, einzelne Fälle ausgenommen, und nur die Untersuchung der Typen der schrägen Schichtung gestattet ihre Gliederung wenigstens in zwei genetisch und morphologisch ganz genau unterscheidbare Serien von Sedimenten: a) vollkommen abgeschlammte Sande äolischen Ursprungs; und b) die unter ihnen lagernder fluvioglazialer Sand, zuweilen mit Zwischenschichten und Linsen von feinem und grobem, oftmals kristallinem Gerölle, in dem zuweilen auch Phosphoritgerölle vorkommen. In der äolischen Sandserie dieser Schicht ist es M. O M e l n i k gelungen im Anstehenden einen Elefantenzahn zu finden, der nach G. W. Z a k r e w s k a dem *Elephas trogontherii* P o h l i g. gehört.

Die gesamte Mächtigkeit des unter der Moräne lagernden Sandes erreicht zuweilen 40 m, durchschnittlich beträgt sie ungefähr 14 m.

Westlich von der Uferzone verschwinden diese Sande und auf dem Plateau lagert der unter der Moräne liegende Löss unmittelbar auf den rotbraunen Lehmen.

Qr 6. Die rotbraunen Lehme sind durch ein zähes plastisches Gestein, gewöhnlich mit zahlreichen, zuweilen ziemlich grossen festen Mergelkonkretionen vertreten. Paläontologisch sind diese Lehme stumm. Die Durchschnittsmächtigkeit ist ungefähr 8 — 10 m, im betreffenden Gebiet steigt sie nicht über 2,5 m.

Unten führen wir nur eine kurze lithologische Charakteristik der unter den Quartärablagerungen des Gebietes lagernden älteren Bildungen an, die sich hier über dem Denudationsniveau aufschliessen und an den Quartärdisklokationen teilnehmen.

Tertiär.

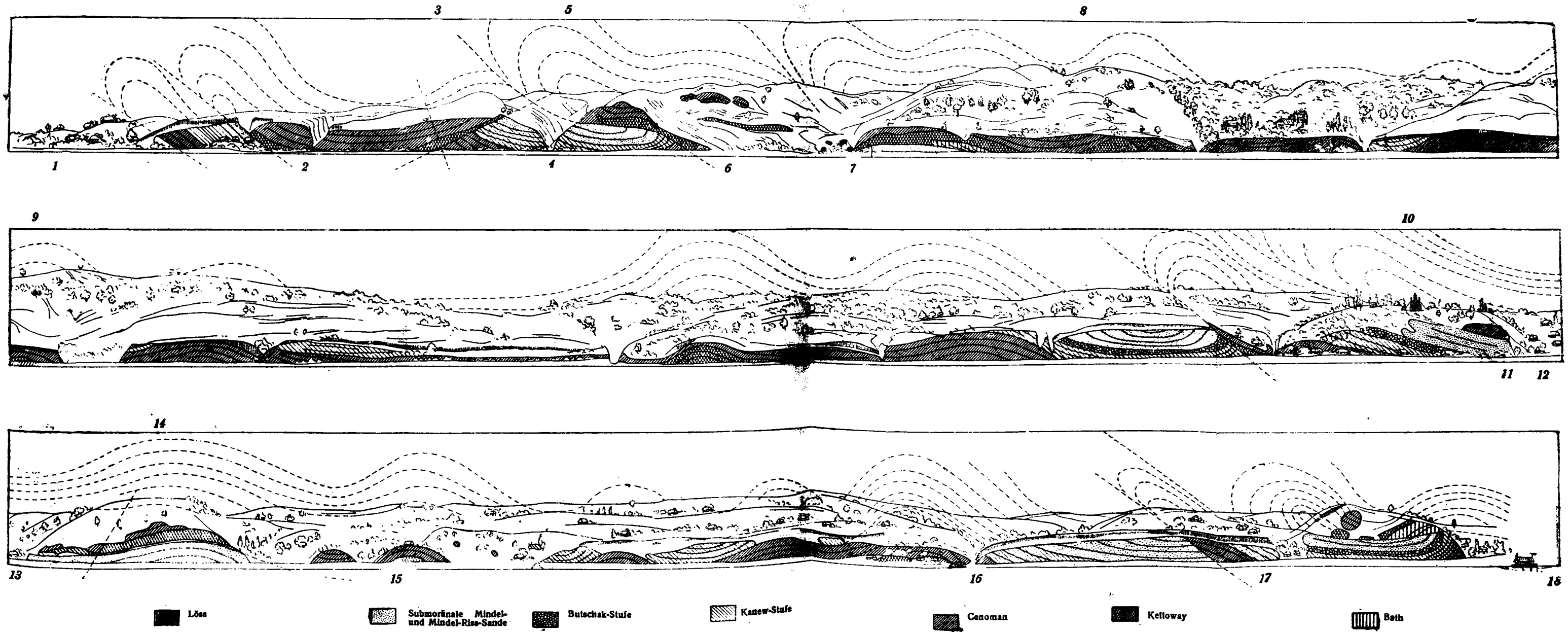
Fig. 7. Die bunten Lehme. Das sind buntfarbige (rote, braune, hellgraue, zuweilen schwarze oder fast schwarze), zähe und fette Lehme mit weissen, grünlichen, schwarzen, gelben oder kirschroten Flecken, zuweilen mit Kalkkonkretionen, mehr oder weniger mit Kaolin bereichert. Durchschnittsmächtigkeit ungefähr 6 m.

8. Poltawa-Stufe (Oligozän) — schneeweisse Quarzsande, feinkörnig doch nicht mit gut zugerundeten Körnern, oft mit Glimmerblättchen, mehr oder weniger mit Kaolin bereichert, geschichtet, zuweilen diagonalgeschichtet.

Diese Sande werden oben von einer Schicht hellgrauer Sandlehme mit violetten oder kirschroten Flecken, Zwischenschichten und Arabesken (Sandsteine) überlagert, die in ihrem oberen Teil kaolinisiert sind. Durch den unteren Teil der Serie der Poltawa-Sande geht eine Zwischenschicht von Braunkohle, von einer Schicht hellgrauen grobkörnigen Quarzsandes mit gut zugerundeten Körnern unterteuft. Die Durchschnittsmächtigkeit der Poltawa-Stufe ist ungefähr 20 — 25 m.

Khrk. 9. Die Charkow-Stufe (Unteres Oligozän). Ziemlich helle, gelblich-grünliche lehmige Sande, feinkörnig, mit eckigen Quarzkörnern, mit starker Beimengung von Glaukonitkörnern und Glimmerflittern, oft in Wechsellagerung mit Lehmzwischenschichten. Durchschnittsmächtigkeit ungefähr 12 — 13 m.

Kw. 10. Kijew-Mergel oder *Spondylus*-Lehm (Oberes Eozän) stellt ein lehmiges, im oberen Horizonte stark sandiges, im feuchten Zustande dunkelgrünes mit hellgrauen Schattierun-



Erläuterung: 1 — Dorf Pekart. 2 — Cholodnyj Jar. 3 — Neterebka-Berg. 4 — Knjazhij Jar. 5 — Knjazhja-Berg. 6 — Bergrutsch des Knjazhja-Berges. 7 — Marjanow Jar. 8 — Malanowa Berg. 9 — Berg Bolachoj Horodischtsche. 10 — Berg „Tarassowa Gora“. 11 — Dorf Monastyrek. 12 — Melantschn Jar. 13 — Komashyni Jar. 14 — Birkenberg. 15 — Vorstadt Bessarabka. 16 — Cholodnyi Jar. 17 — Jekowachtchina Jar. 18 — Kanew-Anlegestelle.

Maßstab 1:8000.

Fig. 1. Profil von Dorfe Pekart bis zur Anlegestelle bei Kanew im südlichen Flügel der Kanew-Dislokationen.

gen, im trockenen Zustande hellgraues, grünlich bis zu weissen Tönen, stark karbonathaltiges Gestein vor, reich an Glaukonit und kleinen Glimmerflittern und unter den Hauptbestandteilen Quarz und Kaolin enthaltend. Die unteren Horizonte dieser Gesteinsserie sind im Kanew-Gebiet an den Stellen, wo dieselbe vor starker Erosion erhalten geblieben ist, durch hellen, grünlichen, ziemlich festen, kreideähnlichen Mergel vertreten, in dessen Basis Phosphoritkonkretionen vorkommen.

Kw. 11. Phosphorit- (Apatit-) sande gehören der Zusammensetzung ihrer spärlichen, derjeniger der Kanew-Mergel nahe stehenden Fauna nach, zur Kijew-stufe. Es sind grünlich-graue oder gelblich-grüne Sande mit Rostflecken und Arabesken, stark lehmig, grobkörnig, mit abgerundeten Quarzkörnern ziemlich reich an Glaukonit, mehr oder weniger mergelhaltig, mit zahlreichen Phosphoritkonkretionen, denen oftmals eine bedeutende Anzahl Eisenstein- und Pyritkonkretionen beigemischt ist.

Der oben genannte Teil der Schicht der Tertiärablagerungen in der Randzone des Dislokationsgebietes von Kanew ist in den Verbreitungsgrenzen der alten Mindel-Dnjeprterrasse einer sehr starken Denudation ausgesetzt gewesen und nur im Bereich des Plateaus des dislozierten Gebietes vollends erhalten geblieben.

Bu. 12. Die Sande der Butschak-Stufe zerfallen in zwei Serien: die obere ist durch weisse, zuweilen hellgrünliche ungeschichtete Quarz-Flugsande, die aus eckigen Körnern bestehen, vertreten mit Blöcken von Traktemirow-Sandstein in den oberen Horizonten. Die Mächtigkeit der Blöcke dieser Sandsteinart schwankt zwischen 1 und 2 m im Durchmesser.

Die untere Serie der Ablagerungen der Butschak-Stufe ist durch hellgraue, grünlich-bläuliche, seltener hellgrüne leicht glaukonithaltige Quarz-Flugsande mit kleinen Zwischenschichten von grauem, kieselhaltigem Sandstein vertreten.

Der gesamten Zusammensetzung, wie für die obere Serie mit dem Traktemirow-Sandsteinen, so auch für die untere mit den Butschak-Sandsteinen, fast gleichen Fauna nach, gehört dieser Stock zum Mittleren Eozän. Die Durchschnittsmächtigkeit der Butschak-Stufe erreicht ungefähr 15 — 17 m.

Ka. 13. Die Glaukonitsande der Kanewschen-Stufe zerfallen

in vier petrographisch immer deutlich unterscheidbare Horizonte.

d — grüner, gräulich-grüner oder grellgrüner, mehr oder weniger lehmiger, glaukonithaltiger, feinkörniger Sand mit kantigen Quarz z Körnern. Oft kommen in ihm vereinzelt oder als Zwischenschichten Konkretionen von kieselhaltigem verfestigtem Sandstein vor. Mächtigkeit bis 10 m.

c — rostbrauner, rostgelber oder rötlich-brauner mit grünlicher Schattierung, stark lehmiger, mehr oder weniger grobkörniger, ungleichmässigkörniger Sand mit Quarz Körnern mit Glaukonitbeimengung, zuweilen mit kleinen Konkretionen von eisenhaltigem Sandstein oder mit spärlichen Geröllen von Phosphorit, Quarz u. a. m. Mächtigkeit bis 2 m.

b — heller, gräulich-grünlicher, feinkörniger, schwach zementierter Quarzsand, mit Beimengung von Glimmer und Glaukonit, mit kantigen Körnern. Im oberen Teil dieses Horizontes ist fast immer eine Schicht dunkelgrauen verfestigten Kieselsandsteins mit Glaukonit und Muskowit vorhanden, der von einer lockereren hellen sandigen Kruste umgeben ist. Zuweilen ist dieser Horizont völlig durch hellgrauen, kieselhaltigen (Kiesel-) Sandstein mit Muskovitblättchen ersetzt. Mächtigkeit bis 10 m.

a — schmutzig-grüner, öfters, besonders in den unteren Teilen der Serie, dunkelgrauer, fast schwarzer, ziemlich stark lehmiger, zusammengeballter, fein- und ungleichmässigkörniger Glaukonit-sand. In den oberen Teilen dieses Horizontes kommen zuweilen kleine Konkretionen von Kieselsandstein vor; in seinen unteren Horizonten werden beobachtet Zwischenschichten von grobkörnigem Sand und Grand, oftmals mit reichlicher Beimengung von Phosphoritkonkretionen und Geröllen von Quarz, Kiesel und anderen Gesteinen. Die Fauna der Glaukonitsande des betreffenden Horizontes hat einen scharf ausgeprägten Unter-Eozäen Charakter.

Kreide.

Dieses System ist im Dislokationsgebiet von Kanew durch eine vollständige Serie von Cenoman-Ablagerungen vertreten, von den untersten mit *Ammonites (Schloenbachia) inflatus* Sow. bis einschliesslich den obersten Horizont mit *Belemnites (Actinocamax) plonus* Blainw. Die Serie ist

hier jedoch bei weitem nicht überall von der intensiven Erosion verschont geblieben.

Cm. 14. Glaukonitkreide, das normale obere Glied der hier entwickelten Ablagerungen des Cenomans, ist nur in den südlichen und süd-westlichen Teilen des Dislokationsgebietes angetroffen worden.

15. Cenomaner Glaukonitsand mit Konkretionen und Zwischenschichten von Kieselsandsteinen. Der sandige Glaukonitkreidemergel in den unteren Horizonten zeigt einen allmählichen Übergang in mergeligen Glaukonitsand, und dieser letztere ist durch unmerkbare Übergänge mit der tieferliegenden Serie von Sanden und Sandsteinen mit stellenweise ziemlich reicher Fauna verbunden, welche oben durch helle, gelblich-grünliche oder schwach rot-bräunliche, feinkörnige, glaukonit- und oft kalkhaltige Quarzsande vertreten sind. Oben sind sie gewöhnlich von zahlreichen Konkretionen von innen dunkelgrauem Kieselsandstein überfüllt. In den mittleren und teilweise in den unteren Schichten der gesamten Sandserie, kommen gewöhnlich durchgehende Zwischenschichten von festen, dunkelgrauen, rissigen Kieselssandlehmen von 1 bis 6 m Mächtigkeit vor.

In der Basis der Cenomanen-Sande lagern gewöhnlich mehr oder weniger grosse Kieselgerölle, die verstreut auch im Hangenden vorkommen. Zuweilen kommen dünne Zwischenschichten von schwarzem Lehm vor. Die gesamte Mächtigkeit der Cenoman-Ablagerungen muss hier ungefähr 40 — 50 m erreichen.

Kontinentale Ablagerungen zwischen Kreide und Jura.

16. Kaolin-Quarzsande und Wyrzykowsky-Kies. Diese Schicht besteht aus weissem oder schneeweissem, zuweilen durch Eisenoxydhydrat braun rot- und rostgelb gefärbtem grob und unregelmässigkörnigem Quarzsand oder Kies mit Körnern bis 1 cm und mehr in Durchmesser, die mit Kaolin-Material vermischt sind, in dem mehr oder weniger bedeutende Kaolinlinsen oder feste Kaolinkörner und Geröll vorkommen. Oftmals weist diese Schicht eine ziemlich deutliche diagonale Schichtung auf.

Jura.

J_3^{kl} 17. Mergelsande und -lehme des Kelloway. Im Dislokationsgebiet von Kanew ist der Kelloway durch rot-braune Sandsteine, Mergel und dunkelgraue und braun-violette Lehme vertreten. Im nördlichen und südlichen Teil des Gebietes kommen in dieser Kelloway-Serie einige Eigentümlichkeiten sowohl in faunistischer, als auch in lithologischer Hinsicht vor.

Im nördlichen Teil des Gebietes (Traktemirow) zeigt die Kelloway-Serie eine grosse Mächtigkeit und die vollste stratigraphische Gesetzmässigkeit. Der obere Kelloway wird hier durch grosse *Pholadomya Murchisoni* S o w., *Quenstedticeras Henrici Douvilli* var. nov. *Traktemirowiensis* und die sie begleitenden *Perisphinctidae* charakterisiert. Der mittlere Kelloway kann durch das Vorhandensein von *Kepplerites Gowerianus* S o w. charakterisiert werden, der wie es K. A. Zytowitsch annimmt, für die mittlere Zone des Kelloway dieselbe Rolle spielt, wie *Reineckia anceps*, die so charakteristisch für Westeuropa, aber im russischen Jura unbekannt ist. Der untere Kelloway besteht aus einer Zone von *Macrocephalites macrocephalus* S c h l o t h., *Cadoceras elatmae* N i k. Im südlichen Teil des Gebietes zeigt der Kelloway eine kleinere Mächtigkeit und eine deutlich ausgeprägte Reduktion der stratigraphischen Serie. Der obere und der untere Kelloway sind hier deutlich ausgeprägt; was die mittlere Zone anbetrifft, so fehlt sie hier. Die Durchschnittsmächtigkeit des Kelloway schwankt zwischen 10 und 15 m.

$J_2^{Bat.}$ 18. Bath-Lehme mit Zwischenschichten von Sandstein-Siderit- und Mergelkonkretionen. Es sind aschgraue, bald ziemlich helle, bald dunkelgraue oder gelblich-graue, in der oberen Hälfte der Serie schieferige Lehme mit dünnen feinsandigen Zwischenschichten, mit Beimengung von Muskovitblättchen und Gypskonkretionen sekundärer Bildung, mit Streifen und Arabesken, die durch Eisenoxydhydrat gelblich gefärbt sind. Tiefer werden sie fast schwarz, sehr zähe und plastisch. Stellenweise werden in ihnen sehr feine Pyritkristalle beobachtet. In der Lehmserie lagern in Reihen und Schichten oft ziemlich grosse (von 1 kb. m bis 4 kb. m) sehr feste, brotförmige Mergelkonkretionen und Schichten von Sideritkonkretionen. Die gesamte Mächtigkeit der Bath-Lehme ist ungefähr 50 — 60 m.

Das ist das Schema des vollständigen Profils des betreffenden Gebietes über dem Denudationsniveau. Doch müssen wir hier betonen, dass in der ziemlich breiten Uferzone des Dnjeprs die vollständige Serie dieser Ablagerungen nicht beobachtet wird.

In dem Gebiet von Kanew herrschen alte und jüngere Denudationsflächen von grossem Aussmass vor. Dies ist einer der charakteristischsten geologischen Züge des Gebietes.

In dem nördlichen Flügel der Dislokationen (bei Trakte-mirow) tragen nicht nur die Flächen der Juragesteine Spuren der Erosion, sondern auch alle Ablagerungen des Kreidesystems sind ganz abgetragen und nur einzelne spärliche «Zeugen» in der nahen Umgebung weisen auf ihr einstiges Vorhandensein hin. Auf dem Jura lagern hier aber nicht Kreideablagerungen, sondern Glaukonitsande der Kanew-Stufe.

Vieles spricht in unserem Gebiet von einer in der Zeit zwischen Kelloway und Cenoman stattgefundenen intensiven Erosion. Es wird z. B. oft beobachtet, besonders im südlichen Flügel der Dislokationen, dass der Cenoman auf den unteren Horizonten des Kelloway lagert, es kommt auch vor, dass der Cenoman unmittelbar auf dem Bath liegt; schliesslich zeugt davon auch die Wyrzikowsky-Schicht.

Der Cenoman ist hier bekanntlich durch eine vollständige Serie von Ablagerungen von den untersten bis zu den obersten Horizonten vertreten. Doch ist er bei weitem nicht überall in vollem Bestande vorhanden: Glaukonitkreide mit der obercenomanen Fauna kommt nur im süd-westlichen und südlichen Teil des Gebietes der Dislokationen von Kanew vor. Im übrigen Teil des Gebietes fehlt sie. In seinem nördlichen Teil, wie schon erwähnt, sind die cenomanen Ablagerungen fast gänzlich von der Erosion vernichtet und nur in den Profilen der südlichen Schluchten beim Dorfe Grigorowka kommen ihre unteren Horizonte zum Vorschein, anfangs von unbedeutender Mächtigkeit (1 — 2 m), die in südlicher Richtung zwar allmählich, aber rasch zunimmt und südlich bis zur normalen Mächtigkeit von 40 — 50 m gelangt.

Wie auf der Normalserie der Cenomanablagerungen, so auch auf ihrer denudierten Oberfläche — überall lagert eine Serie von Glaukonitsanden der Kanew-Stufe. Folglich beobachten wir hier eine andere intensive Erosion in der Zeit zwischen der Ablagerung des Cenoman und dem Anfang des Tertiärs.

Eine starke Denudation der Ablagerungen hat im Quartär stattgefunden. Die mächtigen Serien (bis 86 — 90 m Mächtigkeit) der hier entwickelten Tertiärablagerungen sind an vielen Stellen restlos denudiert. Hierzu gehören die Ablagerungen der Stufe der bunten Lehme, der Poltawa-Charkow- und Kiew- Stufen und in vielen Fällen die der Butschak-Stufe. In der breiten Uferzone kommen sie, mit Ausnahme der Butschak- Schichten, in kleineren Stücken vor.

Die obere Serie der Sande der Butschak-Stufe ist ebenfalls fast vollständig erodiert und die in ihr lagernden Sandsteine vom Typus derjenigen von Traktemirow werden meistens im Alluvium beobachtet. Die untere Serie der Sande dieser Stufe mit Sandsteinen vom Butschak- Typus erscheint erst südlich vom Dorfe Grigorowka und wird noch weiter zum Süden bald als eine ziemlich mächtige Schicht, bald als unbedeutende Zwischenschichten beobachtet, oder sie verschwindet oft gänzlich. Auf der nach der Vernichtung der Tertiärablagerungen entstandenen Denudationsfläche des rechten Ufers lagert eine mächtige Serie von quartären unter der Moräne liegenden Flugsanden, deren ein Teil zum Mindel- Riss- Interglazial und deren anderer Teil zu den fluvioglazialen Ablagerungen der Mindelzeit gehört. In vielen Fällen bedecken sie unmittelbar die grünen Glaukonitsande der Kanew-Stufe. Dieselben Mindel-Riss und Mindel-Flugsande lagern in der Basis der ungemein breiten ältesten Terrasse des linken Ufers des Dnjeprtales. Folglich haben wir in der rechten Uferzone bei Kanew mit einer stark dislozierten Strecke der obengenannten Terrasse vor uns.

Also reiht sich das jüngste Stadium der intensiven Denudationsprozesse in das Quartär vor der Ablagerung der die Mogäne unterteufenden Sande ein.

Das Studium der Denudationsflächen, die im Bereich des dislozierten Gebiets von Kanew eine ungewöhnlich enge Lokalisation zeigen, ebenso wie die Anzeichen von Sedi-mentierungszyklen, zeugen davon, dass dieses Gebiet sich noch in einer ziemlich bestimmt ausgeprägten mobilen Zone der Erdrinde befindet, die mehrmals in der unseren Beobachtungen zugänglichen Zeitdauer, bald Senkungen, bald Hebungen erlitten hat, die zweifellos mit der Orogenie verbunden sind.

Die gegenwärtige diskordante Lagerung der verschiedenen dislozierten Schichten, die im betreffenden Gebiet stellenweise beobachtet wird, zeugt auch von der Wiederholung der orogenen Bewegungen.

Diese Diskordanzen waren augenscheinlich das Resultat wiederholter schwacher Äusserungen der orogenen Prozesse im Kanew-Gebiet. Stärkere tektonische Bewegungen, die die Bildung sehr komplizierter verschiedenartiger und ziemlich vollendeter Formen von Faltendislokationen (5) hervorgerufen haben, haben im Quartär stattgefunden.

Als Grundform der Dislokationsformen für das ganze Gebiet erscheinen die Faltenverwerfungen, die in Serien von Schuppenstruktur zusammengerafft sind. Es kommen auch andere genetisch untereinander verbundene und einer allgemeinen vollkommen gesetzlichen Tendenz untergeordnete Formen vor: liegende, zuweilen rückwärts gekippte, und kofferartige Falten; zuweilen werden auch gerade Falten beobachtet. Neben den liegenden Falten und Faltenverwerfungen stehen Überschiebungen in Form von verhältnismässig kleinen Überdeckungen bei der Faltung. Das ist die Anfangsform der Überschiebung, ausgedrückt in der äusseren Form einer liegenden zerrissenen Falte, die bei mehr oder weniger horizontaler Überschiebung eine Schuppenstruktur ergab. Die Förderslänge einiger Überschiebungen bei Kanew erreicht zuweilen über 500 m.

In den Faltenverwerfungen und Überschiebungen des Kanewschen-Gebietes kann man zuweilen unmittelbar in den Aufschlüssen die Erscheinung der Schleppung beobachten, die in der Umbiegung der Schichtenränder längs der Überschiebungsflächen ausgedrückt ist.

Charakteristisch für die Falten, Faltenverwerfungen und Überschiebungen dieses Gebietes ist die allgemeine Umkipfung nach SW und W, d. h. in der Richtung zum festen Massiv, im betreffenden Falle durch die stabile Zone der Ukrainischen kristallinen Platte vertreten.

Die Elemente der Faltung sind in eine Serie mehr oder weniger paralleler Bögen oder in einen komplizierten Faltenbogen zusammengefasst, dessen konvexe Seite nach SW und dessen konkave Seite nach NE gerichtet ist. Bei allgemeinem nordwestlichen Streichen der Schichten, überwiegt im südlichen Flügel dieses Bogens das Streichen NW 280° — 300°,

und im nördlichen solches NW 320° — 350° mit teilweiser Abweichung nach NE.

Durch die allgemeine Orientierung des Bogens, wie durch die Richtung der Umkipfung der Falten, wird die Richtung des tangentialen Druckes bestimmt, unter dessen Einfluss die Faltenverwerfungen der Kanevschen Dislokationen entstanden sind. Das ist die Richtung von NE nach SW.

In diesen Dislokationen fällt die ziemlich kleine Länge der Faltenwellen und der Überschiebungen auf. Die Quermasse eines tektonischen Elementes werden hier ungefähr mit 200 m berechnet. Diese Ausmasse stellen übrigens keine Ausnahmen für feingefaltete Gebiete vor.

Ausser den Faltendislokationen werden hier Verwerfungen zweierlei Arten beobachtet: Quer- und Längsbrüche.

Den Querbrüchen verdanken die Haupthorste und-gräben des Gebiets der Kanewschen Dislokationen ihre Entstehung: 1) der Traktemirow-Butschak Horst, 2) der Troschtschinsky Graben, 3) der Kanew-Horst, 4) der Wilschansky Graben und 5) der Moschnogorsky Horst. Das Ausmas dieser Verwerfungen erreicht 70 bis 170 m.

Die Innenseite des Faltenbogens der Kanew-Dislokationen ist in der linken Uferzone durch bedeutendere Längsverwerfungen zerteilt, deren Amplitude von 100 bis 200 m und darüber reicht.

Äusserst wichtige Angaben zur Beurteilung der Entstehung durch Verwerfungen der linken Uferzone des Dnjepr gegenüber dem rechtsuferigen Dislokationsgebiet von Kanew hat das Bohrloch von Oserischtsche geliefert, das sich 12 km vom rechten Dnjepr-Ufer und 19 km östlich vom Bohrloch von Troschtschinskoje befindet und i. J. 1925 angelegt wurde. Im genannten Bohrloch lagert die untere Grenze der Juragesteine mehr als 35 m tiefer als dieselbe Grenze der ebenfalls verworfenen Gesteinen des Troschtschinskoje Grabens.

Ausser den Hauptverwerfungen kommen im Gebiet untergeordnete, verhältnissmässig kleine Verwerfungen vor, besonders längs der Horstränder. Hier kann man zuweilen deutlich ausgeprägte Verwerfungsterrassen beobachten. Obgleich das Gebiet der Kanewschen Dislokationen im Vergleich zum weiten Areal der Ukraine nicht gross ist, stellt es doch ein sehr wichtiges Gebiet vor, für die Lösung einer ganzen Reihe wesentlicher Fragen von ihrer komplizierten geologischen Struktur.

Das dislozierte Gebiet von Kanew gehört zum Syztem der langen Störungslinie, der sogenannten «embryonalen» Berge von A. P. K a r p i n s k y (1883). Die Gebirgskettenzone Karpinsky's zieht sich von SE nach NW durch die ganze Ukraine. Er tritt im Donetz-Gebirge, in den Randdislokationen von Pivicha, Kanew und in dem von ihm untrennbaren Moschnogorjegebiet auf. Anzeichen schwacher Dislokationserscheinungen werden nordwestlich vom stark dislozierten Kanew-Gebiet, in der Richtung nach Kiew, von Traktemirow bis Tripolje beobachtet (1).

Die Quartärdislokationen des Kanew-Gebiets muss man als Resultat von Kompensationsbewegungen der Erdkruste betrachten, die mit der Belastung durch die Gletschermassen im Eiszeitalter in Zusammenhang standen. Sie gab den Impuls zur Lösung der tangentialen Spannung, die sich hier im Laufe einer mehr oder weniger langen Zeit angereichert hatte.

In vollem Einklang mit der Erscheinung der Quartärdislokationen im Kanew-Gebiet sind die Beobachtungen der letzten Jahre im Gebiet der alten Terrassen des linken Ufers des Dnjepr, wo es besonders in den Gegenden gegenüber dem dislozierten Gebiet von Kanew, festgestellt wurde, dass die Terrassen nach ihrer Bildung eine Biegung oder Störung erlitten haben unter der Einwirkung ganz junger tektonischer Bewegungen, die allem Anschein nach sich mehrmals wiederholt haben (14, 15 u. 16).

DIE MARSCHROUTE DER EXKURSION.

DIE EXKURSION fährt von Kiew mit dem Dampfer den Dnjepr abwärts bis zum Landungsplatz von Perejaslaw. Unterhalb der Eisenbahnbrücke von Kiew treten die Höhen des rechten Ufers vom Flussbette weit zurück und vom Bord des Dampfers kann man bis zum Dorf Tripolje keine Aufschlüsse sehen. Auf dieser ganzen Strecke dunkelt von rechts ein Streifen Kieferwaldes, der die alten Barchane und Dünen der hier prachtvoll ausgeprägten sandigen (der ersten über der Aue) Terrasse Würm II bedeckt. Von links erhebt sich als gleichmässige Stufe in der Ferne die Riss-Terrasse des alten Dnjeprtales (die dritte über der Aue), die moränenfrei ist und mit zwei Stöcken Löss bedeckt ist. Stellenweise

sind auf ihren Rändern von unten Dünen aufgeweht. Bei Tripolje treten die Höhen des Plateaus wieder dicht an den Dnjepr heran und hier kann man in den Aufschlüssen von Tripolje bis Chodorowo die vollständige normale Ablagerungsserie beobachten, die auch in den Aufschlüssen der Stadt Kiew bekannt ist nur mit dem Unterschiede, dass von hier an die Schichten des Kiewschen Mergels sich unter dem Wasserspiegel hervor zu erheben beginnen. An deren Basis kommen kleine Ausstriche der sie unterteufenden Phosphoritsande vor. Eine andere Eigenschaft dieser Aufschlüsse sind die schwachen Anzeichen von Dislokationen (10), die sich dadurch äussern, dass sich die Sohle des Kiew-Mergels auf dieser Strecke bald auf 7 m (beim Dorfe Cholopje) über dem Wasserspiegel, bald bis auf 2 — 3 m sinkt, und stellenweise sogar unter dem Wasserspiegel verschwindet. Mit diesen schwachen Dislokationserscheinungen steht auch anscheinend das wechselnde Auftreten und Verschwinden im Flussbette der sogenannten «Sabory» (Stromschnellen) des Traktemirow-Mühlsandsteins der Butschak-Stufe. Die ersten «Sabory» fangen unterhalb des Ortes Rzhaschtschewo an. $3\frac{1}{2}$ km flussabwärts von hier beim ehem. Preobrazhensky Kloster im Bette eines Seitenarmes und am Ufer werden Ausstriche der Traktemirow-Sandsteinserie beobachtet. Weiter flussabwärts treffen wir die «Sabory» Schtschutschinskaja und Bukrinskaja (rechts), Pidsinnezskaja (links), endlich die Traktemirowskaja beim Dorfe Traktemirowo.

Ausser den obengenannten Eigentümlichkeiten in der Lagerung der Gesteine auf der betreffenden Strecke, die anscheinlich von den schwachen Äusserungen der Dislokationen zeugen, kann man stellenweise mit dem blossen Auge schwache Neigung der Schichten feststellen, wie z. B. der Schichten des Kiewschen Mergels beim Orte Rzhaschtschewo und in den Aufschlüssen zwischen Chodorowo und der Bukrinskaja-Sabora.

Ebenso bemerkenswert sind die für die betreffende Strecke vorzüglich ausgeprägte, fast durchweg von einem Erdrutsch gebildete Terrasse auf der Fläche des Kiew-Mergels, und stellenweise auch bedeutende Stücke einer anderen, oberen Erdrutschterrasse auf den bunten Lehmen.

In der ersten unterhalb Traktemirow mehr oder weniger bedeutenden Ufer-Anhöhe «Wjaski» (55 m über dem Wasser-

spiegel des Dnjepr) beobachten wir den ersten Aufschluss der stark dislozierten Juragesteine mit den unmittelbar aufliegenden grünen Glaukonit-Sanden der Horizonte *a* und *b* der Kanew-Stufe. Das Profil ist wie folgt:

1) Kanew-Sande	13,1 m.
2) Ockergelber Kelloway-Sandstein und rot-brauner Lehm.	
Gesamte Mächtigkeit ungefähr	10 .

Im östlichen Teil der Anhöhe schliesst sich unter dem Kelloway aschgrauer Lehm des Bath auf.

Im östlichen Teil des Berges streichen die Gesteine (Schicht K_{a_2}) nach NE 3° und fallen nach SE $\angle 17^\circ$.

In diesem unvollständigen Aufschlusse sehen wir eine ziemlich flache, kuppelförmige Falte, die auf dem östlichen und dem westlichen Flügel durch zwei unbedeutende Verwerfungen zerbrochen und strom-aufwärts, im Allgemeinen nach W umgekippt ist. Im Aufschlusse werden Erdrutsche und tiefer unter ihnen hügelige Massen von Gehängeschutt beobachtet mit gesamter Bewegungsrichtung fast direkt nach E, in der Neigungsrichtung der Oberfläche der Lehme des Bath, die die Bergrutsche verursacht haben.

Wir wollen die Anhöhe «Wessjolyj Spyl» genauer besichtigen, deren relative Höhe über dem Wasserspiegel 64 m ist, da sie eine vollständigere Gesteinsserie darstellt und dazu bessere Aufschlüsse aufweist.

Die kuppelartige Anhöhe «Wessjolyj Spyl» liegt bedeutend nach S vorgeschoben und ist durch einen Sattel mit dem höheren Plateau verbunden. Nach N zum Dnjepr bricht sie fast steil mit einem ziemlich tiefen Halbzirkus ab, in dessen Hinterwand bei der Schnittkante folgender Aufschluss beobachtet wird.

1. Boden	0,38 m.
2. Löss	3,48 .
3. Sande des Kanew-Stufe	14,02 .
4. K_1 . Rot-brauner ockriger Sandstein	1,75 .
5. K_1 . Braune oder rot-braune Mergellehne mit Gyps und Versteinerungen	8 .
Der untere Teil des Aufschlusses ist verschüttet.	
6. Etwas tiefer im mittleren Teil des Berges, schon ausserhalb der Nische, schliesst sich aschgrauer, schieferiger Lehm des Bath mit eisenhaltigen Arabesken und Zwischenschichten von rot-braunem Sandstein und Mergelkonkretionen auf, dessen Schichten hier Streichen N—S aufweisen, Fallen E $\angle 21^\circ$. Sichtbare Mächtigkeit dieser Lehme	14,43 m.

Der innere Teil des Halbzirkus ist von den hügeligen Massen des Bergschliffes auf den Lehmen des Bath eingenommen.

Im östlichen Teil der Anhöhen hat die Sandsteinschicht Ka^d NE Streichen 32° , Fallen SE — 37° . Hier scheint eine Änderung der Richtungs des Streichens vorhanden zu sein.

Wenn wir vom Aufschlusse der Bath-Lehme im mittleren Teil des Berges stromaufwärts gehen, so sehen wir bald, dass unter diesen Lehmen zuerst grüne Kanew-Glaukonitsande des Horizontes Ka^d hervortreten, und weiter weisse diagonalgeschichtete die Moräne unterteufende quartäre Quarzflugsande. Die Oberfläche der Kanew-Sande sinkt allmählich und verschwindet unter dem Talboden und die die Moräne unterteufenden quartären Sande streichen in einer mächtigen Schicht vom Fusse des Berges bis 25 m Höhe, wo auf ihnen Bathlehme liegen. Auf der Grenze dieser Überschiebung kann man Anzeichen von Dynamometamorphose der Gesteine beobachten, der sich in einer schmalen Zone von ungefähr 0,5 m äussert.

Noch weiter treten die grünen Ka^d Sande am Talboden wieder unter den quartären submoränen Sanden hervor und erheben sich am Westende des Berges zu einer Höhe von 16,8 m über dessen Fusse, oben von den quartären submoränen Sanden bedeckt. Ganz oben sehen wir die Fortsetzung der Überschiebung des Kelloway und Bath, der hier auskeilt. Vom Westende der Anhöhe «Wessjolyj Spyl» erheben sich die Kanew-Sande immer weiter und in der Anhöhe «Wjaski» streichen sie an deren Gipfel aus.

In der Osthälfte des «Wessjolyj Spyl» beobachtet man eine bogenartige Biegung aller Schichten, die ziemlich stark nach Osten geneigt sind.

So haben wir in dem «Wessjolyj Spyl» eine Überschiebungsform, die an Faltenüberschiebungen erinnert, mit einer Förderslänge von über 200 m und der selben Umkipungsrichtung, wie in der Anhöhe «Wjasky».

Die Biegung der Schichten der Kanew-Sande unter den Bath-Lehmen im mittleren Teil des «Wessjolyj Spyl» muss man als in den Verwerfungs Falten und Überschiebungen übliche Erscheinung der Schleppung betrachten.

Bemerkenswert ist noch eine interessante Einzelheit im Aufbau dieses Berges: im westlichen Teil des obenerwähnten Halbzirkus kann man in den Kelloway-Lehmen einen kleinen

Überschiebungsbruch beobachten, dessen Verwerfer sich nicht in die höherliegenden Schichten fortsetzt. Die zerrissenen Schichten der Lehme des Unteren Kelloway werden von einer nicht zerrissenen, aber hier verdickten Schicht von Mittel- und Ober-Kelloway-Sandstein diskordant überdeckt.

Wenn wir das Ufer stromabwärts westlich von «Wessjolyj Spyl» verfolgen, treffen wir wieder in der Nische (Teren Spyl) dieselbe Serie der Bath- und Kelloway-Lehme und Glaukonitsande der Kanew-Stufe, die die quartären weissen submoränen Flugsande überdecken. Doch sind die Aufschlüsse hier undeutlicher ausgeprägt. Wir haben hier einen weniger ausgedehnten Überschiebungsbruch. Die Umkipprichtung der Falte ist dieselbe, wie in den vorhergehenden Fällen. Ebenso wie dort ist die kleine Nische in der Mitte mit den Rutschmassen den Bath-Lehmen liegenden angefüllt.

Zwischen den Überschiebungsbruch «Teren Spyl» und der östlich davon folgenden Falten-Verwerfung des «Dowgij Spyl» beobachten wir im steilen Uferabhang einen Aufschluss der Kanew-Sande des Horizonts *d*, die von oben mit einer Schicht submoräner Quartärsande bedeckt ist. Die Grenze dieser Sande senkt sich allmählich stromabwärts und verschwindet unter der Bergsohle. Am Ufer werden auf einer gewissen Strecke nur die charakteristischen nicht sehr steilen Abhänge der mehr oder weniger berasteten Schutthalden der Quartärsande beobachtet.

Weiter kommt wieder unter den weissen Quartärsanden eine Schicht grüner Sande des Horizontes *d* der Kanew-Stufe steil hervor und bildet, auf den Kopf gestellt, einen Vorsprung von 16,5 m Höhe. Das Streichen der Schicht ist hier NW 338 W.

In einer kleinen Seitenschlucht neben dem Vorsprung (östlich von ihm) sind mächtig ausgebildet die aschgrauen Bath-Lehme, die auf die submoränen Sande und die Sande der Kanew-Stufe aufgeschoben sind. Deren Schichten sind infolge der Schleppung unter die Überschiebungsfläche eingebogen und auf den Korf gestellt, was gerade im obenerwähnten Vorsprung beobachtet wird. Das ist der westliche Teil des Überschiebungsbruchs des «Dowgij Spyl». Die Schichten der Bath-Lehme sind sehr steil aufgerichtet; auf ihnen liegen ebenfalls steil die Kelloway-Lehme mit den Sand-

steinzwischen-schichten in deren oberem Teil und höher die grünen Sande der Kanew-Stufe.

Auf der Oberfläche der Bath-Lehme kommen, wie auch in den vorhergehenden Fällen, kleine Bergrutsche mit Bewegungsrichtung nach NE vor, gemäss der gesamten Neigung der Oberfläche der Lehme.

Weiter nach E, in der nächsten Schlucht «Welyki Wilchy», die einen ziemlich tief in das Ufer einschneidenden Kessel vorstellt, ist in den Aufschlüssen ihrer rechten Seite die verkehrte Lage der Schichten zu sehen, wobei im synklinal gebogenen Kern quartäre submoränale Sande beobachtet werden; auf ihnen lagern die Schichten der Kanew-Stufe Ka^d , Ka^c , Ka^b (diese ist nur durch Sandstein vertreten) und Ka^a , endlich die Reste der Lehme mit Sandsteinzwischen-schichten.

Der Boden des Kessels ist vom Bergrutsch verschüttet, der hauptsächlich längs der linken Seite des Kessels mit Bewegungsrichtung nach NE geht.

Die Ursache des Bergrutsches sind hier die Jura-Lehme, deren Oberfläche von der Mitte des Kessels in der Richtung zum «Dowgij Spyl» ansteigt.

Hinter dem Kessel «Welyki Wilchy» ganz bei der Grenze des Dorfes «Monastyrek» erhebt sich fast senkrecht der kleine Vorsprung «Soljanyzja» 12,9 m über der Sohle, in dem die teilweise gestörten Schichten der Lehme und des Sandsteins des Kelloway auf den Kopf gestellt sind. Streichen NW 345.

Von Osten stossen an diesen Vorsprung unmittelbar die aschgrauen Bath-Lehme, deren Schichten in gequetschter und verschobener Lage sind, infolge der grossen Bergrutsche, die aus dem Gebiet der Schlucht «Tschernetsche», in der der westliche Teil des Dorfes Monastyrek liegt, kommen.

Östlich von hier wiederholt sich dasselbe Bild der stromaufwärts umgekippten Falten-Verwerfungen; diese Erscheinungen sind aber durch grosse Bergrutsche maskiert, die vorwiegend auf den geneigten Oberflächen der hier stark gehobenen Bath-Lehme vorkommen. Die Grundelemente der Faltenverwerfungen kann man nur verstreut, vorwiegend an den Gipfeln beobachten und nur das früher zwischen Traktemirow und Monastyrek gesehene Bild der schuppenartigen Faltenverwerfungen hilft in der Gesetzmässigkeit des Aufbaues sich zurecht zu finden.

In der westlichen Hälfte der Schlucht «Tschernetsche» ist eine grosse steile Falte mit den im Kerne hoch gehobenen Bath-Lehmen ausgebildet, die die grossen Bergrutsche verursachen, welche die Gehöfte des Dorfes zerstören. Die Bath-Lehme sind oben von Kelloway-Lehmen bedeckt, deren Aufschlüsse man auch an den Gipfeln der Anhöhen sehen kann, die durch die ziemlich breite Zone der Bergrutsche, vom Dnjepr-Ufer getrennt sind.

Ungefähr 50 m östlich von der Soljanyzja, die Massen der Bergrutsche durchbrechend und in die anstehenden Gesteine einkeilend, kommt zum Dnjepr eine kleine Schlucht, in deren Wänden bei der Mündung sich Kanew-Glaukonitsande und die sie bedeckenden weissen submoränen Flugsande aufschliessen. Die Grenze dieser und jener erhebt sich ungefähr auf 4 m über der Sohle des Berges. Die Schichten sind hier deutlich nach Osten geneigt.

Ferner sind unbedeutende Aufschlüsse derselben submoränen Sande bei der Mündung der Schlucht «Petschera» vorhanden. In der östlichen Hälfte der Schlucht «Tschernetsche» befindet sich eine grosse flache Falten-Verwerfung mit ziemlich hoch gehobenen Bath-Lehmen, was ebenso die Ursache der Bergrutsche im Monastirek-Gebiet ist.

In der Schlucht «Petschera» unweit ihrer Mündung kann man auf der rechten Seite einen guten Aufschluss der vollständigen Serie der Sande der Kanew-Stufe im Anstehenden sehen. Hier in der steilen Wand können alle Horizonte dieser Stufe in einer Gesamtmächtigkeit von 24 m beobachtet werden.

Ganz oben auf dem Kamme über diesen Aufschlüssen gibt es Reste des von der Erosion verschonten Geschiebelehms.

Da die Schichten der Kanew-Sande von der Schlucht dem Streichen nach geschnitten werden, haben sie im betreffenden Profil eine scheinbare Horizontallagerung, in Wirklichkeit sind sie aber ziemlich stark geneigt. In der linken Schluchtwand, streichen unter ihnen Kelloway-Lehme hervor, oben mit Zwischenschichten von Mergelsandstein. Am Boden streichen hier und da Bath-Lehme aus.

Von hier gehen wir durch die Kelloway-Bergrutsch-Zone, die von den Gehöften des östlichen Teiles des Dorfes eingenommen wird und Schlucht «Krynywschtschina» heisst, zur

nächsten Schlucht «Plyskowschtschina», über welche von rechts im unteren Teil ihres Talweges der zweizackige Berg «Kostywschtschina», ungefähr 54 m über dem Dnjepr ragt.

Hier wird auch ein vorzüglicher Aufschluss der vollständigen Serie der Sande der Kanew-Stufe von 25 m Gesamtmächtigkeit beobachtet.

An der westlichen Seite des Berges, kommen an der Sohle unter den Kanew-Sanden die Kelloway-Lehme hervor, oben mit Zwischenschichten von Mergelsandstein.

In der obengenannten Schlucht «Krynywschtschina» zwischen «Petschera» und «Kostywschtschina» ist noch eine flache Faltenverwerfung, von derselben Richtung wie alle vorhergehenden ausgebildet. Die in ihrem Kern hoch aufsteigenden Jurassischen, vorwiegend aber Bath-Lehme, sind die Hauptursache der grossen Bergrutsche in der Schlucht «Krynywschtschina», die die Bewegungsrichtung im allgemeinen nach NE haben, gemäss der Neigung der Oberfläche der obenerwähnten Bath-Lehme.

Fast neben der Kostywschtschina, ein wenig vom Ufer des Dnjepr abtretend, ragt der Sandberg «Markiw Spyl» (ungefähr 60 m über dem Dnjepr) mit einem Löss-Restberge oben. Das Profil ist wie folgt:

1. Löss ungefähr	3—4 m
2. Weissliche quartäre submoränale Flugsande über	5 .
3. Sande der Kanew-Stufe	—

Der Bergfuss ist mit Schutthalden bedeckt. Die Kanew-Glaukonitsande des unteren Teiles des «Markiw Spyl» gehen, von oben mit quartären submoränen Sanden bedeckt, in den östlichen Girkel der «Kostywschtschina» über.

Vom Girkel des «Markiw Spyl» gehen wir weiter zur Schlucht «Sagora», und wenn wir ein wenig längs des Kammes, der ihn vom genannten Berge trennt, hinabsteigen, beobachten wir eine Überschiebung der jurassischen Lehme auf die Kanew-Sande, und höher auf die quartären submoränen Sande, deren Schichten nach W. in den mittleren Teil des Berges «Markow Spyl» sich fortsetzen. Die Überschiebungsfläche auf den Kanew-Sanden, die an einer Stelle von den Kelloway- und Bath-Lehmen, die sich infolge des Bergrutsches etwas gesenkt haben, frei wird, hat Streichen NW 341° und Fallen NE 49°. Die Glaukonitsande der Kanew-Stufe, die vom

unteren Teil des «Markiw Spyl» nach NE fallen, sind umgebogen und stark nach oben unter die Überschiebungsfläche eingezogen, infolge der Schleppung bei der Überschiebung, was deutlicher unterschieden werden kann, wenn man längs des Kammes zur Sohle des Abhanges am Dnjeprufer hinabsteigt.

Die Schlucht «Sagora», die wie ein grosser zirkusähnlicher Kessel aussieht, ist grösstenteils von grossen unregelmässig aufgetürmten Bergrutschmassen eingenommen, die durch die mächtige Entwicklung der hier im Kerne des Überschiebungsbruchs hoch gehobenen Bath-Lehme bedingt werden. Aufschlüsse dieser Lehme kann man im mittleren Teil des Kessels, in 100 und mehr Metern über dem Dnjepr beobachten.

In der Schlucht «Gontscharywschtschina», östlich von der Schlucht «Sagora» muss man das Vorhandensein einer anderen grossen Falten-Verwerfung vermuten, doch die Maskierung der Erscheinung durch mächtige Bergrutsche und der Mangel an guten Aufschlüssen gestattet nicht sie deutlich zu unterscheiden.

Im östlichen Teil der «Gontscharywschtschina» beobachten wir mehrere zusammengepresste isoklinale Falten mit auf den Kopf gestellten Schichten von Kanew- und Kelloway-Ablagerungen im Kern.

Etwas östlich von der Uferhöhe «Sagusiwka», der dicht an den Fluss tritt, verdient Interesse eine schmale (ungefähr 100 m im Durchmesser), steile Antiklinale mit rückwärts gebogener Wölbung. Im Kern der Falte ist Kelloway-Lehm mit einer Zwischenschicht von Mergelsand; auf ihm liegen im östlichen Teil der Antiklinale, die schmutzigrünen Sande des Horizontes *a* der Kanew-Stufe, dann kommt eine Schicht des Horizontes *b* derselben Stufe, der hier ausschliesslich durch graue kieselige Sandsteine vertreten ist, noch höher — die bräunlich-grünlichen Lehmsande des Horizontes *c* und beim Gipfel des Berges, im rückwärts gebogenen Teil der Wölbung sind noch die grünen Sande des Horizontes *d* zu sehen.

Zwischen den erwähnten isoklinalen Falten der «Gontscharywschtschina» und der rückwärts gebogenen Falte «Sagusiwka», liegt eine ziemlich breite regelmässige Synklinale von Kelloway- und Kanew-Sanden mit quartären submoränen Sanden im Kern.

Auf der ganzen Strecke der Uferaufschlüsse vom Dorfe Traktemirow bis zum Berge «Sagusiwka» (unweit der vorm. Perejaslawl-Brücke) sehen wir ganz deutlich alle Anzeichen der Bewegung von E oder NE nach S oder SE, die ihren Ausdruck in der umgekippten Lage der Falten und in den kleinen Überschiebungen im allgemeinen in der Richtung gegen den Strom findet. Die Rückwärtsfaltung des Gewölbes in der Falte des Berges «Sagusiwka», die gegen die Druckrichtung gerichtet ist, wie es gewöhnlich in dieser Art der Erscheinungen beobachtet wird, ist in voller Übereinstimmung mit der ganzen harmonischen Reihe der Faltungselemente im Nordhügel der Kanew-Dislokationen, die hier in den Uferabhängen des Dnjepr beobachtet werden.

Vom Berge «Sagusiwka» bis zur Mündung der Schlucht «Donzowo» gegenüber dem Anlegeplatz von Perejaslaw werden noch zwei Faltenverwerfungen desselben Typus und derselben Richtung, wie die erwähnten, beobachtet. Doch sind die Aufschlüsse hier nicht genügend demonstrativ.

Noch weniger demonstrativ sind die Aufschlüsse des rechten Dnjeprufers auf der Strecke von der Mündung der Schlucht «Donzowo» bis zum Berge «Batura». Hier kann man bei der unmittelbaren Besichtigung einzelner kleiner Aufschlüsse eine wellenförmige Faltung derselben Gesteine beobachten.

In dem steilen zum Dnjepr gekehrten Abhang des isoliert stehenden Berges «Batura», etwas unterhalb der Anlegestelle von Perejaslawl werden Aufschlüsse der quartären submoränen Sande und der Sande der Kanew-Stufe mit deutlicher Neigung der Schichten stromabwärts beobachtet, was in vollem Einklang mit dem Charakter und dem im allgemeinen im nördlichen Flügel der Kanew-Dislokationen vorherrschenden Fallen der Schichten steht.

Unterhalb des Berges «Batura» macht der Dnjepr eine scharfe Biegung und fließt vom Dorfe Sarubinzy an und fast bis zur Stadt Kanew im allgemeinen nach S. Von Sarubinzy bis zum Dorfe Butschak und weiter stromabwärts bis zur Mündung der Schlucht «Boryssow Potok» gibt es auf dem rechten Dnjeprufer keine bemerkenswerten Aufschlüsse. Doch kann man in den zahlreichen wachsenden Schluchten dieses Ufers, charakteristische Bilder derselben starken Dislozierung der mesozoischen und paläogenen Schichten und der quartären submoränen Ablagerungen beobachten,

die wir zwischen Traktemirow und der Anlegestelle von Perejaslaw gesehen haben. Gegenüber dem Dorfe Grigorowka kann man vom Schiff aus in einiger Entfernung vom Ufer eine der bedeutendsten Anhöhen des Gebietes, den Berg «Lys-sucha» (243 m abs. Höhe und 160 m über dem Dnjeprspiegel) sehen mit der topographischen Pyramide auf dem Gipfel. Ihm entspricht die doppelte Faltenverwerfung, deren Sattel man in den Aufschlüssen der Schlucht auf dem Westabhange des Gipfels sehen kann.

Unterhalb der Mündung der Schlucht «Borissow Potok», fast bis zur Schlucht «Babyn Jar» sind keine Aufschlüsse vorhanden. Bei der Mündung der genannten Schlucht ist eine kleine Antiklinale von Cenoman und Kelloway mit einem Bath-Kern in der Basis vorhanden. Weiter kommt zwischen «Babyn Jar» und «Tjomnyj Jar» eine Faltenverwerfung von Kelloway und Cenoman, die auf die flachen synklinal gebogenen Butschak-Schichten und quartären submoränen Sande aufgeschoben ist. Die Aufschlüsse sind nicht gut. Zwischen den Schluchten «Tjomnyj Jar» und «Bugajow Jar» ist eine kleine, deutlich unterscheidbare Antiklinale von Kelloway und Cenoman. Der Kelloway ist durch unbedeutende Verwerfungen zerrissen, die nicht auf die höher liegenden Cenoman-Schichten übergehen. Näher zum «Bugajow Jar» wird in einem undeutlichen Aufschluss das Aufliegen der Kanew-Sande auf den Cenoman beobachtet. Unterhalb des «Bugajow Jar» gibt es keine Aufschlüsse. Nur bei der Lotsenstation tritt sehr undeutlich an der Sohle des Abhanges der Cenoman hervor mit aus ihm entspringenden Quellen, und dicht beim Hause kommt der Kelloway hervor. Von dem Ufersemaphor bis zur Mündung der Schlucht «Romanow Jar» beobachten wir im Uferaufschlusse eine deutlich unterscheidbare flache Synklinale von Cenoman- und Kanew-Sanden. Weiter bis zur Schlucht «Monastyr» werden gleichförmig gegen den Strom geneigte stark reduzierte Butschak-, Kanew-, Cenoman-, Kelloway-Schichten und schliesslich im Kern der Faltenverwerfung die Bath-Schichten beobachtet. In der Schlucht «Monastyr», die ein ziemlich grosser Bergrutsch ist, ist eine Faltenverwerfung der obenerwähnten Schichten entwickelt, die auf dem Kiew-Mergel liegen. Der Bergrutsch verläuft teilweise auf der Oberfläche des Kiew-Mergels, teilweise der Bath-Lehme. Im

rechten Teil des Halbzirkus an der Schnittkante der Hinterwand kann man unbedeutende Aufschlüsse der bunten Lehme und der Poltawa-Sande sehen. Vom Bergrutsch bis zum Dorfe Selyschtscha verlaufen im Uferaufschlusse zwei abschüssige, wellenartige, antiklinale Falten von Kiew-Mergel, unter welchen in den Kernen der Antiklinalen Phosphorit-Sande und tiefer — Butchak-Sande mit Blöcken des Traktemirowschen Sandsteins hervortreten. Bedeutende Anhäufungen der letzten werden auch am Ufer beim Dorfe selbst beobachtet. Auf der ganzen Strecke von «Boryssow Potok» bis zum Dorf Selyschtsche wird eine allgemeine Umgekipptheit der Faltenverwerfungen stromabwärts in der Richtung zum Graben von Troschtschinsk beobachtet. Die Falten werden von den Uferaufschlüssen nicht der Länge nach, sondern quer geschnitten.

Das Vorkommen in den Aufschlüssen zwischen dem Orte Monastyri und dem Dorfe Selyschtsche des Kijewschen Mergels und der Gesteine der höher liegenden Schichten, einschliesslich die Schicht der bunten Lehme, deutet darauf hin, dass wir mit einem mehr oder weniger bedeutenden Restberge des rechtsuferigen Plateaus zu tun haben.

Unterhalb des Dorfes Selyschtsche bis zur Stadt Kanew kommen keine Aufschlüsse vor. Das Dnjeprtal macht hier einen tiefen Einschnitt in das stark gesenkte Plateau des Grabens von Troschtschino.

Zur Besichtigung der Uferzone zwischen der Anlegestelle von Kanew und dem Dorfe Pekari (beim Rossj-Tale) im südlichen Flügel des Faltungsbogens von Kanew übergehend, wollen wir zuerst mit dem Bau des «Slonowoja» Berges bekannt werden, der sich gegenüber dieser Anlegestelle auf 60 — 65 m über dem Wasserspiegel des Dnjepr erhebt.

Bei der Besichtigung der Aufschlüsse müssen wir im Auge behalten, dass die Uferlinie des Dnjeprtales auf dieser Strecke von NW nach SE verläuft und die Gesteine in den Uferabhängen sich in den meisten Fällen in schräger Richtung zum Streichen der Schichten aufschliessen.

Am nordwestlichen von einem Wäldchen bewachsenen und dem Dnjepr zugekehrten Abhang des «Slonowaja» Berges beobachten wir einen Aufschluss von Cenomanen Sanden mit Sandsteinen, deren Schichten, etwas gebogen und steil aufgerichtet, auf ungefähr 10 m hinaufreichen; stromabwärts

nehmen sie rasch bis 4 m ab und verschwinden schliesslich unter der Denudationsfläche. Auf ihnen liegt konkordant eine Serie von Kanewschen-Glaukonitsanden, deren Schichten im nordwestlichen Teile des Berges ebenso steil, fast auf den Kopf gestellt, eine Höhe von ungefähr 20 m über der Sohle erreichen und dann sich ausbiegend, sich in derselben Richtung senken. Ungefähr 50 m vom nordwestlichen Ende des Berges liegt ihre obere Grenze, im ganzen etwa 8 m über der Bergsohle. Auf ihnen liegt ebenfalls konkordant eine kleinere, ungefähr 4 m mächtige Schicht von Butschak-Sanden mit Zwischenschichten von Butschak-Kieselsandstein. In der Richtung gegen den südöstlichen Teil des Berges hin werden die Aufschlüsse dieser Ablagerungen, die von grossen sandigen Schuttmassen verschüttet sind, immer undeutlicher. Auf den paläogenen Schichten lagert eine mächtige Schicht von weissen, diagonalgeschichteten quartären submoränen Flugsanden, in denen im Anstehenden ein Zahn von *Elephas trogontherii* P o h l i g. (Bestimmung von P. W. Z a k r e w s k a j a) gefunden worden ist, was uns berechtigt einen Teil dieser Sandschichten mit Bestimmtheit zur Mindel-Riss-Interglazialzeit zu rechnen. Sie bilden recht charakteristische, nicht zu steile, mit riesigen Schutthalden überzogene Abhänge. Ungefähr in 26 m Höhe im südöstlichen und ungefähr 25 m Höhe im nordwestlichen Teil lagern auf diesen submoränen Sanden Jura-Ablagerungen, vom Cenoman bedeckt. Einen guten Aufschluss des letzteren gibt es ganz nahe vom Gipfel des südöstlichen Teiles des Berges.

Im betreffenden Fall hatten wir die mit dem Prozess einer scharf ausgeprägten Faltenbildung in Zusammenhang stehende Erscheinung einer Überschiebung vor uns, bis der die Jura- und Cenomanablagerungen bei der Bewegung von NE nach SW auf die jüngeren Ablagerungen aufgerückt sind. Infolge der Verbiegung der Stirn der liegenden Faltenüberschiebung im nordwestlichen Teil des Berges, beobachteten wir das unmittelbare Aufliegen der aschgrauen schieferigen Bath-Lehme mit den mergeligen Sandsteinen mit Konkretionen auf die quartären submoränen Sande; im südöstlichen Teil des Berges dagegen, sind diese Lehme längs der Überschiebungsfläche abgeschnitten, und hier lagern unmittelbar auf den quartären submoränen Sanden die Kelloway-Lehme, deren Schichten hier ein NW 272° Streichen und

Fallen NE $< 12^\circ$ haben. Hierselbst an der Grenze der Überschiebung kann man eine kleinere Gesteinszone mit Anzeichen von Dynamometamorphismus sehen.

Die obengenannten Eigenschaften der Lagerung der Cenoman- und Paläogensichten beim nordwestlichen Ende des Berges muss man als Umbiegung der Schichten unter die Überschiebungsfläche, in Zusammenhang stehend mit der Erscheinung der Schleppung im Prozess dieser Überschiebung ansehen.

Von der Mündung der kleinen Schlucht «Pskowschtschina» nach rechts treten in den Uferaufschlüssen wieder die Kanew-Sande auf, die hier schon mehr gehoben sind, als es im mittleren Teil des Berges «Slonowaja» beobachtet wurde. Weiter treten unter ihnen die Schichten der Cenoman-Sande mit Sandsteinen hervor, die die Neigung stromaufwärts haben und sich fast bis zur Schnittkante des an dieser Stelle nicht sehr hohen Ufers erheben, unter ihnen werden losere Sande beobachtet, die im mittleren Teil des Ufers zwischen den Schluchten «Pskowschtschina» und «Cholodnyj» (Kanewskij) charakteristische Abhänge mit grossen Bergrutschen bilden. Das ist die Faltenverwerfung des Cenoman und der Kanew-Schichten, die auf die quartären submoränen Sande aufgeschoben ist. Weiter kommen unter den letzteren wieder die Kanew-Sande hervor, erst bei der Basis, und dann allmählich ansteigend, um dann links von der Mündung der Schlucht «Cholodnyj» in voller Serie aufzutreten.

Zwischen der Schlucht «Cholodnyj» (Kanewskij) und der «Gora s Berjoskami» (Birkenberg) kann man auf der Strecke von ungefähr 800 m vier sehr schwache wellenartige Falten beobachten, von denen nur in zwei Kernen unbedeutend über der Abhangssohle hervortretender Kelloway vorhanden ist.

Der Birkenberg erhebt sich links von der Mündung des «Komaschinyj Jar» auf eine Höhe von ungefähr 75 m über dem Wasserspiegel des Dnjepr. Die Basis dieses Berges wird zusammengelegt von quartären submoränen Sanden, die an den Abhängen grosse Schutthaufen bilden. Im mittleren Teil des Berges steigt die obere Grenze dieser Sande bis 20 m über der Abhangssohle.

Auf dieser Schicht liegen, von unten nach oben folgend:

- 1) brauner gypsaltiger Kelloway-Lehm mit violetter Schat-

tierung — 7,20 m, 2) ockergelber mergeliger Kelloway-Sandstein ungefähr 1 m, 3) weisslicher Sandstein ungefähr 0,5 m, 4) sandig-grandige kaolinisierte Wyrzhikowski Schicht ungefähr 1 m, 5) auf diesen Schichten liegen oben im Aufschluss mergelige Cenoman-Sande mit kieselhaltigen Sandsteinen von ungefähr 3 m sichtbarer Mächtigkeit. Der steile Abhang des Berges ist oben ganz bewachsen. Die Überschiebungsgrenze der Kelloway- und der Cenoman-Schichten auf die quartären submoränen Sande sinkt etwas rechts und links von der Mitte des Berges, bedeutender in der Richtung zum «Komaschinyj Jar». Im südöstlichen Teil des Berges ist auf den Cenoman- und den Kelloway-Schichten eine Verwerfung von ungefähr 6 m Höhe zu sehen. Hier und dort sind auch unter der Kelloway-Schicht Linsen von mergeligen Cenoman-Sanden mit Sandstein zu sehen, die hierher von der Stirn der Überschiebung gelangt sind.

Nun wollen wir in die Mündung des «Komaschinyj Jar» einbiegen und nachdem wir seinen unteren Teil, wo sich nur Löss mit Sublösssand aufschliessen, bis zur Mündung der linken Abzweigung «Wasjkina Krutscha» (Absturz) passiert haben, wollen wir den Aufschluss des erwähnten Absturzes kennen lernen. Hier erhebt sich die Schicht der submoränen Sande bis 11,5 — 12 m über der Schluchtsohle. Auf dieser Schicht lagern von unten nach oben: 1) ockergelber lehmiger Kelloway-Sandstein mit spärlichen Resten von braunem Lehm mit violetter Schattierung unter ihm — 50—60 cm, 2) Quarzand der Wyrzikowski-Schicht mit Kaolin-Beimengung — 1,55 m; diese Schicht hat an der Grenze mit hängendem Cenoman-Streichen NW 275°, Fallen NE $\angle$ 50°, 3) fast weisser, stark mergelhaltiger Cenoman-Sand, mit Ausscheidungen von kieseligem Sandstein, sichtbare Mächtigkeit 3 — 4 m. Höher ist der Abhang des Berges verhüllt. So wird der ganze Berg, der in der Basis eine Schicht von submoränen Quartärsanden hat, oben von einer ziemlich mächtigen Decke auf diese aufgeschobener Kelloway- und Cenoman-Gesteinen zusammengesetzt. Rechts von der «Wasjkina Krutscha» gegenüber den Aufschlüssen des «Birkenberges» ist ein bedeutender Bergrutsch vorhanden; 170 m weiter nach S werden auf den Abhängen des Plateaus halbkreisförmig verlaufende grosse Erdsspalten beobachtet, die bezeugen, dass auf diesem Areal die Bildung von Bergrutschen

fortdauert. In der ganzen Umgebung erscheinen als einzige Ursache der Bergrutsche allein die Jura-Lehme. Folglich ist Grund vorhanden anzunehmen, dass die Jura-Lehme vom Birkenberge auf die rechte Seite der «Wasjkina Krutscha» hinübergreifen und wenigstens auf 170 m weiter nach SSW überschoben sind.

Auf dem Berge «Tarassowa Gora», der neben dem «Birkenberge» liegt, werden rechts von der mit dem «Komaschinyj Jar» fast gemeinsamen Mündung des «Melantschin Potok», deutliche Anzeichen der Fortsetzung der Überschiebung des «Birkenberges» auch in dieser Richtung beobachtet: an der nördlichen Ecke der «Tarassowa Gora», in 20 m Höhe über ihrer Sohle, kann man die Lagerung des Cenoman auf die submoränen Quartärsande sowie eine analoge Lagerung im Profil der Nebenschlucht, die im Westabhang des Berges eingeschnitten ist, sehen.

Als ungefähre Förderslänge der Überschiebung des «Birkenberges» und der «Tarassowa Gora», kann man 500 m annehmen. Diese Überschiebung hat die sekundäre Faltenverwerfung überdeckt, deren Achse unter der Basis der «Tarassowa Gora» verläuft und deren Bau in den Aufschlüssen des «Komaschinyj Jar» 128 m oberhalb der Mündung der «Wasjkina Krutscha» und rechts von der Mündung des «Kru-toj Jarok», der die «Tarassowa Gora» von Osten begrenzt, beobachtet wird.

Weiterhin wollen wir die Aufschlüsse eine Strecke lang in den unteren Teilen des «Komaschinyj Jar» verfolgen. Die Schichten sind gespalten fast perpendikular zur Richtung, die wir in den Uferaufschlüssen beobachten.

Oberhalb der Mündung der «Wasjkina Krutscha» haben wir folgende Reihenfolge der Schichten, die im allgemeinen schluchtabwärts fallen: 1) weisse, quartäre submoräne Flugsande, die man in dem linken Flügel des Schluchtabhanges in einem künstlichen Aufschlusse sehen kann; 2) weiter schluchtaufwärts schliessen sich deutlich auf: Kanew-Sande, Cenoman-Sande mit Sandstein, eine sandig-grandige Wyrzikowski-Schicht, endlich eine dünne Schicht brauner Kelloway-Lehme, schräg durch die Verwerfungsfläche geschnitten. Die Kelloway-Lehme sind auf die Schichten der Kanew-Sande mit derselben Neigung Schluchtabwärts aufgeschoben. Ferner sind sie aufgeschoben auf die

Cenoman-Sande mit Sandsteinen, die schluchtaufwärts eine Antiklinale mit ziemlich mächtigem Kelloway im Kern bilden, der längs der Grenze von einer sandiggründigen Wyrzikowski-Schicht umsäumt ist. Jenseits des Kelloway-Kerns der Falte verlaufen mächtige Schichten von Cenoman-Sanden, sie einschliessend und wellenartig sich windend, von kieselhaltigen Sandsteinkonkretionen überfüllt; unter ihnen ist an einer Stelle ein unbedeutender Ausstrich von Kelloway mit Wyrzikowky Schicht. An der Wasjkina Krutscha wird wieder eine Faltenverwerfung der Cenoman-Schichten mit Kelloway und Wyrzikowski-Schicht im Kern auf die quartären submoränen Sande beobachtet.

Auf diese Weise ist auf einer Strecke von ungefähr 850 m vom Dnjeprtal den «Komaschinyj Jar» aufwärts eine im allgemeinen schuppige (mit Ausnahme einer umgekippten Falte) Serie von Faltenverwerfungen, in der Richtung von SE nach SW umgekippt, was für die plikativen Dislokationen des ganzen Kanew-Gebietes typisch ist.

Auf der Strecke zwischen der 10-ten rechten Abzweigung und der 7-ten linken wird auf der rechten Seite der Schlucht ein grosser Bergrutsch auf der zur Sohle der Hauptschlucht geneigten Oberfläche der Kelloway-Lehme beobachtet, welcher das Rinnsal an das linke Ufer drückt.

Aus dem «Komaschinyj Jar» herauskommend, wollen wir die Besichtigung der Uferablagerungen in der Richtung zum Dorfe «Pekari» fortsetzen.

Rechts vom «Krutoj Jarok» wird der schon erwähnte Überschiebungsbruch beobachtet.

In diesem Überschiebungsbruch sehen wir Cenoman mit Kelloway im Kern auf die quartären submoränen Sande aufgeschoben, unter denen Butschak- und Kanew-Sande hervorkommen, deren Schichten eine Schleppung unter der Verwerfungsfläche aufweisen.

Von hier an wird auf einer Strecke von etwas weniger als 2 km in den Aufschlüssen des terrassenartig gestuften Ufers eine Reihe schwacher Antiklinal- und Synklinalfallen von vorwiegend Cenoman- und Kanew-Schichten beobachtet, wobei nur in drei solcher Antiklinalen aus deren Gesamtzahl sieben, unbedeutende Hebung der Kelloway-Schichten beobachtet werden. Die grösste Hebung des Kelloway wird im Kern der Antiklinale, etwas oberhalb der Mündung der

«Gnilaja Krutscha» beobachtet. Hier sehen wir ihn etwa 14 m über dem Dnjepr.

Ungefähr 130 m vor der Mündung der Schlucht «Marjanowa», die die «Knjzhaja Gora» von NE begrenzt, wird längs einer sehr flachen Bahn eine Überschiebung des Cenoman und des Kelloway mit Bath im Kern auf die gelblich-weißen diagonal geschichteten quartären submoränen Flugsande beobachtet.

Die obere Grenze dieser Sande erhebt sich bei der «Marjanowa» Schlucht 78 m über der Sohle. Auf ihr liegen: brauner, mergeliger Kelloway, ungefähr 3 m und die Cenoman-Sande mit Sandsteinen, von 1—2 m sichtbarer Mächtigkeit. Längs der oberen Schnittkante des Abhanges liegt Löss. Die Grenze der quartären submoränen Sande und der Jura-Schichten senkt sich stromaufwärts erst ganz allmählich und dann jäh und 120 m von der Schlucht «Marjanowa» verschwindet sie am Fuss des Abhanges. Im nord-westlichen Teil dieses Profils ist auf die quartären submoränen Sande aschgrauer schieferiger Bath-Lehm aufgeschoben, der hier unter dem Kelloway hervortritt. Seine Schichten, von ungefähr 4 m Mächtigkeit, sind scharf nach oben umgebogen und werden von der sie discordant bedeckenden Schicht von braunen mergeligen Kelloway-Lehmen (ungefähre sichtbare Mächtigkeit 3 m) geschnitten. Auf der Grenze mit den Bath- und dann den Kelloway-Lehmen sind die quartären submoränen Sande sehr verfestigt und in mürben Sandstein mit einer grellgrünen Zwischenschicht oben verwandelt. Wir haben hier eine gewöhnliche Zone mit Anzeichen von Dynamometamorphismus, die oft in den Kanew-Überschiebungen beobachtet wird.

Nun wollen wir einen grossen Bergrutsch ersteigen, der von der Seite der «Knjzhaja Gora» in der Richtung zur Schlucht «Marjanowa» verläuft, und der Höhe die besonders bemerkenswerten grossen Aufschlüsse des Anstehenden an dem hohen und steilen linken Abhange der Schlucht in ihrem unteren Teil gegenüber dem Bergrutsch betrachten.

Im Aufschluss wird beobachtet: in der Basis der Abhänge eine ziemlich bedeutende Schicht von Cenoman-Sanden mit Konkretionen von kieseligen Sandsteinen überfüllt; über ihnen lagert eine volle Serie von Horizonten der glaukonithaltigen Kanew-Sande (schmutzig-grünlicher Ka^a , hell-

grünlicher mit einer Zwischenschicht kieselhaltigen Sandsteins an der oberen Grenze Ka^b , gelblich-grünlicher Ka^c und dunkelgrüner Ka^d), zu oberst — eine Schicht weisser, quartärer submoräner Flugsande.

Wir haben vor uns ein klares Bild bedeutender Verwerfungen: längs zweier deutlich unterscheidbarer Verwerfungsflächen, beobachten wir eine ungefähr auf 3 m in Grabenform gesunkene Strecke, wobei die Sandsteinzwischenschicht Ka^b gegenüber dem oberen Teil der Schicht Ka^a , die Schicht Ka^d gegenüber der Schicht Ka^c , und der untere Teil der Schicht der quartären submoränen Sande gegenüber Ka^d gesunken sind. Im Innern dieses Grabens sind die Schichten, besonders unten, wiederum durch kleine Verwerfungsflächen zerrissen. Im oberen Teil des Grabens beobachten wir eine volle Serie quartärer submoräner Sande, wobei zuoberst des Aufschlusses, ungefähr 50 m über dem Dnjepr, sie von braunen Kelloway-Lehmen in Form einer dünnen Zwischenschicht und über diesen mit einer Schicht von Cenoman-Sanden mit Sandsteinen überdeckt sind.

Von der südlichen Seite dieses unvollständigen Grabens haben die Schichten eine sichtbare horizontale Lagerung, von der nördlichen sind sie aber etwas zum Graben geneigt und durch zahlreiche (bis 11) Verwerfungsspalten zerschlagen, wobei die verworfenen Strecken mit der Spitze nach oben gerichtet sind; in der Basis des Abhanges an der Sohle der Schlucht kommt der Kelloway hervor. Südlich davon kann man eine andere analog gesunkene Strecke vermuten, aber hier ist das Bild durch grosse Schutthalden maskiert. Nördlich davon, gegen die Mündung der Schlucht zu ist die tektonische Störung deutlich ausgeprägt: im dem Niveau des erwähnten Kellowayvorsprungs in der Basis und der auf ihn aufgeschobenen Cenoman-Schicht, lagern (bis ungefähr 40 — 45 m) verworfene Kanew-Sande mit einer schwachen Neigung der Schichten nach S. Es sind aber nicht die Sande der unteren Serie aus den oben beschriebenen kleineren Verwerfungen, sondern diejenigen der oberen Schicht, die mit dem Cenoman und dem Kelloway auf die quartären submoränen Sande im oberen Teil des Aufschlusses des schwach ausgebildeten Grabens aufgeschoben sind. Davon zeugt das Vorhandensein der oben beschriebenen Überschiebungen der Cenoman- und Kellowaymassen mit Bath im Kern auf die quartären sub-

moränen Sande im niedrigen Uferaufschluss oberhalb der Mündung der «Marjanowa» Schlucht. Die Verwerfungsspalte ist durch den Schutt maskiert. Gegenüber dieser Stelle ist im Ufer des Dnjeprtales deutlich die prachtvoll ausgeprägte ungefähr 100 m breite, 20 m über dem Dnjepr-Niveau sich erhebende Verwerfungsterrasse zu sehen. Sie erstreckt sich, mehr oder weniger deutlich ausgeprägt, bis zur «Tarassowa Gora».

Als Detail der Verwerfungserscheinungen im selben linken Abhang der Schlucht «Marjanowa» kann man gut im Gebiet der Verwerfungsterrasse die längs der inneren Seite der Verwerfungsspalte gesunkenen und längs der äusseren nördlichen Seite gehobenen Schichten von Cenoman- und Kanew-Sanden sehen. Diese Verwerfungen, die wir die Möglichkeit haben hier unmittelbar zu beobachten, sind nur ein unbedeutender Teil der ausgedehnteren und allgemeinen Längsverwerfungen in der Randzone, an denen die linksuferige Hälfte der dislozierten Zone von Kanew unter das Dnjepr Niveau versunken ist.

Die hintere fast senkrechte Wand der sehr flachen Berggrutschnische am Gipfel der «Knjazhaja Gora» hat 18 m Höhe. In ihr schliessen sich braune mergelige Kelloway-Lehme mit den sie überlagernden cenomanen Sanden und Sandsteinen auf.

Ausser dem Hauptbergrutsch und dem auf seinen Massen entwickelten secundären Bergrutsch, wird in der Nordostecke der «Knjazhaja Gora» noch ein kleinerer Bergrutsch auf denselben Lehmen beobachtet.

Nun gehen wir zur Besichtigung der Uferaufschlüsse der «Knjazhaja Gora» über. In der Basis dieses Berges lagern grüne Kanew-Sande, deren obere Grenze in ihrem mittleren Teil in ungefähr 10 m Höhe verläuft und sich von der Mitte nach beiden Seiten erhebt, wobei wir sie in der Südostecke des Berges beim «Knjazhyj Jar» in ungefähr 13 m, in der nordwestlichen in 20 m, und dann in 30 m Höhe antreffen. Hier sind die Schichten der Kanew-Sande auf den Kopf gestellt und tauchen unter die Überschiebungsfläche unter, und unter ihnen, ebenfalls unter diese Fläche untertauchend, kommen Cenoman-Schichten bis zur Höhe von ungefähr 16 m hervor. Auf den Kanew-Sanden ist eine Schicht weisser, gelblicher, deutlich diagonal geschichteter quartärer sub-

moräner Sande gelagert, die charakteristische, nicht sehr steile, von Bergrutschen mit Grassvegetation bedeckte Abhänge bilden. In der Höhe von ungefähr 37 m lagern im mittleren Teil des Berges auf der Schicht der quartären submoränen Sande braune mit violetter Färbung, mergelige, fossilreiche Kelloway-Lehme. Oben, in 50 m Höhe (im mittleren Teil des Berges) werden sie von Cenoman-Sanden bedeckt mit Sandsteinkonkretionen, ebenfalls mit Fossilien.

Der Gipfel der «Knjazhaja Gora» erhebt sich über dem Dnjepr-Niveau bis 70 — 75 m, weiter im Innern des Plateaus nimmt die Höhe ihres Kammes noch zu.

In der «Knjazhaja Gora» sowie auch in den anderen bedeutenden Erhöhungen des Dnjeprufers im Gebiet des Kanew-Horstes haben wir eine Überschiebungserscheinung. Die Förderslänge dieser Überschiebung ist nicht weniger als 340 m.

Im nordwestlichen Teil des Berges ist die Überschiebungsfläche der Kelloway-Schichten auf die Cenoman-, Kanew- und Quartärgesteine, bei der scharf ausgeprägten Schlepungserscheinung auf deren Schichten, bedeutend geneigt. Während sie in seinem mittleren Teil fast horizontal verläuft und im südöstlichen Teil sich sogar etwas senkt. In diesem Teil kann man an der Stirn der Überschiebung das Eintauchen des Cenoman unter den Kelloway beobachten.

Eine prachtvoll ausgeprägte liegende Falte von Cenoman- und Kanew-Schichten, die die Stirnseite der betreffenden Überschiebung bildet, können wir sehen, wenn wir in die an grossen Sandschliffen reiche Schlucht «Knjazhij Jar», der die «Knjazhaja Gora» von SW begrenzt, eintreten. Auch hier lagern in der Basis dieser auf dem linken Abhang der Schlucht plastisch hervortretenden Falte quartäre submoräne Sande.

Auf der ganzen beschriebenen Strecke des südlichen Flügels des Faltenbogens von Kanew sehen wir die Anzeichen einer vollkommen gesetzmässigen Bewegung in einer bestimmten Richtung, die ihren Ausdruck unter anderm in der einförmigen Richtung der Umkipfung, nämlich stromabwärts der in vielen Fällen durch Verwerfungen und Überschiebungen zerrissenen Faltenwellen findet. Eine einzige Ausnahme bildet die Rück-Verwerfung des Kelloway und Cenoman auf dieselben Cenoman-, Kanew- und submoräne Quartär-

sande, die im Aufschluss des Uferberges «Neterebki» zwischen den Schluchten «Knjazhij» und «Cholodnyj» (Pekarskij) beobachtet wird. Vielleicht ist das eins von den Anzeichen der Rückwärtsbewegung der zurückgeworfenen Faltenwellen, oder muss man hier vielleicht die Fortsetzung der Überschiebungsfläche der «Knjazhaja Gora» sehen, die ausgebogen wird und in einiger Entfernung unter der Denudationsoberfläche verschwindet und dann wieder in der folgenden Faltenverwerfung zum Vorschein kommt. Die uns bekannten Tatsachen erlauben uns nicht eine bestimmte Antwort zu geben.

Hinter dem «Cholodnyj Jar» mit seinen grossartigen Aufschlüssen von Cenoman, begibt sich die Exkursion auf den Gipfel des «Majak-Berges» 115 m über dem Dnjepr, um einen letzten Blick auf das Gebiet der Kanewschen Dislokationen zu werfen.

Vom Gipfel dieses Berges erschliessen sich die weiten Fernen fast im vollem Umkreis, der nur im E durch bedeutende Höhen geschlossen wird: im Süden schimmert blau der Horst von Moschnogorje mit dem Swjatoslaw-Turm auf seinem Ende, zwischen ihm und dem Kanewschen Horst dehnt sich die breite gesenkte Fläche des Olschansky-Grabens mit Nadelwäldern; wir befinden uns im Gebiet des Kanew-Horstes. Nördlich von den Butschak-Höhen, bis zum bläulich in der Ferne schimmerndem Sarubinetzky-Vorgebirge erhebt sich der Traktemirow-Butschak-Horst, und zwischen ihm und dem Kanew-Horst erstreckt sich der verhältnismässig schmale, gesenkte Streifen des Troschtschinsky-Grabens, der sich auch in der Windung des Dnjeprtales äussert. Auf dem linken Ufergebiet des Dnjepr breiten sich vor uns die über der gegenwärtigen Auenterrasse sich erhebenden alten Terrassen aus — die sandige Würm II und die Riss-Terrasse mit einer Stufenserie von supermoränalem Löss. Im Bestand ihrer Ablagerungen fehlt die Moräne (sie ist erodiert worden), und an ihrer Stelle sind fluvioglaziale Bildungen verbreitet, die sich beim Rückzug des Rissgletschers abgelagerten.

Die Stufe der ältesten Terrasse des Dnjeprtales, der Mindelterrassen, ist vom Gipfel des «Majak» kaum in der Ferne am Horizont sichtbar.

Auf dem Wege vom Dorfe Pekari bis Tscherkassy rechts vom Flusse kann man die breite eingesunkene Ebene des

Olschansky Grabens sehen, von SE vom schmalen Moschnogorje-Horst begrenzt, und ganz bei der Stadt Tscherkassy die prächtig ausgebildete und hier hochgehobene Würm I — Terrasse mit einem Lösstock.

SCHRIFTTUM.

1. Lutschitzky, W. I. Otschet o geologitscheskich issledovaniach fosforitowych otlozhenij Kiewskoj gubernii. Bericht über die geologische Erforschung der Phosphoriten-Ablagerungen des Kiewschen Gouvernements. Trudy Komissii Mosk. Selsk. Chos. Inst. po issled. fosforitow. Ser. I, T. V. Moskwa, 1914.
2. Melnik, M. Les observations concernant les sables sous-morainiques quaternaires dans la région de la dislocation de Kanew. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol. 11, 1928.
3. Risnitschenko, W. — Geologitschnij naris okoliz Schewtschenkowoj Mogily pid Kanewom. Geologische Skizze der Umgebung des Schewtschenko-Grabes bei Kanew. Mat. geol. Ukraini Wyp. 1. Ukr. Widd. Geol. Kom. Kiew, 1924.
4. Risnitschenko, W. — Les plus grands gisements dégrés de l'Ukraine. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol. fasc. 4, 1924.
5. Risnitschenko, W. — La nature des dislocations de Kanew. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol., fasc. 4, 1924.
6. Risnitschenko, W. — De l'âge quaternaire dans la région des dislocations de Kanew. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol., fasc. 5, 1924.
7. Risnitschenko, W. — Poperednij widtschot pro raboti Kaniwskoj partii litom 1925 (Vorläuf. Bericht über die geologischen Arbeiten bei Kanew im Sommer 1925). Bull. Sect. Ukr. Com. Géol. fasc. 7, 1926, p. 18 — 22.
8. Risnitschenko, W. — Les documents concernant les dé-serts dans la région des dislocations de Kanew. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol., fasc. 9, 1926.
9. Risnitschenko, W. — Jari nisowogo Prirossja na Kaniwschtschini i geologitschni pidstawy jich meliorazii. (Die Schluchten am unteren Ross im Kreise Kanew und geologische Bedingungen deren Melioration). Prazi Perschogo Sjisdu doslidzh. produkz. sil ta Nar. Gosp. Ukraini. T. I. Geologia, 1926.
10. Risnitschenko, W. — W gorach i krutschach rayona Kanewskoj dislokazii (Geologitscheskij Putewoditel). (In den Bergen und Schluchten des Gebietes der Kanewschen Dislokation). Wtoroj Wsess. Sjesd Geol., Kiew, 1926.
11. Risnitschenko, W. — Compte rendu de recherches géologiques effectuées par l'expédition du géologue V. Risnitschenko en 1926. Bull. Ukr. Com. Géol., fasc. 10, 1927.
12. Risnitschenko, W. — Prirodni unovini i ochorona prirodi Schewtschinkiwskogo Sapowidnika pid Kanewom. (Doklad po Perschomu Sjisdi Doslidzh Produkz. Sil ta Nar. Gosp. Ukraini w Charkowi 1924 — 25, sekzii ochoroni prirodi) Naturbedingungen und Naturschutz des Schewtschenko-Nationalparks. Trudi Ukr. Nauk.-Dosl. Geol. Inst. IV, 1931.

13. Risnitschenko, W. — Pro Kaniwsku morenu natisku ta ii analogi w Polschtschi. (Über die kanewsche Staumoräne und deren Analoga in Polen). Wisnik Ukr. Widd. Geol. Kom, II, 1928.
 14. Risnitschenko, W. — Zur Frage der Stratigraphie und Tektonik der Terrassen des mittleren Dnjeprgebietes. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol. 14. 1929.
 15. Risnitschenko, W. — Über die Terrassen und Zeichen der schwankenden Bewegung der Erdrinde des mittleren Dnjeprbeckens. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol. 16, 1931.
 16. Risnitschenko, W. — Pro geomorfologitschni osobliwosti tektoniku w rayoni proriwu Dnipra tscheres Ukrainiku kristalitschnu Smugu. Über die geomorph. Eigentümlichkeiten und Tektonik im Durchbruchgebiet des Dnjepr durch die krystall. Platte Zhurnal geol.-geogr. ziklu 1-go. Widd. Wseukr. Ak. Nauk, 1, 1931.
 17. Sobolew, D. N. — O prirode Kanewskich dislokacij. Ueber das Wesen der Kanewschen Dislokationen. — Prazi Perschogo Sjisdu doslidzh. produkz. sil ta Nar. Gosp. Ukraini. Tom I. Geologia. 1926.
 18. Tschirwinsky, W. N. — Les pierres rondes d'argile et les sphéro-siderites des environs de Kanew (en russe). Bull. Sect. Ukr. Com. Géol., f. 4, 1924.
 19. Tschirwinsky, W. N. — Quelques particularités en ce qui concerne le mode de gisement de la marne de Kiew sur les sables phosphoritiques dans la region de rive droite du Dniepre entre Tripolié et Traktemirow. Bull. Sect. Ukr. Com. Géol., f. 5, 1924.
 20. Tschirwinsky, W. N. — Ueber die ältesten linksuferigen Terrassen des Dnjepr zwischen Kiew und Solotonoscha. Trudi Prirodn. Techn. Widd. Wseukr. Ak. Nauk. Kiew. 3, 1931.
 21. Wyrzиковsky, R. R. — Zur Geologie des südlichen Teiles des Kanewschen Kreises. K geologii juzhnoj tschasti Kanewskogo ujesda. Sapiski Kijewsk. Obschtsch. Jestestwoisp., Prot., 1915.
-

DIE LINKSUFRIGEN TERRASSEN DES DNJEPR ZWISCHEN PROCHOROWKA UND KREMENTSCHUG.

W. RISNITSCHENKO.

IM GEBIET des mittleren Dnjepr von Kiew bis zur Mündung seines linken Nebenflusses Orelj oberhalb Werchnedneprowsk unterscheiden wir 5 Terrassen.

Eine jede von diesen Terrassen wird durch eine besondere Stratigraphie der sie bedeckenden Quartärablagerungen charakterisiert.

1. Die Auenterrasse wird von einer Schicht rezenter und alter sandiger und sandig-lehmiger alluvialer Ablagerungen aufgebaut. Höhe bis 4 m.
2. Die zweite Terrasse ist mit alten befestigten Dünen und Barchanen bedeckt. Ihre Entstehungszeit gehört zum zweiten grossen Stadium der Würmvereisung. Das ist die Neowürmterrasse (Würm 11) oder sogenannte Waldterrasse. Sie erhebt sich durchschnittlich auf 12 .
3. Die dritte Terrasse — eine Würmterrasse (Würm 1) — trägt einen Lössstock und eine mächtige Schicht unter ihm lagernder Sande. Die Zeit ihrer Entstehung entspricht dem ersten grossen Stadium der Würmeiszeit.
4. Die vierte Terrasse — eine Rissterrasse — ist mit zwei Lössstöcken bekleidet, von denen der erste Stock zuweilen durch einen fossilen Boden stratigraphisch noch in zwei Unterstufen geteilt wird: die tiefer liegende Unterstufe entspricht dem Ende der Würmzeit und dem Anfang der Würminterstadialzeit, und die obere — dem Ende der Neowürmzeit und dem Anfang der postglazialen Zeit. Im oberen Unterstock werden zuweilen bis 4 Streifen einer schwach humusierten Färbung beobachtet, die den letzten Rückzugsstadien der Neowürmgletscher entsprechen: 1. Ammersee, 2. Bühl, 3. Gschnitz, 4. Daun.
5. Die fünfte Terrasse — eine Mindelterrasse, die älteste von den Terrassen des Dnjeprtales, zeichnet sich durch den komplizierten Bestand der sie bekleidenden Quartärablagerungen aus: sie ist bedeckt mit einer Serie von Stöcken von übermoränalen Lössen, einer Moräne, untermoränalem Löss, der stellenweise ebenfalls Stöckigkeit aufweist, von Lösslehm und schliesslich von einer an der Basis aller dieser Ablagerungen liegenden Schicht von Sanden,

die oben grösstenteils äolisch sind und der Mindel-Risszeit angehören und unten fluvioglazial sind und Zwischenschichten von Geröll und Gchieben kristalliner Gesteine der Mindelzeit haben. Der Fund der Reste von *Elephas trogontherii* und von Molluskenfauna mit *Paludina diluviana* über der fluvioglazialen Sandschicht bestimmt das Alter dieses untersten Gliedes der Serie der Quartärlagerungen der Terrasse.

Die Eigentümlichkeiten der Hypsometrie der Terrassen des mittleren Dnjeprgebietes lassen es nicht zu ihre Gliederung allein auf Grund der Höhenbeziehungen durchzuführen. In manchen Fällen entsprechen die Höhenstufen nicht den angeführten aufeinanderfolgenden stratigraphischen Stufen. Zuweilen weist eine Terrasse von gleicher stratigraphischer Zusammensetzung und von demselben Alter grosse Höhenschwankungen auf, was auf ihre Dislozierung oder überhaupt auf die Störung der normalen Lagerung der sie zusammenstellenden Schichten schon nach ihrer Formierung, infolge jüngerer epeirogenischer oder orogenischer Bewegungen schliessen lässt.

Auf dem linken Ufer des Dnjepr wollen wir beim Dorf Prochorowka den Bau der vierten — der Rissterrasse studieren. Im Gebiet des genannten Dorfes erhebt sich diese Terrasse als deutlich ausgeprägte Stufe unmittelbar über der sandigen Neowürmterrasse (Waldterrasse). Die Zwischenstufe der durch eine Lösschicht charakterisierten Würmterrasse fehlt an der betreffenden Stelle infolge vorhergegangener Erosion.

Die Flugsande der Neowürmterrasse liegen hier auf dem Saume der Rissterrasse, doch weiter, dem Innern der Fläche der letzteren zu, wird der Einfluss der Sande schwächer und in der Entfernung von 2 — 3 km vom Dorfe Prochorowka wird ihre Oberfläche sandfrei.

Im Schurf in der Schlucht Rodocha in 3 km Entfernung vom Saume der Terrasse längs dem Wege vom Dorfe Prochorowka nach dem Dorfe Glemjasow beobachten wir folgendes:

1. Dunkelgraue, körnig-staubige, leichte lehmige bis sandig-lehmige Schwarzerde mit Gängen und Schlafkammern der Würmer. An den Wänden der strukturalen Absonderungen ist ein dünner kieselartiger Anflug zu sehen, was von einiger Degradierung der betreffenden Schwarzerde zeugt. Bodenhorizont A 0,51 m.

2. Dunkelgrauer nach unten heller werdender Sandlehm von klumpiger, nussartiger Struktur mit rot-brauner Färbung. Nussartige Absonderungen sind in die Länge gezogen und erinnern an undeutlich ausgeprägte Prismen. Unten an den Wänden der Wurmstiche wird dunkles Humusmaterial beobachtet. Die Grenze mit dem tiefer liegenden Horizont ist deutlich längs der gut sichtbaren Karbonatlinie ausgeprägt. Bodenhorizont B. 0,37 m. Aus dem Boden greifen Humuszungen und-Streifen in den tiefer liegenden Horizont über.
3. Grau-gelber etwas sandiger Löss von mittlerer Porosität mit spärlichen Karbonatröhrchen längs den Porenwänden. Dies Gestein ist auf 1,40 m Tiefe stark von Maulwürfen durchwühlt (Maulwurfshöhlenlöss). Die Maulwurfshöhlen etwa 7—8 cm im Durchmesser, die rezenten mit scharfen Umrissen, die alten mit mehr oder weniger verschwommenen, sind mit rot-braunem Humusmaterial angefüllt. Im Material der Maulwurfshöhlen und besonders an den Wänden der seltenen Wurmstiche, wird ein ausserordentlich dichtes karbonhaltiges Pseudomycelium beobachtet. Bisweilen werden mehr oder weniger verschwommene Karbonatanflüge beobachtet. Nach unten zu verschwinden die Maulwurfsgänge. In 2 m Tiefe wird ein 10 m mächtiger Streifen einer schwachen rot-brauner Humusfärbung mit reicher Anhäufung von Mangan-und Eisensalzen in Form von Punktierung, mit entsprechender merklich hellerer Färbung unter ihm beobachtet. Die Mächtigkeit des Lösses ist 1,32 .
4. Tiefer kommt sandigerer Lösslehm anfangs mit schwach, und tiefer mit gut ausgeprägter Schichtung. Angefangen mit 2,34 m Tiefe kommen horizontale Sandzweischichten von 1—2 cm Mächtigkeit vor, die bald auskeilen, bald wieder auftreten. In der Tiefe von 2,45 m wird ein zweiter Streifen von schwacher Humusfärbung von gleichem Charakter, 19 cm mächtig, beobachtet. Der Lösslehm wird nach unten zu feuchter und weist Anzeichen von Desoxydation auf in Form von blaugrauen Flecken und ockergelben Arabesken mit paralleler Verdichtung der Mangan-und eisenhaltigen Salze. Er geht allmählich in den tieferliegenden Horizont über, eine gräuliche Färbung annehmend. Die gesamte Mächtigkeit des Lösslehms ist 3,75 .
5. Grauer gelblich-braun gefärbter, sandiglehmiger, deutlich poröser erster Horizont fossilen Bodens von Schwarzerdetypus. An den Wänden der Poren und längs den Gängen der alten Wurzeln wird eine rostbraune Färbung und bisweilen Karbonate beobachtet. Die Gänge der Würmer sind leer oder mit staub-oder säulenartigen Exkrementen von rostbrauner Färbung angefüllt. Dieser Horizont weist eine grobplattige Struktur auf (die Platten haben bis 2 cm im Durchmesser). Nach unten zu wird

- er heller und geht allmählich in den tiefer liegenden Horizont über. Mächtigkeit 0,65 m.
6. Gräulich-gelber, poröser, sandig-lehmiger, karbonathaltiger Löss. Die Karbonate treten in Form von dichten, deutlich sichtbaren Röhrchen und mehligen Anhäufungen auf. Es werden undeutliche Spuren der Tätigkeit von Tieren (Würmergänge, Maulwurfshöhlen) beobachtet. Das ist der karbonathaltige Subhorizont des fossilen Bodens. Zu unterst ist eine kleine Sandzwischen-schicht von 0,20 m vorhanden.
 7. Gelblich-grauer, sand-lehmiger zweiter fossiler Boden von Schwarzerdetypus, mit Plattenstruktur und Porosität, von rot-braun gefärbten Maulwurfshöhlen durchzogen. Die Gänge der Würmer sind mit Exkrementen angefüllt. Der Horizont ist von Mangan- und Eisen-Körnern durchsetzt und geht allmählich in den tiefer liegenden Horizont über, wobei er bleicher wird. Mächtigkeit 0,55 .
 8. Hellgelber, feinkörniger, geschichteter Sand mit gräulicher Färbung von fluvioglazialer Herkunft.

Im betreffenden Profil kommt das typische stratigraphische Schema der Ablagerungen der Rissterrasse zum Vorschein: zwei durch einen fossilen Boden getrennte Lössdecken und die tiefer liegenden Sande. In den Details ist dieses Schema dadurch kompliziert, dass wir hier unmittelbar über dem ersten fossilen Boden eine Serie geschichteter Lösslehme und nur höher eine Schicht ungeschichteten äolischen Lösses haben. Das zeigt, dass der Prozess der Bodenbildung anfangs unterbrochen wurde, möglicherweise durch die Tätigkeit des Wassers, und erst späterhin die äolischen Agenzien überhand nahmen.

An einigen Stellen dieser Terrasse werden ihre beiden Lössstöcke nicht durch einen Horizont fossilen Bodens, sondern von einer ihm äquivalenten Schicht alluvialer Sande (W. N. Tschirwinsky, 1928, O. K. Kartarenko und Ossaulenko, 1931) getrennt.

Als eine wesentliche Eigentümlichkeit der Rissterrasse erscheinen die bedeutenden Schwankungen ihrer absoluten Höhe sogar auf kurzen Strecken: zwischen den Dörfern Domantowo und Drabowka von 93 — 98 m, zwischen den Dörfern Suschka und Glemjasowo von 120 — 96 m, zwischen dem Gehöft Bakuly und dem Dorfe Gladkowschtschina von 127 — 103 m beim Dorfe Oserischtsche bis 132 m und im Gebiet der Anhöhen des Dorfes Chotzek erreicht sie die Höhe von

143 m ü. d. M., sogar die absolute Höhe der gegenüber liegenden älteren Mindelterrasse übersteigend.

Solche bedeutende Schwankungen der absoluten Höhen der Terrasse auf einer Strecke von im Ganzen bis 10 — 20 km deuten zweifellos auf deren tektonische Störung hin.

Als eine andere Eigentümlichkeit der betreffenden Terrasse erscheint im Gebiet des Dorfes Oserischtsche, 12 km nördlich vom Dorfe Prochorowka, die ungeheure Mächtigkeit der quartären Ablagerungen — 148 m. Hier liegen die Ablagerungen der Terrasse unmittelbar auf den Jura-gesteinen. Ihre untere Grenze liegt 11 m ü. d. M. Es muss angenommen werden, dass die durch orogenische Bewegungen vor dem Heranrücken des Rissgletschers ziemlich hoch gehobenen Schichten des Mesozoikums und der rezenteren Ablagerungen beim nachfolgenden mehr oder weniger langsamen Sinken erodiert wurden, und in der zunehmenden tektonischen Depression lagerte sich die mächtige Serie der quartären Ablagerungen ab. Solch eine Vorstellung ist völlig im Einklang damit, dass das betreffende Gebiet der Rissterrasse des linken Dnjeprufers sich gegenüber dem scharf dislozierten Kanew-Gebiet des rechten Ufers befindet.

Über der Aue erhebt sich die Terrasse beim südwestlichen Ende des Dorfes Prochorowka als steile Stufe auf 35 m und über der sandigen Neowürmterrasse im mittleren Teil desselben Dorfes etwa auf 10 m. Die Breite der Rissterrasse gegenüber dem Dorfe Prochorowka erreicht 15 km. Nördlich nach einiger Verengung gegenüber der Stadt Perejaslawl wird sie breiter: gegenüber dem Dorfe Tripolje — bis 30 km, und gegenüber dem Dorfe Wischenek — bis 50 km. Unterhalb des Dorfes Prochorowka verengt sie sich bedeutend gegenüber dem Dorfe Domantowo — bis 10 km, bei der Stadt Solotonoscha — bis 3 km. Weiter nach SE tritt sie nur in verhältnismässig kleinen Stücken auf, und unterhalb der Mündung des Flusses Orelj verschwindet sie ganz.

120 km von Prochorowka ist bei Gradischsk die fünfte, die Mindelterrasse auf ihrer interessantesten Strecke im Gebiet des Berges Piwicha besonders gut ausgeprägt.

Bevor wir an die Besichtigung des Berges Piwicha gehen, wollen wir erst den normalen Querschnitt der quartären Ablagerungen der Mindelterrasse in 4 km Entfernung nordöstlich von der Stadt Gradischsk studieren. Hier zwischen den Ge-

höften Loski (Malaja Tscherepachowka) und Kotljarewschtschina breitet sich die ebene, nur wenig erhöhte Fläche der Terrasse aus, auf der ein Schurf angelegt ist.

Die absolute Höhe der Terrasse an der Steile der Schurfanlage ist laut den Angaben unserer Nivellierung 105,8 m über dem Wasserspiegel des Dnjepr.

Im Schurf sehen wir die übermoränale Serie der quartären Ablagerungen der Mindelterrasse und einen Teil der Geschiebelehme. Das am Boden des Schurfes angelegte Bohrloch gibt die Möglichkeit eine Vorstellung von der Mächtigkeit dieser Sandlehme und dem Bau der sie unterteuenden Ablagerungen zu gewinnen:

1. Dunkelgraue, fast schwarze, leicht sand-lehmige Schwarzerde, in der Ackerschicht strukturlos, tiefer körnig, mit Beimengung von Staubteilchen. An den Wänden der strukturalen Absonderungen ist ein schwach ausgeprägter mehliger-kieseliger Anflug bemerkbar. Der Horizont ist nicht verdichtet, krümelig frisch, es werden in ihm dichte Gänge von Würmern und Wurzeln von Grasvegetation beobachtet. Viele Schlackkammern bis 2 cm Grösse, mit Exkrementen angefüllt. Längs den Wurmtischen — gelbes Humusmaterial des Muttergesteins. Dieser Horizont des Bodens A geht allmählich in den tieferliegenden über. Mächtigkeit 0,35 m.
2. Der Subhorizont des Bodens B₁ ist ein dunkelgrauer leichter Lehm von rot-brauner Färbung mit Nussstruktur und Beimengung von Sand und Staub. Ist stark von Würmergängen bis 4 — 5 mm Durchmesser durchsetzt. Die Gänge sind in den meisten Fällen mit dunklem Humus und hellgelbem Gesteinsmaterial, auch mit Exkrementen angefüllt. Der betreffende Subhorizont sowie auch der höherliegende ist nicht verdichtet. In 46 cm Tiefe braust er zum erstenmal auf. Mächtigkeit 0,15 „
3. Der Subhorizont des Bodens B₂. Grauer leichter Sand-lehm mit rot-brauner Färbung von nussähnlicher Struktur mit Beimengung von klumpen- und staubähnlichen Teilchen. Der ganze Subhorizont ist intensiv von kleinen Wühltieren durchwühlt: bisweilen kommen Maulwurfshöhlen von ungefähr 7 cm Durchmesser vor. Bisweilen wird an den Wänden der Gänge der Würmer karbonathaltiges Pseudomycelium beobachtet. Allmählich in den tieferliegenden Horizont übergehend, nimmt dieser Horizont eine hellgelbe Färbung an. Mächtigkeit 0,15 „
4. Gräulich-gelber leicht sand-lehmiger Löss von schmutziger Färbung stark von Würmergängen und teilweise

- von Maulwurfshöhlen durshwühlt. Die Wurmstiche und rezenten Maulwurfshöhlen sind mit Humusmaterial angefüllt. Bisweilen werden Karbonate in Form von weissem Anflug an den Porenwänden und als einzelne Röhrchen beobachtet. Mächtigkeit 0,85 m.
5. Strohgelber, poröser leicht sand-lehmiger karbonathaltiger Löss. Die Karbonate treten in Form von schwach ausgeprägten Röhrchen auf. In der Schicht dieses Lösses sind in 2,80—2,87 m Tiefe im Anstehenden Reste eines kleinen Nagetieres und neben ihm Bruchstücke einer ziemlich grossen Muschel *Helix* gefunden worden. Von 2,90 m Tiefe an nimmt er eine gräuliche Färbung an und geht ganz allmählich in den tieferliegenden Horizont über. In der ganzen Schicht, besonders in ihrem oberen Teil, sind rezente Maulwurfshöhlen verstreut. Mächtigkeit 1,58 .
6. Erster fossiler Boden von Schwarzerdetypus. Ein gelbgrauer, poröser, karbonathaltiger leichter Lehm mit schwacher rot-brauner Färbung, von alten Würmergängen durchsetzt. Längs den Würmergängen wird dunkleres Humusmaterial beobachtet. Einzelne dunkle Humusstreifen, bis 1,5 cm breit gehen längs den Absonderungspalten in den tieferliegenden Horizont hinüber. Die Wurzelgänge sind ebenfalls merklich von Humus gefärbt. Es werden Körnchen der Mangansalze angetroffen. Der Horizont geht allmählich, eine hellere gelbe Färbung annehmend, in den tiefer liegenden Horizont über. Die Maulwurfshöhlen des gegenwärtigen Bodens gehen bisweilen in den oberen Teil dieses Horizonts hinüber, in seinem unteren Teil kommen dagegen alte Maulwurfsgänge mit verschwommenen Umrissen von 5 cm Durchmesser, mit dunklem Humusmaterial angefüllt, vor. Hier kommt auch eine bedeutende Anzahl alter Schlafkammern der Würmer von 1—1,5 cm Durchmesser vor. Die alten Maulwurfshögel dieses Bodens gehen auch in den tieferliegenden Horizont über. Mächtigkeit 0,77 .
7. Strohgelber, gräulicher, poröser, leicht karbonathaltiger Lösslehm mit spärlichen Kalkkonkretionen. Die dichten Körnchen der Mangansalze werden nach unten zu noch dichter. Es kommen alte Maulwurfshöhlen von 4 cm Durchmesser mit dunklerem humosem Material aus dem höherliegenden Horizont vor, sowie ziemlich deutlich unterscheidbare alte Würmergänge, ebenfalls leicht mit Humus gefärbt. Dieser Horizont nimmt nach unten zu allmählich eine rot-braune Färbung an, und aus dem tieferliegenden Horizont langen auf 25 cm einzelne breite Humuszungen in ihn hinein. Mächtigkeit 0,63 .
8. Der zweite fossile Boden vom Typus der degradierten Schwarzerden hat eine undeutlich ausgeprägte Grenze

mit dem höherliegenden Horizont. In ihm werden ziemlich deutlich zwei Horizonte unterschieden: der Horizont *A* — ein poröser schwach karbonathaltiger Lehm mit gräulich-bis rotbräunlich-gelblicher Färbung, in dem man klumpigstaubähnliche Struktur und einzelne spärliche Karbonatflecke beobachten kann. Bisweilen kommen alte mit hellem Material angefüllte Maulwurfshöhlen vor. Die Übergangsgrenze des Horizontes *A* zum Horizont *B* ist deutlich erkennbar längs der alten sichtbaren Aufbrausungsgrenze. Die Mächtigkeit dieses Horizontes beträgt

0,62 m.

Der Horizont *B* erlangt, infolge der Karbonatanhäufung eine hellere Färbung mit einem Stich ins gelbe, und enthält feste Mergelkonkretionen in Form von „Lössmännchen“ und Karbonatröhrchen, die unten dichter vorkommen und stellenweise nestartige Anhäufungen bilden. Alte Maulwurfshöhlen kommen öfters vor; ihr Durchmesser ist 5 cm, sie sind mit hellem, von Karbonaten gefärbtem Material angefüllt; bisweilen werden Schlafkammern von 10 cm × 18 cm angetroffen. Die Humusstreifen gehen in den tieferliegenden Horizont über. Die Mächtigkeit des Horizontes *B* ist 0,30 m. Die Gesamtmächtigkeit des zweiten fossilen Bodens (*A* + *B*)

0,92 .

9. Gräulich-gelblicher, leichter, poröser, unsichtbar karbonathaltiger Lösslehm mit festen Mergelkonkretionen. In ihm werden verschieden, vorwiegend in vertikaler Richtung orientierte alte mit Exkrementen angefüllte Würmergänge beobachtet. Bisweilen kommen feste eckige feinkörnige Gipsausscheidungen vor. Die alten Maulwurfshöhlen von 4—5 cm Durchmesser, mit dem Material des höher liegenden fossilen Bodens angefüllt, reichen bis in diesen Horizont. Zu unterst, hart an der Grenze mit dem tieferliegenden Horizont kommen bisweilen kleine Gerölle von kristallinen Gesteinen vor. Die Mächtigkeit dieses Horizontes ist

0,30 .

10. Rot-brauner ungeschichteter Geschiebelehm von gelblicher Färbung mit kleineren Geschieben kristalliner Gesteine (Granit, Quarz, Pegmatit u. a.). Stellenweise werden in ihm Einschlüsse von rot-braunem Geschiebelehm beobachtet. Im oberen Teil ist er ziemlich dicht mit Karbonatröhrchen durchsetzt. Hier kommen auch oft feste Mergelkonkretionen vor. Bis 7,50 m Tiefe kommen alte Maulwurfshöhlen von 6 bis 8 cm Durchmesser vor. Unten wird dieser Sandlehm etwas sandig. Im Schurf haben wir die Möglichkeit nur einen Teil seiner Schicht (ungefähr. 2 m) zu besichtigen. Seine gesamte Mächtigkeit an der betreffenden Stelle beträgt
- Unter dem Geschiebelehm wurden mittels Bohrung Gesteine in folgender Ordnung festgestellt.

10,60 .

11. Gräulich-gelber, poröser, feiner, mehliger, zarter bei Berührung submoränaler sandiger Lehm von grünlicher Färbung, stellenweise mit ockergelben Arabesken. 8,08 m.
12. Gelblich-grauer, oben lehmiger Sand, nach unten in hellen, gräulichen, mittel-körnigen reinen Quarzsand übergehend. Die Bohrung ist in diesem Horizont 2,50 m tief gegangen.

Wir führen die allgemeine Analyse einer Lössprobe an, die in 2,60—2,70 m Tiefe genommen ist.

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Verlust im Glühofen	Summa
70,15	6,72	2,87	7,21	1,26	1,86	1,52	9,21	100,80

Die Resultate der mechanischen Analyse nach dem Verfahren von Sabanin charakterisieren das Gestein mit dem auf ihm ausgebildeten rezenten Boden und aller tieferliegenden Horizonte des Profils des betreffenden Schurfes.

Die Mindelterrasse gegenüber der Schurfstelle, 4 km von Gradischsk, hat etwa 18 m Breite. Dnjepr-aufwärts in nordwestlicher Richtung wird sie bedeutend breiter und erreicht gegenüber Solotonoscha ungefähr 80, gegenüber Prochorowka 60 und gegenüber Tripolje bis 65 km.

Unterhalb Gradischsk nimmt ihre Breite Dnjepr-abwärts rasch ab und erreicht gegenüber Kremenschug, 25 km von Gradischsk, im ganzen 3 km Breite. Noch weiter Dnjepr-abwärts beobachten wir auf dem linken Dnjeprufer zwischen den Unterläufen der Flüsse Psel und Worskla eine bedeutende, aber vom Hauptterrassenmassif abgetrennte inselartige Strecke von 18 km $\times$ 25 km. Von der Mündung der Worskla ab fehlt die Mindelterrasse im Bestand der alten Terrassen des Dnjeprtales.

Die Hypsometrie der Oberfläche der Mindelterrasse weist einige eingenartige Züge auf. In der Richtung vom Dorfe Glemjasowo zur Stadt Gradischsk sind folgende Höhenkoten vorhanden: zwischen den Dörfern Glemjasowo und Kawraj, gegenüber dem Dorfe Prochorowka 129 m; beim Dorfe Irkliewo gegenüber der Stadt Tscherkassy 127 m; gegenüber dem Dorfe Wassjutinzy 133 m; beim Dorfe Zhownin auf

Benennung des Horizontes	Tiefe der Lagerung von der Erdoberfläche.	Sand		Staub				Ges. Gewicht des Gesteins in gr.
		Mittelkörnig:	Feinkörnig:	Sandig		Schlammig		
		I Fraktion 1,00—0,25	II Fraktion 0,25—0,05	III Fraktion 0,05—0,01	IV Fraktion 0,01—0,005	V Fraktion 0,005—0,001	VI Fraktion <0,001	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rezenter Boden								
Horizont A	0—10	0,09	14,69	43,30	32,78	2,84	6,28	4,0000
" "	20—30	0,06	5,64	57,62	29,78	1,21	5,60	4,0000
Horizont B	40—50	0,05	14,67	53,27	21,99	0,94	12,07	4,0000
" "	60—70	0,30	3,84	42,42	19,73	5,31	18,38	3,8000
Oberer Subhorizont des 1-ten Lösses;	100—110	0,30	11,04	44,63	28,23	0,29	15,50	4,0000
	140—150	0,15	10,37	54,08	23,97	1,14	7,77	4,0000
	180—190	0,39	9,46	53,47	25,01	0,44	11,09	4,0000
	220—230	0,28	6,21	52,40	28,88	0,53	11,68	4,0000
	260—270	0,11	6,31	39,09	41,11	0,65	11,92	4,0000
	290—300	0,24	6,22	37,25	43,20	0,60	12,48	4,0000
Erster fossiler Boden:	310—320	0,47	8,88	35,03	45,13	3,28	7,19	4,0000
	330—340	0,75	8,51	33,77	44,01	2,17	10,75	4,0000
	340—360	1,51	11,48	36,67	31,11	4,23	14,99	4,0000
	380—385	1,53	8,16	26,75	41,85	1,86	9,84	4,0000
Unterer Subhorizont des 1-ten Lösses	385—395	0,81	6,90	33,17	38,08	16,31	4,67	4,0000
	425—435	1,09	7,85	37,84	33,07	16,29	3,84	4,0000
Zweiter fossiler Boden								
Horizont A	450—460	2,18	15,25	30,20	32,56	15,95	3,79	4,0000
" "	470—480	2,79	13,75	43,19	31,53	0,77	9,65	4,0000
" "	490—500	5,12	12,82	37,10	27,50	10,90	6,54	4,0000
Horizont B	510—520	2,12	9,65	35,00	32,35	15,60	9,00	4,0000
" "	530—540	6,17	13,25	34,00	34,20	8,53	4,09	4,0000
12-ter Löss:	540—550	3,82	14,94	42,90	23,79	8,81	5,72	4,0000
Geschiebelehm:	580	7,07	28,75	22,30	24,63	1,53	5,97	4,0000
	750	14,22	31,28	36,70	15,55	5,50	2,47	4,0000

dem rechten Ufer des alten Tales des Flusses Ssula 119 m; gegenüber den Dörfern Mosolejewka und Pronosowka auf

dem linken Ufer des alten Ssulatales 88 m; im Zentrum der Stadt Gradischsk 94 m; unterhalb Kremenschugs zwischen den Tälern der Flüsse Psel und Worskla in der Umgebung des Dorfes Alexandrowka schwanken die absoluten Höhen der Mindelterrasse zwischen 80 und 102 m.

Auffallend ist die starke Abnahme der absoluten Höhe der Terrasse auf der Strecke zwischen dem Dorfe Mosolejewka und der Stadt Gradischsk, sowie in der Umgebung von Alexandrowka. Die relative Höhe der Mindelterrasse über der Aue ist beim Dorfe Glemjasowo 37 m; beim Dorfe Wassjutinzy 40 m; beim Dorfe Zhownin 46 m; bei den Dörfern Mosolejewka und Pronosowka 18 m, und in der Stadt Gradischsk 28 m.

Der Vergleich der absoluten Höhen der Mindelterrasse mit den Höhen der Würmterrasse (W I) mit einer Lössschicht ergibt:

Die Mindelterrasse des linken Dnjeprufers beim

Dorfe Zhownin	119 m.
Die Würmterrasse des rechten Dnjeprufers beim Dorfe	
Ghudolejewka	118 „
Die Mindelterrasse des linken Dnjeprufers beim Dorfe	
Mosolejewka	88 „
Die Würmterrasse des rechten Dnjeprufers zwischen dem	
Dorfe Adamowka und der Stadt Tschigirin	99 „

Ein schlagendes Beispiel der Störung der Terrassenablagerungen bietet der Berg «Piwicha» selbst. Es ist kein paläogener Umlaufsberg, d. h. kein Rest des Plateaus, wie es ältere Forscher annahmen. Sein Aufbau ist wie folgt:

1. Eine Serie übermoränaler Löss.
2. Geschiebelehm von Riss-Alter.
3. Untermoränale Lösslehme (Analogon des untermoränen Lösses), die im grössten Teil des Berges durch graue, gelblich-grüne, fein- und ungleichmässigkörnige Quarzsande von rot-brauner Färbung mit Beimengung von Glaukonitkörnern ersetzt sind. Diese Sande sind durch lehmiges Material schwach zementiert und weisen eine scharf ausgeprägte, grobe, parallele Schichtung auf, wobei die Zwischenschichten des feinkörnigen, stärker lehmigen Sandes in Wechsellagerung mit gröber-körnigem sind. Die Quarzkörner sind schlecht abgerundet. In diesen Sanden ist vorwiegend in den oberen Horizonten der Serie eine ziemlich reiche,

meist intensiv durch Eisensalze gelb und rot-braun gefärbte Fauna konzentriert: *Paludina diluviana*, *Litoglyphus Michaeli*, *L. Neumayri*, *L. naticoides*, *Neritina semiplicata*, *Melanopsis acicularis*, *M. esperoides*, *Valvata piscinalis*, *Planorbis marginatus*, *P. spirorbis*.

4. Eine Schicht weisser, gut abgeschlammter, mittel- und feinkorniger Quarzflugsande mit gut abgerundeten Körnern, die oftmals Diagonalschichtung aufweisen.

Somit kann der Berg «Piwicha» keinen Restberg des Plateaus vorstellen.

Der untermoräne Teil der Serie der quartären Ablagerungen des Berges «Piwicha», zusammen mit der unter ihm konkordant lagernden Serie der Kiew-Mergel, ist durch den Seitendruck in der Erdrinde scharf aus der Horizontal-lage gebracht, wobei die Schichten des Kiev-Mergels zusammen mit der tieferliegenden Schicht der Mindelsande auf die Quartärsande mit Paludinenfauna aufgeschoben sind, eine Serie von Verwerfungen mit Schuppenstruktur, ziemlich einförmigem monoklinalem Fallen der Schichten nach NW und mit nordöstlichem-Streichen bildend. Nur in verhältnismässig seltenen Fällen kommt hier Faltenlagerung ohne Bruch vor.

Derart ist der Grundtypus der Dislokationen des Berges «Piwicha». Er tritt gesetzmässig auf seiner ganzen Strecke von Gradischsk bis zum Dorfe Maximowka auf und wird besonders deutlich in den Aufschlüssen des nordwestlichen Teiles des Berges bei den Windmühlen vor Gradischsk in seinem mittleren Teil im Bereich des Gipfels «Kasanok» («Oprohinutyj Werch») und im südöstlichen Teil beim «Pest-schanyj Wswos» (Auffahrt), der nach Maximowka führt, beobachtet.

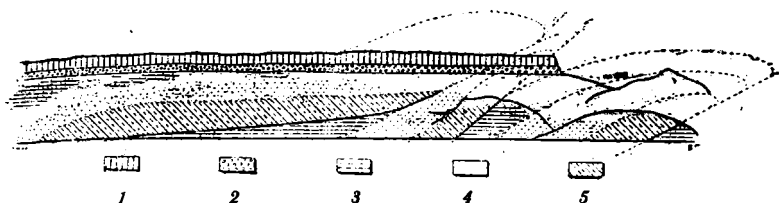
Die scharf dislozierten Schichten der Mindelterrasse auf der Piwicha-Strecke sind so bedeutend über dem Meeresspiegel gehoben, dass ihre absolute Höhe (hier 130 m) sogar die Höhe des Plateaus auf dem gegenüberliegenden rechten Dnjeprufer, wo der höchste Punkt des Plateaus bei der Stadt Tschigirin 160 m ü. d. M. liegt, übersteigt. Über dem Dnjeprniveau erhebt sich der Berg auf 103 m.

Berücksichtigen wir die Störung der untermoränen Schichtenserie und die ruhige Lagerung der Moräne sowie der sie bedeckenden übermoränen Serie, so können wir

mit genügender Genauigkeit die Zeit der risszeitlichen Dislokationen des Berges «Piwicha» bestimmen: sie gingen, wie auch im Falle der Kanew-Dislokationen, kurz vor dem Erscheinen des Gletschers vor sich.

Der Aufbau des Berges «Piwicha» wird durch folgende Profile verdeutlicht (Fig. 1).

Längs dem ziemlich steilen Abstieg «Wswos Tschuprynin» von der Mindelterrasse, auf welcher die Stadt Gradischsk liegt, auf den breiten vom Dnjeprarm «Girman» begrenzten Uferstreifen herabsteigend, wollen wir einen Blick auf die Aufschlüsse des steilen Abhanges der sich merkbar in der Richtung zu den Haupthöhen des Berges hebenden Terrasse werfen.



Erläuterung: 1 — Supramoräne Löss-Stufe. 2 — Geschiebelehm. 3 — Mindel-Riss-Sande mit *Paludina dilatiana*. 4 — Weiße lockere Mindel-Sande. 5 — Kiewscher Mergel.

Fig. 1. Berg „Piwicha“. Schema der Schuppenserie der Verwerfungen und Überschiebungen bei der Gradischck-Schlucht.

Ganz oben ist stellenweise die übermoräne Lössserie und unter ihr die gelblich-rotbraunen Geschiebelehme bis 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Diese Gesteine lagern horizontal. Unter ihnen kann man die monoklinal nach NW fallenden Schichten der untermoränen Quartärlagerungen mit den sie unterteufenden Schichten des Kiewscher Mergels als Regel in solcher Folge beobachten: 1) Mindel-Riss Paludinensande, 2) Mindelsande, 3) Kiewscher Mergel, wiederum: 1) Paludinensande, 2) Mindelsande, 3) Kiewscher Mergel u. s. w. Bisweilen keilen die Mindelsande aus. Hier haben wir eine typische Schuppenserie von Überschiebungsbrüchen der Schichten des Kiewschen Mergels mit den konkordant auf ihnen lagernden untermoränen quartären Sanden auf dieselben untermoränen Sande. Zwischen dem «Tschuprynnyj Wswos» und der Mündung der tiefer gelegenen Schlucht «Gradischskaja» haben wir die Möglichkeit

auf einer Strecke von etwa einem halben Kilometer drei solcher Schuppenserien zu beobachten.

In der Richtung vom «Tschuprynnij Wswos» bis zur Mündung der Schlucht «Gradischskaja» («Owrag Gradischskij») weiter gehend, beobachten wir an der Sohle des steilen Abhanges zwischen dem Schutt der Aufschlüsse anfangs nur untermoränale Sande. Ferner fängt die Oberfläche des Kiewschen Mergels an unter ihnen hervorzutreten, die sich rasch hebt und weiter von der Sohle den Abhang hinauf beobachten wir schon eine geschlossene Mergelserie bis 17,25 m Mächtigkeit. Auf dieser lagert eine Serie von untermoränen Sanden, wobei zwischen dem Schutt im teilweise berasteten Abhänge stellenweise grünlich-graue Mindel-Risssande mit Paludinenfauna aufgeschlossen sind. Zu oberst des Abhanges lagert horizontal hellrot-brauner Geschiebelehm und auf diesem eine Serie von übermoränen Lössen.

30 m weiter treten grünlich-graue Paludinen-sande bis 4,6 m Höhe über der Sohle des steilen Abhanges unter dem Kiewschen Mergel hervor. Auf ihnen, von der Fläche des Überschiebungsbruches geschnitten, lagert der Kiewsche Mergel von bis 14 m Mächtigkeit, seinerseits von quartären untermoränen Sanden überdeckt. Unter dem teilweise berasteten Schutt treten undeutlich grünlich-graue Paludinen-Sande hervor. Zu oberst lagert unter einer Lössserie ungestört eine Moräne.

163 m SE von hier gewahren wir folgenden Aufschluss (von unten nach oben):

- 1) Grünlich-graue, grobparallelgeschichtete untermoränale Sande mit *Paludina*-Muscheln und ihren Begleitformen. Zwischenschichten von feinkörnigen, stark lehmigen Sanden wechseln ab mit grobkörnigeren Zwischenschichten. Diese Sandschicht ist bis 8,5 m über der Sohle aufgeschlossen. Sie hat Streichen NE 44°—73° und Fallen NW $\angle 24^\circ$ — $\angle 33^\circ$. Es wird eine kleine Disloziertheit dieser Sande sekundären Ranges in Form von kleinsten Verwerfungen von 4—10 cm Umfang beobachtet.
- 2) Hell grünlich-bläulicher Kiewscher Mergel. Mächtigkeit 11,6 m.
- 3) Grünlich-graue Paludinen-Sande von unbekannter Mächtigkeit.
- 4) Hellrot-brauner Geschiebelehm, ungefähr 4 .
- 5) Übermoränale Lössserie.

In diesem Profil kann man sehen, dass die Verwerfungsfläche, längs der der Kiewsche Mergel auf die Paludinen-Sande überschoben wurde, fast um 4 m höher gehoben ist, als im vorhergehenden, wobei die Mergelschicht hier von der erwähnten Fläche geschnitten wird.

Etwas weiter, gegenüber den Hütten von Woloschtschinow und Hostrouschko sehen wir die Wiederholung der Überschiebung des Kiewschen Mergels und die quartären submoränen Sande mit Fauna.

Hier gegenüber der Hütte von Woloschinow ist der Kiewsche Mergel von der Sohle bis fast zum Gipfel des Hügels auf 48 m aufgeschlossen, oben von grauem (Anfangsstadium der Bodenbildung) Sande von 5 m Mächtigkeit, überdeckt.

Ungefähr 15 m weiter von diesem Punkt, gegenüber Hostrouschko's Hütte treten die Paludinen-Sande unter dem Mergel hervor und schliessen sich auf 12,9 m über der Sohle auf.

Noch einen analogen Überschiebungsbruch des Kiewschen Mergels auf die untermoränen Sande mit Paludinen-Fauna beobachten wir ferner in der Richtung zur Mündung der Schlucht von Gradischsk.

Somit kommt in diesen Uferaufschlüssen die Schuppenserie der Überschiebungsbrüche ziemlich deutlich zum Vorschein, in denen die konkordant lagernden, aber durch Verwerfungsflächen zerteilten paläogenen und quartären submoränen Gesteine mitwirken.

Nun wollen wir zur Besichtigung der Einzelheiten der grossen Aufschlüsse in der Schlucht von Gradischsk übergehen, die sich tief in dem hohen Teil des Berges «Piwicha» einschneidet, auf der Strecke, die an das Territorium der Stadt Gradischsk grenzt.

Diese stark verzweigte Schlucht beginnt auf dem NW-Abhange des «Piwicha»-Berges mit einer Gesamtrichtung nach SW. In der Uferzone zum Dnjeprarm Girman herauskommend, nimmt sie von links vier grosse Nebenschluchten auf. Von der rechten Seite der Schlucht gibt es keine Nebenschluchten, hier sind von der Schnittkante bis zur Sohle grosse Aufschlüsse mit sandigen Schutthalde im unteren Teil vorhanden.

Nachdem wir von den ebenerwähnten Uferaufschlüssen den Weg bergan ungefähr bis zur Mitte der Schlucht gegangen

sind, wollen wir hier das Profil ihrer rechten Seite gegenüber der grossen dritten Nebenschlucht von oben gerechnet betrachten.

1. Gelblich-grauer, mit Humus gefärbter, lehmiger, ungleichmässigkörniger, von unten angewelter Sand mit abgerundeten und eckigen Quarzkörnern. Braust mit *HCl* auf. Geht allmählich in den tieferliegenden rezenten Boden über. Mächtigkeit 0,58 m.
2. Rezenter Boden von Schwarzerdetypus, mit Spuren des Degradationsprocesses: der Horizont *A* ist dunkelgrau, sand-lehmig, klumpig-körnig mit Beimengung von Staub. Er ist intensiv von Würmergängen durchsetzt. Es wird ein ungleichmässiges Aufbrausen mit *HCl* beobachtet. Bisweilen kommen Karbonatröhrchen vor. Mächtigkeit 0,28 m. Dieser Horizont geht allmählich über in den tieferliegenden, gelben Horizont von klumpiger Struktur, mit Beimengung von körnigen und staubigen Teilchen. Er ist von Wurmstichen durchsetzt, bisweilen von Maulwurfshöhlen. Längs den Wänden der Wurmstiche und Schlafkammern wird bisweilen karbonathaltiges Pseudomycelium beobachtet. Die Mächtigkeit dieses Horizontes ist 0,29 m. Der Übergang nach unten ist ein allmählicher. Die Gesamtmächtigkeit des rezenten Bodens beträgt 0,57 "
3. Schmutzig-gelber Maulwurfshöhlenloess. Die Maulwurfshöhlen sind mit Humusmaterial angefüllt und haben verschwommene Umrisse, die alten haben 7 cm im Durchmesser. Es werden Würmergänge, ebenfalls mit Humusmaterial angefüllt, beobachtet. Karbonate in Form von dichten nicht sehr deutlich bemerkbaren Röhrchen längs der Poren der Gesteine. Mächtigkeit 0,45 "
4. Strohgelber, etwas lehmiger, poröser, karbonathaltiger Löss mit säulenförmiger Absonderung. An den Porenwänden Karbonatfärbung. Im oberen Teil kommen bisweilen Maulwurfshöhlen bis 3 cm im Durchmesser vor mit Humusmaterial angefüllt. Der Übergang nach unten ist ein allmählicher. Mächtigkeit 2,70 "
5. Fossiler Boden vom dunkelgrauem Waldbodentypus. Der Horizont *A* ist grau mit strohgelber Färbung. Der Übergang nach unten ist scharf. Mächtigkeit 0,20 m. Der rot-braune illuviale Horizont *B* ist anderthalb oxydiert. Das Aufbrausen mit *HCl* wird nach unten zu intensiver, die Karbonatröhrchen häufiger. Es werden alte Würmer- und Wurzelgänge mit dunkler Färbung an den Wänden beobachtet. Scharf vom tiefer liegenden Horizont abgegrenzt. Zu unterst kommen bisweilen Gerölle kristalliner Gesteine vor. Die Mächtigkeit dieses Horizontes ist 0,70 m. Die Gesamtmächtigkeit des fossilen Bodens beträgt . . . 0,90 "

6. Hellrot-brauner Geschiebelehm von hellgelber Färbung mit einer grossen Menge von kleinen und grösseren Geschieben kristalliner Gesteine von 0,09 m bis 0,17 m Durchmesser. Karbonate in Form von dichten nestähnlichen Anhäufungen; es kommen feste mergelige Konkretionen vor. Unten wird dieser Horizont sandiger. Seine Mächtigkeit beträgt 2—2,80 m.
7. Grünlich-graue, grobparallegeschichtete, mehr oder minder zementierte Mindel-Rissande, in denen Paludinen-Fauna vorkommt. Mächtigkeit 10,00 "
8. Weiss diagonalgeschichtete Mindel-Flugsande. Mächtigkeit 7,25 "
9. Kiewscher Mergel an der Sohle der Schlucht aufgeschlossen.

Stellenweise kann man auf dieser Seite der Schlucht zwischen dem Geschiebelehm und den Paludinenanden Anzeichen von Erosion und Umlagerung dieser Sande, die solchenfalls in Wechsellagerung mit dem Material der untermoränen Lösslehme oder Lössen sich befindet, beobachten. In solchen Zwischenschichten kommt bisweilen auch zahlreiche Paludinen-Fauna in sekundärer Lagerung vor.

Gehen wir zur dritten grössten Nebenschlucht der Schlucht von Gradischsk über. In ihrem Oberlaufe gewahren wir folgendes Profil:

1. Schwarzerde 1,05 m.
2. Strohgelber Löss 2,40 "
3. Reste von erodiertem fossilem Boden 0,28 "
4. Karbonathorizont dieses Bodens im Geschiebelehm mit ziemlich deutlich ausgeprägter oberer Grenze 0,65 "
5. Hellrot-brauner Geschiebelehm mit Geschieben kristalliner Gesteine von verschiedener Grösse 1,65 "
Alle Schichten lagern vollständig ungestört und horizontal. Die Geschiebelehme nehmen keinen Anteil an der Quetschung der tiefer liegenden Gesteine.
6. Tiefer kommen stark dislozierte grünlich-graue, grob parallel geschichtete Sande mit rot-braunen Arabeken. In ihnen kommen Zwischenschichten des grauen mittelkörnigen Sandes in Wechsellagerung mit den Zwischenschichten eines besser zementierten Stoffes vor. In den Zwischenschichten des mittelkörnigen Sandes wird eine reiche Paludinen-Fauna in Form von nestähnlichen Anhäufungen beobachtet. Die Schicht dieser an der Sohle des senkrechten Abhanges auf 2,6 m aufgeschlossenen Sande hat Streichen NE 34°—41° und Fallen SW $\angle$ 46°. In den Schichten dieser Sande werden stellenweise feine Fältelung und Mikro-verwerfungen von einigen Zentimetern beobachtet.

Im unteren Teil dieser Nebenschlucht kann man den südöstlichen Flügel einer nach SE umgekippten Antiklinale sehen. Die grünlich-grauen Sande verlaufen hier als steil aufgerichtete Schichten von der unteren Grenze der Geschiebesandlehme bis zum Boden der Schlucht, mit Streichen NE 48° und Fallen NW $< 74^\circ$. In dieser Schicht kann man im Anstehenden eine ziemlich reiche Fauna sammeln, deren Fragmente hier überall in den Schutthalden verstreut sind.

In dem Hauptast der Schlucht von Gradischsk wird zwischen den Mündungen der zweiten und dritten linken Nebenschlucht ein Restberg beobachtet, der einen von der Erosion verschonten Stück der Sohle einer Balka aus der Würmzeit vorstellt, die dann später von der Schlucht durchschnitten wurde. Die obere Schnittkante des Restberges erhebt sich 10,93 m hoch über dem Boden der gegenwärtigen Schlucht. Der obere Teil des Restberges ist von weissen Mindel-Flugsanden zusammengesetzt, deren Mächtigkeit hier 4,18 m erreicht, und der untere — von Kiewschen Mergel, der über der Tahlsohle auf 6,75 m aufgeschlossen ist.

In diesem Teil der Schlucht von Gradischsk erhebt sich der Kiewsche Mergel am höchsten (auf dem rechten Schluchtabhänge etwas höher als auf dem Restberge), was an der betreffenden Stelle dem Kern der Antiklinale der Paläogengesteine und den quartären submoränen Ablagerungen entspricht.

In allen besichtigten Aufschlüssen des Gebietes der Schlucht von Gradischsk haben wir die Möglichkeit Moränen und Serien von übermoränen Ablagerungen in Horizontal-lagerung auf den Köpfen der stark dislozierten untermoränen Mindel-Riss und Mindel-ablagerungen und des Paläogen zu sehen.

Nachdem wir die Schlucht von Gradischsk verlassen, gehen wir längs dem oberen Wege zu dem einzeln stehenden Berggipfel «Kasanok» auf der Abstufung im mittleren Teile des Berges «Piwicha». Unterwegs werden wir den Ausblick auf die Dnjepr-Aue, die Sandanhäufungen der Waldterrasse (Würm II) auf dem anderen Ufer des Dnjepr, den weiten Streifen der Terrasse mit einer Lössschicht (Würm I) zwischen den Tälern des Dnjepr und des Tjasmin und die in der Ferne bläulich schimmernden Höhen des Plateaus genießen.

Auf den steilen Abhängen des Berges «Piwicha» zum Dnjepr

hin zieht sich unter uns auf einige Strecke eine hohe terrassen-ähnliche Stufe, auf der die Bauten eines vormaligen Klosters liegen. Es ist möglich, dass diese Stufe durch Verwerfungen entstanden ist.

Wenn man an den erhöhten Rand des steilen Abhangs des Berges «Piwicha», dem gegenüber sich der abgesonderte Gipfel «Kasanok» («Oprokinutyj Werch») erhebt, heran tritt, so kann man sein nach SW gerichtetes Profil besichtigen. Nach unseren Nivellierungen erhebt sich dieser Rand 91,7 m über dem Dnjeprniveau. Zu oberst lagert:

1. Rezenten Boden — graue sandige Schwarzerde. Mächtigkeit.	0,80 m.
2. Hellgelber lössähnlicher Lehm. Mächtigkeit	4,88 „
3. Grünlich-rotbrauner fossiler Boden vom Typus der am steilen Abhang ausgebildeten dunkelgrauen Waldböden. In Horizont B dieses Bodens wird eine ziemlich scharfe Gränze des Aufbrausens mit <i>HCl</i> beobachtet. Mächtigkeit	1,50 „
4. Hellgelber, karbonathaltiger, sandiger Lösslehm mit spärlichen Karbonatröhrchen. In ihm werden bleiche verschwommene Humusflecken — Spuren der Tätigkeit der alten kleineren Wühltiere beobachtet. Mächtigkeit.	1,03 „
5. Kiewscher Mergel, sichtbare Mächtigkeit	9,50 „
Die obere Grenze dieses Mergels erhebt sich hier 83,5 m über dem Dnjeprniveau. Im Zusammenhang mit der Dislokation ist seine Schicht aufgeschoben auf die:	
6. Weissen, diagonalgeschichteten Mindel-Flugsande, die bis zum Boden des den Rand des Berges vom Gipfel „Kasanok“ trennenden Wasserrisses aufgeschossen sind. Mächtigkeit	6,20 „

Der runde, auf dem südwestlichen Abhange des Berges «Piwicha» isolierte Gipfel «Kasanok» hat eine mehr oder weniger sanfte mit spärlichem Gras bewachsene, nach NE gerichtete Abdachung und einen vollkommen kahlen Absturz nach SW. Über dem Dnjeprniveau erhebt sich sein höchster Punkt auf 86,92 m. Im erwähnten Absturz werden grosse Aufschlüsse der ihn zusammensetzenden Gesteine beobachtet. Der untere Teil der Absturzwand ist mit ausgedehnten sandigen Schutthalden bedeckt. Auf dem Gipfel ist zu sehen:

1. Ein undeutlich geschichteter von den sandigen Schutthalden von unten in der Jetztzeit angewehter Sand. Dieser gelbliche, feinkörnige Sand

- mit schwacher Humusbeimengung braust mit HCl stark auf. Mächtigkeit 1,75 m.
2. Rezenter Boden — degradierte Schwarzerde. Horizont *A* — dunkelgrau, lehmig, undeutlich, kumpig, staubig, fast strukturlos. An den Wänden der Klumpen ein mehligter Anflug von SiO_2 . Bisweilen kommen Würmergänge und Maulwurfshöhlen vor, mit hellgelbem Humusmaterial angefüllt. Geht allmählich zum tieferliegenden Horizont über. Die Mächtigkeit des Horizontes *A* ist 0,35 m. Horizont *B* — dunkelgrau mit rot-brauner Färbung von Nuss- bis staubiger Struktur, ist stark von Würmer- und Maulwurfsgängen durchsetzt. Unten werden bisweilen Karbonatröhrchen beobachtet. Greift nicht tief mit Humuszungen nach unten über. Mächtigkeit 0,35 „
Gesamtmächtigkeit 0,72 „
3. Hellgelber lössähnlicher Lehm oben von schmutzig-gräulicher Färbung, stark mit humosen Maulwurfshöhlen durchsetzt, porös, mit gut ausgeprägten Karbonatröhrchen und säulenähnlichen undeutlichen Absonderungen 2,20 „
Die Schichten 1—3 liegen horizontal. Tiefer kommen dislozierte Ablagerungen:
4. Kiewscher Mergel, dessen Schicht durch die Fläche des Überschiebungsbruches unregelmässig geschnitten wird. Im mittleren Teil des betreffenden Gipfels hat die Schicht im Ganzen 1,00 m Mächtigkeit, südöstlich keilt sie aus, und im nordwestlichen Teil des Aufschlusses erreicht sie die Mächtigkeit von 6—7 m.
5. Unter ihm wird eine kleine Zwischenschicht von weisslich-grauem, schwach zementiertem, stellenweise in weissen Sand übergehendem Sandstein beobachtet 0,10 „
6. Grünlich-graue, grob parallel geschichtete, fein- und unregelmässigkörnige Sande mit grossem Gehalt an Glaukonitkörnern, schwach durch Lehmteilchen zementiert 0,90 „

Gegenüber dem mittleren Teil des Gipfels weist die Schicht dieser Sande Streichen NE 18° und Fallen NW $\angle 16$ auf, während sie in seinem nordwestlichen Teil Streichen NE 28° und Fallen NW $\angle 36^\circ$ hat.

In diesen Sanden ist Fauna von *Paludina diluviana* und ihren Begleitformen enthalten. Fragmente dieser Fauna sind auf der Oberfläche der sandigen Schutthalden unterhalb der sie enthaltenden Sandschicht verstreut.

7. Eine Schicht weisser Mindel-Flugsande mit sichtbarer Mächtigkeit von der unteren Grenze der höherliegenden Sande bis zur Sohle des steilen Abhanges. 17,34 m.

Im eben beschriebenen Aufschluss sehen wir somit das klare Bild eines Überschiebungsbruches, in dem die paläogenen Gesteine längs einer bedeutend nach NW geneigten Bruchfläche auf die untermoränen quartären Ablagerungen aufgeschoben sind.

Wenn wir von diesem Gipfel in südöstlicher Richtung weiter gehen, kommen wir hinter einer Einengung zu einem kleineren isolierten Restberg von 11 m Höhe, der fast vollständig aus grünlichen grob parallel geschichteten Mindel-Rissanden in seinem unteren Teil, und oben aus umgelagertem Material derselben Sande mit Bruchstücken von Muscheln, Knochen von Wirbeltieren, mit Geröllzwischen-schichten kristalliner und anderer Gesteine, Mergelkonkretionen, Einschlüssen in Form von Geröll und Schottern des Kiewschen Mergels u. a. zusammengesetzt wird. In den Geröllzwischen-schichten kommen Geschiebe bis 0,25 m im Durchmesser vor.

Gegenüber der tiefliegenden Einengung zwischen dem Hauptgipfel «Kasanok» und dem erwähnten Restberg wird zwischen den sandigen Schutthalden ein kleinerer Aufschluss der Mindel-Riss-Paludinensande mit bedeutendem Inhalt von Glaukonitkörnern beobachtet. Sie haben hier Streichen NE 55 — 57° und Fallen NW $\angle$ 73° — $\angle$ 82°. Diesen Ausstrich muss man als einen Horst sekundärer Ordnung in den gehobenen Schichten des Gipfels «Kasanok» ansehen.

Südöstlich vom Restberge werden noch zwei Ketten, eine niedriger als die andere, beobachtet, wobei auf den Kämmen wiederholt Kiewscher Mergel sich aufschliesst, und unter diesem in den Vertiefungen grünliche grob parallel geschichtete, durch die Paludinenfauna charakterisierte Sande. In der ersten Kette ist das Streichen NE 44° — 66°, das Fallen NW $\angle$ 21° $\angle$ 38°.

Wie auch in den Abstürzen der stark erhöhten Mindelterrase an der Peripherie der Stadt Gradischsk, beobachten wir im Gebiet des Gipfels «Kasanok» eine vollkommen gesetzmässige, typisch ausgeprägte Schuppenserie von Ueberschiebungsbrüchen mit ziemlich einförmigem monoklinalem Fallen der dislozierten Schichten des Paläogen und der quartären submo-

ränaalen Ablagerungen nach NW. Die feine Faltung ohne Brüche, mit Umkipfung der Falten nach SE und vorwiegendem Fallen der Schichten ebenfalls nach NW spielt in der Tektonik des Berges eine sekundäre, gänzlich untergeordnete Rolle.

Von keinem der älteren Forscher ist diese Gesetzmässigkeit bis jetzt bemerkt worden, womit eben die bis zur Gegenwärtigkeit in der geologischen Literatur herrschende unklare und verworrene Vorstellung von dem Bau der betreffenden, ausserordentlich interessanten stark dislozierten Strecke der Mindelerrasse, die den Namen Berg «Piwicha» führt, zu erklären ist.

Eine den oben beschriebenen analoge Schuppenserie von Verwerfungen finden wir auch im südöstlichen Teil des Berges «Piwicha» im Gebiet des «Peschtschanyj Wswos», wenn wir zu den Randgehöften des Dorfes Maximowka kommen.

Der «Peschtschanyj» oder «Maximowskij Wswos» der von der Kowteba, einem Nebenfluss des Dnjepr, nach dem Dorf Maximowka führt, verläuft längs dem ziemlich steil abfallenden Boden einer tiefen würmeiszeitlichen Balka. Diese Balka mit sanften Umrissen durchschneidet den höchsten südöstlichen Teil des «Piwicha» Berges und greift mit ihrem Oberlauf ziemlich weit auf den nordwestlichen Abhang des Berges hinaus. In den Boden dieser Balka ist eine tiefe Schlucht eingeschnitten. In den hohen, steilen Abhängen der Balka, sowie auch in der steilwandigen Schlucht werden grosse Aufschlüsse beobachtet, die den komplizierten Bau dieses Teiles des Berges «Piwicha» aufdecken, der sich in vollem Einklange mit der gesamten Tektonik des Berges befindet.

Der rechte Abhang der Balka des Peschtschanyj Wswos in ihrem mittleren Teil hat folgendes Profil:

1. Übermoränale Lössserie von deluvialer Herkunft, durch Lösslehme und Lehmsande vertreten, mehr oder weniger geschichtet mit mehreren fossilen Böden; Gesamtmächtigkeit 6—17 m.
Diese Serie hat eine ruhige, ungestörte Lagerung. Die unter ihr lagernden Schichten der quartären untermoränalen Ablagerungen und des Paläogen sind stark disloziert;
2. Kiwischer Mergel. Mächtigkeit 3,6 m.
An den Stellen, wo die Ablagerung der oben erwähnten übermoränalen deluvialen Ablagerungen am mächtigsten ist, ist die Schicht dieses Gesteins vollkommen erodiert.

3. Grünlich-grauer feinkörniger Sand von rot-brauner Färbung mit unbedeutender Beimengung von Glaukonitkörnern. In ihm kommt Paludinenfauna vor. Er hat Streichen NE 45° und Fallen NW $\angle$ 24°. Mächtigkeit 2,90 m.
4. Weisse, diagonalgeschichtete, mittelkörnige, fluvio-glaziale Mindel-Flugsande mit gut abgerundeten Quarzkörnern, mit Zwischenschichten von Geröll kristalliner und anderer Gesteine. Mächtigkeit 29,01 m.

Diese Schicht enthält Anzeichen der Erosion der unter ihr lagernden Schicht des Kiewschen Mergels in Form von dünnen Zwischenschichten und Linsen von geschichtetem und umgelagertem Material dieses Gesteins. Diese mächtige Schicht von Mindelsanden ist sowohl im rechten Abhang der Balka, als auch im rechten Abhang der rechten Nebenschlucht, aufgeschlossen. Unter der beschriebenen Schicht hervor im Böden derselben Nebenschlucht schliesst sich wiederum auf:

5. Kiewscher Mergel, auf der rechten Seite der Nebenschlucht 3 m über dem Boden und auf der linken Seite 7 m über dem Boden. Die obere Fläche des Mergels an der Grenze mit den Mindel-Sanden hat Streichen NE 26° und Fallen NW $\angle$ 14°.

In der Hauptschlucht ist auf deren rechten Seite der Kiewsche Mergel bis auf 10,8 m von der Sohle aufgeschlossen.

Wenn wir von diesem Punkte längs dem Boden schluchtaufwärts gehen, gewahren wir, dass unter dem Kiewschen Mergel, erst in kleineren Schichten, weisse diagonalgeschichtete Mindel-Flugsande hervortreten. Ihre sichtbare Mächtigkeit über dem Boden der Schlucht nimmt allmählich zu und erreicht in ihrem oberen Teil bereits 12,7 m. Hier hat die Schicht der Mindel-Sande Streichen NE 25° und Fallen NW $\angle$ 66°.

Auf die Mindel-Sande im rechten Abhang der Schlucht, an dessen Schnittkante, die dem Boden der alten Balka des «Peschtschanyj Wswos» entspricht, ist eine Schicht von Kiewschem Mergel im ganzen 3,9 m mächtig überschoben. Die Fläche seiner Überschiebung auf die Mindel-Sande hat Streichen № 20°. E und Fallen NW $\angle$ 61°.

Der ganze Abhang bis zur Sohle der Schlucht ist hier von Schutthalde und Erdrutschen aus dem Material des Kiewschen Mergels bedeckt, welche die Aufschlüsse der Mindel-Sande maskieren, was einige Forscher zum falschen Schluss veranlasste, hier sei eine geschlossene Schicht von Kiewschem Mergel vorhanden.

Der linke Abhang der Balka ist durchweg mit Schutthal-
den der Mindel-Sande bedeckt, unter denen nur stellenweise
die Aufschlüsse ihres Anstehenden hervortreten.

Somit beobachten wir im Gebiet des «Peschtschanij Wswos»
dieselbe bereits zweimal wiederholte Schuppenserie der Über-
schiebungsbrüche mit monoklinalem Fallen der Schichten
nach NW, wie auch in den früher beschriebenen Fällen.

SCHRIFTTUM.

1. Alexejew, A. K. i Krokos, W. M. O geologitscheskom
strojenii gory Piwichi Kremenschugskogo ujesda Poltawskoj
gubernii. (Über den geologischen Bau des Piwicha-Berges im Kreise
Kremenschug, Gouv. Poltawa). Sap. Obschtsch. Selsk. Chos. Juzh-
noj Rossii, t. 88 — 89, Kn. I. Odessa. 1919.
2. Armatschewskij, P. J. O nachozhdeniach *Paludina dilu-
viana* w posletretitschnych obrasowaniach Juzhnoj Rossii. (Über
die Funde der *Paludina diluviana* in den posttertiären Bildungen
Südrusslands). Sap. Kiwsk. Obschtsch. Jestestwoisp., t. X, № 1.
Protokoly. Kiew. 1889.
3. Bilenko, D. K. Kopalni grunty Piwichi. (Fossile Böden des
Piwicha-Berges). «Tschetwertinnij Period». Wyp. 1 — 2. WUAN,
Kiiw. 1930.
4. Bilenko, D. K. Materiali do charakteristiki kopalnich grun-
tiw Serednij Naddniprojanschtschyni. (Zur Charakteristik der fos-
silen Böden des mittleren Dnjepr). Trudi Ukr. Nauk. — Doslidtsch.
Geol. Inst. T. IV. WUAN, 1931.
5. Gurov, A. N. Geologitscheskij otscherk Poltawskoj gubernii.
(Geologische Skizze des Gouv. Poltawa). 1888.
6. Litschkow, B. L. Sur la géologie de la montagne Pivikha.
Wisnik Ukr. Widd. Geol. Kom., wyp. 9. Kiiw. 1926.
7. Litschkow, B. L. Sur la question des terrasses du Dniepr.
Wisnik Ukr. Widd. Geol. Kom., wyp., Kiiw. 1926.
8. Litschkow, B. L. Sur la question des terrasses de la rivière
Dniepr (statja wtora). Wisnik Ukr. Widd. Geol. Kom., wyp. II.
Kiiw. 1928.
9. Litschkow, B. L. O strojenii retschnych dolin Ukraini.
Dnjepr. Bassejn Juzhnogo Buga. (Über den Bau der Flusstäler
der Ukraine. Dnjepr. Bassin des Südl. Bug.) Ak. Nauk SSSR. Lenin-
grad. 1931.
10. Oppokow, E. W. Kwoprossu o sposobe i wremeni obrasowania
retschnych dolin w oblasti srednego Pridneprowja. (Zur Frage über
die Art und Zeit der Bildung der Flusstäler im Gebiet des Mittele-
ren Dnjepr.) Jezhegodnik po geologii i mineralologii Rossii pod red.
N. Krischtowitscha. T. VIII. Wyp. 3 — 4 Now
Alexandrija. 1906.
11. Oppokow, E. W. O lewoberezhnych terrassach Srednego Dnep-
ra. (Über die linksuferigen Terrassen des mittleren Dnjepr.) Wisti
Nauk. — Doslidtsch. Inst. Wodnogo Gospod. Ukraini. Tom II,
tsch. 2. Kiiw, 1929.

12. O p p o k o w, E. W. Wtoraja prawoberezhnaja terrassa reki Dnepra u goroda Tscherkass. (Die zweite rechtsuferige Terrasse des Dnjepr bei Tscherkassy). Wisti Nauk.-Doslidsch. Inst. Wodnogo Gospod. Ukraini. T. IV, tsch. 2, Kiiw, 1931.
13. P a v l o v, A. P. Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. Mém. Geol. Otd. Obschtsch. Ljub. Jest. Antr. Etnografii. Wyp. 5. Moskwa. 1925.
14. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Geologitschni ta gidrogeologitschni umowi rayonu sapowidnika Kontscha-Saspa na Dnipro. (Geologische und hydrogeologische Bedingungen im Bereich des Naturschutz-Parks Kontscha-Saspa am Dniepr. Sbirnik praz derzhawnogo rybnogo sapowidnika «Kontscha-Saspa», tom I. Kiiw. 1928.
15. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Spriwodu wiwtschennja Dniprowich terras. (Zur Kenntnis der Dnjepr-Terrassen). Bull. Ukr. Widd. Geol. Kom., № 1 — 2, 1929, Kiiw.
16. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Trjoch - werstowe geologitschne sdijmannja w Serednjedniprojanskomu rayoni. (Die geologische Aufnahme 1 : 126.000 am mittleren Dnjepr). Bull. Ukr. Rayon. Geol.-Rasw. Upr., 1929, № 3 — 4. Kiiw.
17. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Dopitannja pro stratigrafiju i tektoniku terras Serednego Dnipra. (Zur Stratigraphie und Tektonik der Terrassen des mittleren Dnjeprgebietes). Wisnik Ukr. Rayon. Geol.-Rasw. Upr. № 14, 1930, Kiiw.
18. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Über die Terrassen und Zeichen der schwankenden Bewegung der Erdrinde des mittleren Dnjeprbeckens. Wisnik Ukr. Rayon. Geol.-Rasw. Upr., 1931, wyp. 16. Kiiw.
19. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Geologitschni ta geomorfologitschni umowini Zhurawkoj Paleolititschnoj Stanzii. (Geologische und geomorphologische Bedingungen der paläolithischen Station Zhurawka.) Antropologija. Ritschn. kabin. Antrop. im .Wowka. WUAN IV. Kiiw, 1931.
20. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Trjoch-werstowe geologitschne sdijmannja Serednjadniprojanskoi kompleksnoj partii UrGRU s pidpartieju w mezhach 11 ta 12 arkuschiw XXV rjadu. (Geologische Aufnahme 1 : 126.000 am mittleren Dnjepr, Blatt XXV — 11 und XXV — 12) Bull. Ukr. Rajon. Geol.-Rasw. Upr., 1931.
21. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Pro tschetwertitschni ruchi semnoj kori w rajoni Serednego Dnipra. (Über quartäre Bewegungen der Erdrinde am mittleren Dnjepr). Sap. Fisitschno-Matematitschnogo Widd. Wseukr. Ak. Nauk, tom V, Kiiw, 1931.
22. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Na piwdennij mezhi sledennja. (An der Südgrenze der Vergletscherung). (Naslidy geologitschnich doslidivj expeditzii WUAN w serednij Naddniprojantschini litom 1930). Zhurnal Geol.-Geogr. Zikl 1-go Widd. Wseukr. Ak. Nauk., Wyp. I. Kiiw. 1932.
23. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Pro geomorfologitschni ossobliwosti i tektoniku w rajoni proriwu tscheres Ukrainsku Kristalit-schnu Smugu. (Über die geomorphologischen Besonderheiten und über die Tektonik im Durchbruchstale des Dnjepr in der Ukrainischen kristallinen Platte). Ebenda. 1932.

24. Semjatschenskij, P. A. Geologitscheskie isyskania, proiswedennye dlja opredeljenia charaktera salegania i moschtschnosti syrych materialow, potrebnych dlja zementnogo proiswodstwa. (Geologische Forschungen zur Bestimmung des Lagerungscharakters und der Mächtigkeit der zur Zementfabrikation notwendigen Rohmaterialien). Maximowka, Gradizhsk, Poltawskoi gub. i jich okrestnosti. Sbornik po wopr. ob org. Semsk. Oblastn. Zementn. Sawoda. Poltawsk. gub. Semsk. upt. Poltawa. 1913.
 25. Sobolew, D. N. Au sujet de la note de B. Litckow sur la question de terrasses du Dniepr, II Wisnik Ukr. Widd. Geol. Kom., 1928, wyp. 11. Kiiw.
 26. Sobolew, D. N. Geomorphologitschne sposterezhenia na Serednemu Podnippi. (Geomorphologische Beobachtungen am mittleren Dnjepr). Mat. doslidzh. gruntiw Ukraini. Wyp. II. Wid. Zentr. Agrochemitschni Labrot, Kiiw, 1929.
 27. Sokolow, N. A. Nizhnjetritschnye otlozhenija Rossii. (Die Untertertiären Ablagerungen Russlands). Mémoire Com. Géol., t. IX, № 2. SP. 6. 1893.
 28. Tschirwinskij, W. K istorii Dnjeprowskoj doliny. (Zur Geschichte des Dnjepr-Tales). Wisnik Ukr. Rayon. Geol.-Rasw. Upr., wyp. 16. Kiiw. 1931.
 29. Tschirwinskij, W. O drevnejschich lewoberezhnych terrassach Dnjepra na utschastke mezhdu Kiewom i Solotonoschej. (Über alte linksuferige Terrassen zwischen Kiew und Solotonoscha). Trudi Prirodn. Techn. wida, Wseukr. Ak. Nauk. Wyp. 3. Kiiw. 1931.
 30. Tutkowskij, P. A. O mikrofaune gradizhskogo mergelja. (Über die Mikrofauna des Mergels von Gradizhsk.) Sap. Kiewsk. Obschtsch. Jestestwoisp. Protokoly, t. XI, II. 1892.
 31. Wernadskij, W. I. Materialy k ozenke semel Poltawskoj gubernii. Wyp. XV. Krementschugskij ujesd. SPb. (Materiale zur Schätzung der Grundstücke des Gouv. Poltawa. Lief. XV. Kreis Krementschug). 1892.
-

DIE QUARTARABLAGERUNGEN IN DER UMGEBUNG VON DNJEPROPETROWSK.

W. I. KROKOS.

MIT AUSNAHME des dislozierten Gebiets von Kanew fließt der Dnjepr zwischen Kiew und Dnjepropetrowsk in südöstlicher Richtung. Bei Dnjepropetrowsk verändert er scharf seine Richtung auf S und durchbricht die ukrainische kristalline Platte, 25 km südlich von der Stadt Saporozhje, bis zur Mündung fließt er im allgemeinen in südwestlicher Richtung.

Auf der betreffenden Strecke ist das rechte Ufer des Dnjepr hoch und steil. Meistenteils tritt es unmittelbar an die Flussaue heran; doch kommen stellenweise zwischen ihm und der Flussaue an den Talabhängen terrassierte Strecken vor.

Das linke Dnjeprufer wird von einem weiten tiefen Landstreifen begleitet, der aus mehreren Terrassen besteht. Zwischen Dnjepropetrowsk und Saporozhje sind die Terrassen infolge des Auftretens der kristallinen Gesteine im Dnjeprtal bedeutend schwächer ausgeprägt und das Flusstal selbst ist eingeeengt.

In diesem Gebiet sind Exkursionen in zwei Richtungen von Dnjepropetrowsk aus in Aussicht genommen: 1) nach Süden zur Besichtigung des rechtsuferigen Plateaus und 2) nach Norden zur Besichtigung der linksuferigen Terrassen des Dnjepr.

Das Plateau.

DAS RECHTSUFERIGE Plateau ist von zahlreichen «Balka's» und Schluchten durchschnitten, die teilweise zum Dnjeprtale selbst, teilweise zu dem Tal der Mokraja Ssura gehören, die beim Dorfe Woloskoje (16 km SSE von Dnjepropetrowsk (in den Dnjepr mündet. Die Höhe des Plateaus erreicht 166 m (die Eisenbahnstation Ssuchatschewka westlich von Dnjepropetrowsk) bis 172 m (der Grabhügel Ostraja 8 km SSW von der Stadt).

An der Basis des Plateaus lagern kristalline Gesteine. Auf

ihnen liegt die Serie von tertiären Sanden und Lehmen.

Die tertiären Gesteine des Plateaus sind von Quartärablagerungen bedeckt. Das uns zur Verfügung stehende Material zeigt, dass die Quartärserie zwischen Dnjepropetrowsk und dem Mokraja Ssura-Tale eine kompliziertere Zusammensetzung hat, als das Plateau, welches die Mokraja-Ssura von Süden begrenzt.

Die Quartärserie der ersten Strecke besteht aus einer vielstöckigen Loessserie. Ihr Aufbau ist durch die 5—6 km südlich von Dnjepropetrowsk auf der Wasserscheide zwischen den Schluchten Schirokeja und Tschaplinka sowie auf ihren Abhängen angelegten Bohrungen festgestellt worden.

Die Quartärserie der Wasserscheide 2; 1914, L. L. Iwanow, W. D. Laskarew, 7, 1916) ist vertreten durch Löss von 48,45 m Mächtigkeit¹, der von tertiären braunen Karbonatlehm mit hellen Flecken und Arabesken mit Gipskonkretionen unterteuft wird. L. L. Iwanow und W. D. Laskarew betonen die Dreistöckigkeit der Loessserie, die durch zwei Horizonte fossilen Bodens geteilt wird. Die obere Loessschicht ist 14,80 m die mittlere 20,70 m und die untere 12,95 m mächtig.

Meine Beobachtungen in der Umgebung von Dnjepropetrowsk im Jahre 1931 haben gezeigt, dass die obere Loessschicht in einer Tiefe von ungefähr 3—4 m einen Horizont fossilen Bodens hat und auf diese Weise in zwei Stufen zerfällt. Somit ist die Quartärserie der betreffenden Strecke des Plateaus aus 4 Stufen zusammengebaut.

Ich habe 1930 gezeigt, dass sich die Lössserie der Ukraine aus fünf Lössschichten zusammensetzt. Die zweite von ihnen besitzt eine verhältnismässig kleine Mächtigkeit (2—3 m) und ist bis jetzt im Gebiet des mittleren Dnjepr in der Gegend von Tschernihow-Tscherkassy (6) konstatiert worden.

Es ist möglich, dass sie auch auf dem betreffenden Plateau fehlt. In diesem Falle gehören die vier Lössstufen dieses Plateaus der ersten, dritten, vierten und fünften Lössstufe an.

Die drei fossilen Böden, die diese drei Lössstufen trennen, sind durch Schwarzerdevarietäten vertreten.

Das der Arbeit von L. L. Iwanow (2) beigegebene

¹ Die ungewöhnliche Mächtigkeit der Lössserie bedarf einer Nachprüfung. *Der Verfasser.*

auf Grund der Ergebnisse von 8 Bohrungen zusammengestellte Profil 2, zeigt, dass der obere fossile Boden vorwiegend den Formen des gegenwärtigen Reliefs folgt, während der untere von einem älteren Relief zeugt, das mit dem gegenwärtigen nicht zusammenfällt. In den Bohrlöchern auf den Abhängen wird eine Abnahme der Mächtigkeit der Lössserie bis 9 — 8 m beobachtet.

Die Vielstöckigkeit der Lössserie der Umgebungen von Dnjepropetrowsk wurde durch S. S. G e m b i t z k y und A. M. A l e x e j e w (I, 1929) für das Gebiet der Petrowsky-Werke bei der Eisenbahnstation Gorjainowo (westlich von Dnjepropetrowsk) bestätigt. Die Werke liegen teils auf dem unteren Teil des Plateaubahanges, teils auf den Terrassen des Dnjepr. Im Bohrloche 8 auf dem Abhange des Ufers (abs. Höhe 88,55 m) erreicht die gesamte Mächtigkeit der Lössserie 27,20 m. Durch drei Horizonte fossiler Böden wird sie in vier Stöcke geteilt.

1. Löss	12,00 m.
2. Fossiler Boden	0,50 .
3. Löss	1,50 .
4. Fossiler Boden	1,20 .
5. Löss	3,10 .
6. Fossiler Boden	1,90 .
7. Löss	7,00 .
8. Hellbraunroter feinkörniger Karbonatsand	1,80 .

Der Löss enthält scharfkantige Quarzkörner von 0,015 mm—0,03 mm Durchmesser, und in bedeutend geringerer Menge abgerundete Quarzkörner von 0,3 mm. Die Quarzkörner sind mit einer Kruste kohlensauren Kalks bedeckt. Ausserdem sind ein flockenartiger lehmiger Stoff und eine unbedeutende Menge Körner von grüner Hornblende und Magnetit vorhanden (4, S. 115).

Da das Bohrloch den unteren Teil des Abhanges einnimmt und bei der Bohrung die Proben nicht sorgfältig genug genommen wurden, habe ich nicht die Möglichkeit zu entscheiden, welche von den fünf Lössstöcken hier angetroffen worden sind.

Im Juni 1931 habe ich in der steilen Wand des rechten Abhanges der Gendarmaskaja Schlucht im südlichen Teil von Dnjepropetrowsk nicht weniger als vier Schichten von Löss beobachtet. Im selben Aufschluss liegt unter der Lössserie braunroter sandiger Lehm mit Kalkkonkretionen und

den glänzenden Oberflächen der vertikalen Absondenrugen mit schwarzem Anflug von Mangansalzen. Der Lehm hat schräge, gegen die Schlucht geneigte Rutschflächen mit polierter Oberfläche.

Die obere Grenzfläche des braun-roten Lehms ist uneben und der Löss dringt in diesen zungen- und taschenartig hinein. Die Mächtigkeit des Lehms beträgt bis 6 — 8 m. Tiefer liegt hellgrauer feinkörniger Poltawscher Sand mit Ockerflecken und Zwischenlagen und mit kleineren Mangansalzeinschlüssen.

Der braunrote Lehm ist stark verbreitet im südlichen Teil der Ukraine. In einigen Profilen (Umgebung von Odessa) kann man seinen allmählichen Uebergang in lehmige Tertiärgesteine beobachten. Das gibt uns Grund die braunroten Lehme als Verwitterungsprodukt der lehmigen Gesteine unter wärmeren Klimabedingungen anzusprechen. Insofern die braunroten Lehme den Löss unterteufen, wird ihr Alter mit dem Ende der Tertiärperiode (Pliozän) bestimmt. Der Aufbau der Quartärbildungen des Plateaus südlich von der Mokraja Ssura ist mittels Schurfarbeit beim Hünengrabe Rjabaja $1\frac{1}{4}$ km nördlich vom Dorfe Wassiljewka aufgeklärt worden.

Es wurden erbohrt:

1. Dunkelgrauer Humus-Ackerboden mit Grass-
wurzeln Humusgängen und Würmerexkremen-
ten 0 — 0,18 m.
2. Dunkelgraue körnige Humusschicht mit scharf-
kantigen Körnern und einiger Beimengung von
staubartigen Elementen. Humose Gänge von
Würmern von 5 mm Durchmesser und ihre
Exkremente. Schlafkammern der Würmer 1 cm
seltener $1\frac{1}{2}$ cm. Durchmesser 0,18— 0,32 .
3. Ein von Humus grau gefärbter Übergangs-
horizont mit nussähnlichen Konkretionen. Die
Konkretionen sind scharfkantig, nach unten
vergrößern sie sich im Durchmesser und sind
mit längeren Achsen senkrecht orientiert. Un-
bedeutende Beimengungen von pulverähnlichen
Elementen. Braust mit HCl auf 0,32— 0,56 .
4. Hellgraue mit Humus gefärbte Uebergangs-
schicht von nussartiger Struktur. Von 0,65 m
Tiefe ab werden längs den Wurzeln und den
Wurzelgängen Anflüge von mehligem Karbo-
naten beobachtet. Humusgänge und Würmer-
exkremente. Spärliche mit Lössmaterial ange-
füllte Maulwurfsgänge 7 cm im Durchschnitt. 0,56— 0,70 .

5. Hellgelber Säulenlöss mit schwacher gräulicher Färbung mit spärlichen und schwach entwickelten Röhrchen. Mit Humus gefüllte Maulwurfsgänge von $5\frac{1}{2}$ cm, 6 cm und $7\frac{1}{2}$ cm. Hier wurde die Schlafkammer einer Spitzmaus (24 cm $\times$ 25 cm) angetroffen.
Auf der Fläche eines Quadratmeters kommen bis 10 Maulwurfsgänge vor. Bis 1 m Tiefe werden häufige mit Humus und Löss angefüllte Würmergänge beobachtet. Anflüge von mehligem Karbonaten reichen bis 1 m Tiefe. Von 1,05 m Tiefe ab beginnt ein spärlicher schwach verdichteter Beloglaska-Lehm 0,70— 1,28 m.
6. Hellgelber Löss mit schwacher rot-brauner Färbung. Spärliche und schwach entwickelte Kalkröhrchen. Schwach verdichteter Beloglaska-Lehm. Spärliche mit Humus angefüllte Gänge und Exkremente von Würmern, und mit Humus angefüllte Maulwurfsgänge 1,28— 1,60 „
7. Hellgelber Löss mit schwacher rot-brauner Färbung, mit spärlichen dünnen Röhrchen. Dunkel gefärbte Oberflächen vertikaler Absonderungen. Spärliche mit Humus vermischte Exkremente der Würmer. Hellgraue mit Humus angefüllte Maulwurfsgänge von 8 cm Durchmesser 1,60— 2,40 „
8. Dunkelgelber Löss mit schwacher rot-brauner Färbung. Spärliche dünne Kalk- und Humusröhrchen 2,40— 2,95 „
9. Hellbrauner Löss mit vertikalen hellgelben Adern von 3—5 mm. Durchmesser. Körnchen von Mangansalzen. Spärliche graugelbe mit Humus angefüllte Maulwurfsgänge von 6 cm Durchmesser 2,95— 3,85 „
10. Grauer karbonathaltiger Humuslöss. Unten spärliche und dünne Kalkröhrchen 3,85— 4,75 „
11. Grauer humussierter Horizont mit vertikalen hellgelben Streifen. Häufige mit Löss des tieferliegenden Horizontes angefüllte Maulwurfsgänge von 7 cm— $13\frac{1}{2}$ cm. Durchmesser. Ist von kleinen in der Erde lebenden Wühltieren und Insekten durchwühlt (Würmer, Käfer) 4,75— 5,20 „
12. Hellgelber Löss mit Humus und Kalkröhrchen (Karbonathorizont fossiler Schwarzerde). Gräuliche Humus exkremente alter Würmer. Enthält viele Maulwurfsgänge (alter Maulwurfslöss) 5,20— 5,60 „
13. Hellgelber Löss mit spärlichen schwach entwickelten Kalkröhrchen. Längs den vertikalen Absonderungen Humusstreifen fossiler Erde. Alte gräuliche Maulwurfshöhlen, 7 cm— $12\frac{1}{2}$ cm Durchmesser, und Würmerexkremente, Durchmesser 2—4 mm 3,60— 7,10 „

14. Hellgelber Löss mit spärlichen und schwach entwickelten Kalkröhrchen. Graue Humusgänge der Würmer, 4 mm Durchmesser, mit ihren Exkrementen angefüllt. Humusröhrchen. Von der Tiefe 8,80 m an sind Drüsen von feinkörnigem Gips 2 cm lang und $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ cm breit sowie Gipsröhrchen angetroffen worden 7,10— 9,85 m.
15. Hellschokoladenfarbener, etwas sandiger Löss, mit seltenen dünnen vertikalen Adern. Schwarze Röhrchen von Mangansalzen. Spärliche kleine Linsen von 3 mm Durchmesser 9,85—10,80 .

Bohrung.

16. Dasselbe 10,80—13,65 .
17. Hellgelber Löss mit Kalk und Manganröhrchen 13,65—14,55 .
18. Hellgelber Löss mit festen Kalkkonkretionen bis 2 cm Durchmesser. Spärliche Röhrchen von Mangansalzen 14,55—17,05 .
19. Hellgelber Löss mit häufigen Kalkröhrchen . . 17,05—18,40 .
20. Dunkelgelber Löss 18,40—19,55 .
21. Brauner schwach karbonathaltiger Lehm von rötlicher Färbung mit vertikalen strohgelben Adern und schwarzen Manganlinsen 19,55—25,25 .
22. Brauner, schwach karbonathaltiger Lehm von rot-brauner Färbung. Mangansalzlinsen bis 2 mm Durchmesser. In 28,85 m. Tiefe ist in ihm ein scharfkantiges Geröllchen eines kristallinen Gesteins gefunden worden, 5 mm Durchmesser 25,25—29,90 .
23. Brauner Lehm mit häufigen Linsen. Adern von mehligem Karbonaten und ihre Konkretionen . 29,90—31,50 .

Grundwasser ist in der Tiefe von 25 — 35 m angetroffen worden. Die Hochebene setzt sich aus zwei Lössschichten zusammen: dem L. I und L. III. Der Löss I hat eine Mächtigkeit von 3,85 m, der dritte von 15,75 m. Tiefer kommt brauner Tertiärlehm. Die älteren Löss, der vierte und der fünfte, sind wie es scheint durch die Erosion zerstört. ¹

Der auf dem Löss III liegende fossile Boden ist durch Schwarzerde von 135 cm Mächtigkeit vertreten. Es ist interessant zu vermerken, dass der betreffende Boden gleich der gegenwärtigen Schwarzerde, zwei genetische Humushorizonte behalten

¹ Auf die Erosion der alte Lössserien des Plateaus einiger Gebiete der Ukraine habe ich schon im Jahre 1926 hingewiesen (3, S. 225-226). In Westpodolien fallen die mit zwei und drei Lössen bedeckten Plateaus auf. Die höchsten Stellen des Plateaus des Donetzbeckens sind mit zwei Lössen bedeckt. Das Plateau der Südukraine trägt vier Löss aufgebaut.

hat: den oberen gleichartig gefärbten und den unteren, der der Humusfärbung nach als ein Uebergangshorizont zum Löss erscheint. Unter dem Humushorizont der fossilen Schwarzerde folgt ihr Karbonathorizont, der von alten Maulwurfsgängen durchwühlt ist und deswegen Maulwurfshöhlenlöss genannt wird. Die Mächtigkeit dieses Horizontes ist 40 cm.

In Anbetracht der bedeutenden Mächtigkeit des Humushorizontes und der Anwesenheit des Maulwurfslösshorizontes muss man die betreffende fossile Erde als eine mit der mächtigen Schwarzerdeschicht auf dem Maulwurfslöss betrachten. Sie zeugt von der feuchten Steppe, der Zeit ihrer Ablagerung, die während der dritten interglazialen Zeit in Westeuropa stattfand. Es ist interessant zu vermerken, dass der rezente Boden, der sich auf dem ersten Lössstock gebildet hat und einen Humushorizont von 70 cm Mächtigkeit hat, von einer trockenen Steppe zeugt.

Wie die mechanischen Analysen gezeigt haben, fehlen in den Lössen Teilchen über 1 mm Durchmesser. Die Fraktion 1 — 0,25 ist in der Anzahl 0,01 — 0,19% anwesend. Unbedeutend ist auch die Fraktion 0,25 — 0,05; ihr Anteil schwankt zwischen 1,85 und 4,23%. Was den Prozentsatz der Fraktionen 0,05 — 0,01 mm und weniger als 0,01 mm anbetrifft, so kommen hier vor: von der Fraktion <0,01% mm sind im ersten Löss I von 61,24% bis 72,88% enthalten, während im Löss III von ihr 44,50% bis 69,17% enthalten sind, was auf eine grössere Lehmhaltigkeit des Lösses I hinweist.

Für den Löss I ist überhaupt charakteristisch, dass die Fraktion <0,01 mm die Fraktion 0,05 — 0,01 mm überwiegt. Die drei mechanischen Analysen zeigen, dass der untere und der obere Horizont (№ 1 und № 3) der Fraktionen unter 0,01 61,25 bis 62,30% enthalten, während sein mittlerer Teil (№ 2) 72,88% enthält. Dieser Umstand weist auf eine grössere Lehmhaltigkeit des mittleren Horizontes der betreffenden Lössschicht hin.

Mit Ausnahme des Horizontes № 8 sind in dem Löss III von der Fraktion 0,05—0,01—45,44% bis 53,12% enthalten; von der Fraktion unter 0,01 mm — 44,50% bis 51,98% d. h. das Verhältnis zwischen beiden Fraktionen nähert sich 1:1. Der Horizont № 8, der die Mitte des Lösses III einnimmt, zeigt eine scharfe Zunahme der Fraktion unter 0,01 mm (69,17)

im Vergleich zu der Fraktion 0,05 — 0,01 mm (27,02%). Auf diese Weise hat auch der dritte Lössstock, gleich dem ersten, einen etwas lehmhaltigeren mittleren Teil.

Der braune Tertiärlehm wird mit Ausnahme des Horizontes № 12, durch das starke Ueberwiegen der Fraktion unter 0,01 mm charakterisiert.

Das Dorf Wassiljewka nimmt den rechten Abhang der Balka Legkaja ein. Im oberen Teil des Abhanges wird ein Brunnen gegraben, in dem aufgeschlossen wurden:

1. Dunkelgrauer, körniger Humushorizont	0 — 0,53 m.
2. Grauer Horizont mit Uebergangsfärbung des Humus	0,53— 0,70 .
3. Rotgelber Löss mit Maulwurfshöhlen, die mit Löss und Humus angefüllt sind. In der Tiefe von 0,70 m fangen Anflüge von Karbonatschimmel an	0,70— 0,98 .
4. Dunkelstrohgelber Löss mit schwacher rot-brauner Färbung und vereinzelt Kalkröhrchen. Beloglaska-Lehm mit bis 1 cm großen Kalkkonkretionen	0,98— 1,55 .
5. Dunkelstrohgelber Löss mit spärlichen Kalkröhrchen. Vereinzelt Körnchen von Mangansalzen. Humusgänge der Würmer und ihre Exkrementen. Vereinzelt mit Humus angefüllte Maulwurfshöhlen	1,55— 2,55 .
6. Dasselbe, aber ohne Maulwurfshöhlen	2,55— 3,43 .
7. Gräulicher Humuslöss mit alten Maulwurfshöhlen 8 m Durchmesser. Reicht, zungenförmig—in den tieferliegenden Karbonathorizont hinein	3,43— 4,30 .
8. Hellstrohgelber Löss mit spärlichen Humusröhrchen. Gräuliche alte mit Humus angefüllte Maulwurfshöhlen. Unten Beloglaska-Lehm mit $1 \times 2\frac{1}{2}$ cm großen Konkretionen	4,30— 4,70 .
9. Strohgelber Löss. Spärliche Kalk- und Humusröhrchen	4,70— 8,25 .
Häufige alte mit Humus angefüllte Maulwurfshöhlen reichen bis zur Tiefe von 5,80 m. Von 8,05 m. Tiefe ab kommen Gipsdrüsen vor.	
10. Hellschokoladenfarbiger Löss mit Humus und vereinzelt Kalkröhrchen. Die Kalkröhrchen bilden kleine Anhäufungen	8,25—11,20 .
11. Strohgelber, etwas sandiger Löss mit einzelnen Kalkröhrchen	11,20—13,70 .

Alte einzelne schwache mit hellem Humus angefüllte Maulwurfshöhlen kommen bis zu 11 m Tiefe vor.

Im mittleren Teil des rechten Abhanges der Balka Legkaja im Dorfe Wassiljewka ist in einem Keller zu sehen:

1. Dunkelgrauer Humushorizont.	0 — 0,35 m.
2. Grauer Uebergangshorizont. Braust von 65 cm an auf. Schimmelflüge. Spärliche Maulwurfshöhlen	0,35— 0,80 .
3. Strohgelber Löss mit häufigen Kalk- und Schmelzröhrchen. Häufige mit Humus angefüllte Maulwurfshöhlen 6 $\frac{1}{2}$ cm bis 8 cm Durchmesser. Ist von kleinen Wühltieren und Insekten (Würmern, Käfer) durchwühlt. Anfluge mehrlager Karbonate	0,80— 1,25 .
4. Dunkelstrohgelber Löss mit spärlichen Kalkröhrchen. Schwächer verdichteter Beloglaska-Lehm. Mit hellem Humus angefüllte Maulwurfshöhlen und Würmergänge	1,25— 1,60 .
5. Dasselbe, aber mit spärlichen Körnchen von Mangansalzen. Seltene mit hellem Humus angefüllte Maulwurfshöhlen werden bis 2,25 m beobachtet	1,60— 2,60 .
Geht allmählich über in	
6. Gräulichen karbonathaltigen Humuslöss. Hellstrohgelbe alte Maulwurfshöhlen, 6 cm Durchmesser. Helle Humusexkremente von Würmern 4 mm Durchmesser	2,60— 3,30 .
7. Hellstrohgelber Löss (Karbonathorizont der fossilen Schwarzerde) der von alten mit hellem Humus angefüllten Maulwurfshöhlen durchsetzt ist (Maulwurfshöhlenlöss). In ihn greifen die Humusstreifen des höherliegenden Horizontes ein. Maulwurfshöhlen von 6 $\frac{1}{2}$ cm, 9 cm und 10 cm Durchmesser	3,30— 3,90 .
8. Strohgelber Löss mit häufigen alten mit hellem Humus angefüllten Maulwurfshöhlen, Würmerexkrementen und Gängen	3,90— 4,20 .

Die beiden letzten künstlichen Aufschlüsse zeugen davon, dass der Löss I und der ihn unterteufende Löss III den Umrissen des gegenwärtigen Reliefs folgen. Das weist auf das hohe Alter der Balka Legkaja hin. Man gewährt nur eine Abnahme der Mächtigkeit des Lösses I am Abhange und zwar ist seine Mächtigkeit auf dem Plateau 3,85 m, auf dem oberen Teil des Abhanges 3,42 m und auf dem mittleren — 2,60 m.

Der fossile Boden auf dem Abhange ist auch durch eine Schwarzerdeviation vertreten. Es ist interessant im Aufschluss des mittleren Teiles des Abhanges das Vorhandensein von altem Maulwurfshöhlenlöss zu vermerken (Horizont № 7.)

Ende Juli 1931 hat L. A. Lepiksch im Auftrage der Komplex-Expedition der Ukrainischen Akademie der Wissenschaften auf dem linksuferigen Plateau, 16 km NNW von Dnjepropetrowsk, ein Bohrloch angelegt, das seinen Angaben gemäss, die folgenden Horizonte aufschloss.

1. Dunkelgrauer Humushorizont von Schwarzerde	0 — 0,30 m.
2. Schwarzerde Horizont mit Uebergangsfärbung des Humus	0,30— 0,85 .
3. Strohgelber Löss mit schwacher grauer Färbung	0,85— 1,70 .
4. Strohgelber Löss mit bräunlicher Färbung, spärlichen schwarzen Körnchen der Mangansalze. Nach unten zu nimmt die Anzahl der Ausscheidungen der Mangansalze zu	1,70— 3,25 .
5. Dasselbe, aber mit tiefer brauner Färbung	3,25— 3,55 .
6. Bräunlicher Löss mit häufigen Fleckchen und Linsen von Mangansalzen	3,55— 3,70 .
7. Bräunlich-strohgelber Löss mit gelblichen Flecken	3,70— 4,10 .
8. Brauner Löss mit Karbonatadern	4,10— 4,35 .
9. Braun-grauer karbonathaltiger Humuslöss. Nach unten zu nimmt die Humusfärbung allmählich ab	4,35— 5,55 .
10. Bräunlich-strohgelber Löss mit schwacher gräulicher Schattierung	5,55— 6,05 .
11. Strohgelber Löss	6,05— 6,60 .
12. Dasselbe, aber sandiger; Glimmerflitter	6,60— 9,70 .
13. Strohgelber Löss mit spärlichen Kalkröhrchen	9,70—11,60 .
14. Rotbräunlich-strohgelber Löss mit häufigen Linsen	11,60—12,20 .
15. Strohgelber Löss mit spärlichen Kalkröhrchen	12,20—16,90 .
16. Strohgelber Löss mit spärlichen Kalkröhrchen und Linsen. Glimmerflitter	16,90—17,60 .
17. Kastanienbrauner karbonathaltiger Humuslöss mit dunkelkastanienbraunen Flecken	17,60—18,10 .
18. Dasselbe, nur kommen längs der vertikalen Risse abgerundete Kalkkonkretionen vor	18,10—18,75 .
19. Bräunlich-strohgelber Löss mit Strömen des höher liegenden Horizontes. Längs den Rissen feste Kalkkonkretionen	18,75—19,10 .
20. Bräunlich strohgelber Löss mit braunen Adern	19,10—20,05 .
21. Kastanienbrauner karbonathaltiger Humuslöss	20,25—20,90 .
22. Dasselbe, nur ist die Humusfärbung etwas schwächer	20,90—21,30 .
23. Bräunlich-gelber Löss mit bräunlich-gräulichen Adern	21,30—21,60 .
24. Bräunlich-strohgelber Löss von rötlicher Färbung mit häufigen Kalkröhrchen	21,60—22,50 .
25. Dasselbe, aber nur mit Kalkkonkretionen von 1½ cm Durchmesser	23,35—24,90 .

Leider ist die Bohrung nicht durch die ganze Serie gegangen. Nach den Bohrungsangaben wird die Lössserie durch drei Horizonte fossilen Bodens in vier Stöcke geteilt, die ich vorläufig als Löss I, II, III, IV und V anspreche.

Der Löss I hat eine Mächtigkeit von 4,35 m (Horizonte 1 — 8).

Die Mächtigkeit des Löss III erreicht 13,25 m (Horizonte 9 — 16).

Der Löss IV hat eine Mächtigkeit von 2,45 m (Horizonte 17 — 20).

Der Löss V ist nicht durchbohrt worden. Erbohrt ist sein oberer Teil von 4,85 m Mächtigkeit.

Der erste fossile Boden, sowie der zweite Lössstock sind nicht angetroffen worden.

Der zweite fossile Boden, der sich auf dem Löss III gebildet hat, ist durch Schwarzerde vertreten. Mächtigkeit 1,20 m (Horizont 9). Es ist interessant das Vorhandensein des Horizontes alter Schwarzerde mit Uebergangsfärbung des Humus zu vermerken.

Der dritte fossile Boden, der sich auf dem Löss IV gebildet hat, ist durch Schwarzerde von 1,15 m Mächtigkeit (Horizont 17 und 18) vertreten.

Der vierte fossile Boden, der sich auf dem Löss V gebildet hat, ist durch Schwarzerde von 1,05 m Mächtigkeit (Horizonte 21 und 22) vertreten. Die Abnahme der Humusfärbung nach unten zu weist auf den Uebergangshorizont der alten Schwarzerde (Horizont 22) hin.

Die im Bohrloch vorkommenden Löss parallelisiere ich bedingungsweise mit dem ersten, zweiten, dem dritten und dem fünften Vorstoss der Gletschermassen Osteuropas.

Die drei fossilen Böden sind dem ersten, zweiten und dritten Interglazialstadium synchronisch. Die letzteren zeugen, nach dem Schwarzerdecharakter der fossilen Böden zu urteilen, von einer dreimaligen Wiederkehr des feuchten Steppenklimas.

Die Terrassen.

AM LINKEN UFER des Dnjeprs gibt es mehrere Akkumulationsterrassen. Zur grössten Entwicklung gelangen sie zwischen Kiew und Kremenschug, wo W. W. Risnitschenko vier Terrassen über der Aue unterscheidet.

(11, 12). Unter ihnen erlangt die älteste und höchste auf der Kiew-Parallele eine ungewöhnliche Breite (über 120 km).

B. L. L i c z k o w (1926) hat darauf hingewiesen, dass diese letztere Terrasse der Höhe nach der Tyrrhenischen Terrasse von D e p é r e t (8, S. 95) entspricht, und verzeichnet sie auf der schematischen Karte von Jahre 1928 in Form eines länglichen Dreiecks, das sich längs dem Dnjepr bei Dnjepropetrowsk hinzieht (genauer bis zur Mündung des Flusses Samara (9)).

Im Jahre 1929 habe ich vorgeschlagen diese Terrasse in Anbetracht ihrer Eigenartigkeit «Dnjepr-Niederung» zu nennen (5 S. 16,17)

D. W. S o k o l o w hat festgestellt, dass im Gebiet von Dnjepropetrowsk längs dem linken Dnjeprufer nur alte zwei Terrassen entwickelt sind: die untere sandige und die obere mit Löss bedeckte (13, S. 142 — 143, 161 — 164).

Die Dnjepr-Aue im Gebiet von Dnjepropetrowsk ist verhältnismässig schwach entwickelt; sie ist nicht mehr als $1\frac{1}{2}$ — 2 km breit.

Die erste alte Terrasse ist meist undeutlich von der Aue abgegrenzt. Nach E. W. O p p o k o w erhebt sie sich auf 9 — 13 m über dem Niedrigwasserniveau des Dnjeprs (10, S. 41). Hier liegen Dörfer Amur, Manuilowka, Kamenka, Lomowo u. a. m. Sie wird von schwach ausgeprägten Rinnen durchschnitten und ist mit Altwasserseen bedeckt, die Reste des alten Laufes des Dnjepr sind, so z. B. die Seen Ploskoje, Kurotschkino, Kuplewatoje u. a. Der Bau der Terrasse ist durch Bohrung festgestellt, die 1925 auf den Liebknecht-Werken im Dorfe Amur-Nizhnedneprowsk angelegt worden ist.

Es wurden folgende Gesteine erbohrt (10 S. 45 — 46):

1. Trockener weisser Sand	0—11,22 m.
2. Weisser Sand mit 5% Feuchtigkeit	11,22—13,98 "
3. Hellgelber Lehm	13,98—16,00 "
4. Weisser Sand mit 6% Feuchtigkeit	16,00—23,49 "
5. Fein- und grobkörniger wasserführender Sand	23,49—35,01 "
6. Grober Kies	35,01—38,74 "
7. Kristalline Gesteine	38,74—

Das Bohrloch ist auf 62,03 m abs. Höhe angelegt. Die Schichten NN° 1 — 6 gehören zu den Flussablagerungen. Ihre Mächtigkeit ist 38,74 m. Tiefer folgen kristalline Gesteine, deren Oberfläche in 23,29 m abs. Höhe liegt.

Die Terrassensande sind stellenweise an der Oberfläche durch den Wind umgelagert und in kleine (bis 3 — 4 m hohe) schwach ausgeprägte Hügel, die sogenannten Kutchugury gesammelt.

Das Fehlen des Lösses auf der Terrasse besagt, dass sie im Relief in der Gegend in der Post-Lössepoche, d. h. in der post-glazialen entstanden ist.

Die zweite Terrasse erhebt sich in der Gegend Kamenka-Spasskoje (10, S. 92) 11 — 23 m über dem Dnjepr-Wasserstand (60 — 72 m abs. Höhe). Ihre Breite auf der Strecke Kamenka-Spasskoje ist $6\frac{1}{2}$ km. In der Richtung nach NW (beim Dorfe Tschaplinka) erweitert sich die Terrasse bis $9\frac{1}{2}$ km und ihre Höhe über dem Dnjepr-Spiegel erreicht 28 m (10 S. 42). Die Terrasse ist mit Einsenkungen bedeckt und ist schwach durch flache Balki mit sanften Gehängen zerschnitten. In einer von ihnen, 3 km nördlich vom Dorfe Kamenka, befindet sich der kleine See «Oserischtsche», der nach den Angaben der 3-Werstkarte 1:126 000 eine Länge von $\frac{3}{4}$ km hat. Die geologische Struktur der Terrasse zeigt einen Schurf, der in 1 km vom See «Oserischtsche» angelegt worden ist. Es wurden folgende Horizonte aufgeschlossen:

1. Dunkelgrauer strukturloser Horizont von Ackerkrume mit Graswurzeln 0, —1,15 m.
2. Dunkelgrauer körniger Horizont. Die Körner sind schwach ausgeprägt. Eine bedeutende Anzahl pulverähnlicher Elemente. Humusgänge der Würmer von 7 mm Durchmesser, mit deren Exkrementen angefüllt. 0,15—0,36 .
3. Übergangshorizont mit überwiegender Humusfärbung. Oben Nussstruktur, unten säulenförmige Struktur. Wurzel- und Würmergänge 0,36—0,77 .
4. Säulenförmiger Horizont mit Übergangsfärbung des Humus. Spärlicher Karbonatschimmel längs den Gängen der kleinen in der Erde lebenden Wühltiere und Insekten. Humusgänge und Exkremente der Würmer 0,77—0,90 .
5. Hellgelber Löss mit spärlichen Karbonatröhrchen. Kalkröhrchen konzentrieren sich in der Form einzelner und spärlicher Anhäufungen von $1\frac{1}{2}$ —2 cm Durchmesser. Spärliche mit Humus angefüllte Maulwurfshöhlen von 7 bis 8 cm Durchmesser. Humus exkremente der Würmer 0,90—1,75 .
6. Hellgelber etwas sandiger Lamellenlöss mit spärlichen Kalkröhrchen. Die Plättchen sind $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ cm dick 1,75—2,70 .

7. Hellgelber sandiger Lamellenlöss von grauer Färbung. Die Lamellen sind bis 0,5 cm dick. Spärliche Kalkröhrchen nestweise von 1½ cm Durchmesser gelagert. Einzelne spärliche Kalkröhrchen. Spärliche mit hellem Humus angefüllte Maulwurfshöhlen, 6 und 9 cm Durchmesser 2,70—3,10 m.
8. Dunkelstrohgelber, sandiger Lamellenlöss mit schwach ausgeprägten Humusröhrchen. Kalkröhrchen sind nicht angetroffen worden 3,10—4,37 „
9. Hellbrauner lössähnlicher mit Kalkröhrchen und Humusexkrementen. Maulwurfshöhlen von 6½ cm Durchmesser mit hellem Humus angefüllt 4,37—4,80 „
10. Strohgelber lössähnlicher karbonathaltiger Lehm in Zwischenlagerung mit schwach lehmigem lössähnlichem, spärlich porösem Karbonatsand. Eine Maulwurfshöhle mit hellem Humus angefüllt 4,80—5,40 „
11. Strohgelber lössähnlicher etwas lehmiger Sand 5,40—6,20 „
Neben dem Schurfe hat L. A. Lepikasch ein Bohrloch angelegt, das von 6,20 m Tiefe an durch folgende Horizonte gegangen ist.
12. Hellgelber karbonathaltiger Lehm 6,20—6,72 „
13. lehmiger Sand 6,72—7,22 „
14. Dasselbe, wird nach unten zu mittelkörnig, Glimmerblättchen. Zwischenlager von feuchtem geschichteten Lehmsand 7,22—7,57 „
15. Hellgrauer feinkörniger spärlich glimmerhaltiger Sand. Unten lehmsandige Zwischenschichten 7,57—7,90 „
16. Gelblicher, zarter feiner, feuchter Sand. Unten sind Linsen von grauem und bläulich-grauem mittelkörnigem Sand 7,90—8,18 „

In der Tiefe von 8,18 m trat Grundwasser auf.

Im frischgegrabenen Brunnen am westlichen Rande des Dorfes Podgorodnij 200 m südlich vom Abhang des Ufers ist auf der betreffenden Terrasse beobachtet worden:

1. Schwarzerde und hellgelber Löss mit Kalkröhrchen 0—2,10 m.
2. Hellgelber Löss mit grauer Färbung 2,10—2,60 „
3. Dunkelgelber sandiger Löss mit häufigen Kalkröhrchen und Karbonatflecken 3,40—4,70 „

In den unteren Horizonten ist eine seltene Fauna von Süßwassergastropoden gefunden worden.

Das Bohrloch, das L. A. Lepikasch an einer anderen Stelle der Terrasse anlegte, stiess unter dem Löss auf Süßwassersandlehm mit *Planorbis*.

Die obenangeführte Profilen zeigen, dass die zweite Dnjeprterrasse über der Aue aus alluvialen Sanden besteht, die nach oben hin lehmig werden und vom ersten Lössstock bedeckt

werden. Die unteren Lösshorizonte sind etwas sandig und enthalten zuweilen die Reste von Süßwassermollusken.

Im Jahre 1926 - 27 habe ich darauf hingewiesen, dass das Alter der Terrasse nach der Zeit der Bildung der Terrassenstufe (I S. 255; 3 S. 244) bestimmt wird.

Der Umstand, dass diese Terrasse mit dem Löss I bedeckt ist, bezeugt, dass sie älter ist als dieser. Da wir jeden Löss in Zusammenhang mit einem selbstständigen Vorstoss der Gletschermassen Nordeuropas bringen, entspricht die Bildungszeit der Terrasse dem Anfang der letzten Vereisung und vermutlich dem Anfang von Würm II.

Die Terrassen des rechten Dnjeprufers sind stückweise erhalten; auf einem dieser Stücke liegt ein bedeutender Teil von Dnjepropetrowsk.

Nach S. S. G e m b i t z k y und A. M. A l e x e e w liegt Dnjepropetrowsk auf zwei rechtsuferigen Terrassen des Dnjepr. Die erste Terrasse ist im westlichen Teil der Stadt beim Bahnhof gut ausgeprägt, im östlichen Teil geht sie in die Aue unmerklich über.

Die absoluten Höhenmassen der ersten Terrasse im westlichen Teile erreichen 52—59 m (durchschnittlich 57 m), d. h. die Terrasse erhebt sich 5—11 m über dem Wasserspiegel des Flusses. Die zahlreichen Bohrlöcher zeigen, nach den obigen Forschern, dass die Terrasse von Sanden, Schottern und Tonen mit *Planorbis* gebildet und stellenweise mit lössartigen, nach K r o k o s deluvialen Lehmen bedeckt ist. Zuweilen sind die lössartigen Gesteine wiederum mit humosen Sanden bedeckt. Die Mächtigkeit der lössartigen Gesteine im Ufergebiet schwankt zwischen 1,5 m und 2,6 m. Weiter vom Ufer nimmt sie bis 4 m und darüber zu.

Die zweite Terrasse ist von der ersten durch eine ziemlich deutlich ausgeprägte Stufe getrennt, die südlich vom Stadtgarten zu sehen ist. Auf dieser Terrasse liegt das Rathaus und der Stadtgarten «Park Swobody». Die absolute Höhe der Terrasse ist 75,61 m, d. h. die Terrasse erhebt sich 28 m und mehr über dem Flusse. Nach den Angaben der Bohrlöcher (S. S. G e m b i t z k y und A. M. A l e x e e w) ist die Terrasse aus Löss von 19,5 m Mächtigkeit gebildet, die zuerst von hellgelbem und tiefer von grünlich-grauem fossilienfreiem Lehm unterteuft wird.

Diese vorläufigen Angaben geben bedauerlicherweise nicht

genügend Material, um über das Alter der rechtsuferigen Terrassen von Dnjepropetrowsk zu urteilen.

16 km SW von Dnjepropetrowsk beim Dorfe Woloskowo mündet von rechts in den Dnjepr der Fluss Mokraja Ssura. In seinem Unterlauf hat er ein schmales terrassenloses Tal mit Ausnahme von zwei Strecken: beim Dorfe Ssurskoje-Litowskoje und Ssurskoje-Lozmanskoje. Hier werden kleine Terrassenreste beobachtet.

Die Terrassenstrecke im Dorfe Ssurskoje ist von mir be-
sichtigt worden. Hier macht der Fluss Mokraja Ssura eine
schlangenartige Windung nach S, indem er an das stellen-
weise ziemlich steile rechte Ufer herantritt. Dem linken
Ufer ist die $2\frac{3}{4}$ km Länge und $\frac{3}{4}$ km breite Terrassenstufe
angelehnt. Das betreffende Terrassenstück erhebt sich 6 — 8 m
über dem Wasserspiegel des Flusses. In einem Keller,
auf einer ebenen Strecke der Terrasse ist beobachtet worden:

1. Schwarzerde	0 — 1,30 m.
2. Strohgelber von kleineren Wühltieren und Insekten aufgewühlter, unten etwas sandiger Löss mit Karbonatflecken	1,30—2 10 „
3. Dunkelstrohgelber sandiger Löss mit Kalkröhren	2,10—3,60 „
Nach unten zu geht er allmählich über in	
4. Gelblichen feinkörnigen karbonatlosen feuchten unten nassen Sand. Sichtbar	3,60—3,90 „

Nebenan im Brunnen ist Wasser auf einer Tiefe von 4,00 m.
Dieses Profil weist darauf hin, dass die Alluvialsande mit dem
ersten Lössstock bedeckt sind. Deswegen kann man die Ter-
rasse mit der zweiten Terrasse des linken Dnjeprufers paral-
lelisieren und ihr Alter mit dem Beginn des jüngsten Vor-
stosses der Osteuropäischen Gletscher (Wütm II) feststellen.

SCHRIFTTUM.

1. G e m b i t z k y, S. S. und A. M. A l e x e e w — Zur Frage der
Veränderung des Grundwasserstandes auf dem Terrain der Petrowski-
schen Hütte in Dnjepropetrowsk.
Nachrichten des wiss. Forschungs-instituts d. Ak. Wissenschaft
d. Ukraine. B. II, T. 2, S. 108 — 124. Kiew, 1929.
2. I w a n o w, L. L. Geologisches Profil längs der Linie des projek-
tierten Tunnels, bei Jekaterinoslaw auf der III Strecke der Eisenbahn-
linie Merefä-Chersones. «Juzhnij Inzhener», April, 1914, S. 86 — 92.
Jekaterinoslaw.
3. K r o k o s, W. I. Kurzer Umriss der Quartärablagerungen der
Ukraine. Bull. Soc. Nat. Moscou, S. 214 — 264. 1926.

4. K r o k o s, W. I. Materiale zur Charakteristik quartärer Ablagerungen der Ost- und Süd-Ukraine. Materiale zum Studium der Böden der Ukraine. H. 5 S. 1 — 326, Charkow, 1927.
 5. K r o k o s, W. I. Les formations quaternaires du district de Lobny. Kiew. Special Impress from the Bulletin № 19 of the District Geological Research Administration in the Ukraine.
 6. K r o k o s, W. I. Einige Fragen betreffend die quartäre Geologie der Ukraine. Bulletin of the Geological and Prospecting Service of the USSR, t. 1930, XI. IX, № 1, p. 1 — 8. Leningrad.
 7. L a s k a r e w, W. D. Rezension der Arbeit von L. L. I w a n o w «Geologisches Profil längs der Linie des projektierten Tunnels bei Ekaterinoslaw auf der III Strecke der Eisenbahnlinie Merefachersones. Geol. Wjestnik, II, 5 — 6. S. 226 — 297. Petragrad, 1916.
 8. L i c z k o w, B. L. Sur la question des terrasses de la rivière Dniepre. Wisnik Ukr. Widdilu Geol. Komit. 9.. S. 77 — 97, Kiiw, 1926.
 9. L i c z k o w, B. L. Sur la question des terrasses de la rivière Dniepre (résumé 2-me partie) Wisnik Ukr. Widdilu Geol. Komit.
 10. O p p o k o w, E. W. Von den linksuferigen Terrassen des mittleren Dnieprs. Nachrichten des wiss. Forschungsinstituts der Wasserwirtschaft der Ukraine, B. II, t. 2, S. 41 — 70. Kiew, 1929.
 11. R i s n i t s c h e n k o, W. W. S priwodu wiwscheninja Dnirowych terrass. (Zur Kenntnis der Dnjepr-Terrassen). Bull. Ukr. Widd. Geol. Kom. № 1 — 2, 46 — 47. S. Kiew, 1929.
 12. R i s n i t s c h e n k o, W. W. Treschwerstowe geologitschne sdi-jmannja w Serednjo-Dniprjanskomu rayoni. (Geologische Aufnahme 1:126.000 im Gebiet des mittleren Dnjepr) Bull. Ukr. Rayon. (Bulletin of the Distr. Geological Geologo-Roswidk. Upr. № 3 — 4. Kiew, 1929.
 13. S o k o l o w, D. W. Der geologische Bau des oberen Teiles des Ueberschwemmungsgebietes des Dnjepr. T. I. Die geologische Begründung der Projektarbeiten des Staatlichen Dnjepr-Bauamtes. Lief. VI. S. 139 — 166 mit geologischer Karte. Moskau, 1929.
-

THE ENVIRONS OF THE DNEIPROSTROY.

F. P. SAVARENSKY.

THE CONSTRUCTION of the first powerful hydroelectrical station on the Dnieper is suggested by the natural conditions of the region. The Dnieper, meeting on his way the Ukrainian crystalline massif, first flows along its north eastern edge, and beginning with Dniepropetrovsk (former Ekaterinoslav) crosses it, having for a space of 90 m. a grade of 33 m. Within this space a series of rapids makes the Dnieper absolutely innavigable. Entering below Zaporozhye (former Alexandrovsk) the region of the southern steppes, the Dnieper again acquires a calm profile. The Dnieper has not yet succeeded in sawing the crystalline massif so deep as to even its erosion curve to a state of equilibrium, proper to the rivers of plains.

Constructing a dam in the spot where the Dnieper leaves the crystalline massif, and raising the level of the Dnieper, we get a water table overlapping the whole of the cascading part of the river turning it into a navigable stream and obtain a significant pressure head for the hydroelectric station.

The construction of the dam goes on with such a tempo that the members of the excursion will be deprived of the possibility to examine the picturesque valley of the Dnieper with the granite cliffs along its shores, the mighty rapids with the roaring stream, wrapped in legends of ancient slavic mythology and folklore.

Within the confines of our region, the country has a gentle slope to the south. In the middle part of the crystalline massif the watershed steppe is 150—160 m. high, reaching at places 170 m.; to the south the country falls to 100—125 m.

The elevated steppe spreads close to the Dnieper, its level-marks, at a distance of 3-5 km. of the Dnieper being 140 m. along its right shore, and 110—125 m. along the left.

The analysis of altitude data allows to draw the following conclusions.

1) The valley of the Dnieper within the limits of the crystal-

line massif is slightly worked out, and consequently it is comparatively young.

2) In the structure of the valley is observed an asymmetry of slopes: the right bank is higher and falls more steeply towards the Dnieper than the left one.

The development of the hydrographic net of the right and left-shore regions is in correspondence with the second peculiarity of the valley. In the region of the right shore the watershed approaches the river for 7-10 km. and rarely more. The right tributaries of the stream, i. e. ravines, have except the Mokraya Sura a short extension and a high grade. As to the left-shore region its watershed lies at a distance of 20-25 km. from the Dnieper, and its left affluents have a relative longer course with a lower grade.

As we shall see further, this peculiarity is of great importance as regards the intensity of the contemporaneous erosional processes. The gently undulating divide areas have the smoothest relief.

The head parts of the ravines rising to the watershed change here into indistinct, extremely slight depressions, which gradually vanish on the watershed.

The sharpest pronounced relief is exhibited in the zone stretching along both banks of the Dnieper, where the erosional net is denser and cutting deeper into the slopes.

The contemporaneous Dnieper has cut in the crystalline massif not deep. The elevation of the rocky bank above the rocky bottom of the river rarely exceeds 40 m. Only above Kichkas in the narrow part of the stream, known as the Volchie Gorlo (Wolf's Gorge), the rocky banks rise above the granite bottom of the Dnieper for more than 70 m.

The uneven bottom of the Dnieper forms a whole series of cataracts and rapids. It is possible that the peculiarities of the crystalline bed play a significant part in their formation, but we have no data as yet on this question.

Rocky, sometimes cliffy banks trend along the Dnieper, almost for the whole of its extent, alternating with insignificant areas made of loose rocks.

The main erosional net of the Dnieper-system is concentrated till its meeting with the crystalline massif in the region of development of glacial deposits, as it is generally the case, with many other streams of our plain.

Within the confines of the crystalline massif, the tributaries of the Dnieper are insignificant. These small streams have a quite insignificant low-water discharge, but they still reserve the name of rivers and not of ravines; this happens because in their lower course they have well pronounced elements of river valleys. Moreover, during the spring flow and summer high-flood these small rivers turn into rather large streams. But already in some kilometers of the mouth these river valleys acquire the character of ravine valleys.

The common type of a ravine taking rise in the river-divide steppe has the following structure.

In its head part the ravine represents a flat and shallow depression or dell, deprived of any elements of a pronounced relief. A slow flow of surface atmospheric waters from the steppe leads to an increased moistening of such depressions, this fact influencing water-bearing capacity of the rocks, composing the head parts of the ravines, i. e. loess or its diluvium.

In moving along such depressions downwards one may observe the gradual apparition of separate typical elements: borders with distinctly marked shoulders and a floor. While moving further downwards, the ravine expands in cross section, becomes deeper, its borders higher, the floor widens and on it appears a dry turfy or eroded, at first discontinuous and then continuous, channel. The channel may either be dry or contain water (usually almost without flow and swamped).

The development of a true channel is accompanied by the apparition of a terrace and the ravine-valley gradually acquires resemblance to a river valley. As the ravine-valley develops, the slopes descending to it, become longer and more significant. Only nearer to the mouth, they are again noticeably lowering. No asymmetry in the structure of the valleys and watersheds is to be observed.

Another type of ravines is exhibited in the zone the most proximate to the Dnieper

Starting rather sharp a high slope in their heads, such ravines have a small length, a comparatively high grade and a rather wide floor. The peculiarity of such ravines is the fact that their borders are strongly dissected. Often such ravines almost have no marked slopes whatever and their borders appear only after a slight declivity of the land surface. Such ravines represent stabilized gullies overgrown with grass and

are obviously of a later origin. They occur chiefly along the left shore of the Dnieper between the Tatarka Ravine and Vasilievka Village (left bank). The ravine Sukhonka between Novo-Alexandrovka and Avramovka can serve as an example of the above described type of ravines.

The longitudinal profile of the floor in normally developed ravines is gently and smoothly sloping towards the mouth if the ravines do not meet on their way with outcrops of the crystalline massif. The latter sharply break the normal gradient curve of the floor, causing the apparition of rapids and rather strongly deforming the normal transverse section of the ravine, considerably constricting it. In approaching the Dnieper, the majority of ravines cuts into crystalline rocks and have steep rocky borders. On the whole, a typical erosional relief proper to the steppe areas of the chernozem zone dominates throughout the entire region, and only in the points where the crystalline rocks are cropping out, i. e. along the Dnieper and the mouth parts of its tributary river and ravine valleys a quite special and highly peculiar landscape is created with steep, sometimes abrupt rock walls and fantastic cliffs.

Within the confines of the Dnieper valley, there are several river terraces, presenting a considerable interest from the standpoint of the history of Quaternary deposits (see below).

The rocks, constituting the region of the Dnieprostroy, belong to three geological systems. The crystalline eruptive and metamorphic rocks, lying at base, have a Pre-Cambrian age. Above them in a more or less preserved state rest sedimentary rocks of the Tertiary system. The series of crystalline sedimentary bed-rocks is overlain by a series of Post-Tertiary deposits.

The prevailing crystalline rocks of the region are granites and gneisses, also rocks intermediary between these latter, granite gneisses and gneiss-granites.

The granites are chiefly represented by two varieties: a grey medium-grained biotite granite and a pink coarse-grained biotite granite, often grading into aplite and pegmatite varieties. Hornblende granites occur rarer, chiefly in the northern part of the region.

The gneisses are represented more often by grey varieties of biotite gneiss, and seem chiefly to belong to the orthogneisses. In them, strongly destroyed partings of biotite-gneiss may be observed.

Outcrops of granites and gneisses can be observed in the region of the construction, both in natural exposures along the banks of the Dnieper, and in artificial cuts made for the construction.

Of the intrusive magmatic rocks, besides the granites, there occur in the Dnieper region, though exceedingly seldom, diorites, separate boulders of which lie scattered on the banks of the Dnieper. Besides the acid rocks basic ones are also exhibited; among others also a black hornblende rock, which evidently forms schliers derived from the granitic magma, possibly also veins. Sometimes occur diabases, forming veins in the gneisses.

All the crystalline rocks are abundantly penetrated by veins, filled with pink biotite granite, aplite and pegmatite. Often occur quartz veins reaching in width from fractions of a millimeter to 1 m. and above.

The crystalline rocks of the Dnieper region were subjected to the action of tectonic disturbances — both of the character of folding and of disjunctive dislocations, which complicated very much the picture of their attitude.

The crystalline rocks are strongly fractured due to which they split along rather perfect cleavage planes. The fissures on the exposed surface of the rock reach sometimes considerable dimensions up to $\frac{1}{2}$ m. in width. Observations on freshly quarried granite show, however, that with depth such fissures diminish and gradually change into extremely thin ones. The fissures are intersecting in oblique directions, and in the granites and granite-gneisses create a characteristic jointing. A parallelepipedal jointing is the most often observed, resulting from the intersection of joints of three directions. A tabular jointing is also often observed, depending on the splitting of the granite-gneisses along the planes of schistosity and the surface of the biotite partings.

The surface of the crystalline rocks is uneven. Within the Dnieper region, on the surface of the crystalline massif, according to data of bore-holes and natural outcrops, several elevations and depressions could be ascertained. The elevations of the crystalline massif coincide more or less with the contemporaneous watersheds of rivers. One of such elevations passes across the Dnieper valley and causes the formation of a meander of the Dnieper at Avgustovka Village. The

outlines of the depressions, to which the deposits of the Tertiary transgressions are confined, are not revealed in the orography of the region and may be but approximately established. To the number of such depressions belongs that observable in the crystalline massif, 16 km. upstream of Dnieprostroy and filled up with Paleogene deposits. At this point the surface of the crystalline massif falls to 12 m. above sea level, while on the watersheds it is rising to 100 - 125 m. Along the southern border of the crystalline massif to the gulfs and bays of the Paleogene sea are confined Oligocene deposits with shark teeth and mighty manganese ore deposits (region of the town of Nikopol).

Bore-holes, sunk in the basin of the Dnieper within the confines of the crystalline massif, show, moreover, a general lowering of the granite floor towards the valley of the Dnieper, the latter having made use of this lowering for working out its valley.

The crystalline rocks are attended by their derivatives — kaolins. Within the confines of the described part of the Dnieper region, it is possible to come across all stages of gradation of felspar rocks into kaolin. Often, it is possible to observe a strongly whitened pink granite, in which the crystals of felspar have already acquired a dull white slightly smearing surface. On its complete kaolinization the felspar rock is converted into a white clay with angular grains of quartz untouched by processes of decomposition. Often, the original structure of the rock is perfectly preserved.

The thickness of the primary kaolins, i. e. of those occurring in place of their formation, is rather great, i. e. 5-10 m. The age of the kaolins is Pre-Tertiary. They underlie the rocks of the Paleogene. Redeposited kaolins are also often occurring among the series of Paleogene deposits. Such secondary kaolins are characterized by their purity and homogeneity and are absolutely free from quartz grains or contain them in a very restricted quantity and, moreover, in a more or less rounded condition. The secondary redeposited kaolins, often of very high technical quality, occur chiefly in the Lower-Tertiary deposits.

The primary kaolins are widely distributed. Boring in the basin of the Dnieper showed that the thickest series of such kaolins lie on watersheds, but in the same time in the water-

sheds beneath the series of sedimentary rocks, kaolins are sometimes entirely absent and the granites on the surface were subjected to weathering which led to the formation of the so-called «zherstva», i. e. products of mechanical destruction of granites. In the depressions of the crystalline massif the kaolins were eroded by the Tertiary transgressions. Despite this, rather significant kaolin deposits are at places preserved near the Dnieper, as for instance, in the Kichkasskaya Ravine.

Within the Dnieprostroy region occur Tertiary deposits, belonging both to the Paleogene and to the Neogene.

The subdivision of the entire series of the Tertiary deposits presents rather great difficulties.

There is a great lithological likeness between the Paleogene deposits and those of the Sarmatian transgression of the Neogene, which followed after a certain interruption. Both are chiefly represented by sands. As material for their formation have served the weathering products of the crystalline rocks of the South-Russian horst, which remained land, as it seems, during nearly the whole of the Paleozoic and Mesozoic ages. The Paleogene Sea had risen to a higher level, than the following transgressions of the Neogene and during these transgressions the Paleogene rocks served as material for the deposition of the Neogene, in particular of the sediments of the Sarmatian Sea. It is clear that the Paleogene deposits were subjected to a rather strong destruction, being preserved, as we shall see below, in strongly depressed erosional basins of the crystalline floor.

In the region of the Dnieprostroy proper, the Paleogene deposits are absent. But 20 m. north of the Dnieprostroy, up the Dnieper, in the Skotovataya Ravine, near Andreevka Village there are outcrops of the Paleogene represented here by an arenaceous - argillaceous rock, yellow in colour, with a violet hue, carrying a Lower Oligocene fauna. B. V. P i s k o v s k y discovered in a rock extracted from a pit Oligocene sponges of the group *Lithistidae* of exceptional preservation; the sponges of the group *Lithistidae* of exceptional preservation; the sponges have preserved their elasticity and structure and as peasants said a great number of them was devoured by pigs. In the same ravine it is possible to observe higher horizons of the Oligocene, represented by quartz sand-

stones, with tubular voids of plant origin. On the opposite right bank of the Dnieper Paleogene deposits with interbeds of earthy coal without fauna were also met with.

Of the Neogene deposits, in the Dnieprostroy region there occur deposits of the Mediterranean Sarmatian and Pontian stages.

The Mediterranean deposits were first discovered by the author in the region of Zaporozhie City in the junction point of the ravines Sukhaya and Mokraya Moskovka, draining into the Dnieper between Zaporozhie City and Voznesenka Village. Here they are represented by yellow-green clays with specimens of a large oyster — *Ostrea gingensis* Schloth. This is the northernmost point of distribution of deposits of the Mediterranean transgressions, which did not cover the crystalline massif.

Deposits of the Sarmatian stage are widely distributed to the south of the crystalline massif. On the surface of the latter, they occur only as separate spots, confined to lowerings and depressions on the surface of the crystalline massif. Here they are chiefly represented by sands, sometimes fossiliferous ones, and by green clays. In the environs of the Dnieprostroy, faunally characterized Sarmatian deposits do not occur; but the sands and green clays lying at the base of the Quaternary deposits according to a number of considerations belong to the Sarmatian stage. Sometimes in these sands occur pieces of petrified wood. Beautiful specimens of petrified wood may be found in little gullies near the mouth of Kichkasskaya Ravine as well as along the Sukhaya Moskovka Ravine.

The transgression of the Pontic Sea did not spread into the area of the crystalline massif, being confined to the region of the Black Sea basin and only at places encroaching upon the lowered parts of the crystalline massif. The Pontian deposits are represented by friable limestones, i. e. shellstones of small thickness. In the environs of the Dnieprostroy they may be observed only in the sand quarry near the stat. Khortitza. The walls of the quarry exhibit the section as follows:

1. Soil layer	0,25 m.
2. Yellowish-brown sandy loam	1,50 "
3. Light heterogeneous calcareous clay	0,25 "
4. Greyish-yellow stratified friable limestones swarming with stone casts and moulds of shells	1,25 "

5. Greenish-grey clay with calcareous nodules 0,40 m.
6. Light grey sand, the thickness of which sometimes reaches 10 .
7. Mottled kaolin clays, resting directly upon the crystalline rocks.

The whole territory of the region, except a narrow strip along the Dnieper and its affluents, is covered by a mantle of clayey and loamy deposits, the thickness of which reaches 20 - 40 m.

Although being subaerial deposits, owing their origin to processes having taken place on the surface of dry land chiefly during the Post-Tertiary period, they may be subjected to a vertical subdivision into horizons, well traceable throughout the whole territory of the region and permits to discern among them two main series or horizons: red - brown and mottled clays below and loess-like loams and clays in the upper part. These two series, in their turn admit a certain further though not always well maintained subdivision on the base of a number of features distinguishing separate rocks in the vertical section one from another.

The general scheme of the Post-Tertiary section on the watershed is as follows:

Contemporaneous deposits Q_2	1. Soil. 2. Deluvium of loess-like rocks.
Series of loesslike rocks Q_1^b	Yellow-brown, red-brown and brown loams and clays with one, two and sometimes three interbeds of typical loess-like loam with buried humus beds.
Series of redbrown and variegated clays Q_1N_2a	1. Red-brown clays sometimes with buried humus interbeds. 2. The same clays with a richer lime and gypsum contents. 3. Mottled clays consisting of portions of red-brown and green compact clays, sometimes entirely replaced by green clays.

Q_1N_2a . Series of red - brown and mottled clays, being the lowermost and the most ancient member of the subaerial «Post-Tertiary» deposits, resting either on the surface of crystalline rocks or on that of products of their weathering and decomposition, i. e. on the primary kaolin or «zherstv».

The red - brown clays are not entirely homogeneous both in vertical and in horizontal direction. In general, these are

compact heavy clays of red - brown, brown - red and sometimes dark red colour, more or less admixed with sand. In the same time there occur more homogeneous plastic and greasy clays, without any admixture of sand. In vertical direction the series of red brown and mottled clays according to data of a number of boreholes shows the following peculiarities:

in the upper part beneath the series of loess-like rocks lies a red - brown clay, more often with a certain admixture of sand with rare calcareous spots and with gypsum, disseminated in the rock in the form of small crystals, which are not very noticeable on a cursory inspection;

lower follows a layer of the same clay, yet extremely gypsiferous and marly, with large concretions of carbonaceous lime in the form of calcareous nodules («Loess Kindchen») and whitish spots, as well as with druses and large nests of small gypsum crystals.

Still lower the red-brown clays are admixed with portions of dirty green clay and it grades into an as compact, but mottled variety. Sometimes all the clay grades into the greenish one, and in this case it is similar to the Sarmatian gypsiferous green clays.

Sometimes the series of red-brown clays is closed by coarse sandy varieties of the same red - brown clays with a considerable admixture of sand, heterogeneous as to its grade and composition and with larger slightly rounded even angular grains of quartz and often also of other minerals and rocks.

The thickness of the series of red clays is different, and reaches in some places 20 m. and above. Sometimes their thickness falls to some meters, or they are wholly absent.

The surface of the red - brown clays corresponds to a rather high measure with the surface of the contemporaneous relief of the country, this being very essential for judging of the genesis of the overlying series of loess - like loams. The age of these deposits, due to the absence in them of organic remains is obscure. To the south - west of the Dnieprostroy the superposition of the red - brown clays on marine deposits of the Upper Neogene (Pontian) may be observed.

Thus, this continental series is in no way older than the transgression of the Pontian Sea in South Ukraine. After the regression of the Pontian Sea the southern part of the USSR existed under continental conditions except for the basins

of the Black and Caspian Seas. During this period of time the Caspian basin went through several phases of considerable expansion during the Akchaghylian, Apsheronian and Bakinian times.

Tracing the distribution of the red clays to the east of the Dnieper, it is possible to reach Transvolgia, where they are of very wide distribution and show close resemblance to the red clays of the Dnieper region. But there they rest upon rocks of Akchaghylian age. Within the confines of the Aralo-Caspian basin, in the upper part of the series of Bakinian deposits, on the boundary with those of subsequent Caspian transgressions, there are red - brown clays and loams (the so-called Astrakhanian stage according to A. P. P r a v o s l a v l e v), which by their altitude data coincide with the red-brown clays of the higher part of Transvolgia, as if being their prolongation. A number of considerations connected with the study of the Quaternary deposits of Transvolgia compels us to refer these deposits to the close of the Bakinian epoch.

As to the Dnieper region, the beginning of the formation of those materials from which the red - brown clays were composed could belong to the close of the Neogene. These materials could have been extraglacial sediments transported by melting waters of the glacier and what is more probable also the products of weathering of local Pre-Quaternary rocks, in particular granites and kaolins. The participation of the latter is very probable. On the more elevated parts of watersheds, the kaolins are sometimes presented in considerable masses, while near to the Dnieper valley, they are more and more substituted by the red brown clays. In some ravine valleys the red-brown clays were eroded and the higher-seated series of loams rests directly upon the bed-rocks. In some points, among red-brown clays are exhibited dark-coloured beds, presenting horizons of buried humus. Under the humus horizons of such a buried soil usually occurs a horizon of accumulation of calcareous concretions and gypsum (illuvial horizon). On the whole, the red-brown clays have suffered during their formation and existence both processes of their accumulation and of erosion.

Closer to the Dnieper the red-brown clays are so intensely washed and redeposited, as to give no true notion of their attitude, as it is observed on the watersheds, often they are

entirely absent, being replaced by arenaceous deposits of later origin.

Qt—a series of loess-like loams and clay is far from being homogeneous both in vertical and in horizontal directions and presents a formation by far not simple as regards its peculiar character and the more so — its genesis. In this series we meet with varieties of clays and loams unlike by their morphological characters. Before passing to their characteristics it is necessary to say some words about those conceptions with which we have to operate.

Before all, under the name of loess as a definite sedimentary rock we are understanding a petrographic and not a genetic notion. Typical loesses and closely resembling loess-like loams possess the following well-known features: a predominance of fine arenaceous dusty particles over the sand and clay fractions, a more or less high homogeneity as to their mechanical composition, the porosity and friability of their structure, the capacity of showing a vertical columnar jointing and of forming steep walls in exposures, their pale-yellow straw-coloured tint characteristic of the loess and the presence of carbonaceous lime both in a diffused state and in the form of concretions. The loess, as every other sedimentary rock, may be of various origin; as the clay, it may be of eluvial, diluvial, alluvial origin, or like the sand, it can also be of aeolian origin. Moreover, the loess may either be of primary, or of secondary occurrence. We think, that the majority of the processes of denudation on the earth's surface took place also at the moment of the formation of the loess and therefore there are more grounds for supposing that the loess may occur in a secondary, redeposited condition which is perfectly normal for it. By this is explained the fact that in the south of our plain, in exceptional cases only, the loess presents an entirely homogeneous series, without any signs of stratification. Usually if the loess is not stratified in the common sense of the word, it is heterogeneous in vertical section, forming a series of beds, differing from one another either in their composition or in their colour, or in any other respects.

In spite of all its heterogeneity in the Dnieper region, it is possible to subdivide the whole thickness of loams into a number of beds or series of beds.

Directly upon the red-brown clays rest brown, yellow-brown or red-brown loams, more arenaceous and loose, than the red-brown clays. The red-brown loams often grade into brown and yellow-brown loams in vertical as well as in horizontal directions. Both of them differ so sharply from the red-brown clays, that they sooner agree with the conception of loess-like rocks and their lower boundary is mostly noticeable. The bore-hole section shows that the red-brown loams prevail closer to the Dnieper. There are grounds for supposing that they were formed in the result of diluvial processes, which increased with the approach of the epoch of the Riss glaciation. In the series of red-brown, brown and yellow-brown loams rather often occur interbeds rich in humic giving the rock its dark brown colour.

Above this series lies a horizon of light yellow-brown loam loess-like sufficiently typical for being ranged under the loess-like rocks. The thickness of this bed attains 3 - 5 m. These loams are looser, more porous and less clastic and viscous than the above described loams. This stratum of loess-like loam is traced in many bore-holes and is also observed in larger outcrops, but it is not obligatory. In some places it diminishes in thickness to 1 - 2 m.; sometimes it is either entirely absent or grades into yellow-brown loams being less loose and more similar to the above described ones.

This stratum is again overlain by a series of brown and yellow-brown loams which can be referred to the loess-like ones. Red-brown varieties of loams occur in this series only in exceptional cases. Buried humus horizons occur similarly as in the lower series.

Finally, still higher in the section appears the second horizon of loess-like light-yellow loam (loess), which is very much like the lower loess horizon. This loess bed is also up to 5 m. thick, and is equally not maintained throughout the whole of its extent, being interrupted in some points and grading into less typical brown and more viscous and clayey varieties of loams in others. It is interesting to note that this loess stratum similarly as the first loess horizon from below in the character of its bedding reflects both the relief of the red-brown clays and the contemporaneous relief of the earth's surface.

Above the second horizon of loess again lies a series of yel-

low - brown and brown loess - like loams, similar to those underlying the loess horizon.

Thus for the present moment in the vertical section of the entire thickness of loess-like loams the following subdivisions (from above) may be established:

a. Yellow-brown and brown loess-like loams, — supra-loessic series.

b. Light yellow-brown loess-like loams (loess) of the 2-d loess horizon.

c. Yellow-brown and brown loess-like loams — Inter-loess series.

d. Light yellow-brown loess-like loams (loess) — the 1-st loess horizon.

e. Yellow-brown, brown and red-brown loams (loess-like) — subloess series.

However, this scheme does not hold true. Sometimes, as it was already indicated, the loess horizons both the upper and the lower ones are absent, grading into loams not to be distinguished from the over and underlying loams.

On the other hand, a third loess bed is sometimes observable, yet it is far from being so constant as the first two. The supra-loess, interloess and sub-loess series in their turn are very heterogeneous and consist of an alternation of lighter and darker, more compact or looser loams.

Examination of specimens of all these rocks from bore-holes and diggings and comparison of separate sections show that the whole series of loess-like rocks resting on the red-brown clays is highly heterogeneous. In our opinion this heterogeneity is explained by two factors: by processes of soil-formation and diluvial processes. It is possible, that even the separate horizons of the more typical loess - like loam (loess) are the result of soil-forming processes, which took place under conditions of steppe climate.

The geological section (fig. 1) appended to the text, is constructed on the base of the data of bore-holes of the Dnieprostroy, sunk in the number of 57 and in many points driven down to the country-rocks: granites or kaolin.

The given scheme of the structure of the loess-like loam series holds true for the region of the Dnieprostroy along the left as well as the right bank of the Dnieper. As to the more northern parts, there the structure of the series of loess-like

rocks considerably differs from the just mentioned one. The total thickness of the series of loams reaches 20 - 30 m. As to the question of the accumulation of this thick series, rather evenly mantling the entire surface of our southern step-pes and resting moreover on orographically different elements of the earth's surface, presents as yet such difficulties for its solution, that we have to restrict ourselves but to more or less proved and witty hypotheses.

Above the described series contemporaneous deposits are observable: an accumulation of diluvial loams along slopes and the soil-cover. The diluvial loams also bear the character of yellow-brown loess-like loams, but are more compact and in natural sections not always show vertical walls. The soil cover is represented by the «chernoziem» (black earth) type.

In the Dnieper valley, we meet with deposits of another character, than in the watersheds. Thus, numerous bore-holes of the Dnieprostroy, as well as diggings and natural sections show that the gently sloping terrace-like slopes along the Dnieper are composed on the surface of more arenaceous varieties of loess. Here it is possible to meet with pale-yellow porous dusty loess, showing more typical characters of the loess than the loess-like loams occurring at a distance from the Dnieper valley. A beautiful example of such loess may be observed in the cutting of the highroad leading from the Dnieprostroy through Voznesenka Village to Zaporozhie, and also in exposures along some gullies at Voznesenka Village.

Downwards these loams are succeeded by highly arenaceous and coarser loams of reddish tint, and by sandy loams as well as by fine-grained sands. Evidently, here we have to deal with terracic deposits, being partly of diluvial and partly of ancient alluvial origin. The character of the terrace is obscured by diluvial processes, having smoothed the passage from this ancient terrace to the watershed. To this upper ancient terrace belongs also the island Khortitza, situated between two arms of the Dnieper and an elevation of the right bank which from Kickhas station is separated from the right bank by the dry ancient channel of the Dnieper. In throwing a glance at a topographical map, or in looking from this elevation at the left bank of the Dnieper lying behind the nar-

row gorge, the so-called «Volchie Gorlo» (Wolf's Gorge) one may clearly see that this elevation is a prolongation of the left stream bluff separated from it, by a later inrush of the Dnieper through the «Volchie Gorlo» Gorge. In the structure of this elevation as well as in that of the island Khortitza the loess-like loams play a secondary part, arenaceous loams, underlain by sands, prevailing.

Thus, in the region of the Dnieprostroy there is an upper ancient terrace, the third, in counting from the lower one. Some discoveries of mammoth and rhinoceros remains were made in the deposits of this terrace. The height of this terrace above the Dnieper level is 40- 70 m.

The second terrace can also be traced along the banks of the Dnieper. It is partly composed of arenaceous loams and partly of sands. On the left bank, on this terrace is situated the upper part of the village Pavlo-Kichkas, and opposite it, on the right bank — the former psychiatric colony «Betania». On the right bank the width of this terrace is great, it reaches $\frac{1}{2}$ km and more. Its surface is somewhat uneven and bears traces of dune accumulation of the sands, composing this terrace. The height of the second terrace is 10 - 20 m. above the normal level of the Dnieper. This terrace in the form of a narrow strip is traced up the Dnieper, along both its banks and sometimes gives good sections of stratified sands and stratified loess-like sand.

Finally the first terrace, corresponding to the contemporaneous regime of the Dnieper, is the terrace, to which belong low contemporaneous beaches and sandy islands on the Dnieper. These terraces are made up exclusively of contemporaneous alluvial deposits, chiefly of sands and are from 5 to 10 m. high. It is rather interesting to point out a peculiarity of the sands composing the contemporaneous sandy shoals on the Dnieper. Namely, when going about them, they produce a particular grating or singing sound.

The intense progress of the construction of the dam, makes difficulties for the composition of the present outline, as many points above the dam, presenting interest from the standpoint of geology and geomorphology, at the time of the excursion will be already submerged by the water raised by the dam of the Dnieper. Besides, it is difficult to foresee which boundary will reach the line of damming in the upper pond.

The excursion to the Dnieprostroy presents a great interest for naturalists. The above mentioned difficulties do not permit to plan the route along the upper pond of the Dnieper, above the dam, though there are great many instructive examples of Post-Tertiary geology to be found. In approaching the Dnieprostroy the Dnieper makes a sharp bend towards the East and enters the narrow gorge known as Volchie Gorlo, or otherwise «Shkola (school). Formerly, this gorge required a great skill for pilots floating timber rafts down the Dnieper. Westwards of this gorge the dry ancient channel of the Dnieper is preserved (see the map, fig. 2). The «Volchie Gorlo» presents a less worked out valley, than the ancient channel and seems to have originated in result of the Dnieper having broken through this tract in profiting by the lower part of the ravine Kichkas. (Fig. 1.) The borders of the «Volchie Gorlo» present vertical granite walls broken by parallelepipedal jointing fissures. There across the Dnieper was thrown an elegant one-arched bridge of the former Ekaterinian railway. The island, formed between the old channel and the «Volchie Gorlo» corresponds to the ancient third terrace and is properly speaking a prolongation of this ancient terrace on the left bank.

The ravine Kichkas, opening into the Dnieper on its left bank, above the old bridge, almost at the bend of the Dnieper, presents a great interest. It is possible to trace in this ravine step by step outcrops of following crystalline rocks: granite-gneisses and aplite veins traversing them, further up the ravine its floor exposes strongly weathered green diabase rocks and still further — strongly foliated amphibolite schists.

In the small gullies near the mouth of the Kichkas Ravine one may observe products of metasomatic replacement of the weathering crystalline rocks by limonite as well as on floor of these small gullies fragments of petrified wood washed from the Tertiary sands, cropping out near by. Still further up the Kichkas Ravine, on its right border one may observe beautiful outcrops of primary kaolin, preserving the structure of granite-gneisses, also separate fragments of orthoclase in different stages of kaolinization. The series of Quaternary deposits is exposed in the deep small gullies of the left bank, their section being, however, not very typical as in that point they are changing their watershed structure

into that of the ancient terrace. Here one may observe the series of loess - like, somewhat arenaceous loam overlying the red - brown clays, and in the latter — interbeds of

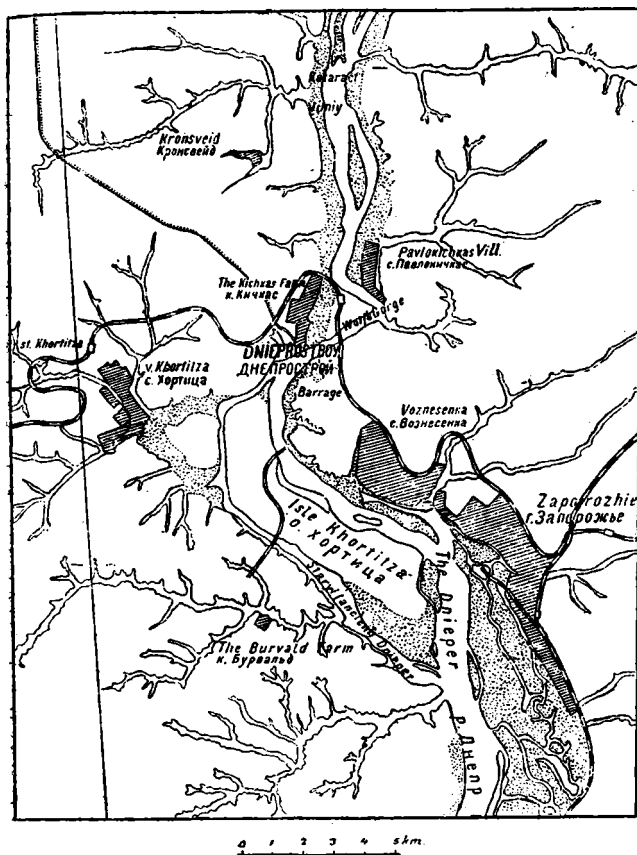


Fig. 1. Environs of Dnieprostroy

darker colour due to the presence of humus. Farther up the Dnieper in 10 km. of the Dnieprostroy lies the lowermost rapid of the Dnieper, called «Vilniy». The right bank exhibits beautiful outcrops of granites and the upper terrace is made up of highly arenaceous loesses grading into loess-like sands.

These outcrops may be observed along the left bank of the Vilnaye Ravine, draining into the Dnieper near the rapid. The upper terrace on which is situated a «sovkhos» (state farm) is adjoined by the second terrace and the second — by the third terrace of the Dnieper. 5 km upstream lies the next rapid called «Lishny». Opposite to it lies Andreevka Village situated on the second terrace of the left shore and the Novo-Alexandrovka Village, on the right shore. From the northern end of Novo-Alexandrovka Village opens the small ravine Dubovaya, at the mouth of which are seen outcrops of Paleogene argillaceous rocks and carbonaceous clays, and higher up the ravine outcrops of kaolin, preserving the structure of the pegmatite from which it was derived.

5 km. higher at the left bank of the Dnieper in the Skotovataya Ravine there are outcrops of the Paleogene rocks with the above described sponges. Nearer to the mouth appear outcrops of the second terrace made up of stratified sands capped by loesses.

The excursion along the lower pond is not less interesting. Immediately below the dam in construction, the Dnieper divides into two arms: the Old Dnieper and the New Dnieper. The main navigable stream is the New Dnieper. The Old Dnieper presents a gorge bounded by vertical granite borders. A boring on the floor of the Old Dnieper has shown, that its valley is very deep, the country - rocks (granites) having been struck in one point but 40 m. below the water - level, i. e. on the bench-mark of 26,5 m. relative to the contemporaneous level of the Black Sea.

The island Khortitza begins with several isolated cliffs. The cliff the most characteristic of them, as to its shape — (formerly the so - called «Catherine's arm - chair») presents a gigantic monolith, bounded by vertical walls and a bench. Similarly as in all the rocky islands in the cascading part of the Dnieper, which have sand - banks spreading behind them below these islands there is also a sand bank spreading downstream to adjoin the island Khortitza.

This vast island corresponds as to its height and structure to the third upper terrace. In artificial cuttings the arenaceous loams and arenaceous loesses may be seen. Earthen fortification works (redoubts) dating from the end of the XVIII century are preserved now and then on the surface of the island.

Westwards of the island Khortitza extends the ancient channel of the Dnieper into which opens the ravine Khortitskaya with a German colony of the same name. Along this ravine in outcrops and excavations near the brick-field good sections of the loess series may be observed. Behind the colony near the curve of the railway lies the above mentioned large sand quarry in which may be observed outcrops of Pontian limestones and thick sand beds of Sarmatian age. In the Khortitza Colony itself it is rather interesting to examine a gigantic oak, about 20 m. in circumference, which attests the former existence in the region of oak-forests, from which at the present time but insignificant oak and wild pear-tree plantations are preserved in some of the ravines.

Down the Old Dnieper along the right bank of the Dnieper near the Burvald Colony outcrops of Mediterranean clays with oysters may be observed.

Along the left bank of the Dnieper the highroad between the Dnieprostroy and Zaporozhie gives a series of interesting geological observations. First of all striking are the upright walls of the highroad cutting, as at the beginning of it, so at its descent to the ravine Sukhaya Moskovka. These walls give a perfect idea of the pale-yellow very dusty porous loesses. These same rocks may be observed in the mouth parts of some ravines, penetrating into the territory of Voznesenka Village from the side of the Dnieper. On its way from Voznesenka Village to the town the road crosses the ravine Sukhaya Moskovka. Up the ravine in its left border one may observe open-cut working in the loess-like loam at the brick-field situated there, but they are not deep and not very interesting. In reaching the junction of the Sukhaya Moskovka with the Sukhaya Ravine and following the latter one may observe in its left border in excavations below a little farm—green clays of the Mediterranean stage with fragments of enormous, thick oysters (*Ostrea gingensis*). On the right rather steep border of the ravine a series of short small gullies cuts in the slope and bears witness of the intense erosion of the loess series. Here one may observe rather good vertical sections of this series, both of its part corresponding to the ancient upper terrace, and further headwards of its part corresponding to the Quaternary deposits lying in situ and resting there either directly on the granites or on the Ter-

tiary sands from which (nearer to the railway bridge) it is possible to get good specimens of silicified wood.

From the southern side from Zaporozhie the rivulet Mokraya Moskovka drains into the Dnieper. Its valley has a series of beautiful outcrops both of Quaternary and crystalline rocks.

Farther south, already beyond the confines of Zaporozhie in the ravine Vinogradnaya and especially near Kushegum Station beautiful sections of the Middle Sarmatian with a rich and various fauna may be seen.

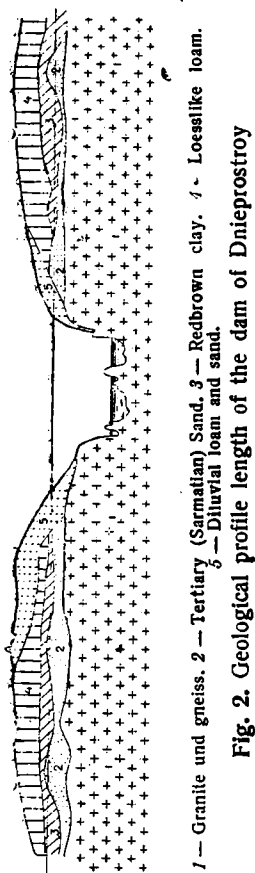


Fig. 2. Geological profile length of the dam of Dniestrostroy

1 — Granite und gneiss. 2 — Tertiary (Sarmatian) Sand. 3 — Red-brown clay. 4 — Loesslike loam.

The excursion to the Dniestrostroy should be incomplete if time and proper attention were not given to the construction of the dam itself and the greatest hydroelectrical station in the USSR. The aim of the Dniestrostroy is to get a comparatively cheap electric energy for the electrification of the region and to supply a series of new metallurgical works which are now built.

The dam must raise the level of the water in the Dnieper (the midsummer low water level being taken as base) from the level mark of 14,32 m. to that of 51,19 m., i. e. almost for 37 m. On the right bank the building of the hydroelectrical station lies close to the dam, while on the left bank a sluice is projected for transferring ships from one pond into the other. The dam is made of concrete, on a granite basement.

The geological conditions of the place of location of the dam are exclusively favourable (Fig. 2). The floor of the river and its borders are made up of granites. The basement of the dam is laid on granite, the upper stronger weathering part of the granite being removed and the fissures in it cemented with concrete. As the granites in the banks rise

to a height of 40 m., the borders of the dam in its upper part cut into sedimentary rocks, loess-like loams of the upper ancient terrace. In order to ascertain the geological structure of the place a great number of bore-holes and among them diamond drill-holes were sunk in the granite. Experimental observations were carried on. In order to establish the possible percolation of water passing beneath the dam from the upper pond through the zone of fissuring of the granites and round the dam along the banks through the loams and the sands underlying these latter. These investigations showed, that the active zone of percolation through the fissures in the granite measures 10 m. in depth. Farther down the fissures are so small that practically they have no importance as regards the loss of water. In order to clear up the percolation capacity of the loams and sands observation on experimental bore-holes were set up, with pumping of underground water, and on the contrary — with water forced into the holes up to the projected height of 51 m. Moreover, all the rocks were subjected to laboratory investigations, viz. mechanical analyses, determination of porosity and coefficient of percolation. On the base of all these investigations the total loss of water by percolation outside the future erection was calculated, being expressed by the total amount of 0,01565 cub. m. per sec., what makes relative to the normal average low water discharge of the Dnieper only 0,0023%, i. e. a quite insignificant value. But besides the determination of the amount of loss by percolation it is necessary to ascertain the influence of the pressure of the Dnieper upon the ground water. Evidently this pressure will cause a rise of the underground water in the banks, in rising to a considerable height it will saturate the loam deposits which have been dry till the present time. This saturation of loose rocks with water can essentially change their physical and mechanical properties and cause a deformation of the ground, especially on the downstream side of the dam, both along the banks of the Dnieper and along the Sukhaya Ravine into which a stream of underground water may pass from the upper pond and especially from the Kichkasskaya Ravine, which will be submerged. At the present time these problems are studied and soon will be solved. During the excursion it will be possible to get acquainted with the work and the observations which at that time will be still in progress.

DIE QUARTARABLAGERUNGEN BEI TAGANROG.

A. I. MOSKWITIN.

IN DER UMGEBUNG der Stadt Taganrog liegt der Saum der Lössdecke auf Ablagerungen mit gut bekannter Fauna, die der gegenwärtigen Fauna des Kaspischen Meeres ähnlich ist. Jenseits des Asowschen Meeres, auf der Nordkaukasischen Ebene bedeckt die Lössdecke die Flussterrassen, die sich mit den Moränen der alten Gletscher, verknüpfen (21, 28).

Die Anwesenheit fossiler Böden in der Lössdecke des ganzen Südeuropa und anderer Anzeichen, die von der Periodizität in der Lössablagerung und von der mehrmaligen Wiederkehr der den gegenwärtigen ähnlicher physikalisch-geographischer Bedingungen zeugen, erleichtert bedeutend die Feststellung der stratigraphischen Lage der angrenzenden Gesteine, und vereinfacht überhaupt das Verständniss der geologischen Geschichte des Quartärs (8 — 15, 18 — 25).

Die Kaspischen Paludinensande, die am Mius-Liman und bei Taganrog die lössähnlichen Lehmdecken unterteufen, werden östlich von Taganrog ungefähr bei der Mündung des Mokryj Sambek von alten weissen Flussanden mit Geröll und zahlreichen Resten von quartären Säugetieren an ihrer Basis abgelöst. Diese Sande lagern schon in einem höheren hypsometrischen Niveau. Den Don aufwärts sind sie bis Nowotscherkassk und weiter hinauf verfolgt worden (3, 4, 6). W. W. B o g a t s c h e w (4), im Gegensatz zu seinen früheren Ansichten (2, 3) hält sie, wie auch die Terrassenschotter des Kalmius bei Mariupol und am Mius bei der Eisenbahnstation Matwejew Kurgan, für älter als die Paludinensande von Taganrog. Aber das Studium der Struktur der lössartigen Lehme, die wie dort, so auch hier zwei Horizonte fossiler Böden enthalten, führt zu der früheren Anschauung N. A. S o k o l o w's (32), der diese alten Sand- und Geröllablagerungen dem Alter nach nicht teilte. Zu einem ebensolchem Schluss, aber aus anderen Erwägungen, kommt L. C h m i e l e w s k a j a, die die Lithologie und die biono-

mischen und hypsometrischen Verhältnisse berücksichtigt (6). K. I. Lissitzin, der früher W. W. Bogatschew ähnliche Ansichten vertrat (14), hörte später auf, wie es scheint infolge des Studiums der Lössen der fossilen Böden, die erwähnten Ablagerungen zu teilen.

Zum Studium der Quartärablagerungen der Umgebung von Taganrog ist am meisten eine Stelle zwischen dem Dorfe Bessergelowka und der Stat. Morskaja geeignet, wo die Paludinen- und die alten Flussablagerungen aneinander grenzen. Aufschlüsse ziehen sich hier ununterbrochen in den Kliffwänden, kommen auch in dem Steilabfall der ebenen Steppe eingeschnittenen Schluchten vor.

1. Einen guten Aufschluss der lössartigen Lehme finden wir südlich von der Eisenbahnbrücke über die Schlucht 500 m östlich von der Stat. Bessergelowka in der rechten Wand der Schlucht.

Unter dem berasten Abhang der Sandlehme von 3 m Mächtigkeit sind aufgeschlossen:

$Q^{W2}/eol.$	1. Gelblich — grauer lössartiger Lehm, unten mit merklicher Schichtung . . .	5 m.

Auf der in unregelmässig groben Wellen erodierten Oberfläche der Schicht 2.

Q^{RW}/e	2. Dunkelbrauner poröser humoser Lehm	1—2 .

Nach unten geht er ganz allmählich in die Schicht 3 über.

Q^R/eol	3. Oben rötlich-hellbrauner, unten schmutzig-gelber lössartiger Lehm. Ist undeutlich von Schicht 4 abge- grenzt	1—2 .

Q^{MR}/e	4. Dunkelbrauner, nach unten hin hel- ler werdender, zäher, schwach porö- ser Lehm mit Pseudomycellium von Kalk, besonders reichhaltig im unte- ren Teil, ausserdem mit Anreiche- rung des Beloglaska Lehm	ungefähr 0,75 .

Humusstreifen aus Schicht 4 dringen in die Schicht 5 wie gewöhnlich aus der Schwarzerde in das Muttergestein; ganz allmählich wird die Schicht abgelöst durch

$Q^M d eol$	5. Hellen, bräunlich-gelben Sandlehm, an der Basis mit Bruchstücken sar- matischen Kalks	0,75 .

Smt.

6. Gelblich-grauer Kalk des mittleren Sarmat in unregelmässigen Platten, ungefähr 3 m, bis zum Boden der Schlucht. Seine Oberfläche liegt hier 23 m, ü. d. M. und scheint die Ab-
rasionsterrasse des *Paludina*-Meeres zu bilden, die von N. A. Sokolow nach den Aufschlüssen am unteren Kalmius nördlich von Mariupol (Dorf Sarfana, 32, S. 52—53) beschrieben wurde.

Längs dem Meeresstrande beim Dorfe Bessergenowka fehlen sogar die Spuren der sarmatischen Kalkgerölle, die sonst für den Strand so charakteristisch sind: sie wurden hier erodiert von der Ablagerung der am Fusse der Strandabhänge ausstreichenden *Paludina*-Sande.

II. Ungefähr 1,5 km SE von dieser Stelle sind aufgeschlossen im Strandabhänge bei den östlichen Hütten des Dorfes Bessergenowka längs einer kleinen Schlucht:

- $Q^{pst} W/e$ 1. Schwarzerde und gelblich-grauer lössartiger Lehm mit schwach ausgeprägter vertikaler Absonderung unten (0,6 m) braun $Q^R W_{3-} W/d, e$. ungefähr 7 m,
- Q^{mw}/e 2. Bräunlich-dunkelgrauer (trockener) fester, aber poröser Humus-Sandlehm, unten mit schwach ausgelaugtem Kalkmyzelium und Löss-Männchen, stellenweise mit klumpiger glänzender Absonderung ungefähr 0,75 .

Geht nach unten über in

- $Q^R/d, eol$ 3. Gelblich-rotbraunen schwach lössartigen Lehm, der in der Basis vom Lehmsand abgelöst wird 1,3 .

Geht über in die Schicht 4.

- $Q^{MR}/e, al$ 4. Grauer schwach poröser schlammiger Lehmsand mit Rost- und Kalkstreifen, ungefähr. 1 .
Schutt 1 .
- $Q^M_3/llm.$ 5. Etwas tiefer, im Meeresspiegel gewinnt man weissen Sand.

Etwas weiter westlich hebt sich die Oberfläche des Sandes ungefähr 5 m; östlich dagegen sehen wir die humussierten Sandlehme der Schicht 4 sich senken und unter den Erd-

rutsch verschwinden, und 1 km östlicher im Sande der Schicht 3, die bis auf 1 — 1,5 m ü. d. M. gesunken ist, tritt eine zahlreiche Süsswasserfauna auf, vorwiegend *Planorbis submarginatus* Christ. (unten in der Schicht grössere Individuen) und kleinere *Bithynia* sp. seltener *Planorbis rotundatus* Poiret und *Pisidium* sp.

In den Sanden (Schicht 5) bei Bessergenowka hat N. A. Sokolow (32) dieselben Paludinen, wie in den Sanden des Mius-Limans gefunden (*Paludina diluviana* u. a.), ausserdem: *Lithoglyphus naticoides* Fer., *Cyclas rivicola* Leach, *Corbicula fluminalis*, *Pisidium* sp., *Dreissensia polymorpha* Pall., *D. rostriformis* Desch., *D. tenuissima* Sinz., *Didacna trigonoides* Eichw., *Adacna* sp.

N. A. Sokolow betont, dass diese Fauna eine grössere Zahl von Kaspischen Formen enthält und auf brackischeres Wasser hinweist, als diejenige der Paludinensande des Mius-Limans.

W. W. Bogatschew (4) fand in denselben Sanden in der Schlucht Jagodnaja im Bereich des Dorfes Bessergenowka kleine *Dreissensia caspia* Eichw.

Wir verlassen hier die Kliffabhänge und fahren zur Stat. Morskaja. Aehnliche Aufschlüsse von Lösslehm mit Sand in der Basis im Meeresspiegel beschreibt W. W. Bogatschew (4), östlich von Bessergenowka, in der Mündung des Mokryj Sambek.

Das Tal des Mokryj Sambek hat die Uebergangsstelle der Paludinensande im alte Flusssande vernichtet, die auf der linken Seite der Talmündung am Ostrande des Dorfes Primorskoje in einem höheren Niveau auftreten. Zugleich nimmt die Höhe der Steppe etwas zu.

An der Basis der unterbrochenen Uferaufschlüsse, unter denselben Lösslehm und weissen Sanden, erscheinen bis 18 — 20 ü. d. M. sarmatischen Kalksteine und die sie unterteufenden Lehme. Die Oberfläche des Sarmat ist unregelmässig erodiert und im allgemeinen um so tiefer, je weiter nach Süden das Ufer vordringt.

III. So hat sich in einer kleinen Biegung der Uferlinie nördlich von der Schluchtmündung, unweit der östlichsten Hütten des Dorfes Primorskoje unter dem Sande eine 3 m mächtige Schicht des sarmatischen Kalks erhalten. Ihre Oberfläche — das Bett der alten Flusssande, erhebt sich hier bis

20 m ü. d. M. Oestlicher sinkt sie auf 16,5 m ü. d. M. und der Kalkstein ist hier stellenweise vollständig erodiert. Die oberen Teile der Uferabhänge beim Dorfe Primorskoje sind meist berast.

IV. Vollständiger aufgeschlossen sind die Quartärablagerungen noch weiter östlich, in den Sandgruben des Sewkawtorg, 1 km nach W von der Stat. Morskaja, von wo aus eigentlich die Besichtigung der Aufschlüsse fortzusetzen ist.

In der Struktur der die Sande deckenden Lehme gewahren wir hier Eigentümlichkeiten, die verschiedenes Alter und eluviale Herkunft der die Lösslehme unterteufenden rot-braunen Lehme bezeugen.

$Q^{pst}W/e$	1. Schwarzerde (Ackerhorizont) mit Sand, der vom Winde unter dem Kliff hervor (marine Transgression von Prawoslawlew (29)) ausgeweht wird, intensiv gefärbt	0,75 .
Q /eol	2. Gelb-grauer Lösslehm, mit Gypsanhäufung an der Basis	ungefähr 3 .

Geht allmählich über in

$Q^{RW}/e R/d eol$ $MR/e, M_s/al$	3. Rot-braunen fetten Eluviallehm mit schwarzen Mangankörnern und Lössmännchen; im trockenen Zustande zerfällt das Gestein in Splitter mit glänzender Oberfläche. Mächtigkeit	ungefähr 3,5 m.

Unten wird die Färbung schwächer. Das Kontakt mit der Schicht 4 ist nicht scharf.

Q^M/al	4. Grünlich-grauer, mürber, fetter Lehm mit Lössmännchen und kleinen Ortsteinen; unten zuweilen bedeutende Anhäufungen von mürbem grauem Kalkstein. Mächtigkeit	ungefähr 0,5 .

Geht in die Schicht 5 über.

5. Etwas hellerer, dichter, klumpiger Lehm mit glänzender Absonderung, im unteren Teil mit reichlichem rot-braunem Rost und an der Sohle mit Sandzwischen-schichten. Mächtigkeit	ungefähr 3 .

Grenze gegen Schicht 6 undeutlich.

6. Oben gelber, mit Zwischenschichten von dünn-schichtigem Lehm-sand und Löss-lehm, unten hellgrauer und weisser immer gröber werdender geschichteter Quarzsand. Mächtigkeit

11 .

Enthält in der Basis Blöcke von sarmatischem Kalkstein und Quellwasser; liegt unmittelbar auf der erodierten Oberfläche des

Smt.

7. grünlich- bis gelblichgrauen blättrigen Lehm-s mit dünnen Zwischen-schichten von feinem Sande. Mächtigkeit des Aufschlusses

2 .

In den Vorsprüngen zwischen den für den Kliff charakteristischen Bergrutschanhäufungen ist stellenweise eine von der Erosion verschonte 1 m dicke Kalksteinschicht zu sehen.

V. Östlicher, fast ununterbrochen auf einer Strecke von 0,5 km, ist der obere Teil gut aufgeschlossen, dank den Brüchen des hier sehr mächtigen sarmatischen Kalksteins.

Die oberen Schichten der lössartigen Lehme sind am Uferande bedeutend erodiert, doch kommen in deren Hauptmasse dieselben zwei fossilen Böden, die auch bei der Stat. Bessergenovka beobachtet wurden, gut zum Vorschein. Der obere von ihnen (Q^{Rwe}) — ein rötlich-brauner Lehm, unten mit reichlichen Kalk- und Gypskongregationen, ist auf einem wenig mächtigen (im ganzen 1,25 m) sandig-lehmigen Deluvium ($Q^{R/d eol}$) ausgebildet, weshalb er fast den unteren berührt ($Q^{MR/e}$), der stellenweise Anzeichen sumpfiger Bildungen trägt.

Ein fast unmittelbares Aufliegen des oberen Bodens auf den unteren (im vorigen Aufschluss) scheint zur Bildung des rot-braunen Lehms geführt zu haben.

Die Mächtigkeit der sandigen Serie $Q^{Ms}(al)$ nimmt bis 6 — 7 m ab.

An der Sohle ist der Sand etwas gröber, dichter, und enthält Zwischenschichten von Kiesel- und Quarzgerand, vom Wasser zernagte Stücke von sarmatischem Kalk, sowie zahlreiche Reste von Wirbeltieren. Zähne von *Elephas meridionalis*, Hörner von Hirschen u. a. m. werden oft gefunden. B o g a t s c h e w. (4) erwähnt von hier Knochen von *Camelus*,

Cervus, Equus, Elephas meridionalis. Zugleich mit den Knochen kommen oft in Ocker verwandelte zuweilen abgerundete Holzstücke vor¹.

Die Oberfläche des Kalksteins ist glatt poliert.

Der Sand weist eine bald horizontale, bald schräge Schichtung auf. An manchen Stellen kommt auch Kreuzschichtung vor.

VI. Dicht an der Stat. Morskaja, am Abstiege zum Meere westlich vom Bahnsteig kann man dieselben und auch ältere, wie es scheint zum Pliozän (Kujalnik) gehörende Ablagerungen gut beobachten.

$Q^{pst}/e, W/d, eol$ 1. Schwarzerde und hellgelber, schwach lössähnlicher krümeliger Lehm, oben mit Gypskonkretionen, in 1,75 m Tiefe mit schwacher Verdunkelung, unterhalb welcher die Farbe des Gesteins schmutzig-gelb wird. Unten geht der Lehm in Lehmsand über.
Mächtigkeit ungefähr 4 .

Geht allmählich in die Schicht 2 über.

$Q^{RW}/e, R/d, eol$ 2. Hellbrauner, zäher, fester (in trockenem Zustand) krümeliger Sandlehm, der nach unten in einen helleren und gröberen, sandigen übergeht mit Anhäufung von Gipskrystallen.
Mächtigkeit ungefähr 1,25 .

Die Grenze mit Schicht 3 ist nicht deutlich.

$Q^{MR}/e, al$ 3. Dunkelgrauer, grünlicher, sehr mürber Humussandlehm oder Lehm mit zahlreichen grösseren Kalkkonkretionen. ungefähr 0,6 .

Stellenweise ist die Schicht durch Humus stark gefärbt und erinnert an Sumpfboden. Der Sandlehm geht ganz allmählich über in

4. Hellen, grünlich und bläulich-grauen feinklumpigen Lehm mit Manganfleckchen, Rost und Kalkanhäufungen . . ungefähr 0,6 .

¹ L. Chmelewskaja hält das Fehlen des Holzes für das charakteristischste Merkmal dieser Sande (6, S. 153).

Die Schicht 4 ist der Horizont *B* des zweiten (von oben) fossilen Bodens und bildet den Uebergang zur Schicht 5.

5. Hellgraues, oben mit reichlichem Sumpfroß und Desoxydation, unten sandigeres, feines, schlammigsandiges Gestein mit einer, unregelmäßiger horizontaler und schräger Schichtung	1,3 .
6. Dunkelgrauer in feuchtem und hellgrauer — in trockenem Zustande, dichter, klumpiger zerfallender, feingeschichteter Lehm mit Staubzwischen-schichten, längs deren Basis greller Rost	1,7 .

Ist nicht scharf abgegrenzt und gelb, geht stellenweise über in

<i>Q^M3/al</i>	7. Weissen regelmässig feinen Quarzsand mit dünner horizontaler und sanft geneigter Schichtung	2 .
	8. Grauer dichter sehr feingeschichteter Schlamm mit brotähnlichen Kalkkonketionen	0,3 .
	9. Weisser Sand, ähnlich der Schicht 7, aber gröber mit grobkörnigen Zwischenschichten, lagert auf der glatterodierten Oberfläche des gelblich-weißen Kalksteins mit <i>Cardium fittoni</i> u. a., in 18,7 m. Meereshöhe	3,6 .

Kuj. Stellenweise hat sich unter dem Sande eine Zwischenschicht von gräulich-grünem fettem Lehm mit rostbraunen Flecken erhalten, der Stücke von sarmatischem Kalkstein enthält und die unebene Oberfläche der Sandschicht mit einer Schicht von 0,3 — 0,5 m bedeckt.

W. W. B o g a t s c h e w (2) beschreibt diese eluviale Zwischenschicht als einen grünlich-grauen Schlammlehm mit Quaderabsonderung, bis 6 m Mächtigkeit mit *Paludina hellenica* C l e s s i n a, *P. contecta* M i l l e t., *Lithoglyphus* cf. *fluminensia* S a n d e, *Pisidium* sp. *Testudo* aff. (*graeca* M ü l l. (2, S. 828).

Der Fuss des Abhangs unterhalb der Steinbrüche ist von Bergrutschen verdeckt, die auf dem schwarzen sarmatischen Lehm herabgleiten, sowie von Abfällen der Steinbrüche.

Unter dem Lehm mit *Paludina hellenica* beobachtete B o g a t s c h e w ein mächtiges (2—3 m und darüber) Konglo-

merat aus groben und schwach abgerundeten Stücken von sarmatischem Kalkstein, die oft überkippt sind (ibid.) Die Konglomerate und Geschiebe von sarmatischen Kalksteinen sollen (3) eine Terrasse von 4 — 5 Faden (8 — 10 m) Höhe bilden. 1930 stellte Bogatschew (4) fest, dass der Aufschluss durch Bergrutsche zerstört wurde und das Konglomerat nicht mehr zu sehen war, und dass die Lehme mit *Paludina hellenica* bei der Stat. Morskaja in Form einer unbedeutenden Linse nur bei Poljakow's Garten lagern. *Paludina* und *Lithoglyphus* dieser Schichten sind den Kujalnik Formen sehr ähnlich, die Manginian (17) aus der Umgebung von Odessa beschrieben hat.

Ungeachtet dessen, dass die schräg geschichteten alten Flusssande diese Lehme ebenso wie die Sarmat-Kalksteine deutlich schneiden, zählt Bogatschew auch sie zu der Kujalnik-Stufe (4).

Auf dem Wege nach Rostow werden wir noch einmal aus dem Eisenbahnzuge die guten Aufschlüsse der alten Flusssande in den Ballastgruben bei der Stat. Chopry sehen.

Beim Zusammenfassen der Ergebnisse unserer Beobachtungen betonen wir das Vorhandensein zweier fossiler Böden in den Lösslehmern über den Paludinen- und den alten Alluvialsanden und deren Uebergang nach oben in Lösslehme.

Bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse von dem Alter fossiler Böden (8 — 10, 18 — 25) genügt das für die Lösung der Frage nach dem Alter aller Quarterablagerungen der Küste des Asowschen Meeres.

Der obere fossile Boden gehört zum Riss-Würm, der untere zum Mindel-Riss Interglazial.

Dementsprechend gehören die Lösslehme über dem oberen fossilen Boden mit der gegenwärtigen Schwarzerde oben, — wie sonst zur Würm-Zeit; diejenigen zwischen den fossilen Böden zur Riss-Zeit und die Paludinensande und die alten Alluvialsande kann man mit der Mindelvereisung, oder genauer (nach indirekten Erwägungen und nach der Analogie mit den alten Dnjepr-Sanden) mit dem Ende der Mindel-Vereisung parallelisieren.

Diese Schlüsse weichen von den früheren Vorstellungen über das Alter der Paludinensande bei Taganrog etwas ab. N. A. Sokolow (32), N. A. Grigorowitsch, Beresowsky (5), W. W. Laskarew (11) und einige

andere parallelisierten die Brackwasserablagerungen von Taganrog (auf Grund deren Fauna) mit dem Tiraspol-Grand und die Zeit ihrer Ablagerung mit dem Anfang des Quartärs.

Auf Grund derselben Parallelisierung wurden gleichzeitig auch andere Vermutungen ausgesprochen, z. B. parallelisierte I. P. Chomenko (7) die Taganrog-Sande mit der Kujalnik-Stufe¹, A. N. Andrusow — mit der zweiten oder Riss-Vereisung (1).

In letzter Zeit wird zur Feststellung des Alters der Taganrog-Ablagerungen die vergleichende stratigraphische Methode angewandt. A. P. Pawlow (26) stellt den Tiraspol-Grand in den Anfang und die Paludinensande von Taganrog in das Ende der Mindel-Riss (der ersten pleistozänen) Interglazialzeit. Die Taganrog-Sande werden von ihm als älter angesprochen, weil die Schichten mit *Paludina diluviana* bei Gradizhsk am Dnjepr (nach Armaschewsky u. a.) unmittelbar mit einer Moräne bedeckt sind. Letztes trifft nicht ganz zu. Jetzt wissen wir, dass die Moräne am Dnjepr von den alten Alluvialsanden durch einen Horizont fossilen Bodens und durch fluvioglaziale Bildungen der Riss-Vereisung (16, 31) getrennt ist. Folglich bekräftigen die Parallelisierungen A. P. Pawlow's unsere Schlüsse.

K. I. Lissitzin (13) und nach ihm C. F. Mircin (20) stellen die Ablagerungszeit der Paludinensande in den Anfang des Quartärs, da Lissitzin drei Horizonte fossilen Bodens über ihnen beobachtet hat. Es liegt nahe anzunehmen, dass zwei von ihnen den zwei oben beschriebenen Böden entsprechen. Für einen dritten, obersten, hat Lissitzin wohl den Horizont (Q^{RW}_3 — W), d, e angenommen, der bei der Beschreibung des Aufschlusses № 2 in den unteren Teilen der Schicht I ausgeschieden wurde.

Gewöhnlich lagert diese Bodenart, die man hier Braunerde nennen könnte, unmittelbar über der Riss-Würm-Schwarzerde. Doch lagert in einigen Aufschlüssen im W von Taganrog, z. B. bei Nowo-Slotowo, unter der Braunerde eine Sandlehmschicht von unbeständiger Mächtigkeit (bis 3 m).

In der Ukraine ist genau in derselben stratigraphischen Lage der Boden vom Rendsina-Typus, der nördlich in den Podsol

¹ Zu seinen Ansichten kehrte, wie erwähnt, auch W. W. Bogatschew zurück (4).

übergeht (10,24) W. I. K r o k o s (10) stellt seine Bildungszeit in das Würm- Interstadial, und ich stelle sie in den Uebergangsmoment von der Interglazialzeit zur Eiszeit (25). Weder bei der einen, noch bei der anderen Annahme bleibt die Braunerde der Aufschlüsse von Taganrog unberücksichtigt und die Bildungszeit der Paludinsande legt sich nach M i r c i n k von selbst in den von mir angegebenen Rahmen ein.

Lissitzin synchronisiert die Böden mit den Vereisungen.

W. I. K r o k o s hat über dem Grand bei Malaeschti bei Tiraspol zwei Schichten fossilen Bodens festgestellt, wobei unter der unteren noch ein Teil des dritten (von oben) Lösses lagerte.

Im Zusammenhang damit schreibt er die Taganrogschichten der ersten Interglazialzeit und vielleicht der ersten Eiszeit zu (bei der Annahme von vier Vereisungen der russischen Ebene), d. h. der Günz-Mindel oder Günzzeit zu. Zugleich sagt sich K r o k o s nicht von ihrer Parallelisierung mit den Tiraspol-Ablagerungen ab (8). Später hat er die Ablagerungszeit des Tiraspol-Grandes und der Sande des Mius-Limans in die Mindel-Riss Interglazialzeit gestellt. Es ist aber sehr möglich, dass er die Alluvialablagerungen als den dritten (von oben) Löss angesprochen hat. Dann hätten wir eine volle Analogie der Profile der Quartärablagerungen von Tiraspol und Taganrog, die dazu durch faunistische Ähnlichkeit unterstützt wird (26, 27), und das Alter des Grandes käme in dem Anfang der Mindel-Vereisung.

SCHRIFTTUM.

1. A n d r u s s o w, N. O vosraste morskich posletretitschnych terras Kertschinskogo poluostrowa (Ueber das Alter der posttertiären marinen Terrassen der Kertsch-Halbinsel). Jezhegodnik po geol. i. miner. Rossii, 1905, S. 158.
2. B o g a t s c h e w, W. W. Compte rendu préliminaire des recherches géologiques faites en 1907 et 1908. Bull. Com. Géol., 1910, t. XXIX, p. 765.
3. B o g a t s c h e w, W. W. Kratkij géol. otscherk Rostowskogo Okruga (Kurzer geologischer Umriss des Rostow-Gebietes). Mat. po jst.-istor. obsled. rayona dejat. Dono-Kub.-Tersk. Ob-wa Rostow a-Don. 1914.
4. B o g a t s c h e w, W. W. Geologitscheskaja Karta Jewropeiskoj Rossii, list 62 (Geologische Karte des europäischen Russland. Blatt 62). (Manuskript).

5. Grigorovitsch-Beresowsky, N. A. Pliozenowye i postpliozenowye otlozhenia Juzhnoj Bessarabii (Die Pliozän- und Postpliozän Ablagerungen Südbessarabiens). Sapiski M. O. E., B. 28, 1905, S. 124.
6. Chmelewskaja, L. K. woprossu o wosraste i genesisse kossosloistych peskow okrestnostej Rostowa na Donu. (Über das Alter und die Genesis der schrägschichteten Sande in der Umgegend von Rostow a-Don). Iswest. Sew. Kawk. Gos. Univ. 1927. II. (XII).
7. Chomenko, I. K. woprossu o wosraste peštschano-galtschnych otlozhenij okrestnostei Tiraspolja. (Über das Alter der sandig-Ablagerungen der Umgegend von Tiraspol.) Sapiski Noworos Obschtsch., t. I, 32, 1908, S. 18.
8. Krokos, W. I. Kratkij otscherk tschertwertitschnych otlozhenij Ukrainy. (Kurze Beschreibung der Quartär-Ablagerungen der Ukraine). Bull. de la Soc. des Nat. de Moscou, t. IV, 63 — 4), 1926.
9. Krokos, W. I. Materialy dlja charakteristiki tschetwertitschnych otlozhenij wostotschnoj i juzhnoj Ukrainy. (Materiale zur Charakteristik der Quartärablagerungen der östlichen und südlichen Ukraine.) Mat. dosledzh. gruntu Ukrainy. V. 1927.
10. Krokos, W. I. Nekotoryie woprossy tschetwertitschnoj geologii Ukrainy (Einige Fragen betreffend die quartäre Geologie der Ukraine).
11. Laskarew, W. D. Obsor tscherwertitschnych otlozhenij Noworossii. (Übersicht der Quartärablagerungen von Noworossia.) Sapiski Obschtsch. Selsk. Chos. Juzhn. Ross. 88 — 89. H. I, S. 1 — 46. Odessa, 1919.
12. Lissitzin, K. I. Otschet o geologitscheskich issled. proisw. letom 1911 goda w Donetzkom i Podmoskownom basseinach. (Die geologischen Forschungen des Sommers 1911 im Donetz- und im Moskaubecken.) Isw. Donsk. Pol. Ins. 1912, I. S. 167.
13. Lissitzin, K. I. K geologii posletretitschnych obrasowanij Lichwinskogo uezda Kaluzhkoj gub. i ich sootnoschenia s posletretitschnymi obrasowanijami Jugo-Wost. i Sap. Rossii. (Zur Geologie der posttertiären Ablagerungen des Lichwischen Kreise, Gouv. Kaluga, und ihre Beziehungen zu den posttertiären Ablagerungen des süd-östlichen und westlichen Russlands.) Iswestija Donsk. Pol. Inst. w Nowotscherkasske 1913, II, S. 367.
14. Lissitzin, K. I. Rasresy otlozhenij na prostranstwe Taganrog-Mariupol. (Das Profil der Ablagerungen auf der Fläche Taganrog-Mariupol.) Isw. Donsk. Pol. Inst. 1922, VIII.
15. Lissitzin, K. I. Geologitscheskija uslowija predpologaemoi terassy kanala w delte Dona i juzhnom berege Taganrogskogo saliwa. (Die geologischen Bedingungen für den projektierten Kanal im Don-Delta und am südlichen Ufer der Taganrog. Bucht.) Wodnaja magistral Wolga—Don-Asovskoje more. III Rostow a-Don, 1925.
16. Litschkow, B. O terrassach Dniepra. (Über die Terrassen des Dniepr.) Geol. Westnik, 1926 № 4 — 5, S. 18.
17. Manginian, G. A. O Kujalnitzkich otlozheniach okrestnostej

- Odessy. (Über die Kujalnik-Ablagerungen in der Umgegend von Odessa). Wistnik Ukr. Rayon. Geol.-Raswid. Upr., 1929, № 14 (1930)
18. Mircink, G. F. Nowaja nachodka mezhlednikowoj flory. (Ein neuer Fund von intermoränaler Flora.) Priroda 1928 № 6, S. 608.
 19. Mircink, G. F. Posletretitschnye otlozhenija Tschernigowskoj gub. i jich odnoschenije k analogitschnym obrasowanijam wostotschnoj tschasti Jewrop. Rossii. (Die posttertiären Ablagerungen des Gouv. Tschernigow und ihre Beziehungen zu analogischen Ablagerungen des östlichen Teiles des Europäischen Russlands.) Tsch. I. Pril., k № 1 Westnik Moskov. Gos. Univ. II sa 1923. Tsch II, Memuary Geol. Otd. O. L. W. A. I. E. H. 4, 1925.
 20. Mircink, G. F. Is tschetwertitschnoj istoriji rawniny Jewropejskoj tschasti SSSR. (Zur quartären Geschichte der Ebene des Europ. Teiles der U. S. S. R. Geol. Westnik. 1926-1927 goda, № 4 — 5.
 21. Mircink, G. F. Sur les conditions physiques de l'époque de la formation du niveau supérieur du loess dans la partie européenne de l'USSR Bull. Ac. des Sc. l'USSR, 1928, № 2.
 22. Mircink, G. F. La corrélation des dépôts quaternaires de la Plaine Russe à ceux du Caucase, Bull. Ass. des Inst. pour la recherche scient près la I Univ. de Moscou, v. II, fasc. 3 — 4, 1928, p. 327.
 23. Mircink, G. F. Mezhlednikowye otlozheina Jewropejskoj tschasti SSSR i jich snatschenije w tschwertitschnoj istoriji. (Die interglazialen Ablagerungen des Europ. Teiles der USSR und ihre Bedeutung in der quartären Geschichte). Geol. Westnik, 1929, S. 54.
 24. Moskwitin, A. I. Nowoje o Lichwinskom obnazheniji. Snatschenije Lichwinskogo rasresa dlja ustanowlenija stratigrafiji tschetwertitschnich otlozhenij Jewropejskoj tschasti SSSR. (Neues über das Profil bei Lichwin. Die Bedeutung des Lichwinschen Profils für die Feststellung der Stratigraphie der Quartärablagerungen des Europ. Teiles der USSR). Bull. de la Soc. des Naturalistes de Moscou. (931. Section de Géologie, IX fasc. 1 — 2.)
 25. Moskwitin, A. I. Pogrebennyji potschvy Priukrskogo Okruga Ukrainy i vremja lesssoobrasowanija. (Die fossilen Boden des Priukrsk Kreises der Ukraine und die Zeit der Loessbildung). Bull. Mosk. Obschtsch. Prir., otd. Geol., vyp. 3 — 4, 1930.
 26. Pawlow, A. P. Neogenowye i posletretitschnye otlozhenia Juznoj i Wostotschnoj Jewropy. (Die neogenen und posttertiären Ablagerungen von Süd- und Ost-Europa.) Mem. geol. otd. ob-waljubit. Jestestw., V, 1925.
 27. Pawlow, A. W. Etudes sur l'histoire Paléontologique des ongulés. Sapiski Ak. Nauk, VII, sér. XX, № 1, 1906, p. 6.
 28. Pawlow, A. W. Les éléphants fossiles de la Russie. Mém. Soc. des Natural. de Moscou, v. VII, 1910, p. 25.
 29. Prawoslawlew, P. A. Uslowija saleganija posletretitschnych rakuschnikow Asowskogo i Tschernogo morej. Travaux du musée géologique près Ak. d. Sc., IV Léningrad, 1928. (Die Lagerungsverhältnisse der posttertiären Muschelkalke der Asowschen und Schwarzen Meeres.)

30. R e i n h a r d, A. L. Die dilüvialen Eiszeiten des Kaukasus und deren Beziehung zu den alpinen und skandinavischen Eiszeiten. Travaux de la Soc. des Natur. de Léningrad, vol. VII, Livr. I. 1927.
 31. R i s n i t s c h e n k o, W. Dopitanya pro stratigrafiju ta tektoniku terras Srednego Dnipra. (Forschungen über die Stratigraphie und Tektonik der Terrassen des Mittleren Dnijepr.) Vestnik Ukr. Otd. Geol. Kom., 1930, № 14.
 32. S o k o l o w, N. A. Der Mius-Liman und die Entstehung der Limane Südrusslands. Sapiski Min. Ob., 1900.
-

EXKURSION VON ROSTOW AM DON BIS TEBERDA.

A. L. REINHARD

NACHDEM der Zug südlich Rostow den Don und seine breite Talaue passiert hat, erreicht er südlich der Station Bataisk den Rand der Vorkaukasischen Ebene. Diese letztere ist von mächtigen Lösslehmschichten aufgebaut, unter denen mehr oder weniger tief altquartäre Ablagerungen der Meerenge lagern, die einst das Asowsche (und das Schwarze) Meer mit dem Kaspischen verbunden hat, und weiter nach S die Anschwemmungen der Flüsse Vorkaukasiens. Bald nach der Station Krylowskaja (123 km von Rostow) erreichen wir die Nordostgrenze der Alluvialebene des alten Kuban, der einst (in der ersten Hälfte des Eiszeitalters) seine Wasser in die Jeja-Bucht schickte. Diese Ebene nimmt die ganze Fläche zwischen Jejsk, Krasnodar und Temizhbejskaja (östlich von der Station Kawkasskaja am Fl. Kuban) ein, und die auf ihr laufenden Steppenflüsse Sossyka, Tschelbas, Gr. Beissug, Kl. Beissug u. a. m. benutzen z. T. die Altläufe des eiszeitlichen Kuban. Hier kommt deutlich die Erscheinung des allmählichen Abbiegens des alten Kuban aus seiner ursprünglichen nordwestlichen Richtung nach W und seiner Bestrebung teilweise eine südwestliche Richtung anzunehmen, zum Ausdruck, was durch die fortdauernde Einbiegung der Asow-Kuban Synklinale und der Hebung der vorkaukasischen (Stawropolschen) Antiklinale bedingt wurde. Das hohe rechte Ufer des Kuban zwischen Temizhbejskaja und Ust-Labinskaja gewährt uns eine ganze Reihe vorzüglicher Aufschlüsse, die uns den Aufbau dieses Teiles der Ebene zeigen. Im 65 — 75 m hohem steilen Uferabhang bei Temizhbejskaja können nach P. A. P r a v o s l a v l e v (10) von oben nach unten folgende Ablagerungen unterschieden werden:

Q_1^w	a — dunkelbrauner schwarzerdiger Sandlehm und sandige Schwarzerde.	1,2 m.
	b — braunroter und gelblichbrauner Lösslehm . .	2,3 .
	c — brauner Lehm mit Humusstreifen	2—5 .
	d — hellbrauner, stark sandiger Lehm.	1 .

Q_1^{R-W}	<i>e</i> — dunkelbrauner, intensiv humussierter Lehm, fossiler Boden	1,5 m
	<i>f</i> — braunroter Lehm	1,5—2 .
	<i>g</i> — dunklerer Lehm	0,8 .
	<i>h</i> — brauner Lehm	1 .
	<i>i</i> — brauner schwach humussierter Lehm, Humus .	
	<i>k</i> — brauner Lehm	1,5 .
Q_1	<i>l</i> — buntfarbige geschichtete Serie von Löss- und Sandlehmen mit Knochen von Säugetieren aus der Gruppe <i>Bos</i> , <i>Equus</i> , <i>Cervus</i> , <i>Elephas</i> u. a.	2 .
	Der ganze Charakter der Ablagerung mit ihren Gipskristallen, u. dergl. m. weist auf besonders warme klimatische Bedingungen hin, Im unteren Teil der Serie ist eine Zwischenschicht von Vulkanasche vorhanden.	
Q_1^{M-R}	<i>m</i> — schokoladenfarbener bis braunroter stark desoxydierter Lehm	3 .
	<i>n</i> — olivenbrauner mit gelblicher Färbung, stark sandiger, geschichteter Lehm mit vereinzelt abgerundeten Geröllen von kieselhaltigen und kristallinen Gesteinen	8—10 .
Q_1^M	<i>p</i> — fluvioglaziale Sande und Schotter des Kuban mit Überwiegen der Gesteine des Hauptkammes.	

P. A. P r a v o s l a v l e v setzt die Schichten *e—k* in die Riss-Würm-Interglazialzeit, die Schicht *f* in die Riss-Eiszeit und die buntfarbige Serie *m* in die Mindel-Riss-Interglazialzeit. Die Schicht mit der Vulkanasche fällt auf das Ende der Interglazialzeit oder in den Anfang der Riss-Vereisung. Die fluvioglazialen Schichten *p* hält er für nicht jünger als mindeleiszeitlich. Vieles spricht zugunsten dieser Deutung.

Die Riss- und die Würmterrasse folgen schon dem neuen Laufe des Kuban an der Station Kawkasskaja vorbei gegen die Stanitza Ladoschkaja zu. Folglich ist die hohe Terrasse des rechten Ufers tatsächlich nicht jünger, als mindeleiszeitlich. A. L. R e i n h a r d (16) ist geneigt sie auch nicht als älter anzusprechen, erstens weil im Profil von P. A. P r a v o s l a v l e v die Zweistöckigkeit des Lösslehms über der Schicht *m* (*M—R*) deutlich ausgeprägt ist, denn die schwach markierten Humushorizonte können nicht als gleichwertig der Schicht *l* gelten; zweitens, weil die Spuren der Günzeiszeit im Kaukasus so schwach ausgeprägt sind, dass es kaum möglich ist die mächtigen Ablagerungen *n-p* dieser Eiszeit zuzuschreiben. Deswegen hält A. L. R e i n h a r d

ihre Zugehörigkeit zur Mindeleiszeit für wahrscheinlicher, die, soweit wir nach den Beobachtungen schliessen können, im Kaukasus stärker gewesen sein muss, als die Risseiszeit (11, 12). Aus diesem Grunde ist nach A. L. Reinhard die rechtsuferige Terrasse als Mindelterrasse anzusprechen und die Bildung der sie durchbrechenden Täler in die Mindel-Rissinterglazialzeit und teilweise in die Risseiszeit zu stellen. G. F. Mirčink weist auf die Dreistöckigkeit des Lösses hin und schreibt aus diesem Grunde dem fluvioglazialen Teil der Terrasse das Günzeiszeitliche Alter zu. (7).

Gleich hinter der Station Kawkaskaja passiert die Eisenbahn den Kuban und geht auf den linksuferigen Teil der Kubanebene über. Dieser ist aus den Anschwemmungen des Kuban und seiner wichtigeren linken Nebenflüsse (Laba, Urup, Selentschuk) aufgebaut. Ein bedeutender Teil ist mit deluvial-alluvialen Lehmen bedeckt, unter denen überall mehr oder weniger mächtige SchotterSchichten lagern (10). Die Nebenflüsse des Kuban haben in die Oberfläche der Ebene tiefe Täler eingeschnitten, in die die Schotterterrassen der zweiten Hälfte der Eiszeitalters (Riss und Würm) eingehachtelt sind. Dagegen gehören die Riedelflächen zur Mindeleiszeit, teilweise vielleicht auch zur Günzeiszeit.

Nachdem die Flussaue passiert ist, steigt die Eisenbahn bei der Haltestelle Girej auf die Würmterrasse und bei der Station Gulkewitschi auf die Rissterrasse, entlang deren Rande sie sich weiter bis zur Station Selentschuk (4km vor Newinnomysskaja) hinzieht. Hier kommt sie auf die Würmterrasse herab, passiert nochmals den Kuban und erreicht auf dem rechten Ufer die Stanitza Newinnomysskaja.

Von der Station Selentschuk bis Batalpaschinsk führt eine Zweigbahn (52 km), die dem linken Ufer des Kuban auf den fluvioglazialen Terrassen in südlicher Richtung folgt, wobei sie gleich oberhalb der Station Urakowskaja über den Fluss Kleiner Selentschuk und dann dicht vor Batalpaschinsk auf das rechte Ufer des Kuban hinübergeht.

In der Umgebung von Newinnomysskaja und besonders bei Batalpaschinsk sind die Terrassen des Kuban sehr gut entwickelt (7, 13, 17, 18). Längs dem Flusse zieht eine Serie von Würmterrassen (bis 4, die Hauptterrasse mitgezählt). Bei Batalpaschinsk ist die oberste von ihnen 22 m hoch. In einigem Abstände vom Flusse verläuft auf dem linken Ufer

die Rissterrasse (45 m); und noch weiter und in bedeutend grösserer Höhe — die Terrassen die zur ersten Hälfte der Eiszeit gehören, und zwar die Mindelterrasse und die Spuren der Günzterrasse, deren Verlauf es noch nicht gelungen ist genau festzustellen. Ueberhaupt ist einige Uneinigkeit vorhanden in Bezug auf die Alterbestimmung der Terrassen. G. F. Mirčink bestimmt die Höhe der Mindelterrasse gegenüber Batalpaschinsk auf 100 m über dem Flusse und diejenige der Günzterrasse mit 175 m., A. L. Reinhard schreibt der Mindelterrasse eine Höhe von ungefähr 200 m zu, wobei hier ein Fehler in der barometrischen Höhenbestimmung möglich ist, da nach beiden Verfassern die breite Terrasse des rechten Ufers mit den Salzseen, die sich über Batalpaschinsk erhebt, dieser Terrasse der Höhe nach entspricht und von beiden Forschern übereinstimmend in die Mindelzeit gestellt wird. Südlich von der Stadt erwähnt G. E. Mirčink auch eine Günzterrasse. Batalpaschinsk liegt, nach A. L. Reinhard und G. F. Mirčink, auf der Haupt-Würmterrasse, die sich von den älteren Terrassen durch das Fehlen einer Lehmdecke unterscheidet, wenn man von dem stellenweise vorkommenden von den Abhängen oder von der oberen Terrasse aufgeschwemmter Deluvium absieht. Im Aufschlusse über dem Flusse gewahren wir eine Schottererschicht von unbeständiger Mächtigkeit, meist von 4 — 5 m, die auf der erodierten Oberfläche der schwach dislozierten Grundgesteine liegt. 0,5 km unterhalb des Dorfes Dudarukowo streichen die schwarzen dünnblättrigen oligozänen Lehme (Maikop-Lehme) aus, oberhalb des Dorfes — die Mergel der Oberen Kreide. In den Schottern überwiegen Plagioklas-Mikroklingranite des Hauptkammes, dann kommen metamorphe Schiefer des Unteren Paläozoikums, Sandsteine, Diabase und Diabasporphyrite und in kleinerer Menge rote Konglomerate des Karbon- und schwarze Tonschiefer und Kalksteine des Jura.

Ausser der 22 m hohen Hauptterrasse gelangen unterhalb des Dorfes drei stadiale Terrassen der Würmeiszeit von 12 — 14 m, 7 — 8 m und 2 m Höhe, die gegenwärtige Auenterrasse nicht mitgerechnet, gut zur Entwicklung.

Die Riss-Terrasse am unteren Ende des Dorfes Dudarukowo, wo sie eine Höhe von 45 m erreicht, hat nach G. F. Mirčink folgenden Aufbau:

Q_1^W	5. — schwarzer mit Humus gefärbter Lehm.	1 m.
	4. — gelblichbrauner Lehm	0,4 .
	3. — gelblichbrauner, etwas dunklerer, poröser Lehm mit Geröllzwischen-schichten.	2 .
Q_1^R	2. — Riss-Schotter mit Sand	7—8 .
Tr	1. — Schwarze oligozäne dünnblättrige Lehme (Maikop)	29—30 .

Die Mindel-Terrasse oberhalb des Dorfes Dudarukowo, 3 km oberhalb der Kubanbrücke, hat nach G. F. Mirčink folgenden Aufbau:

Q_1^W	11. — mit Humus gefärbter Lehm.	1 m.
	10. — heller braungelber poröser Lehm mit Geröllzwischen-schichten	2 .
	9. — weislichbrauner poröser Lehm mit Maulwurfsgängen	0,5 .
	8. — brauner poröser Lehm mit spärlichen Lössmännchen	0,5 .
Q_1^R	7. — heller bräunlich-gelber stark poröser Lehm	0,3 .
	6. — mit Humus gefärbter poröser Lehm, von oben deutlich abgegrenzt und allmählich nach unten in die Schicht 5 übergehend.	0,65 .
	5. — weislich-gelber, mit einem Stich ins Braune, Lehm mit Kornstruktur	0,6 .
	4. — bräunlich-gelber Lehm	1,5 .
	3. — leicht humusierter Lehm	0,5—0,7 .
Q_1^M	2. — Schotter	3—4 .
Tr	1. — Grundgesteine bis zum Wasserspiegel, ungefähr 80—90 .	

Für die Mindel-Schotter ist die starke Verwitterung der Granite charakteristisch.

In der Höhe von 175 m über dem Kuban unterscheidet G. F. Mirčink eine Günz-Terrasse.

Auf der flachen, schwach gegen Norden geneigten Ebene der Riedelhöhe zwischen dem Kuban und dem Kl. Selentschuk (Nördlicher Elburgan, 800 — 850 m abs. Höhe) kommen viele einzelne Blöcke von Granit und Diabasporphyrat vor, zuweilen 30 — 40 cm im Durchmesser. In ihnen sieht A. L. Reinhard den Hinweis auf die Möglichkeit des Vorhandenseins einer vierten Terrasse, die vielleicht der Günzzeit entspricht.

N. N. Sokolow (1) unterscheidet auf dem rechten Ufer des Kuban bei Batalpaschinsk im ganzen bis 6 Terrassen: die Auenterrasse, ferner solche von 1 m, 4 m, 10 — 12 m,

16 — 20 m (von Batalpaschinsk) und von 100 — 125 m (mit den Salzseen); auf dem linken Ufer auch sechs: die Aue, 4 — 6 m, 6 — 8 m, 8 — 10 m, 16 — 20 m und 100 — 125 m.-Terrasse.

In der Gegend von Batalpaschinsk treten wir allmählich in das Gebirge ein. Die vom Hauptkamme nach Norden laufenden Flüsse Kuban, Kl. Selentschuk und Gr. Selentschuk durchbrechen in breiten Tälern eine Reihe von Schichtstufen, die von den unter einem um so grösseren Winkel je älter das Gestein, nach Norden fallenden Schichten des Tertiärs, der Kreide und des Jura gebildet werden. Diese Schichtstufen kehren ihre von härteren Gesteinen gebildete steile Wände dem Süden zu, während ihre Nordseite sanft abdacht. Obgleich durch die Flusstäler in einzelne Berge aufgeteilt, bilden diese Schichtstufen drei gut ausgeprägte Höhenzüge: die tertiäre Kette (Nördl. Elburgan-Burul-Pchassada-Dzheltmes) 800 — 930 m, die Kreide-Kette (Südl. Elburgan, 1297 m) und die Jura-Kette (Dzhangur, 1562 m, Schissa 1611 m, Bolsche 1752 m), südlich von denen eine Zone mittelhoher Berge mit der schwach gewellten Oberfläche des alten Denudationsniveaus verläuft. Es ist die Zone der Sandsteine und Schiefer des Unteren Jura und teilweise des Karbon. Die Höhen schwanken um 2 000 — 2 200 m. In diese alte Denudationsfläche sind die tiefen Täler der Flüsse Kuban, Skhawat, Maruch und Gr. Selentschuk eingeschnitten mit den zur Würm-Eiszeit gehörenden Terrassen und einem wenn auch schwach ausgeprägten Trog der Riss-Zeit, der am Kuban auf 4 — 5 km unterhalb des Dorfes Nizhne-Teberdinskoje (Senty 994 m) verfolgt werden kann und aus grosser Höhe gut erkennbar ist. Die alte Denudationsoberfläche selbst entspricht allem Anschein nach dem Anfang des Postpliozän, vielleicht teilweise der Mindel-eiszeit, während der die Täler noch nicht so tief eingeschnitten waren.

Schon von Chumara- und Georgiewsko-Ossetinskoje ist in der Ferne deutlich sichtbar der hohe wildgezackte Kamm des Kendellar (3 413 m), dessen Nordabhang von Karen ganz zernagt ist. Wir biegen oberhalb Georgiewsko-Ossetinskoje in das Tal der Teberda (Mündung 843 m) ein, und treten 5—6 km oberhalb Senty in die Hochgebirgsregion, die die Mittelgebirgszone an Höhe bedeutend überragt, ein (I, 6). Die erste

Bergkette des Hochgebirges wird durch die Kämme Kendellar und Kinyrtschad (3539 m) gebildet, die von roten Konglomeraten des Karbon aufgebaut sind. Weiter südlich folgt in Wechsellagerung die Serie von Tonschiefern, Porphyrituffen und dunklen Karbonsandsteinen; bei Werchne-Teberdinskoje erscheint die metamorphosierte Serie des Kambro-Silur und vielleicht des Devon, und von der Mündung der Muchá an fangen die krystallinen Schiefer des Präkambrium und die Granite des Hauptkammes an (1). Hier ist schon fast überall der glaziale Charakter des Reliefs deutlich ausgeprägt: trogartige Täler und die mit ihnen verbundene Erscheinung der Übertiefung und der Mündungsstufen, Kare und Kartreppen, oft mit Seen.

Die beiden unteren Terrassen (Riss und Würm) mit den ihnen untergeordneten stadialen Terrassen können auf der ganzen Strecke von Newinnomysskaja bis Chumara gut verfolgt werden, wobei nach A. L. Reinhard ihre Höhe über dem Flusse mit der Annäherung zu Chumara etwas zunimmt. G. F. Mirčink bestreitet diese Veränderung ihrer Höhe.

Bei Chumara setzt die Riss-Terrasse aus und weiter kann nur der ihr entsprechende Talboden von demselben Alter verfolgt werden. Die Würm-Terrasse zieht sich talaufwärts über Georgiewsko-Ossetinskoje hinaus. A. L. Reinhard nimmt an, dass auch sie bald endet, nach G. F. Mirčink dagegen nimmt sie zwar an der Stelle, wo die Diabase erscheinen an relativer Höhe ab, setzt sich aber weiter bis zu den Moränen bei Werchne-Teberdinskoje fort. Bei Georgiewsko-Ossetinskoje verdient Interesse der turmähnliche Fels Schi-uana, auf dessen Vorsprung die Bauten des vormaligen Schoaninskij Klosters vom Wege aus sichtbar sind. Der Fels ist von Diabasen aufgebaut. Auf dem breiten Gesimse des Felsens über dem Kloster kommen Granitgerölle vor, die den Resten der dritten Terrasse entsprechen.

I. W. Muschketow (8) und nach ihm M. v. Déchy (2) erwähnen irrtümlicherweise die ersten alten Moränen nördlich von Chumara. In Wirklichkeit handelt es sich hier um einen grossen Bergsturz vom rechten Talabhang, der die Würm- und Riss-Terrassen verschüttet hat. Spärliche Reste der Riss-Moränen sind nach A. L. Reinhard und G. F. Mirčink bei Chumara in den Schluch-

ten des rechten Talabhanges und bei Georgiewsko-Ossetinskoje vorhanden. A. L. R e i n h a r d (13, 17), war zuerst geneigt bei Georgiewsko-Ossetinskoje (850 m) auch das Ende des Würmgletschers zu suchen, da er annahm, das höher im Tale nur stadiale Würm-Terrassen vorhanden sind, die vor Senty vom grossen Bergsturz vom rechten Abhange (Diabasporphyrite) bedeckt sind. G. F. M i r č i n k (7) bestreitet das und spricht die Endmoräne zwischen Werchne-Teberdinskoje und dem Teberda-Kurort, die gleich unterhalb der Mündung des Flusses Dzhemahat (rechter Nebenfluss des Teberda) in Form eines Walles von 40 m Höhe das Teberda-Tal verriegelt, als Endmoräne der maximalen Phase der Würmeiszeit an. Nach A. L. R e i n h a r d (13, 15) bezeichnet die erste untere Moräne (1300 m) das erste Rücktrittstadium (Teberda-Stadium) während die zweite stadiale Moräne am Kurort selbst liegt und besonders gut auf dem rechten Ufer unterhalb der Flussbrücke (1320 m) 5 km oberhalb der ersten Moräne ausgeprägt ist. Beide Moränen werden durch zwei an die Abhänge angelehnte Ufermoränen verbunden.

Wenn die ursprüngliche Auffassung A. L. R e i n h a r d s, dass in der maximalen Phase der Würmeiszeit der Teberda-Gletscher bis Georgiewsko-Ossetinskoje gereicht hatte, sich als unrichtig erwiesen hat, so kann auch die Auffassung von G. F. M i r č i n k kaum angenommen werden, denn die zweifellosen Ufermoränen, die gleich unterhalb der Mündung des Flusses Muchà einsetzen und den oberen parallel dem zu der ersten Moräne des Teberda-Stadiums führenden unteren Moränenwalle laufenden Wall bilden, reichen bis an die Mündung des Gimaldyk unterhalb der Mündung des Gidamtalles (gegenüber dem Dorfe Werchne-Teberdinskoje) und ihre Reste setzen sich sogar fort bis an die Mündung des Flusses Amgata, in dessen Umgebung in ungefähr 1050 — 1100 m Höhe das Ende des würmeiszeitlichen Teberda-Gletschers zu suchen ist. Es ist wohl möglich, dass der Gletscher bis Senty nicht reichte. Jedenfalls reicht nicht der deutlich ausgeprägte, zweifellos, während der letzten Vereisung erneuerte risseiszeitliche Trog bis an die Mündung der Amgata. Der Gletscher der letzten Vereisung besass in der Umgebung von Werchne-Teberdinskoje eine Mächtigkeit bis 350 — 400 m, und seine Oberfläche lag hier, wie es überhaupt für den Kaukasus in der Würmeiszeit charakteristisch

ist, tiefer als die schwach ausgeprägten Trogschultern.

Im Zusammenhang mit der talaufwärts immer deutlicher werdenden Trogform wird deutlicher auch die Erscheinung der Übertiefung und der Hängetäler mit Stufenmündungen, die sich um so besser erhalten haben, je näher sie sich zu den gegenwärtigen Gletschern befinden. So sind z. B. in den Tälern des Gidam, der Muchà und der Kleinen Chatipara (linke Talseite) die Stufen nicht gross und fast gänzlich durchsägt. Die Stufe fehlt beinahe gänzlich auch in der Mündung des Dzhemahat (rechte Seite), wo die grosse Endmoräne des Nasaly-Gletschers ein wenig auf die Ufermoräne des Teberda-Stadiums aufgeschoben ist. Besser ausgeprägt, wenn auch schon zerschnitten, ist sie weiter aufwärts, in den Mündungen des Ullu-Murudzhu (von rechts) und des Chadzhibij (von links). In den beiden letzten Fällen ist sie doppelt. Im Chadzhibij-Tale liegt dicht an der Mündung dieses Tales in dasjenige der Teberda und dann je eine Stufe in den beiden den Chadzhibij bildenden Quell-Tälern des Baduk und des oberen Chadzhibij.

In gleichem Zustande befindet sich auch die hohe Stufe des Konatschhyrtales, wo der Fluss schon eine tiefe Klamm gebildet hat, in der er wild dahinbraust. Dafür ist die fast 400 m hohe Stufe an der Mündung des Chutyj (linke Seite) gut erhalten geblieben.

Wie oben erwähnt, liegt gleich unterhalb der Mündung des Dzhemahat die erste Stadialmoräne der Würmeiszeit. Hinter ihr breitet sich der Boden des Zungenbeckens der stadialen Lage mit Spuren des verschwundenen Sees aus. Gleich oberhalb der Mündung des Dzhemahat sehen wir am rechtsuferigen Wege von Werchne-Teberdinskoje nach dem Kurort im Aufschluss:

5. — eine Schicht Humuslehm	0,30 m.
4. — hellgelber Lehm	1 "
3. — feine Gerölle in Wechsellagerung mit Quarzsand.	2,5 "
2. — Quarzsand	2,0 "
1. — Bänderton mit Sandzwischen-schichten	4,5 "

Oberhalb der zweiten Stadialmoräne, zwischen deren Hügeln der kleine See Kara-köl oder Köl-talà sich erhalten hat, sind Spuren eines anderen ganz mit Flussanschwemmungen angefüllten Talsees vorhanden, dessen Länge fast 5 km erreichte.

Unweit der Mündung des Konatschchyr-Tales liegt im Haupttale die Endmoräne des zweiten oder des Konatschchyr-Stadiums des Teberda-Gletschers (1430 m). Die Moräne des dritten oder des Amanaus-Stadiums desselben Gletschers liegt an der Vereinigungsstelle der drei Quelltäler, die das Teberda-Tal bilden: des Amanaus, des Alibek-ulgen und des Dombai-ulgen.

Im Konatschchyr-Tale liegt gleich oberhalb seiner Mündungsstufe die kleine Endmoräne des zweiten Stadiums des Konatschchyr-Gletschers (1600 m). 2 km unterhalb der Mündung des Tales Bu-ulgen treffen wir die grosse Endmoräne des dritten Stadiums des Bu-ulgen-Gletschers (1700 m) und oberhalb der Mündung liegt eine Talstufe, auf der wir die Moräne des dritten Stadiums des Besch-tarak-Gletschers, der auch Teberda-Gletscher (Ende bei 1840 m) genannt wird, finden. Hier haben wir einen interessanten Fall der Uebertiefung eines Seitentales (Bu-ulgen) im Verhältnis zum Haupttale (Konatschchyr).

Oberhalb der stadialen Moräne im Konatschchyr-Tale breitet sich der versumpfte Boden eines verschwundenen Talsees von etwa 4,0 km Länge aus, der fast bis zum steilen Aufstieg zum Kluchor-Passe (Külchara-ausch) reicht. Zwischen dem rechten Talabhange und der rechten Ufermoräne liegt ein kleiner Dammsee, der Tumanly-köl-Nebelsee heisst.

Alle Seitentäler der Teberda sind voll von Moränen und anderen Spuren der früheren starken Entwicklung der Gletscher. Die Täler des Nasaly-Dzhemahat, des Ullu-Murudzhu, der obere Teil des Konatschchyr-Tales (Kluchor), des Dombaj, des Alibek, des Chadzhbij, des Baduk, des Asgök sind alle für den Kaukasus typische fast schulternlose Tröge. Das Gebiet der Teberda ist eins der reichsten im Kaukasus in Bezug auf die Karseen und nur das Quellgebiet des Flusses Gr. Laba kann vielleicht mit ihm in dieser Hinsicht wetteifern. Besonders viele Seen gibt es im Ullu-Murudzhu-Tale, darunter der grüne Kara-köl und der blaue Kök-köl bekannt sind. Im Baduk-Tale gibt es ausser einigen Karseen noch drei kleine Talseen, die sich infolge der Verriegelung des Tales durch Schutthalden von beiden Gehängen gebildet haben.

Schema der Eiszeit im Gebiet der Teberda und des Kuban:

I. Mutmassliche erste Vereisung = Günz. Terrassenspuren.

1. Mutmassliche erste Interglazialzeit = Günz-Mindel.

- II. Zweite Vereisung = Mindel. Terrassen.
- 2. Grosse Interglazialzeit = Mindel-Riss.
- III. Dritte (vorletzte) Vereisung = Riss. Moränen und Terrassen.
- 3. Letzte Interglazialzeit = Riss-Würm.
- IV. Vierte (letzte) Vereisung = Würm. Moränen und Terrassen.
- 1. Rückzugsstadium — Dzhemahat-Stadium = Ammersee.
- 2. Rückzugsstadium — Teberda-Stadium = Bühl.
- 3. Rückzugsstadium — Konatschchyr-Stadium = Gschnitz.
- 4. Rückzugsstadium — Amana-Stadium = Daun.

Zwischen den Stationen Newinnonmysskaja und Mineralnyje Wody führt die Eisenbahn über die paläogenen Ablagerungen, vorwiegend die oligozänen Tone (Maikop) und Foraminiferen-Schichten, die von mächtigem Lösslehm überzogen sind. Die Eisenbahn ersteigt die Wasserscheide an der Station Perewal im Tale des Barsuk und nachdem sie den höchsten Punkt erreicht hat, steigt sie in das Tal des Surkul, eines Nebenflusses der Kuma herab. Beim Haltepunkt Kangly überquert sie die Kuma und folgt deren rechtem Ufer bis Mineralnyje Wody (300 m abs. H.) auf der von Sanden und graugelbem Lehm zusammengesetzten unteren (ersten über der Flussaue) Terrasse. Sie folgt überwiegend dieser Terrasse auch weiter und steigt erst 5 km vor Georgiewsk (bei km 521) auf die 35 — 40 m hohe obere Terrasse. Diese trägt eine dünne deluviale Lehmdecke, unter welcher eine 3 m mächtige Schotterdecke liegt. Tiefer folgt eine 1 m mächtige Schicht groben Konglomerates, der auf den Aktschagylsand, stellenweise auf kaolinisierten Tonen liegt. Im Konglomerat sowie in den Schottern kommen ab und zu rote Granite und Diabase und seltener weisse Granite des Hauptkammes vor. Diese Terrasse kann fast bis an die Mündung des Podkumok verfolgt werden, wo sie von einer jüngeren Terrasse des letzteren abgeschnitten wird. Auf dieser letzteren liegt der grösste Teil der Stadt Georgiewsk.

Die Terrasse von Georgiewsk, die am linken Ufer des Podkumok in Bereich der Stadt besonders gut ausgeprägt ist, aber stellenweise auch auf dem rechten Ufer erhalten ist, erreicht bei der Stanitzja Georgiewskaja 15 — 16 m Höhe. Sie wird fast auf ihre ganze Höhe von hellgelbem, unten sandigem einstückigem Lehm gebildet. An der Basis des Lehms

streicht bei dem alten Wasserwerke eine Schicht groben weissgrauen Sandes aus. Tiefer liegen die Schotter mit Gesteinen des Hauptkammes. Diese Terrasse kann nur unter Vorbehalt als risszeitlich gedeutet werden, denn es ist nicht ausgeschlossen, dass sie zum Würm I gehört. An die Terrasse ist eine jüngere Terrasse von 4 m Höhe angelagen, deren untere Hälfte von ziemlich groben Schottern (es wiegen solche von 4 — 6 cm Grösse vor) mit Gesteinen des Hauptkammes gebildet wird. Der obere Teil (2 m) ist zusammengesetzt aus Lehm und Sand mit zahlreichen *Helix*-Muscheln. Ausserdem gibt es noch eine 1 m hohe Auenterrasse.

Jenseits des Podkumok durchquert die Eisenbahn eine Riedelanhöhe, die von mächtigem deluvialen Lehm dermassen verhüllt ist, dass ihr Bau bis jetzt nicht aufgeklärt werden konnte. Etwas südlich davon, bei der Stanitzja Georgiewskaja, gewahren wir eine Terrasse, die der Terrasse der linken Talseite bei der Stadt entspricht, während westlich von hier am rechten Ufer des Podkumok gegenüber der Stanitzja Neslobnaja und weiter südlich bei Solskaja am rechten Ufer der Solka fest-verkittete Konglomerate erscheinen, die dem unteren Postpliozän oder dem obersten Pliozän (Mindel?) zugewiesen werden müssen. Auch sie sind reich an kristallinen Gesteinen des Hauptkammes, die hierher aus dem Malka-Tale gelangt sind. In der Gegend von Solskaja fehlt der Lehm und die gegen NE geneigte Oberfläche der Ebene ist von feinen platten Schottern der Mergel und festen jurassischen und kretaischen Kalken bestreut.

Vor der Haltestelle Solka überquert die Eisenbahn das alte, tote Tal der Malka, die einst in die Kuma geflossen ist. Der breite Boden dieses Tales ist bedeckt von einige Meter mächtigen Schottern der Malka, die an der linken Talseite zwei bis drei kleine Terrassen bilden. Heutzutage wird dieses Tal in seinem unteren Abschnitt vom der Solka benutzt, während in dessen Oberlaufe der Kura-Bewässerungskanal zieht, der von der Malka bei der Stanitzja Marjinskaja abzweigt. Das alte Tal hängt hier über der heutigen Malka etwa in 18 — 20 m Höhe. Im Aufschlusse des steilen Ufers sehen wir unter der 3 — 4 m mächtigen Schotterschicht mächtigen Lehm mit zwei fossilen Bodenschichten liegen. Unter dem Lehm liegen in einigen Metern Tiefe die Konglomerate, die etwa 4 km oberhalb des Dorfes Marjinskaja unter diesem hervor erschei-

nen und beim Dorfe Malka (Aschabowo) hohe rechtsuferige Terrassen bilden. Sie sind den Konglomeraten von Solskaja und Neslobnaja ähnlich, aber weniger fest. Ihr Alter kann mit Vorbehalt als Riss bezeichnet werden.

Das rechte Ufer des alten Malka-Tales ist von mächtigem Lösslehm zusammengesetzt, der von der Malka, wo sie bei Marjinskaja ihr altes Tal verlässt und nach E auf die Baksanebene austritt, tief eingeschnitten ist. Er bildet hier eine Terrasse von 16 — 20 m Höhe über dem Boden des toten Tales. Weiter nach N nimmt die Höhe der Terrasse erst langsam, dann rasch zu und erreicht an deren Vereinigungsstelle mit dem Kuma-Tale fast 100 m Höhe.

Die Eisenbahnlinie ersteigt diese Terrasse östlich von der Haltestelle Solka, südlich von welcher eine grosse Schottergrube liegt, und erreicht die grosse, schwach zerschnittene Ebene, die die ganze Fläche zwischen Kuma und Malka-Terek einnimmt. Bald darauf erreicht sie die Station Apollonskaja (Stanitzja Nowopawlowskaja). Das Dorf liegt an dem Kura-Kanal, der in einer bis 30 m tiefen steilwandigen Schlucht läuft. In den Aufschlüssen seiner Ufer sind deutlich zwei Horizonte fossiler Böden erkennbar. Die oben lössähnlichen, tiefer sandigeren Lehmschichten dieser Ebene lagern auf fluvioglazialen Schottern und Sanden.

SCHRIFTTUM.

1. A g a l i n, G. Aperçu géologique sommaire de la partie centrale du Bolschoi Karatschai. Bull. Com. Géol. XLVIII Leningrad, 1929.
2. D é c h y, M. v. Kaukasus, Bd. II u. III. Berlin, 1906-1907.
3. G a t o u e v, S. Compte rendu préliminaire des recherches géologiques exécutées en 1924 figurant dans la moitié Est de la feuille D-4 de la carte du Caucase au 1 : 210.000. Bull. Com. Géol. XLIV, 1925, p. 937 — 943.
4. G a t o u e v, S. Jawlenie sachwata reki w basseine Tereka (Predkawkasie). (Anzapfungerscheinung im Terekgebiet). Travaux Musée Géol. Ac. Sc. d'URSS, V, 1929. p. 151 — 171.
5. J a k o w l e w, S. A. Potschwy i grunty po linii Armawir-Tuapsinskoj zhesnoj dorogi. (Die Böden und Muttergesteine längs der Armawir-Tuapse Eisenbahn). St. Petersburg. 1914.
6. K r y c h t o f o w i t c h, A. N. et A. D. S t o p n é w i t c h. — Les dépôts carbonifères de district Batalpachinsk, territoire du Kouban. Bull. Com. Géol. St. Pétersbourg, XXX, 1916.
7. M i r č i n k, G. F. La corrélation des Dépôts Quaternaires de la Plaine Russe à ceux du Caucase. Bull. de l'Ass. des Inst. pour la recherche scient. près la I Univ. de Moscou, v. II, fasc. 3 — 4, 1928, p. 327.

8. Muschketow, I. W. Geologische Skizze des Gletschergebietes der Teberda und der Tschalta im Kaukasus. Mém. Com. Géol. t. XIV, № 4, 1896.
 9. Prawoslavlev, P. A. — Über die posttertiären Muschel-lager des Asowschen und des Schwarzen Meeres. Travaux du Musée Géol. près l'Ac. des Sc. de l'URSS, IV, 1928.
 10. Prawoslavlev, P. A. and J. M. Anschel's. — Volcanic ash from the loess-like loams of the right shore of Kuban River, near Stanitzja Tenijbekskaia. Trans. of the Lngr. Soc. of Nat. LX, 1930.
 11. Reinhard, A. L. — Issledowania po tschetwertitschnoj geologii w rayone Schach-Daga i Kussarskoj naklonnoj rawniny (Aserbaidzhan) letom 1930 goda. Iswestia G. G. R. U. LI, 1932. (Quartärgeologische Untersuchungen in den Gebieten des Schach-Dagh und der schiefen Ebene von Kussar (Aserbajdzhan) im Sommer 1930.
 12. Reinhard, A. L. Über die Herkunft der Riesenkonglomerate des Kabarda-Gebirges im Nördlichen Kaukasus. Travaux Com. Quaternaire, Ac. Sc. de l'URSS, I, 1931.
 13. Reinhard, A. L. Glazialmorphologische Studien im Westlichen und Zentralen Kaukasus. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XIV, 1926.
 14. Reinhard, A. L. Sametka o dolinach-trogach Kawkasa. (Notiz über die Trogtäler des Kaukasus). Iswestija der Kauk. Abt. d. Russ. Geogr. Ges. XXIII, 1915.
 15. Reinhard, A. L. Stadii otstupanija diluvialnych lednikow w basseinach Teberdy i Kubani. (Rückzugsstadien der diluvialen Gletscher in den Einzugsgebieten der Teberda und des Kuban). Iswestija d. Kauk. Abt. d. Russ. Geogr. Ges. XXIII, 1915.
 16. Reinhard, A. L. Contribution à l'histoire de la vallée du Kouban. Vestnik Geologitscheskogo Komiteta, 1929, № 2.
 17. Reinhard, A. L. Glazial-morphologische Beobachtungen im Kuba- und Kodor-Gebiet im Kaukasus im Sommer 1924. Iswestija d. Russ. Geogr. Gesellsch. LVII. 1925.
 18. Sokolow, N. N. Geomorphologischer Überblick des Gebietes von Tscherkessien (Nördlicher Kaukasus). Beiträge zur Oberflächengestaltung der Nordabdachung des Kaukasus. Arbeiten der Nordkaukasischen Assoziation Wissenschaftlicher Institute. № 65. Rostow am Don. 1930.
 19. Schtschukin, I. S. — Is poesdok po werchnej Kubani. (Exkursion am oberen Kuban). Semlewedenie, 1914.
-

ITINERARY ALONG THE MANYCH RIVER.

K. I. LISSITZIN

AT TIKHORETZKAYA Station the members of the Conference will leave for Salsk Station, crossing the Pontian plateau mantled with loams.

In the region of Tikhoretzkaya Station the Pontian is located at a depth of about 350 — 400 m., being capped by a thick series of Quaternary loams and clays, which below may partly be of Pliocene age. Here, near Tikhoretzkaya Station we find the boundary between the Pontian plateau (covered with thick loams) extending south eastwards and the Upper Pliocene and fluvioglacial plain of the Kuban region. Here also, passes the boundary between the Upper Pliocene and fluvioglacial artesian basin of the Kuban region and the Miocene and Lower Pliocene basin of the Manych depression.

Farther north, along the railway the Pontian beds are rising thus: while at Tikhoretzkaya Station its absolute benchmark is 300 m. below the sea level, at Salsk Station it is 10 m. and at Proletarskaya Station 15 m. above the sea level.

The thickness of alluvia chiefly consisting of Quaternary loams and clays reaches 50 — 100 m. and more above the Pontian beds.

In the Caucasus foreland-plain in the given region the series of Quaternary loams and clays has, in typical cases, 3 humus horizons similarly as in the Ukraine. Each humus horizon has beneath it, like the contemporaneous soil, a layer of «beloglazka» (accumulation of lime), fossil burrows of animals: siberian marmot — tracks, mole holes and «slepchiny» (burrows of *Arctomys bobac* — an animal actually almost extinct). Moreover in each humus horizon and above it numerous ancient soil cracks are very characteristic, filled up in the dark humus horizons with the lighter loam, overlying these horizons, and in the subjacent loam with the darker rock of the humus horizons.

All this may be observed in steppes of the Eisk region and confirms with doubtless absoluteness the continental origin of the series.

This series is far from being homogeneous. In connection with the diagenesis, the admixture of clay increases with depth and red brown hues of rocks appear, which are especially sharply pronounced in the humus horizons, while in the interspaces the lighter yellow brown loams are preserved.

Sometimes processes of diagenesis are weakly developed in the series and red brown colours occur chiefly under the third fossil humus horizon and partly under the second, but not seldom the series except the upper loess-like loam is converted into red-brown clays enclosing the same humus horizons.

The upper horizon is always yellow-brown. In the Caucasus foreland-plain the quantity of particles $< 0,01$ mm. in it is about 50 — 70%.

The red — brown clays contain particles $< 0,01$ mm. up to 80%.

Beneath the third (lower) fossil humus horizon also lies a series of clays or loams often of a crude red-brown colour, but sometimes it is yellow brown, of a loamy habitus. Its lower parts are often grayed and green.

It is interesting that in the Eisk region the whole series of loams under vast shallow saucer-like sinks («steppe saucers») is locally grayed. Steppe saucers are distributed unequally in the Caucasus foreland steppes, and are pronounced not everywhere. These saucers as the newest investigations showed are nothing else as «Karst sinks» whose formation is at the present time observed in the eastern part of the steppes of the Caucasus and in Turkestan under natural conditions and especially in cases of strong artificial moistening of the soil, where canals are present, etc.

At Salsk Station sharp sinks in clayey sands are observable.

At Salsk Station we are descending towards the ancient vast valley of the Manych River bordered by Quaternary terrace deposits chiefly mantling Pliocene formations, — Pontian limestones and sands, also in part Miocene, Upper and Lower Sarmatian deposits. The valley of the Manych River presents a relict of an ancient strait, which more than once connected the Caspian basin with that of the Black Sea during the Quaternary and prior.

The life of the closed Caspian basin is connected with epeirogenic and climatic conditions which during the Quater-

nary (and before) were subjected to strongest oscillations, especially in connection with glaciations.

When epeirogenic phenomena are absent, at each given moment, the state of the level of a closed sea depends on the amount of the dimension water discharged into it by rivers and springs, on the one hand, and evaporation on the other. When during the glacial periods the climate became moister, the sea level had to rise. An especially considerable rise had to take place in the ages of thawing of glacial masses during the retreat of glaciers. Evidently the transgression-periods took place in part during the Interglacial time, too.

It may be supposed, that at that period the water of the Caspian Sea rushed into the Asov Sea and thus was formed a strait-river. It is difficult to say, whether a converse flow has ever existed. At the present time the watershed between the Caspian and the Asov Seas along the floor of the valley is 25 m. above the sea-level. The Caspian Sea has a benchmark 26 m. below the sea-level and for realization of conditions for the connection of the seas it would be necessary to raise the Asov sea for 25 m. and the Caspian sea for more than 50 m. above their actual level.

The erosion of the valley by the rivers flowing from the Stavropol heights, evidently took place chiefly during the Interglacial ages, and the deposition — mainly in the Glacial ages at their close, and at the beginning of the Interglacial ages. It depended on the variations of the basis of erosion. At a certain time the valley was undoubtedly eroded by the river-strait, as neither in the ancient, nor in the contemporaneous valley of the Manych River, do we find a constriction of the channel towards the river-divide, and throughout its whole extent its width remains approximately the same, and the ancient terrace with a Caspian fauna extends, rising from the estuary of the Western Manych River towards the Eastern Manych and merging at the river divide into the ancient deposits of the Caspian Sea. It is obvious that during the formation of this ancient Khvalynsk terrace the water was flowing from the Caspian Sea into the Asov Sea.

The region of the Manych Strait presents a tectonic depression or syncline («Mulde») between the Stavropol anticlinal uplift and the Paleogene Salsk-Yergeniean plateau.

The separation of the Salsk Yergeniean Heights from the

surrounding depression took place still at the close of the Paleogene and at the beginning of the Neogene, for the Sarmatian and Pontian deposits are leaning against this elevation which has been a peninsula in the Neogene seas.

At the close of the Sarmatian arose the Stavropol anticline and the Manych depression was formed. From this time the Caspian and Euxinus basins are united by a strait, the width of which in Pontian time was less than 100 km., and in the Miocene — still less.

The valley of the ancient strait began to form after the regression of the Pontian sea. The rivers of the Stavropol heights eroded it during periods of lowering of the basis of erosion and relative dryness of climate, while the rise of the basis of erosion produced a strait which, judging by new discoveries¹ possibly still existed in a small size during Akchaghylian times and was several times reestablished during the Quaternary.

At the present time the Manych River falls into two parts flowing in opposite directions: the Eastern Manych discharging itself into the Caspian Sea (rather disappearing in sands of the Caspian region), and the Western Manych discharging itself into the Don River. This division is conventional. As a matter of fact we have here the valley of the strait, of a uniform width, connecting the Caspian (Ancient-Caspian) sands with the Don River.

This relictal valley is utilized by the Kalaus River, which enters it at the watershed between the Caspian and Black Seas so strictly on the divide bend of the valley that its waters are parted into two streams. One of them flows into the Caspian Sea and the other into the Asov Sea. In summer there is no permanent flow, except chance showers.

The width of the Manych Valley is 1 — 3 km. In 85 km. of the watershed there is the Large Manych Liman. Total length 130 km., width 1 — 13 km. At its western end into it drains the Great Egorlyk whose alluvial fans have evidently caused the formation of this enormous reach-lake.

¹ Recently the Akchaghylian was discovered in the Euxinus basin (I. M. Gubkin. The problem of the Akchaghylian). It is obvious that here as in the Miocene we have a temporary connection with the ocean.

Here, there are several lakes (limans). The river itself flows rather swiftly between these limans; by a depth of 0,6 — 1 m. it is 3 m. wide and in other points its breadth reaches 10 — 20 m. The floor of the limans consists of grey silt. In some of the lakes or ancient creases lakesalt and medicinal muds are present. Lake Gruzskoye has a floor lying 2 — 4 m. below Lake Gudilo. The constantly afflowing ground water evaporates, due to which lakesalt is deposited.

The total grade of the Eastern Manych is 212 m., half of it being confined to the first 70 km. The width of the contemporaneous valley is also 1 — 2 km.

Below the mouth of the Chagroy, the Eastern Manych flows along a wide lowland steppe with a quite insignificant grade and in 100 km. of its source it breaks into the system of the Sastinsky Lakes, thence under the name of Manetz it falls into the lakes Kuku-Us and Maimekhar and further entirely disappears in sands.

Towards the Caspian Sea is traceable the channel of the Gayduk River falling into the Caspian Sea, 250 km. of the Eastern Manych

The floor of the contemporaneous valley of the Manych is even, covered with grassy vegetation, mainly of the salt-marsh type and presents a flood plain rising only for 1 m. approximately above the floor of the insignificant stream running along it.

In many points the flood plain is swampy or exhibits lakes, sometimes so vast, as the Lake Gudilo. The causes of formation of the lakes are to be looked for among the same conditions which contribute to the formation of the «reaches» pools along rivulets, viz. in their damming by alluvial fans of inflowing tributaries (rivers and ravines). The considerable expansion of the valley in the points where lakes are present may be explained by the work of waves. After the spring flood and subsequent rise of the lake waters deep niches in the banks with subsequent downbreaks may be observed on the banks of Lake Gudilo. Evidently the Asov Sea was also formed from the valley of the Don River owing to the action of waves. Here the waves erode in the loamy cliffs 1 — 2 m. of the coast. Lake Gudilo is twice widened by waves or even more as compared with the normal young valley.

In summer the floor of the contemporaneous valley and

the lake waters are of high salinity. Fresh water is almost of no occurrence on the floor of the contemporaneous valley.

The borders of the contemporaneous valley in different points are diverse what depends on the character of the terraces cut by it, but we have here mainly yellow-brown loams partly with Caspian and farther west Black Sea shells.

Ancient terraces of the Manych River fill up the ancient valley which is very broad up to 10 km. in breadth and at places as for inst. in the Caspian region — still more. Here are distinguished a flood plain about 1 m., 2) terrace II, up to 5 m. in the west with a Black Sea-Caspian fauna, 3) terrace III, with a Caspian fauna of *Didacna*, *Dreissensia*, about 15 m. above the river, 4) terrace IV made up of fresh-water laminated loams up to 30 m. and above (eroded).

Terrace III seems to be the widest developed and is well seen in the region of Salsk-Proletarskaya. Here the flood plain is well pronounced Terrace II is absent. Terrace III consists of loams, partly of stratified structure, sometimes grading into sandy loams, at places a diagonal bedding may be observed. Often in the loams fauna is not observed. The absolute absence of humus horizons is very characteristic. At places occur shells of Caspian *Didacna*, *Dreissensia*, *Paludina*, *Planorbis*, *Limnaea*, etc.

Here the main facies are: 1) facies of unfossiliferous loams, further occur 2) facies of loams and sandy loams with Caspian *Didacna*, *Dreissensia* and *Paludina* and the Black Sea *Cardium edule*; eastwards of the Salsk-Proletarskaya railroad they are usually not met with, 3) facies with fresh-water *Limnaea*, *Planorbis*, etc.

Thus, we observe here a kind of ancient flood plain formed by the river-strait, with a variety of facies common in flood-plains. This flood-plain was rising in the process of accumulation together with the river meandering over it, as it usually occurs when a rising of the base-level of erosion is taking place.

This terrace is traceable almost throughout the whole extent of the Manych River and presents, as already stated by us after P r a v o s l a v l e v, the Khvalynian terrace (Upper Caspian deposits). He refers it to the Würmian time.

In other places we have a more complicated picture and often observe a great number of terraces. The eastern terraces

differ from the western in their structure. So, in the west, the lower terraces have an abundant mixed Black Sea-Caspian fauna. According to our observations and those by K a m e n s k y, at Lake Gudilo we have the above-mentioned Khvalynian terrace with a Caspian fauna, 10 — 15 m. high, leaning against a higher terrace with brown stratified loam, rising to 30 m. above the Manych River. Here in the scarp of the 3-d terrace mainly fresh-water shells are discovered. Rarely fragments of big *Didacna* possibly coming from this scarp are found at its foot.

The high ancient terrace is dissected by the deep valleys of rivers flowing from the Yergeni and here we find a series of gentle hills and ancient channels extending parallel to the Manych River (Lake Gudilo), partly in the form of creases. The Khvalynian deposits seem to fill up the hollows eroded in the high terrace.

At places the ancient river-channels exhibit salt lakes with lake-salt. It is interesting, that on the floor of the utterly closed salt-lake Gruszkoye lying $1\frac{1}{2}$ m. below Lake Gudilo (name derived from the murmur of waves), B o g a c h e v identified from a bore-hole the Azovian form *Cerithyolum retiolatum*. We have found two specimens of *Cardium edule* in the waste from the bottom of a trench near the border of the lake, together with the Caspian *Didacna* and *Dreissensia*. This appears the more enigmatic, as the lake is surrounded by cliffs rising minimum for 15 m. above its level.

Thus, the discovery of an Asovian fauna here should be explained either by transportation by birds (?) or by the existence of an ancient pre-Khvalynian transgression of the Black Sea that is scarcely probable, or else by a penetration here in same unknown way of waters of a newest transgression.

According to O. V. R o s e n's identification, the fauna discovered here by us is as follows.

<i>Paludina duboisiana</i>	<i>Corbicula fluminalis</i> var.
<i>Micromelania caspia</i>	<i>crassulus</i>
<i>Clessinia variabilis</i>	<i>Didacna g. trigonia.</i>
<i>Caspia grimmeri</i>	» » <i>crassa</i>
<i>Hydrobia</i>	» » <i>crenulata</i>
<i>Lythoglyphus</i>	<i>Monodacna longipes</i>
<i>Theodaxus pallasi</i>	» <i>caspium</i>
<i>Dreissensia polymorpha</i> var.	» <i>pseudocatillus</i>

<i>Dreissensia aralensis</i>	<i>Cardium edule</i> var. <i>lamarki</i>
» <i>caspia</i> var. <i>crassa</i>	<i>Linnocardium</i> sp.
» <i>rostriformis</i> var. <i>minor</i>	
» var. <i>curvirostris</i>	

Besides the above mentioned terraces along Lake Gudilo, at places there is moreover a second low terrace approximately 2 m. high, with *Dreissensia*.

It is interesting, that in this region *Cardium edule* is recorded by Bogachev only from the very floor of the contemporaneous valley and not high above Lake Gudilo. It is possible, that it coincides with our low terrace.

The third type of the structure of the valley of the Manych River is its lower, western part, as for instance in the region of limans: Sadkovskiy, Mechetniy and below. Here, except the 3-rd Khvalynian terrace we have a still lower terrace above the flood plain, rising to 5 m. above the latter with a mixed Black Sea—Caspian fauna.

In the region of Sporniy, near the Liman Sadkovskiy, below the latter we have a flood plain, not more than half a meter above the river. The Manych has here, below the Liman Sadovskiy, a rapid current.

On the right side of the river there are two terraces above the flood plain. One of them 5 m. high, consists of sandy loams up to the top, with a rather abundant fauna of mixed Caspian—Asovian type. According to O. V. Rosen's determination, here we meet with.

1. Fresh-water forms:

Paludina duboisiana
Limnaea palustris
Sphaerium rhivicola
Dreissensia polymorpha.

2. Caspian forms:]

Monodacna pseudocatillus (according to author's opinion — a kind of transition to *M. colorata*).
Didacna trigonoides
Dreissensia caspia, var. *aralensis*.

3. Black Sea forms:

Cardium edule

Venus gallina

Nassa reticulata

Tapes sp.

It is interesting, that at the present time, the latter, or Black Sea forms, live no more in the Taganrog Bay and partly in the Asov Sea in consequence of freshening of the Bay, possibly due to its gradual isolation by developing sand spits.

Bogachev points out the same picture near the Liman Mechetniy, where on the «island» was also discovered a mixed Black Sea — Caspian fauna and in the high terrace rising to 15 m. only land forms and Caspian ones.

Here on the right side, the width of the terrace is about 100 m.

This same 2-d terrace is also developed on the left side—over a vast area, but there, as well as farther downstream on the right side, its character changes. At the top of it we have a series of unfossiliferous loams and only in the lower part appear sands with *Cardium edule* and *Dreissensia*, while *Venus gallina*, *Tapes* and Caspian forms do not occur.

The above mentioned terrace leans against a higher loam terrace rising to about 15 m. above the flood plain. It falls down as an abrupt scarp, directly to the Liman Sadkovskiy. Here, the lower terrace is destroyed by the action of waves. The high terrace contains only Caspian forms — *Didacna*, *Monodacna* and *Dreissensia* and somewhat rising extends for several kilometers northwards and for some scores of kilometers eastwards along the Manych, approximately as far as Platovskaya Station; further it appears on both sides of the stream. In waste rock from wells were found the same Caspian forms. Black Sea forms being thus far not detected. — Thus, it is the 3-d Khvalynian — Würmian terrace of Pravoslavlev, the most widely pronounced one, everywhere along the Manych River, as well in the region of the proposed excursion. Here, however, *Cardium edule* was discovered by me together with Caspian forms. Thus, the Khvalynian terrace in its western part already contains *C. edule*.

It is to regret, that boring was not carried out in the valley of the Manych River. But that it can be highly productive

is shown by the fact that a bore-hole just sunk in the state farm «Ovtzevod» (Sheep-breeder) № 2, 7 km. southwards of the contemporaneous valley of the Manych, 25 km. northwest of Platovskaya Station and in 13 km of the Red Army Village Soviet, has struck at a depth of 25-32 m. below the surface, silt with a multitude of shells, mainly of the Black Sea type, such as *Nassa reticulata*, *Cerithyolum reticulatus*, *Tapes* sp., *Cardium edule* and fragments of *Dreissensia*. This point lies to the south of the Liman Sadkovskiy and evidently must be located on the lower terrace (11). It is interesting, that *Cardium edule* occurred down to 40 m. from the surface.

Hence it is clear, that after the deposition of the 3-rd Khvalynian terrace, the valley of the Manych was deepened very much, approximately not less than to 20 — 30 m. below the sea level and probably much more. Thus, the base-level of erosion was lowered in respect to the contemporaneous one, after which a sharp uplift of the basis of erosion took place, up to 5 m. above the river, while now a new lowering is observed. Oscillations took place repeatedly; according to the number of terraces, not less than 4 times.

It is clear, that the main mass of the Black Sea deposits rests hidden on the floor of the valley.

In the lowermost parts of the Manych River, we have a development of the 2-d terrace with *Cardium edule* and moreover a high loam terrace barren of fossil fauna. This loam terrace crops out on the right side at the lower limans in the form of high scarps. These scarps exceed in height the Khvalynian terrace. Humus grounds are absent here, too.

Humus horizons were generally not discovered in deposits along the Manych River.

Connection between the deposits of the Manych and the Azov and Black Sea deposits.

IN DESCENDING to the very estuary of the Manych River, we enter the vast valley of the Don River. Here the Black Sea-Caspian fauna of the type of the Sporniy Farm was met near Fedulovo Farm at the border of the flood plain of the Don River. Thus, the flood plain of the Don River already lies on the level of the 2-d terrace, evidently owing to its

erosion. According to Krashennnikov, the 2-d terrace is 5 — 6 m. above the Dcn. According to Rosen, here were discovered the following forms (a part of which are doubtless contemporaneous).

<i>Helix rubiginosa</i>	<i>Paludina duboisiana</i>
<i>Succinea stagnolisi</i>	<i>Bithinia tentaculata</i>
» <i>palustris</i>	» <i>leachi</i>
<i>Planorbis marginatus</i>	<i>Hydrobia</i>
» <i>rotundatus</i>	<i>Lithoglyphus naticoides</i>
» <i>contortus</i>	<i>Caspia grimmi</i>
<i>Segmentina nitiola</i>	<i>Nassa reticulata</i>
<i>Valvata fluviatilis</i>	<i>Cerithium reticulatum</i> var.
» <i>naticina</i>	<i>intermedia</i>
» <i>umblicata</i>	<i>Micromelania lineta</i>
<i>Limnocardium</i> sp.	» <i>curta</i>
<i>Neritina danubialis</i>	<i>Nematurella conus</i>
<i>Anadonta ostiaria</i>	<i>Cardium edule</i> var. <i>lomutin</i>
<i>Pseudanadonta complanata</i>	<i>Cardium edule</i> var. <i>nuciformis</i>
var. <i>schrieveky</i>	<i>Monodacna catillus</i>
<i>Unio tumidus</i>	<i>Didacna trigonoides</i>
» <i>rostratus</i>	» <i>bacri</i>
<i>Sphaerium rivicola</i>	» <i>triangula</i>
<i>Pisidium amnicum</i>	<i>Tapes rugatus</i>
<i>Corbicula fluminalis</i> var.	<i>Dreissensia polymorpha</i> .
<i>crassula</i>	

Our extensive boring in the estuary of the Dcn in its delta and in the Taganrog Bay, did not find out the above mentioned transgression with the Black Sea-Caspian fauna, but only strata of the newest transgression with *Cardium edule* without any other forms of the Black Sea.

Usually in bore-holes here are observed:

1) Muddy soil with *Vitrina*, *Vallonia pulchella*, *Dreissensia*, *Hydrobia* — 0,8 m. (the «upper» series of the delta).

2) Grey, greenish-grey, partly silty sand with *Cardium edule*, *Micromelania lineta* *Caspia*, *Dreissensia polymorpha*, *Lithoglyphus naticoides*, *Unio* (the «middle» series of the delta) about 2 m.

3) Sandy mud with *Cardium edule*, *grimmeri* and oth. (the «lower» series of the delta).

4) Yellow-grey clays sometimes with shells and sands (deposits of other cycles).

In the Taganrog Bay are revealed:

1) Contemporaneous liquid muds, without *Cardium edule*: but with *Monodacna*.

2) More ancient liquid muds with *Cardium edule*.

3) Compact muds with *C. edule*. Evidently *Venus gallina*, *Tapes* and oth. did not penetrate here during the latest transgression.

4) Loams and sands.

Only owing to dredging near the town of Azov and below, it was possible to catch remnants of the Black Sea-Caspian terrace, submerged here in the delta of the Don below its level.

Bogachev pointed to these shells near the town Azov and above it along the shore, but we did not find them.

Here were also discovered such forms as are characteristic of more saline water, than now that of the Azov-Sea, viz. *Pecten*, *Mytilus galloprovincialis*, *Donax*, *Tapes*, *Venus gallina*, *Cardium edule* in association with numerous, and unlike those of the Manych terrace, — big and rather stout *Didacna* of the type *crassa* and *trigonoides*, and also *Monodacna* sp. and various *Dreissensia*. According to Shapovalov here is also found *Cardium tuberculatum*, a form characteristic of the Tyrrhenian terrace of the Black Sea (Андрусов).

It is incomprehensible why the above mentioned marine forms are now of no occurrence in the Taganrog Bay, and others even in the Azov Sea. Formerly, as we have seen, they penetrated into the Don Bay freshened by so large a stream as the Don. Did not the Don flow into the Caspian Sea at that time? This, however, is hardly probable. The causes of salinification of the Don Bay are to be explained by the high salinification of the Black Sea and the Azov Sea, which in their turn, grew more saline owing to the invasion of the water of the Mediterranean Sea during the transgression with *Cardium tuberculatum*, as well as by climatic conditions.

Later on the Azov Sea and the Black Sea freshened.

On the coast of the Azov Sea we shall see but loams eroded by sea waves at a speed of 1-2 m. a year. At places the eroded *Paludina*-terrace with an ancient Caspian fauna is expo-

sed. As to the traces of the Khvalynian (III) terrace of the Manych or the lower (II) terrace with *Cardium tuberculatum* we do not observe them. It is clear that the Azov Sea itself was formed from the bay of the flooded valley of the Don, eroded by waves and currents. Thus, here along the coast young terraces are not preserved — they are eroded.

All that has been said in the preceding, together with the results of explorations along the Azov Sea, permits to outline the following phases in the development of the valley of the Manych River.

1. Contemporaneous moister phase. Advance of the Manych and Don delta as far as the Taganrog Bay: extinction of the newest Don-Manych Liman (deepening of the channel of the flood plain for 1 m.). Widening of lakes by wave action in spring. Certain lowering of the basis of erosion. Freshening of the Taganrog Bay and Azov Sea. Extinction of many marine forms in connection with the freshening of water depending on the moistening of climate.

Cardium edule becomes extinct in the Taganrog Bay.

Venus gallina, *Tapes*, etc. in the Azov Sea (P a u l i). The upper part of the Azov Sea mud (without *Cardium edule*).

2. Arid («Eisk») phase of the newest transgression with a Black Sea fauna (without the Caspian one). Rise of the basis of erosion, submergence of river-valleys, formation of the newest Don-Manych liman (and perhaps that of the Donetz). Deposition of sediments with *Cardium edule* and *Monodacna colorata*, *Dreissensia polymorpha*, etc. (without the Caspian *Didacna*, etc.) in the valley of the Don and the Manych in their lower parts.

Beds with *Cardium edule* and *Syndesmia ovata* in the valleys of the Eisk rivers. Oozes of the Azov-Sea with *Venus gallina*, *Tapes*, *Nassa reticulata* and coastal ridges. Muds of the Taganrog Bay with *Cardium edule*.

3. Lowering of the basis of erosion; erosion of deposits of the 2-d terrace and formation of its scarp down to the level of the contemporaneous Manych (to 5 m.) and below.

The «Kertch» phase with its highly impoverished marine fauna and presence of Caspian forms belongs approximately to this time. Here occur *Cardium edule*, *Cerithium reticulatum*, *Dreissensia cf. caspia*, *Monodacna*, *Pseudocardium colorata*, *Didacna*, the latter dying out.

Freshened sediments of the Black Sea with Caspian elements occurring beneath the contemporaneous ones (beginning of the newest transgressions).

4. «Azovian» (*Tuberculata* Thyrrhenian) phase, arid, with salt water, warm. Rise of the basis of erosion. Transgressions with a Black Sea-Caspian fauna into the valley of the Don (Donetz) and Manych rivers. Phase of formation of ancient limans. Formation of deposits of the 2-d Manych terrace up to a height of about 5 m. above the river-level (10-30 m. abs. height). Black Sea forms, as *Venus gallina*, *Tapes*, *Nassa reticulata*, *Cardium edule* died out in the Taganrog Bay partly in the Azov Sea, as well as Caspian *Didacna* and *Dreissensia*. Near the town of Azov occur beds with *Cardium*, *Pecten*, *Mytilus galloprovincialis*, *Venus gallina*, *Tapes* (and may be *Cardium tuberculatum*, and also big Caspian *Didacna* of the type *crassa*, *trigonoides* and *Dreissensia*. Beds with *Cardium tuberculatum* in the Black Sea (Thyrrhenian terrace after A n d r u s s o v).

Formation of the latest strait of the Manych; deposition of its thick sediments in a deep hollow.

5. Lowering of the basis of erosion and a deep cutting for some scores of metres below the contemporaneous river and sea levels, deposition of the 3-d (Khvalynian) terrace of the Manych, formation of its scarp (at present rising to 15 m. above the river). Formation of the valley up to the boundaries of the second terrace. Width, — usually 1-2 km. i. e. approximating that of the contemporaneous valley, but near the estuary it widens. Khvalynsk-Azovian phase.

6. Rise of the basis of erosion. Khvalynian transgression. Deposition of the Caspian terrace along the Manych, at places, with *Didacna*, *Dreissensia*, at others with fresh-water forms, in the lower parts also with *Cardium edule* up to 15 m. above the river. Filling up of depressions between the hills of the ancient terrace, near Lake Gudilo. The height of the terrace extending nearly to the estuary of the Manych is uniform — 10-15 m. above the river, Absolute bench-marks change approximately from 20 to 40 m, above the Black Sea level correspondingly to the grade of the Manych River.

In the Azov Sea these deposits are eroded by waves.

The Tuapse terrace (A l f e r i e v) with Caspian *Di-*

dacna, *Dreissensia* and an admixture of some Black Sea forms as *Cardium edule*, *Venus gallina*, etc.

The Chokrak terrace is of the same habitus.

7. Lowering of the basis of erosion; erosion of the 4-th terrace; formation of the ancient valley, up to 10 km. and more in width. Formation of undulating hills on the 4-th terrace through dissection of that terrace by ravines advancing from the Yergeni.

8. Rise of the basis of erosion and deposition of brown stratified fresh-water (may be Caspian) loams of the 4-th terrace near Lake Gudilo up to about 30 m. above the river and formerly, probably, still higher. The high terrace of the village Divnoie. The high terrace near the Yergeni (P r a v o s l a v l e v).

Gap (interruption) of some cycles (Apsheonian, Akchaghylian and oth.).

9. Formation of a hollow in the Pontian plateau of the Manych basin.

10. Deposition of the Pontian plateau.

Age of deposits of the Manych Valley.

THE PROBLEM is disputable. If we proceed from Andrusov's opinions that the terrace of the Black Sea with *Cardium tuberculatum* (or the «Sochi» terrace) which we call Asovian, corresponds to the Thyrrenian terrace of the Mediterranean Sea, the above mentioned phases will correspond. phase (2) — Würm (IV gl), phase (3) — Riss-Würm, phase (4) — Riss (III) and Riss-Würm (beginn.), phase (5) — Mindel-Riss, phase (6) — Mindel (II), phase (7) — Gunz-Mindel, phase (8) — Gunz (I), phase (9) — Pre-Glacial epoch, phase (10) Pontian.

If we proceed from the opinion that the second arenaceous terraces of the southern streams of the European part of the U.S.S.R. inclusive those of the Don referred to the Würmian time are the closest to the second terrace of the Volga with strata which are correlated here with the *Cardium edule* beds, and that the Khvalynian terrace approximates the high Rissian terrace of the southern rivers (according to Laskarev), the correlation will be another:

- phase (2) — Neowürm
 » (4) — Würm and later
 » (6) — Riss
 » (8) — Mindel
 » (10) — Günz-Mindel.

We shall have still another picture, if according to the majority of Russian geologists (M i r c i n k, P a v l o v, P r a v o s l a v l e v, etc.) we shall admit, that the Khvalynsk transgression corresponds to the Würmian time.

- phase (2) — stage of retreat of the Würm
 » (4) — Neowürm
 » (6) — Würm
 » (8) — Riss
 » (9) — Mindel-Riss.

We draw the reader's attention to the fact that warm and evidently dry phases (with water of high salinity) correspond to moments of accumulation of deposits on terraces.

LITERATURE.

1. A n d r u s s o v. Vzaimootnosheniia Evksinskogo i Kaspiiskogo basseinov v neoghenovuu epokhu. (The Euxinus and Caspian basins in the Neogene epoch). Izv. Ak. Nauk. 1918, № 1.
2. B o g a c h e v. Observations géologiques dans le bassin de la rivière Manych. Bull. du Com. Géol., 1903, t. XXII.
3. B o g a c h e v. Kratkii Geologicheskii Oчерк Rostovskogo okrugа. (A short géological sketch of the Rostov Circuit.) Rostov n/D. 1914. 14 str.
4. B o g a c h e v. Recherches géologiques dans la partie Sud du bassin du Manych Occidental. Bull. du Com. Géol., 1910, t. XXIX.
5. B o g a c h e v. Compte rendu préliminaire des recherches géologiques faites en 1907 et 1908.
6. B o g a c h e v i A c a d. N. I. A n d r u s s o v i Geologia Prikaspiiskikh stran. Mat. po geol. istorii Kaspiiskogo moria. (N. Andrusov and the geology of the land around the Caspian Sea). Ch. I. Azerb. Neft. Khoz., 1928, str. 13 — 16.
7. B o g a c h e v i S h i s h k i n a. Putevoditel dlia geologitscheskiv ekskursii v zemle Voiska Donskogo. (Guide for géological excursions in the Don Territory). Okreschnosti Gor. Rostova n/D Novocherkassk.
8. G r i g o r o v i c h, — B e r e z o v s k y, N. A. Les dépôts postpliocènes marins sur les bords de la Mer Noire.
9. D v o i c h e n k o, P. A. Geologicheskaiia istoria Kryma. (The geological history of the Crimea). Zap. Kriym. Obshch. Est. VIII. Simpheropol, 1926.
10. G i r m o u n s k y, A. M. Sur les limites des glaciations dans la plaine Russe. Bull. de la Comm. pour l'étude du Quaternaire.
11. G i r m o u n s k y, A. M. Predely vozmozhnikh raznoglasiu v

- suzhdeniakh o posletretichnikh obrasovaniakh Rossii. (Limits of possible controversy about interpretation of the Post-Tertiary formations of Russia). *Vesntik Mosk. Gorn. Ak. v. I* № 2. Moskva, 1922.
12. Ivanov, D. L. Untersuchungen im Stavropolschen Gouvernement, ausgeführt im Jahre, 1885.
 13. Kamensky, V. M. Pliotzenovyi i postpliotzenovyi otlozhenia severnykh Yergenei i Priyergeninskoi stepi. (Pliocene and Post-Pliocene deposits of the Northern Yergeni and the Yergeni Steppe). *Bull. Mosk. Obshtch. Isp. Prir. Otd. Geol. II* (№ 4), str. 365 — 382), 1925 — 24.
 14. Laskarev, V. D. Obsor chetvertichnikh otlozhenii Novorossii. (Revision of the Quaternary deposits of Novorossia). *Zap. Obshch. Selsk. Khoz. Uzhnoi Rossii. Kn. I*, 1919. Odessa.
 15. Lissitzin, K. I. Geologicheskie uslovia predpologamoï trassy kanala v delte r. Dona i u Uzhnogo berega Taganrogskogo zaliva. (The geological conditions of the projected course of the channel in the Don delta and along the southern coast of Taganrog Bay. Vodnaia maghistrál Volga-Don-Azovskoie more. *Sev. Kavk. Planovaia Comm. pri Kraev, Ispolkome. Rostov r/D. vyp. 2*, 1925.
 16. Meller, V. Paleontologicheskie dopolnenia i poiasnenia k pismu N. J. Danilevskogo o rezultatakh poezdki ego na Manych. (Supplementary paleontological data und explanation to the letter of N. Danilevsky about his excursion to the Manych River). *Izv. R. G. O. v. XIV. v. 4 — 16 str. S. Pl.* 1878.
 17. Mirčink, G. F. O kolichestve oledeneniï Ruskoï Ravniny. (About the number of glaciations of the Russian Plain). *Priroda*.
 18. Mirčink, G. F. O fiziko-geographicheskikh usloviakh epokhi otlozhenia verkhnego gorizonta loessa na ploshchadi Evropeiskoi Chasti SSSR. (About the physico-geographical conditions in the epoch of the deposition of the upper loess-series of the European part of USSR). *Izv. Ak. Nauk, VII ser.*, 1928. str. 113 — 142. Lngr.
 19. Mirčink, G. F. La correlation des dépôts Quaternaires de la plaine Russe et ceux de Caucase. *Bull. Ass. des Inst. pour la recherche scient. pres la I Univ. de Moscou, v. II, fasc. 3-4*, 1928, p. 327.
 20. Mushketov, I. Geologische Untersuchungen in der Kalmückischen Steppe in den Jahren 1884 — 85. *Mém. du Com. Géol.*, t. XIV, № 1. 1895.
 21. Pavlov, A. P. Dépôts neogènes et Quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. *Mém. de la Sect. Géol. de la Soc. d'Amis de Sc. Natur.*, livr. 5, 1925. Moscou.
 22. Pravoslavlev, P. A. Terrassy halochnykh sistem i fluvio-glacialnye obrazovaniia uzhnoi chasti Yergenei. (The terraces of the ravine systems and the fluvio-glacial formation in the southern part of the Yergeni). *Trudy Lngr. Obshch. Est.*, v. LX, f. I, str. 93 — 135. Lngr 1930.
 23. Pravoslavlev, P. A. Kleghende morskikh posletretichnikh obrasovaniï. (To the legend of the marine Post-Tertiary formations). *Gheologicheskii Vestnik, v. V* № 1-3, str. 59 — 62. Lngr, 1926.
 24. Pravoslavlev, P. A. — Über die posttertiären Muschellager des Asorwschen und des Schwarzen Meeres. *Travaux du Musée. Géol. près l'Ac. Sc. de l'URSS, IV* 1928. 119 — 190.

SKIZZE DER QUARTÄRABLAGERUNGEN DER UNTEREN WOLGA ZWISCHEN SARATOW UND STALINGRAD.

E. W. MILANOWSKY.

DIE EXKURSION die Wolga entlang von Stalingrad (vorm. Zaritzin) bis Saratow gestattet uns mit der Geomorphologie und den Quartärablagerungen des äusserst interessanten Gebiets der unteren Wolga bekannt zu werden.

Als charakteristische Eigenheit des Unteren Wolgagebietes erscheint der erstaunliche Gegensatz zwischen dem rechtsuferigen und dem linksuferigen oder Transwolgagebiet.

Auf der ganzen Strecke von Stalingrad bis Saratow und weiter nach Norden trennt das gegenwärtige breite Wolgatal zwei Gebiete, die sich scharf nach ihrem Relief, geologischem Aufbau und geologischer Geschichte von einander unterscheiden. Westlich von der Wolga, längs ihrem rechten Ufer, zieht sich das hohe Plateau der Wolga-Don-Wasserscheide, welches das südliche Ende der Wolgaanhöhe vorstellt. Oestlich erstreckt sich die riesige Kaspische Niederung, deren bedeutender Teil tiefer als der Spiegel des Weltozeans liegt.

Dieser Gegensatz des Reliefs des rechten und des linken Uferlandes der Wolga ist nicht nur die Eigentümlichkeit des gegenwärtigen geologischen Moments, vielmehr wurde er in weitentrückter geologischer Vergangenheit angelegt und besonders scharf trat er im Pliozän und während des ganzen Quartärs zu Tage, infolgedessen das Gebiet der Wolgaanhöhe im Laufe einer langen Zeit vorwiegend eine Denudationsregion war, wogegen die Kaspische Niederungen das Gebiet energischer Akkumulation der Ablagerungen blieb.

Auf der Strecke zwischen Saratow und Stalingrad hat die Wolgaanhöhe den Charakter eines ziemlich hohen Steppenplateaus, das sich allmählich verengt und von Norden nach Süden abdacht. Im nördlichen Teil bei Saratow hat es eine Durchschnittshöhe von ungefähr 250 m ü. d. M., wobei seine einzelnen Teile westlicher der genannten Stadt bis 300 m

Höhe erreichen. Südlicher, auf der Breite der Schleife zwischen den Dörfern Solotoje und Schtscherbakowka, befinden sich die höchsten Punkte der Wolgaanhöhe (300 — 327 m) in einer Entfernung von 30 — 50 km vom Ufer der Wolga, auf der Wasserscheide zwischen den linken Nebenflüssen des Don, der Ilowlja und der Medweditsa. Die Hauptwasserscheide zwischen Wolga und Don übersteigt hier durchschnittlich nicht 200 m und südlich zwischen Kamyschin und Stalingrad sinkt sie bis 150 — 130 m. Bei der Stadt Kamyschin ist die lokale Senkung der Wolga-Don-Wasserscheide auffallend, die die Bedeutung der Hauptwasserscheide zwischen dem Becken des Atlantischen Ozeans und dem abflusslosen Binnenbecken des Kaspischen Meeres hat. Hier liegt die Wasserscheide zwischen den Quellgebieten der Kamyschinka, welche in die Wolga fließt und der Ilowlja, die dem Don zufließt, 110 — 112 m über dem Ozeanspiegel. Besonders interessant ist hier der Umstand, dass das Niveau der alluvialen Terrasse der Ilowlja auf der betreffenden Landstrecke in 90 m Höhe liegt, d. h. im ganzen 20 — 30 m tiefer als der Kamm dieser wichtigsten Wasserscheide. Aller Wahrscheinlichkeit nach, wird die weitere intensive Erosion der Kamyschinka, deren Erosionsbasis unter dem Ozeanspiegel liegt zum Durchschneiden der Wasserscheide führen.

Südlich von der Stadt Krassnoarmeisk (vorm. Sarepta) setzt sich die Wolgaanhöhe weiter nach Süden als Plateau der Jergeni fort. Dieses halbhöde Plateau mit dem Charakter einer Halbwüste reicht südlich fast bis zum Vorkaukasischen Stawropoltchen Plateau, vom letzteren durch die nicht breite Senkung des westlichen und des östlichen Manytsch getrennt, die während einiger Momente des Quartärs als Verbindung zwischen dem Pontus und dem Kaspische Meer diente.

Die Wolga-Don-Wasserscheide ist ausserordentlich asymmetrisch aufgebaut. Ihr Kamm verläuft ganz nah von der Wolga, zu deren Tal die Wasserscheide äusserst scharf und steil abfällt. Der Westabhang der Wasserscheide ist sehr breit und sanft. Im Zusammenhang damit steht die viel intensivere Zertalung des zur Wolga gekehrten Abhanges der Wasserscheide im Vergleich zu dem zum Don gerichteten. Die ganze Uferzone der Wolga ist durch zahlreiche Schluchten und Rinnen zergliedert. Die grösseren Schluchten mit gut ausgearbeitetem Querprofil, die sich im reiferen Stadium

der Erosion befinden, haben im Wolgagebiet, wie auch in der Ukraine und überhaupt im ganzen südlichen Teil der Russischen Ebene die Benennung «Balki»¹.

Der charakteristische Zug im Relief der Balki und der Flusstäler des Südlichen Wolgagebietes ist die Asymmetrie der Abhänge und der Riedelhöhen, die hier ausgezeichnet längs vielen rechten Nebenflüssen der Wolga ausgeprägt ist. Gewöhnlich haben die in Breitenrichtung orientierten Täler eine steile südliche und eine sanftere nach Norden exponierte Abdachung. Im Zusammenhang mit dieser Eigentümlichkeit des Reliefs, steht der Charakter der die Abhänge bedeckenden Quartärablagerungen, die sich in vielen Fällen nach ihrem mechanischen Bestand von einander unterscheiden.

Die Asymmetrie der Täler im betreffenden Gebiet wird am besten durch die Insolationshypothese erklärt, die diese Erscheinung mit den ungleichen Bedingungen der Erwärmung der nach Süden und Norden gekehrten Abhänge in Zusammenhang bringt. Der Komplex der Prozesse der Deflation, der Erosion und der Ablation u. a. m. erweist sich für beide Abhänge als verschieden, qualitativ sowie auch quantitativ, und verändert diese Abhänge nicht in gleicher Weise.

Es ist auch notwendig für das rechte Wolgaufer die scharf ausgeprägte und auf der ganzen Strecke von Stalingrad bis Saratow zu Tage tretende Terrassierung zu erwähnen. In den meisten Fällen kann man vom Schiff aus sehen, dass das Plateau nicht schroff mit einem steilen Abhang zum Ufer endet, sondern sich stufenweise senkt, meist in 3 — 4 Stufen von verschiedener Höhe und Breite. Die Bildungsweise dieser Terrassen ist verschieden an verschiedenen Punkten. In einigen Fällen haben wir typische Denudationsterrassen, bedingt durch den verschiedenen Widerstand der Gesteine gegenüber der zerstörenden Wirkung der atmosphärischen Agenten und der Erosionsprozesse; in anderen Fällen treffen wir mit dem Vorhandensein von mehreren Zyklen von Erosion und alluvialer Akkumulation zusammen, in den dritten Fällen haben wir grandiose stufen- und kettenartige Bergrutsche vor uns, die in stärkstem Masse in einigen Regionen des Wolgagebietes entwickelt sind. Die untere Stufe wird fast auf der ganzen Strecke von Stalingrad bis Saratow vom Flusse

¹ Einzahl «Balka».

unterspült, infolgedessen das rechte Wolgaufer an prachtvollen Aufschlüssen reich ist, die den Aufbau der Grund- und Quartärgesteine veranschaulichen.

Ein ganz anderes Bild liefert das Relief des linken Wolgaufers. Vom blauen Bande des Flusses bis zum Horizont dehnt sich eine wie ein Tisch, ebene Niederung, deren Oede und Einförmigkeit an die Perspektive des offenen Meeres erinnert. Diese ungeheure Kaspische Niederung liegt grösstenteils unter dem Ozeanspiegel. Die Wolga selbst und ihre gegenwärtige alluviale Terrasse befinden sich im Gebiet der negativen Höhenkoten, d. h. tiefer als der Ozeanspiegel, von der Mündung bis zur Stadt Kamyschin und der Mündung des Flusses Jeruslan. Der unmittelbar an ihr liegende Teil der Niederung hat im Durchschnitt 0 bis № 15 — 20 m Höhe, nur an einigen Stellen bis 25 m ansteigend. Als Nordgrenze dieser Niederung dient die Mündung des Jeruslan, der von einer sehr sanften und nicht hohen Steppenkette oder «Uwal» kommt, die das südliche Ende der Anhöhe Obschtshij Ssyrt bildet. Nördlich von der Mündung des Jeruslan steigt die Steppe des Transwolgagebietes bis zur Durchschnittshöhe von 50 — 75 m an. Die Niederung des linken Wolgaufers ist fast erosionsfrei: nur die flachen, sehr sanften Depressionen, in denen sich in der Frühjahrs- und Herbstregenzeit Wasser ansammelt und die im Sommer vollkommen trocken sind («Liman») und die nicht grossen brackigen und salzigen Seen bringen einige Abwechselung in die Landschaft. Ausserdem muss man hier das charakteristische Mikrorelief erwähnen, als dessen wesentliches Element die zahlreichen Erdhügel bei den Höhlen der Ziesel, der kleinen Steppenannagetierte, sowie die Salzpflanzen (Ssolontzy) erscheinen.

Dieser Charakter der Transwolganiederung wird durch ihre Entstehungsart, ebenso wie durch klimatische Verhältnisse des Südostens der Russischen Ebene erklärt.

Ihre Oberfläche ist von einer horizontal liegenden Schicht von alt-kaspischen sandlehmigen Ablagerungen aufgebaut, die nur schwach von der Erosion angegriffen sind und fast unberührt ihr ursprüngliches Relief beibehalten haben.

Der Wechsel der Jahreszeiten ist hier sehr scharf, wobei der heisse und trockene Sommer 5 Monate dauert; der Frühling und der Herbst sind sehr kurz und zeichnen sich durch Unbeständigkeit der Witterung aus; der Winter ist kalt und

verhältnissmässig schneearm, besonders im südlichen Teil des Gebietes.

Solche klimatische Verhältnisse wirken stark auf den Gang der gegenwärtigen geologischen Prozesse. Charakteristisch ist die Anhäufung von leicht löslichen Sulfatsalzen und Chloriden in den oberen Horizonten der Böden und stellenweise direkt auf der Oberfläche, das Vorhandensein von Salzseen (auf der Kaspischen Niederung), die Erscheinung der Deflation, in einigen Gegenden, Bildung von echten Barchanengebieten (beim Kaspischen Meere) u. s. w.

Die Wolga selbst, in diese trockene, halböde Gegend aus einem feuchten gemässigten Klimagebiet kommend, bringt weichere Züge in das Landschaftsbild herein. Ihre sandigen Inseln sind mit malerischem Grün bedeckt, längs ihren Ufern liegen grosse Städte und zahlreiche Dörfer.

In ihrem Unterlauf ist die Wolga ein mächtiger Strom von 1 — 2 km Breite, in einem weiten Tal fliessend, das bei Stalingrad 20—30 km und näher zu Astrachan sogar 50 km Breite erreicht.

Die Menge des im Wolgagewässer suspendierten mechanischen Materials ist noch nicht genügend erforscht, doch die bereits vorhandenen Angaben zeigen, dass es ein ziemlich bedeutendes Quantum von Sand und Schlamm transportiert: bei Saratow ist die Menge der suspendierten Teilchen im April 143,3 — 205,3 mgr. auf ein Liter, im Mai 150 mgr und im Januar, Februar und März 3 — 5 mgr auf ein Liter.

Die gegenwärtige geologische Arbeit der Wolga in ihrem Unterlauf stellt sich hauptsächlich auf die Umlagerung ihrer alluvialen Aufschwemmungen heraus, die sie ununterbrochen an den Stellen mit starker Strömung erodiert und an anderen Stellen als Untiefen und Inseln wieder ablagert.

Ausserordentlich charakteristisch ist das Längsprofil des Wolgagrundes, das ein gezacktes Aussehen hat, infolge des ununterbrochenen Wechsels von tiefen und seichten Stellen. In den ersten erreicht die Tiefe 10 — 20 m und mehr, die flachen Strecken dagegen stellen oftmals im Sommer schwer passierbare Untiefen vor. Die Hauptmasse der alluvialen Ablagerungen der Wolga besteht, nach den Aufschlüssen der Inseln und der Aue zu urteilen, aus weissem feinkörnigem, gut abgerundetem Sande, dem unterhalb Krasnoarmeisk eine bedeutende Menge von lehmigem Material beigemischt ist.

Als eine eigenartige Besonderheit der Wolga in ihrem Unterlaufe muss man die offenbare Uebertiefung ihres Grundes auf der Strecke von Stalingrad bis Astrachan ansprechen, was auch unlängst von P r a w o s l a w l e w (27) erwähnt wurde.

Das Niveau des Kaspischen Meeres, das die gegenwärtige Erosionsbasis der Wolga vorstellt, liegt in der abs. Höhe von— 26 m. Diese Höhe hat der Wolgagrund schon auf den tiefen Strecken bei Stalingrad, d. h. 600 km von der Mündung.

Südlich von Stalingrad hat die Wolga auf der ganzen Strecke eine bedeutende Tiefe, und einzelne Tiefen des Bettes liegen einige Meter unter dem Niveau des Kaspischen Meeres. Beim Dorfe Durnowskaja bei Astrachan liegt der Grund in einer abs. Höhe von— 58 m, bei Astrachan in— 45 m, etwas unterhalb Astrachans senkt er sich bis— 53,32 m und steigt dann etwas an beim Ausgang zum Meere bei der Birjutschja Kossà (Nehrung) mit der Höhenkote— 27,7 m, d. h. im Ganzen 1,7 m tiefer als das Niveau des Kaspischen Meeres. Das letzte ist in seinem nördlichen Teil (N von der Linie, die die Insel Tschetschen mit dem Kap Tjub-Karagan verbindet) sehr seicht. Bedeutende Strecken des genannten Meerestelles haben eine Tiefe von nur 4 m, grösstenteils werden hier aber Tiefen von 4 bis 10 m beobachtet. Unter solchen Bedingungen wäre die Bildungsweise der obenerwähnten Tiefen der Wolga, die 30— 32 m unter das gegenwärtige Niveau des Kaspischen Meeres sinken, unerklärbar, wie P r a w o s l a w l e w richtig hervorhebt, ohne Annahme, dass in unlängst vergangenen Zeiten etwas andere Bedingungen herrschten.

Erstens kann man vermuten, dass diese Übertiefung mit einer rezenten Senkung der Erosionsbasis, d. h. des Niveaus des Kaspischen Meeres auf die Höhe von— 30 zusammenhängt. Anderseits kann man sich vorstellen, dass sie eine Folge der epirogenen Deformationen, und zwar der Senkung des Gebiets der Unterläufe der Wolga und vielleicht einiger Hebung des nördlichen Teiles des Kaspischen Meeres ist. Zugunsten der zweiten Vermutung von den jüngsten Bewegungen der Erdrinde im Gebiet des Kaspischen Meeres ist eine ganze Reihe von Erwägungen vorhanden, und diese Erklärung ist sehr wahrscheinlich, was natürlich die Möglichkeit etwaiger Schwankungen des Meeresniveaus nicht ausschliesst. Diese Frage werden wir noch später berühren.

Gehen wir jetzt zum geologischen Bau des uns interessie-

renden Teiles des Wolgagebietes über und lernen zuerst kurz die Grundgesteine kennen, die als Substrat für die Decke der Quartärablagerungen gedient haben.

Wie schon erwähnt, setzen die Grundgesteine das Massiv des rechten Ufers zusammen, und längs des linken Ufers sind sie fast immer mit einer mächtigen Decke von Quartärbildungen bekleidet und kommen nur an einigen Punkten in bedeutender Entfernung von der Wolga zum Vorschein (die Seen Baskuntschak, Elton u. a. m.) und sind infolgedessen für uns weniger interessant.

Die Verteilung der Grundschichten des rechtsuferigen Gebietes im Bereich unserer Marschroute wird bestimmt durch das Vorhandensein im betreffenden Gebiet zweier grossen für den süd-östlichen Teil der Russischen Plattform charakteristischen tektonisch-bedingten Formen: des Don-Medweditza-Walles und der wallartigen Höhen bei der Stadt Saratow.

Die erste tektonische Form stellt im allgemeinen eine flache Antiklinale vor, deren Achse sich längs der Wasserscheide zwischen Ilowlja und Medweditza hinzieht auf einer Strecke von ungefähr 250 km von der Schleife des Don bei der Stanitza Kremenskaja bis zum Gebiet des Dorfes Lenewo Osero am Mittellauf der Medweditza. An den Enden dieses Walles bilden die Schichten kuppelartige Erhebungen, die den Namen Don- und Lenewo-Oserskaja Kuppel führen. Der Wall hat einen ziemlich komplizierten Aufbau. Seine Flügel sind vorwiegend assymmetrisch — der östliche ist steiler als der westliche. Ausserdem ist das ungleichmässige Fallen der Schichten in den Abhängen des Walles charakteristisch. Gewöhnlich bilden die Schichten eine Reihe von stufigen Flexuren mit steilen zusammengedrückten Flügeln. Längs der Wallachse streichen in den am meisten gehobenen Teilen Schichten von Karbon und Oberem und Unterem Jura aus; auf den letzteren liegen Kreide- und Paläogenablagerungen.

Die Dislokationen bei Saratow haben einen ziemlich originellen Charakter. Hier werden auch scharfe antiklinale Hebungen beobachtet, deren Achse im Grundriss eine bogenartige Biegung bildet, die die Form eines fast vollständigen etwas auseinandergebogenen Kreises hat. Zwischen dem nördlichen Ende des Don-Medweditza-Walles und den Dislokationen von Saratow bilden die Schichten eine Einbiegung. Die Stratigraphie im Gebiet von Saratow bleibt im Wesentlichen

derjenigen des Don-Medweditza-Walles ähnlich, nur einzelne Horizonte haben faziale Unterschiede.

Infolgedessen, dass die Wolga zwischen Stalingrad und Saratow ungefähr parallel dem Streichen des Don-Medweditza-Walles fließt und nur bei Saratow an die Achse der dort vorhandenen Dislokation herantritt, schliesst sie auf dieser ganzen Strecke nur die Kreide- und Paläogenschichten auf, die den Ostabhang des Walles zusammenlegen. Deswegen werden wir uns mit einer kurzen Charakteristik der angeführten Ablagerungen begnügen und die älteren Horizonte garnicht in Betracht nehmen.

Als unterster Horizont, dem wir auf unserer Marschroute begegnen werden, erscheint der Apt, der durch sandige und lehmige Gesteine vertreten ist. Der Apt schliesst sich gut in der sogenannten Sokolowa Gorà (Sokolow-Berg) bei Saratow auf, wo er in drei Horizonte zerfällt: unten grünlich-gelbe Sande (20 m.), die im oberen Teil *Parahoplites Deshayesi* L e y m. und *Panopaea neocomiensis* L e y m. führen: höher lockere Sandsteine (15 m) mit reicher Fauna von Unterem Apt — Ammoniten (*Par. Deshayesi* u. a.), Gastropoden und Pelecypoden, und oben dunkle schieferige Lehme (17 m) mit *Par. Deshayesi* und *Crioceras Bowerbanki* S o w..

Höher liegt eine Schicht dunkelfarbiger Alb-Lehme mit Zwischenschichten von Glaukonitsanden, schwachen Sandsteinen und Phosphoriten, die *Hoplites dentatus* und andere Formen enthält.

Die Ablagerungen der Unteren Kreide, die aus Lehmen mit sandigen wasserführenden Zwischenschichten bestehen, erweisen sich als wenig widerstandsfähig in den hohen Uferabstürzen und führen zu zahlreichen Bergrutschen, die stellenweise zu grandiosem Ausmass gelangen.

Über dem Alb lagert eine mächtige Schicht von Gesteinen der Oberen Kreide, die durch alle Horizonte, von Cenoman bis Maastricht, vertreten ist.

Der Cenoman besteht aus grünlich-grauen und grünen glimmerigen glaukonithaltigen, feinkörnigen Quarzsanden, bis 40 m Mächtigkeit, mit *Exogyra conica*, *Pecten orbicularis*, *Inoceramus Crippsi*, *Scholennabacia varians* u. a. zahlreichen Fossilien die in Mengen in den Zwischenschichten von kalkhaltigen Sandsteinen in dem unteren Teil der Schicht vorkommen.

Der Turon ist durch weisse und leicht gräuliche kalkige Mergel und grobe kreideartige Kalksteine mit *Inoceramen*, hauptsächlich *Inoceramus Lamarcki* Park. vertreten. In der Basis, an seiner Grenze mit dem Cenoman lagert eine Platte von schwarzem Phosphoritkonglomerat. Seine Mächtigkeit im Gebiet von Bannowka erreicht 30 m; nördlicher nimmt sie ab, da sie vom Unteren Santon transgressiv geschnitten wird, und bei Saratow ist sie fast null.

Höher liegt Santon in zwei paläonthologische Zonen geteilt — die Zone mit *Inoceramus cardissoides* Goldf. und die Zone mit *Oxytoma tenuicostata* Roen. Sein unterer Teil stellt eine charakteristische gestreifte Serie vor, die aus abwechselnden weissen Kieselmergeln und dunklen schieferigen Lehmen besteht, und der obere wird von grauen Kiesellemen und Opoka (Gaize) zusammengelegt.

In der Basis liegt eine Schicht grünlicher Phosphoriten (0,1 — 0,2 m) die sehr reich an Schwammresten ist («Schwamm-schicht»). Mächtigkeit des Santon 50 — 60 m).

Die Campan-Schichten mit *Belemnites mucronata* Schloth und *Actinocamax mamillatus* Nills. werden von einer Serie dunkel- und hell-grauer Kiesellemme und Opoka gebildet, die stellenweise von gelblichen Kieselmergeln (Mächtigkeit 20 — 30 m) vertreten werden.

Die Maastricht-Schichten mit *Belemnites lanceolata* Schloth. sind im unteren Teil von grauen kalkigen Lehmen zusammengelegt, die nach oben in gelbliche feinkörnige glaukonit-glimmerige Sande mit *Ostrea praesinzowi* Arkh. übergehen (Mächtigkeit 30 — 35 m).

Ueber der Kreide lagert eine Schicht von marinem Paläogen, die in vier Horizonte zerfällt: Untere Sysran-, Obere Sysran-, Untere Saratow- und Obere Saratow-Schichten. Die Unteren Sysran-Schichten sind durch eine mächtige Serie (25 — 30 m) von dunkelgrauen und gelblichen Opoka (Diatomiten) mit spärlicher Fauna (*Nucula*, *Trochocyathus* u. a.) vertreten.

Sie gehen in die glaukonit-lehmigen oberen Sysran-Sandsteine (20 — 30 m) über, die eine reichere und mannigfaltigere Fauna von *Pelecypoda* und *Gastropoda* (*Ostrea Sinzowi* Netsch., *Nucula Bowerbanki*, *Turritella kamychiensis* Netsch. u. a. m.) führt.

Die unteren Saratow-Schichten werden von einer mächtigen

gen Serie von Sanden (35 m) gebildet, die im südlichen Teil unserer Marschroute grünlich und gelblich-grau sind und Quarz und Glaukonit enthalten, mit grossen ellipsoidalen Konkretionen von bläulichem kalkigem Sandstein, die den Namen «Karawaj» führen, dank der Aehnlichkeit mit runden Brotlaiben. Diese Karawaj enthalten eine reiche Fauna von Pelecypoden und Gastropoden. Nördlich werden die beschriebenen Gesteine von gelblichen Quarzsanden mit Zwischenschichten von Quarzsandsteinen mit gleicher Fauna abgelöst.

Die Oberen Saratow-Schichten fangen an mit kleinen Zwischenschichten von Konglomerat oder Geröll aus Bruchstücken der tieferliegenden Tertiär- oder Obere Kreide-Gesteinen, über denen im südlichen Teil des Gebietes dunkle Lehme mit Zwischenschichten von lehmigen Sandsteinen und Opoka (15 m) und im nördlichen Teil Sande liegen. Die obere Hälfte der Serie wird zusammengesetzt von Quarzsanden mit Zwischenschichten von Sandstein mit Resten von wurmstichigem Holz und Abdrücken von Blättern der *Dikotyledonen*, die sich besonders gut in den Sandsteinen des Berges Uschi bei Kamyschin (40 — 45 m) erhalten haben.

Ueber dem Paläogen lagert eine mächtige Schicht Eozänablagerungen, die in die Zarizyn-(Butschak) und die Kiew-Stufe geteilt werden.

Die Zarizyn-Schichten zerfallen in drei Serien: die Untere Mittlere und Obere Zarizyn-Schichten.

Die Unteren Zarizyn-Schichten bestehen aus Wechsellagerungen von dunklen Lehmen, Sandsteinen und Opoka (15 — 20 m), die Mittleren Zarizyn-Schichten aus mittelkörnigen Glaukonit-Sandsteinen und Sanden mit Phosphoriten (30 — 40 m) und die Oberen Zarizyn-Schichten aus feinkörnigen lehmigen Glaukonitsanden und Lehmen (20 — 30 m). In den Mittleren Zarizyn-Schichten ist unlängst eine Eozänfauna mit *Pecten corneus* u. a. (17) gefunden worden.

Die Kiew-Stufe wird von Lehm und weissen lehmigen Mergeln mit *Ostrea Queteleti* N y s t. zusammengesetzt, die ungefähr 4 — 6 m mächtig sind.

Über den Gesteinen der Kiew-Stufe, durch eine Phosphoriten-Schicht von ihr getrennt, lagern dunkelgraue und dunkelgrünlichgraue Lehme mit Schuppen und Gräten von *Meletta*, die zum Oligozän gehören. Die *Meletta*-Lehme schliessen die Serie des marinen Paläogens.

Weiter folgen schon kontinentale und marine neogene und quartäre Ablagerungen, die diskordant auf der stark erodierten Oberfläche des Paläogens lagern. Teils überdecken sie die Paläogenschichten auf der Wolga-Don-Wasserscheide, die von der postpaläogenen Erosion ausgearbeiteten weiten Senken ausfüllend, teils lehnen sie sich an das paläogene Massiv an, ingressiv im Gebiet der Kaspischen Senke lagernd. Wir werden erst kurz das Neogen und das Quartär der Wolga-Don-Wasserscheide besichtigen, danach die Schichten desselben Alters in der Kaspischen Senke und werden dann bei der Frage nach ihrem Alter und ihren Wechselbeziehungen verweilen, die bis jetzt nicht als endgültig gelöst gelten kann.

Auf der Wolga-Don-Wasserscheide rechnen wir zum Neogen die mächtige kontinentale Schicht, die vorwiegend durch sandige Gesteine vertreten ist und den Namen Jergeni-Formation erhalten hat. Der lithologische Bestand, die Verbreitung, die Lagerungsgebildungen und die Frage nach der Genesis dieser Schicht bieten ein grosses Interesse und wir werden uns kurz mit ihr befassen.

Die Jergeni-Serie, die bis 50 m, stellenweise auch bis 60- und 80 m Mächtigkeit erreicht, wird durch schräg und kreuzweise geschichtete gelbe, weisse, zuweilen orangegelbe, rosige und karmesinrote Quarzsande zusammengelegt. Diese Sande sind vorwiegend mittel- und feinkörnig, enthalten aber Schichten und Linsen von grobkörnigem Sande, Grand und Geröll, das aus abgerundeten Bruchstücken von Quarzit, Quarzsandsteinen, dolomitisierten Kalksteinen und Kieselsteinen mit prachtvoll erhaltener Fauna des Karbon (Brachiopoden, Korallen u. a. m.) besteht. Die Grösse der Gerölle und Geschiebe erreicht zuweilen 0,5 m im Durchmesser. Die Gerölle kommen hauptsächlich in der Basis der sandigen Schicht vor. Oftmals sind sie zu Blöcken und Konglomeratschichten verkittet. In den Sanden kommen auch linsenartige Zwischenschichten von Quarz- und Kalksandsteinen vor. In der oberen Schicht kommen Zwischenschichten von dünn-schichtigen dunkelfarbenen Seetonen vor.

Die Jergeni-Serie nimmt eine weite Fläche ein; sie bedeckt die flache Jergeni-Anhöhe vom südlichen Ende bis Krasnoarmeisk und setzt sich nördlich von der genannten Stadt längs der Wolga-Don-Wasserscheide fort. Sie lagert mit transgressiver Diskordanz auf verschiedenen Horizonten.

des marinen Paläogens und der Kreide. Südlich im Gebiet der Jergeni und bei Stalingrad liegt sie auf den Meletta-Lehmen des Oligozän, nördlich legt sie sich das Oligozän schneidend, auf die Schichten der Kiew- und Zarizyn-Stufe des Eozän, und längs dem Unterlaufe der Ilowlja breitet sie sich auf der uneben erodierten Fläche verschiedener Horizonte der Kreideablagerungen aus. Die absolute Höhe ihrer Lagerung ist verschieden. Auf der Breite des Dorfes Balykli liegt die Jergeni-Schicht auf der Wasserscheide zwischen Wolga und Ilowlja in der absoluten Höhe von ungefähr 160 m. Südlich senkt sie sich allmählich und erreicht in den Jergeni beim Dorfe Tundutowa das Niveau der alt-kaspischen Terrassen. Südlich von diesem Dorf steigt die Sohle der Jergeni-Schicht wieder an. Ihre Mächtigkeit ist sehr unbeständig im Zusammenhang mit der Erosion, der sie ausgesetzt war, und dank den grossen Unebenheiten ihres Bettes, in dem man breite und tiefe trogartige Hohlwege und Täler verfolgen kann. Die Richtung dieser Hohlwege stimmt gar nicht mit dem gegenwärtigen Relief überein. Sie kreuzen die gegenwärtigen Wasserscheiden und Täler unter verschiedenen Winkeln.

Die Frage nach dem Alter und die Genesis der beschriebenen Sandschicht ist verschieden gelöst worden. I. W. Muschetow (1885) (20) und W. W. Bogatschew (1913) (5) schlugen sie zu den marinen Ablagerungen des Oligozän, und zwar zur Poltawa-Stufe, die das Oligozän im südlichen Teil der Russischen Ebene (Ukraine) schliesst.

Doch hat der eigenartige Charakter dieser Schicht schon lange viele Verfasser veranlasst diese Schicht nicht für marine sondern für kontinentale Bildungen zu halten. N. A. Dimo (1907) (8) und A. D. Archangelsky (1910) (1) haben die Vermutung über die fluvioglaziale Genesis dieser Schicht ausgesprochen, der sich später A. N. Masarovic (1921) (4), W. M. Kamensky (1922) (10, 11,) und andere Verfasser anschlossen. Solche eine Interpretation der Genesis der Jergeni-Sande gab Anlaß, die Vorstellung von ihrem Alter scharf zu ändern.

Wie Dimo so auch anfänglich Archangelsky sprachen sie als Quartär an, ihre Bildung in Zusammenhang mit der Zeit der Maximalvereisung bringend. Der letztere änderte aber bald auf Grund einer ganzen Reihe von Erwä-

gungen seine Meinung über ihr Alter und stellte sie in das Pliozän. Jedoch endete damit nicht die Geschichte der Frage von ihrem Alter. Einerseits unterstützten A. N. Masarowic (14) und E. W. Milanowsky (7) die Ansicht über das pliozäne Alter dieser Schicht, wobei der erste sie kategorisch mit der Günzvereisung in Zusammenhang brachte, anderseits schlugen sie A. P. Pawlow (1926) (22) und W. M. Kamensky (11) zum Quartär, und zwar zur Mindeleiszeit. Zum Quartär schlägt die Jergeni-Schicht auch P. A. Prawoslawlew in seiner rezenten Arbeit (1930) (31), der sie als eine fluvioglaziale Bildung anspricht.

Mir persönlich scheint es richtig diese Schicht in das Neogen zu stellen, und zwar nicht in das Pliozän, sondern in das Miozän. Dem zugunsten sprechen folgende Tatsachen:

Als jüngster, die Jergeni-Sande unterteufender Horizont erscheinen die kleinen Strecken der sandig-tonigen marinen Ablagerungen, die an mehreren Stellen in den Balki des Ostabhanges der Jergeni gefunden wurden. Bis vor kurzem wurden sie (von Archangelsky, Kamensky, Masarowitch u. a.) als Aktchagyl (Oberpliozän) angesprochen, doch ein sorgfältigeres Studium der Fauna, die leider nur mangelhaft erhalten ist, hat gezeigt, dass sie Merkmale der Miozänfauna hat und am meisten an die Formen der zweiten Mittelmeerstufe erinnert (32). Damit wird die mögliche untere Grenze für das Alter der Jergeni-Schicht bestimmt.

Die obere Altersgrenze dieser Schicht wird bestimmt beim Vergleich der Bedingungen ihrer Lagerung mit den Bedingungen der Lagerung der pliozänen Sedimente, die im Gebiet der Kaspischen Tiefebene bekannt sind. Leider ist es bis jetzt nicht gelungen die Beziehungen der Jergeni-Schicht und der marinen Pliozänablagerungen in der Kaspischen Tiefebene unmittelbar zu beobachten. Doch kann man darauf hinweisen, dass die Schichten des Oberen Pliozän und zwar diejenigen von Aktschagyl und Apscheron, die im Bereich der Kaspischen Senke ausgebildet sind, sich nicht auf der Plateauhöhe der Jergeni ausbreiten, die als Westufer des genannten Beckens dienten. Es ist unzweifelhaft, dass dieses Plateau zu dieser Zeit mit den uns interessierenden Sanden bedeckt war. Längs dem Ostabhange der Jergeni werden stellenweise alte

teils Abrasions-, teils Akkumulativterrassen beobachtet, die über dem Niveau der Kaspischen Niederung liegen, und die von W. M. K a m e n s k y (11), der sie als erster anführt, in die Zeit des unten genau charakterisierten Chasarschen Bassins gestellt werden. Jedoch ist meiner Meinung nach die Vermutung über das pliozäne Alter dieser Terrassen (vielleicht Aktschagyl oder Apscheron) nicht unwahrscheinlich.

Es erübrigt noch W. W. B o g a t s c h e w's Angaben (6) zu erwähnen, dass an einem Punkte am Sal (Nebenfluss des Don) sarmatische Gesteine allem Anschein nach an Sande mit karbonen Kiesel, d. h. an die Jergeni-Gesteine angelagert sind. Diese wichtige Angabe bedarf zwar einer Bestätigung, man muss sie in Betracht ziehen.

Auf diese Weise stellen sich die Jergeni-Sande allen Kennzeichen nach als nicht quartäre Sande heraus, und können, wie es scheint, in die Zeit zwischen der 2-ten Mediterranen Stufe und dem Aktschagyl eingereiht werden, mit anderen Worten: — sie können dem Sarmat, Meotis und der Pontischen Stufe entsprechen. Es ist noch nicht möglich ihr Alter genauer zu bestimmen, jedenfalls kann man sie ungeachtet ihrer Ähnlichkeit mit den fluvio-glazialen Quaritärablagerungen unter keinen Umständen mit ihnen parallelisieren.

Ich habe vor kurzem (17, 18) erwähnt, dass wir eigentlich gar keine triftigen Gründe haben diese Schicht als eine fluvio-glaziale anzusehen. Es ist vollkommen möglich diese Sande für alluviale Bildungen zu halten, die sich im Laufe einer feuchten, vielleicht andauernd pluvialen Periode angesammelt haben. Dieser Gedanke ist von A. N. M a s a r o v i c (16) unabhängig von mir ausgesprochen worden, nachdem er sich von der ihm früher anerkannten fluvio-glazialen Genesis dieser interessanten Schicht losgesagt hatte.

Die betrachteten Sande streichen auf bedeutende Strecken der Wolga-Don-Wasserscheide und der Jergeni direkt ans Tageslicht aus und sind an vielen Stellen der äolischen Umarbeitung ausgesetzt, oder dienen als unmittelbares Substrat für die gegenwärtige Bodendecke; stellenweise sind sie aber von einer ziemlich mächtigen Decke jüngerer, teils neogener, teils unzweifelhaft quartärer Bildungen bekleidet.

Als ältester, auf den Jergeni-Sanden liegender Horizont

erscheinen die dunkelgrauen, grünen und lila Seetone mit Gips, die grosse Areole im Bassin der Flüsse Ilowlja und Medweditzja einnehmen. A. N. Masarowic, der sie unter dem Namen Gurow-Horizont (nach dem Dorfe Gurowo am Flusse Olchowa benannt) beschrieben hat, schlägt sie (16) zum Oberen Pliozän, und zwar zur Günz-Mindel Interglazialzeit. In faunistischer Hinsicht sind diese Tone noch nicht studiert worden.

Es ist möglich, dass in ihnen von A. P. Pawlow (1904) einige wenig charakteristische Molluskenformen — *Planorbis contortus* L., *Pl. carinatus* Müll., *Pl. umbilicatus* Müll., *Valvata cristata* Müll., *Succinea putris* L., *Limnaea palustris* Müll. — gefunden worden sind.

Auf dem Wolgaufer kennt man Seetone des Gurow-Horizonts nur im unten beschriebenen Graben bei der Stanitzja Alexandrowskaja (Sudowskaja) in den Abstürzen des sogenannten Tschernyj Rynok kennen lernen, wo sie sehr schlecht erhaltene Fauna — *Planorbis*, *Paludina*, *Gastropoda*, u. a. enthalten.

Den dem Alter nach nächstfolgenden Horizont vertreten ungeschichtete und undeutlich geschichtete rote und rötlich-braune Lehme, die längs der Wolga-Don-Wasserscheide und im oberen Teil ihrer Don-Abdachung weit verbreitet sind. Diese dichten roten Lehme und teilweise schweren Sandlehme sind, wie es scheint, Sedimente, die sich in ziemlich heissen und trockenen Klimaverhältnissen gebildet haben, worauf ihr Reichtum an Gips und Karbonaten hinweist. In ihnen werden in mehr oder weniger grossen Mengen grössere abgerundete und zylindrische Konkretionen von CaCO_3 beobachtet, oftmals in ganzen Zwischenschichten; zuweilen kommen Bruchstücke von Sandstein und anderen lokalen Gesteinen in ihnen vor. Ihre Mächtigkeit misst stellenweise einige Zehner von Metern. Ihre Lagerung, insoweit sie heutzutage bekannt ist, scheint im allgemeinen an die grossen Elemente des gegenwärtigen Talnetzes gebunden zu sein, sie füllen aber die alten Erosions-Senken aus, die sehr häufig den jetzigen Balki nicht entsprechen, sondern von ihnen unter verschiedenen Winkeln gekreuzt werden, was man längs vielen Balki der Einzugsgebiete der Flüsse Tscherwljonaja und Sikarka, die dem Don zufliesen, beobachten kann.

Die Genesis dieser Lehme bleibt nicht ganz aufgeklärt.

Mit diesen ganz identische Lehme sind im Graben bei der Stanitzka Alexandrowskaja vorhanden, wo sie von A. P. Pawlow (22, 24) und später von A. D. Archangelsky (1, 3) als moränale Bildungen angesprochen wurden. Späterhin wurde von A. N. Masarowic (16) und mir (17) darauf hingewiesen, dass diese Lehme mit einer Moräne wenig Ähnlichkeit haben und man sie eher als alluviale oder vielleicht deluviale Bildungen der warmen interglazialen Zeit ansehen muss, die die in der vorhergehenden Vereisungsphase ausgearbeiteten alten Erosionsvertiefungen ausfüllen.

Wenn man die Beziehungen mit dem Relief dieser Gesteine so wie der Gurov- (Günz-Mindel-) Seetone und der unten beschriebenen jüngeren deluvialen Sandlehmen, die von der Mehrzahl der Forscher zur Riss-Würm-Interglazialzeit geschlagen werden, vergleicht, kann man mit der grössten Wahrscheinlichkeit die roten Lehme in die Mindel-Riss-Zeit stellen. Das ist der Standpunkt von A. N. Masarowic, der sie in seiner neueren Arbeit mit den bekannten Syrt-Lehmen des Transwolgagebietes bei Samara parallelisiert; diese Meinung teilt auch der Verfasser dieser Zeilen (17, 18).

Im Gegensatz zu den beschriebenen roten Lehmen, die im oberen Teil des Wasserscheideplateaus ausgebildet sind und sich hauptsächlich in den Oberläufen der gegenwärtigen Balki der Don- und Wolgaabhänge aufschliessen, verbreiten sich die jüngeren Horizonte der quartären Ablagerungen in Abhängigkeit vom gegenwärtigen Relief, füllen die jetzigen Täler und Schluchten aus und weisen unmittelbaren Zusammenhang mit den die tiefen Steppen des Transwolga- und des Kaspischen Gebiets bedeckenden Ablagerungen auf, weswegen es bequemer ist sie zusammen zu betrachten.

Erst wollen wir aber ein paar Worte über die im Gebiet der Kaspischen Tiefebene vorkommenden Äquivalenten der oben beschriebenen Schichten sagen.

Am Ende des Pliozäns fanden in diesem Gebiet grosse Senkungen der Erdrinde statt, in Zusammenhang mit denen die Transgressionen des Kaspischen Beckens weit von seinen jetzigen Grenzen stehen. Von besonders grossem Ausmass war die Transgression in der Aktschagylzeit, als die Grenzen des Meeresbeckens sich bis zur Kama, Wjatka und Belaja (Uralgebiet) erweiterten. Dann ist die Apscheron-Transgression zu

erwähnen deren Ausmass viel bescheidener war und die eine Schicht dunkelfarbiger Lehme und Sande hinterliess; manche Verfasser parallelisieren diese Schicht mit der Günzverglescherung. Nach der Regression des Apscheron-Meeres und einer kontinentalen Periode im Transwolgagebiet, die allem Anschein nach der Zeit der Bildung der Gurow-Lehme westlich von der Wolga entspricht, wurde das Gebiet der Kaspischen Senke von der Baku-Transgression eingenommen, die zum Anfang des Quartärs gehört.

Die Ablagerungen der Baku-Stufe, die in diesem Gebiete von P. A. Prawoslawlew genau studiert worden sind, schliessen sich verhältnissmässig in wenigen Punkten längs der Wolga (z. B. beim Tschorny Jar, unterhalb Krasnoarmeisk), der Achtuba beim Baskuntschak See u. s. w. auf und sind ungefähr bis zum Breitengrad des Dorfes Solotoje verbreitet. Sie weisen eine schwache plikative Störung auf, da sie am öftesten sich in antiklinalen Falten aufschliessen, und sind in den nachfolgenden Perioden stark erodiert worden.

Die Baku-Schichten sind vorwiegend durch dunkelblaue und schwarze plastische Lehme vertreten, die nach oben in lockere rieselnd- und diagonal-geschichtete mehr oder weniger lehmige Sande übergehen; diese Sande werden von reinen Dünensanden oder Sumpf-, Salzsee-, Fluss- und dergleichen kontinentalen Bildungen überdeckt.

Die Fauna der Baku Schichten, eingehend von Prawoslawlew (30) studiert, ist durch kaspische Brack- und Süsswasserformen vertreten, deren Komplex sich durch nichts Wesentliches vom Forenkomplex der höher liegenden Chasar-Stufe unterscheidet. Hier sind zu nennen: *Didacna protracta* Eichw., *Monodacna* af. *pontica* Eichw., *Adacna laeviuscula* Eichw., *Ad. plicata* Eichw., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. polymorpha* Pall., *Corbicula fluminalis* Müll., *Paludina vera* Franent., *P. fasciata* Müll., *Unio pictorum* L. U. *tumidus* Philipps und eine ganze Reihe von anderen Formen, von denen viele neue Arten, zu der Gattung *Didacna* und *Monodacna* gehörend, von Prawoslawlew definiert worden sind (*Didacna antiquoprotracta* Praw., *D. sinzowi* Praw., *D. vicina* Praw. etc.). Charakteristisch für die Baku-Schichten ist die Fülle an *Corbicula*

fluminalis Müll. Die Fauna des Kaspischen Typus die die Grundmasse der lehmigen Baku-Ablagerungen charakterisiert, wird nach oben hin, je nach ihrem Uebergang in eine sandige Seichtwasserfazies, mehr oder weniger allmählich von einer reinen Süßwasserfauna abgelöst; das zeugt von dem Ersatz der marinen Lebensbedingungen durch kontinentales Süßwassermilieu.

Stellenweise sind in diesen die Baku-Ablagerungen bedeckenden Schichten Reste von Landpflanzen (*Salix* und anderer) und die Knochen der Wirbeltiere — *Bos primigenis* B o j., *B. latifrons* Uarl., *Cervus elaphus* L. K., *Elephas* sp. (*primigenis* B l u m b. nach P r a w o s l a w l e w), *Rhinoceros tichorinus* F i s c h u. a. erhalten.

Stellenweise nehmen die oberen Horizonte der Baku-Lehme eine durch Eisenoxyde bedingte grellrote Färbung an und werden reicher an Gyps. Diese Änderung der Färbung der Lehme hängt nach P r a w o s l a w l e w von den Bedingungen ihrer Entstehung und späterer Verwitterung ab. Die dunklen bläulichen und grünlich-grauen Farben der Lehme deuten auf ein kühles, feuchtes Klima, das zur Zeit ihrer Bildung herrschte; die rote Färbung der oberen Schichten und die Anhäufung des Gipses zeugt von der Sedimentbildung und Verwitterung im trockenen und heissem Klima des Endes der Baku-Periode und der post-Baku Zeit. Wie es scheint entsprechen diese rotfarbigen Lehme mit Gips dem Alter nach den roten gipsführenden Lehmen der Wolga-Don-Wasserscheide. P r a w o s l a w l e w hat sie in einen besonderen Horizont — den Astrachan-Horizont ausgeschieden.

Die post-Baku-Regression des Kaspiums wurde von einem neuen Meeresvorstoss abgelöst, der den Namen Ghasar-Transgression erhalten hat (P r a w o s l a w l e w (28)).

Die Chasar-Schichten stellen in dem südlichen Teil der Kaspischen Tiefebene Seichtwasserablagerungen des Kaspischen Typus vor, die, nach der Fauna zu urteilen, bedeutend entsalzt sind; nördlicher des Breitengrades des Dorfes Kamenyj Yar werden sie von Süßwasserschichten abgelöst. Dem lithologischen Bestand nach sind es diagonal-geschichtete grau-gelbe und bräunlich-gelbe Sande und lehmige Sande, die unten mit einer Schicht Geröll anfangen, oftmals auch mit eigentümlichen lehmigen Konglomeraten, die als Resultat der Auswaschung der unterteufenden Lehme entstanden sind.

Die Fauna der Chasar-Schichten im südlichen Gebiet ihrer Verbreitung ist dem Charakter ihrer Biozönose nach der Fauna der brackischen, nahe der Mündung grosser Flüsse liegenden seichten Buchten des gegenwärtigen Kaspiums, oder der Liman Fauna analog.

Aus der langen von Prawoslawlew angeführten Liste der Formen kann man folgende nennen:

Didacna pyramidata Grimm, *D. baeri* Grimm, *Monodacna edenntula* Pall., *M. caspia* Eichw., *Adacna loeviuscula* Eichw., *Ad. plicata* Eichw., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Dr. caspia* Eichw., *Dr. rostriformis* Desch., *Dr. polymorpha* Pall., *Paludina diluviana* Kunth., *P. fasciata* Müll.

An einigen Stellen wiegen die kaspischen Formen *Didacna* mit massiver Muschel u. a. vor, an anderen — Süßwasserformen (*Paludina valvata*, *Spharium*, *Unio*).

Die unteren Horizonte enthalten Reste von verkohltem Holzstoff und stellenweise grosse Anhäufungen von Knochen von Säugetieren, unter denen von W. I. Gromowa folgende festgestellt worden sind: *Elephas trogontherii*, *Elasmotherium sibiricum*, *Cervus nugaceros*, *Bison priscus* var. *longirostris* u. a. Im nördlichen Teil des Gebietes vom Dorfe «Kamennyj Jar») sind die Chasar-Sedimente fast faunafrei. Nur ab und zu kommen hier Süßwassermuscheln *Gastropoda* und Säugetierknochen vor.

Die Normalhöhe der Lagerung der Chasar-Schicht in ihrer typischen Ausbildung übersteigt nicht die Nullkote.

Die Chosar-Schichten werden von gelb-braunen und rötlich-braunen ungeschichteten Sandlehmen mit vertikaler säulenartiger Absonderung bedeckt, die verweste Reste von Grasvegetation und stellenweise Knochen kleinerer Säugetiere enthalten. Gewöhnlich sind sie mehr oder weniger reich an Karbonaten in Form von Flecken und Drüsen und enthalten oftmals Gypskonkretionen. Diesen Horizont von subaeralen Sandlehmen hat Prawoslawlew Atel-Horizont genannt. Er entspricht der Periode des Post-Chosar Rückzuges des Kaspiums aus dem Bereich der Niederwolga-Depression. Nach unten werden die Atel-Sandlehme sandiger, erhalten Schichtung und gehen ziemlich allmählich in die unterteufenden Süßwasserhorizonte der Chasar-Stufe über.

Die beschriebenen Sandlehme, die nach Prawoslaw-

le w manchmal in horizontaler Richtung von Dünensanden oder Sumpfablagerungen abgelöst werden, sind wie es scheint, teils deluviale, teils eluviale kontinentale Bildungen.

Auf der uneben erodierten Oberfläche der Atel-Sandlehme sind Gesteine der jüngeren Kaspischen Transgression aufgelagert, die von P r a w o s l a w l e w den Namen Chwalynsk-Transgression bekommen hat.

Die höherliegenden Sedimente der Chwalynsk-Transgression sind hauptsächlich durch charakteristische schokoladenfarbige und lila-braune dünnsschichtige Lehme vertreten, die in den oberen Horizonten oftmals durch sandige rot-braune Lehme abgelöst werden und unten in lehmige Sande übergehen. Die Mächtigkeit der Gesteine der Chwalynsk-Stufe erreicht durchschnittlich 12 — 15 m. Sie weisen eine merkbare fazielle Unbeständigkeit in horizontaler Richtung auf, die in bedeutendem Masse mit dem Relief ihres Bettes zusammenhängt. In den Vertiefungen des Bettes nehmen sie lehmigen Charakter an, und auf den erhabenen Strecken werden sie mehr oder weniger von Sanden abgelöst; ausserdem, auf grösseren Erhöhungen werden die Chwalynsk-Sedimente dünner und keilen sogar fast ganz aus. Längs des Randes der Jerzeni und das rechte Wolgaufer entlang kann man prachtvoll den Übergang der schokoladenfarbigen Chwalynsk-Lehme in grobe diagonalgeschichtete Sande und Geröll im Gebiet ihrer Anlehnung an den Uferabhang beobachten. Darauf werden wir noch einmal ausführlich zurückkommen.

Die Fauna der Chwalynsk-Schichten ist sehr einförmig und vollkommen der Fauna des jetzigen Kaspiums ähnlich und unterscheidet sich von dieser durch das Fehlen von *Cardium edule*. Ebenso wie die Fauna der älteren kaspischen Horizonte ist sie detailliert von P. A. P r a w o s l a w l e w studiert worden, der viele neue Formen (Arten und Varietäten) in ihr festgestellt hat.

Von den von P r a w o s l a w l e w angeführten Formen erwähnen wir folgende: *Didacna catillus* E i c h w., *D. longipes* G r i m m., *D. protracta* E i c h w., *D. subpyramidata* G r i m m., *D. trigonoides* P a l l., *D. caspia* E i c h w., *D. polymorpha* P a l l., *D. rostriformis*, *Monodacna caspia* E i c h w., *M. edentula* P a l l., *Adacna plicata* E i c h w., *Ad. vitrea* E i c h w., *Paludina fasciata* M ü l l., *Planorbis spirorbis* L., *Pl. marginatus* D r a p., *Unio pictorum* L.

Ausserdem kommen in den sandigen und schokoladenfarbigen geschichteten Lehmen oftmals Vegetationsreste vor — verweste und verkohlte Stengel und Blätter von Baum- und Graspflanzen und Anhäufungen von vertikalem Meertang.

Die Chwalynsk-Gesteine setzen den grössten Teil der Kaspischen Tiefebene zusammen und werden nur an den Ufern des kaspischen Meeres von den Sedimenten der drei späteren kleineren Transgressionen (der Kemrudschen, der Dzhordzianischen und der Sarinischen), so wie von alluvialen Bildungen der gegenwärtigen beständigen Flüssen und Seen oder Saisonergüssen, d. h. der zeitweiligen Wasserbecken, die in der heissen Jahreszeit austrocknen, bedeckt.

Die Reste der Chwalynsk-Transgression nehmen die ganze Kaspische Niederung ein und reichen im Norden bis zur Mündungslinie des Flusses Jeruslan-Ural. Höher als der angegebene Punkt an der Wolga kann man die Chwalynsk-Ablagerungen als Terrassen verfolgen, die ihren Lauf bis zum Gebiet der Schlinge bei Samara begleiten.

Von grossem Interesse ist es die Chwalynsk-Sedimente längs den Jergeny und dem rechten Wolgaufer in der Zone ihres Anschlusses an das alte Ufer des Beckens zu verfolgen. Auf der ganzen Strecke von Krasnoarmeisk bis Kamyschin kann man sehen, dass stellenweise an das hohe Ufer, das von Paläogen zusammengesetzt ist, kaspische Terrassen angelagert sind; stellenweise fehlen diese und die Wolga schneidet unmittelbar Paläogenschichten. Das hängt davon ab, dass die Umrisse der alten Uferlinie nicht mit dem gegenwärtigen rechten Ufer der Wolga übereinstimmen. An einigen Stellen greift sich diese alte Linie buchtenartig in das Gebiet der rechten Uferanhöhen ein, an anderen Stellen verlief sie östlicher und wurde von der Seitenerosion der Wolga vernichtet. Die kaspischen Sedimente sind in alle grossen Schluchten und Täler des rechten Wolgaufers und des östlichen Jergen-Abhanges herabgekommen, zuweilen dringen sie auf mehrere Kilometer vor und bilden hohe Terrassen, die sich 10 — 20 m über dem Flussbett erheben. Dieser Umstand gestattet es die kaspischen Bildungen des Transwolgagebietes mit den quartären Bildungen des rechten Ufers der Wolga in Zusammenhang zu bringen.

Hier wird folgendes Bild beobachtet. Die Chwalynsk-Lehme werden gegen das rechte Wolgaufer zu gewöhnlich etwas

sandiger; in ihnen fangen an Sandschichten vorzukommen und schliesslich verdrängen diese die Lehme.

Doch wird dieses Bild nicht überall beobachtet und wir haben in Mündungsteil vieler Flüsse und grosser Schluchten kompliziertere Aufschlüsse. Hier kann man des öfteren sehen, dass die typischen Chwalynsk-Lehme, die von einer dünnen Schicht von deluvialen und eluvialen Sandlehm und Boden bedeckt sind, von rot-braunen Sandlehmen von Säulenstruktur unterteuft werden, die nach unten hin in geschichtete Sandlehme und Lehmsande und danach in schräggeschichtete, bald reine, bald lehmige Sande übergehen, die Reste von Vegetation und Muscheln von Süsswassermollusken enthalten.

Die Oberfläche der rot-braunen Sandlehme ist uneben, trägt Spuren der Erosion, und in der Basis der Chwalynsk-Lehme kommen oftmals Zwischenschichten von Geröll und Sand vor. Diese Wechselbeziehungen gestatten es den beschriebenen Horizont mit den Atel-Sandlehmen der Kaspischen Niederung zu identifizieren, und die sie unterteufenden sandig-lehmigen alluvialen Bildungen eventuell mit derselben Atel-, sowie mit der Chasarzeit in Zusammenhang zu bringen.

Wenn man die Chwalynsk-Terrassen die Schluchten aufwärts verfolgt, kann man beobachten, wie die typischen schokoladenfarbigen Lehme allmählich verschwinden und von geschichteten, dunkelgrauen, fast schwarzen, grünlichen, rot-braunen Lehmen, Sandlehmen, Lehmsanden und Sanden abgelöst werden. Diese Gesteine sind gewöhnlich an Humus reich und enthalten flachgedrückte verkohlte Pflanzenreste — Stengel von Schilf und Seggen, Zweige von Bäumen und Sträuchern, — ausserdem sind sie des öfteren an Gips reich.

Die Sandlehme, die die schokoladenfarbigen Chwalynsk-Lehme unterteufen, füllen nicht nur den Grund der Täler und Balki aus, sondern streichen unter den Chwalynsk-Ablagerungen hervor und steigen hoch an den Abhängen hinauf.

Solcher Charakter ihrer Lagerungen, so wie die petrographischen und morphologischen Merkmale zeugen von der deluvialen Herkunft der beschriebenen Sandlehme.

Auf die deluvialen Ablagerungen, die einen der wichtigsten genetischen Typen der kontinentalen quartären Ablagerungen vorstellen, wird in der west-europäischen und ameri-

kanischen geologischen Literatur wenig Rücksicht genommen und sie werden oftmals unrichtigerweise mit den alluvialen, glazialen u. a. Bildungen zusammengeworfen. Indessen ist die Bedeutung dieser Ablagerungen und des deluvialen Prozesses selbst in der Entwicklung der Formen des Niederungsreliefs ausserordentlich gross.

In Anbetracht dessen, dass das Mittlere und Untere Wolgagebiet eine Zone bilden, in der die deluvialen Ablagerungen sehr typisch ausgeprägt und gut von zahlreichen Forschern studiert sind, kann man ausführlicher bei ihrer Charakteristik verweilen.

Mit dem Fachausdruck Deluvium, in die Wissenschaft durch A. P. P a v l o v (21, 27) eingeführt, der von allen am deutlichsten diesen genetischen Ablagerungstypus charakterisiert und seine geomorphologische Bedeutung gewürdigt hat, werden Produkte der Abwaschung der Mineralteilchen von den Abhängen bezeichnet, die sich in Form eines Mantels oder einer Schleppe vorwiegend in ihrem unteren Teil sich anhäufen. Als Agent, der diese Arbeit der Abwaschung, des Transports und der Ablagerung des deluvialen Materials vollbringt, erscheinen die Regen- und Schneewasser, die durch ein Netz unzähliger mit einander versponnener feiner Gerinnel und Bäche die Oberfläche der Gehänge abwaschen. Es muss gesagt werden, dass auf diesen Prozess vor der Arbeit A. P. P a v l o v s, die Aufmerksamkeit einer ganzen Reihe von Forschern gelenkt war, von denen wir G o l o w k i n s k y (1865) L a p p a r e n t und A r m a s c h e w s k y erwähnen, aber P a v l o v hat als erster die ungeheuere Rolle dieses Prozesses in der Bildung eines besonderen Ablagerungstypus beleuchtet.

Die Anhöhen aus verhältnismässig weichen, lockeren, leicht verwitternden und abwaschbaren Gesteinen liefern ausserordentlich günstige Bedingungen für die Bildung des Deluviums. Die Regen- und Schneewasser, von ihren Abhängen herabrieselnd, reissen die Produkte der Verwitterung und der mechanischen Zerstörung mit sich, das ganze feine Trümmaterial, Schotter, Sand, die lehmigen und schlammigen Teilchen, und verfrachten es nach unten in der Richtung zur Sohle. Auf den steileren Gehängen schrammen sie unzählige kleine Furchen ein und lagern an ihren Mündungen Aufschwemmungskegel ab, die längs der Sohle in dichte Schlep-

pen von feinem Trümmermaterial zusammenfliessen. Im Zusammenhang mit der äussersten Ungleichmässigkeit in der Stärke der Regen und der jeweiligen Regenbäche, schwankt der Prozess der Verfrachtung des Materials in weiten Grenzen. Starke Regengüsse verursachen die energische Abwaschung verhältnismässig grosser Massen von grobkörnigem Material, und schwache, wenn auch langanhaltende Regen rufen die Abwaschung der feinen lehmigen und schlammigen Teilchen hervor.

Der Prozess der Abtragung des Materials verändert die Form und die Steile des Abhanges. Ein steiler Abhang mit scharfen Umrissen wird dank der Abtragung im oberen Teil und der Ablagerung im unteren allmählich in einen sanften mit gerundeten Formen, oben konvexen und unten konkaven verwandelt.

Je nach der beständig mit der Zeit zunehmenden Abschüssigkeit des Abhanges, fliessen die Wasser auf ihm immer langsamer, saugen sich auf dem Wege besser in die lockere Schicht der Aufschwemmung auf, dank dem sich ihre Tragkraft vermindert. Infolgedessen verändert sich der Charakter der deluvialen Ablagerungen von unten nach oben. Die unteren Horizonte sind in der Regel reicher an gröber zertrümmerten Schuttmaterial. In ihnen werden öfters Linsen von schlecht abgerundetem scharfkantigem Schotter von im Abhange lagernden festen Gesteinen, unregelmässige Sandzwischen-schichten- und Linsen, eingeschlossen, mehr oder weniger parallel der Neigung des Bettes der deluvialen Schicht geordnet, beobachtet. Höher wird das deluviale Material feiner und gleichartiger, die Produkte der physischen Desintegration treten ihre Stelle den Produkten der chemischen Verwitterung ab und das Gestein nimmt am häufigsten den Charakter von Lehm-sand oder von gelblich-bräunlichem Sandlehm an, der zuweilen seinen Anzeichen nach dem Löss¹ nahe steht. Die gelblichen deluvialen Sandlehme, die auf den sanften Gehängen der Täler ausgebildet sind, werden von einer ganzen Reihe von Merkmalen charakterisiert, die es gestatten sie von den typischen alluvialen Bildungen zu unterscheiden. Sie sind ungeschichtet oder weisen eine unregelmässige mehr oder weniger undeutliche Schichtung auf, hauptsächlich in den unteren Horizonten. Wenn sie von der Erosion angegriffen werden, können sie wie der Löss steile vertikale und manchmal sogar

vorspringende Wände, dünne kulissenartige Kämme, Türme und Säulen von prismatischer Form bilden. Diese ihre Eigenschaft steht im Zusammenhang mit der Fähigkeit sich in vertikalen Rissen zu spalten und in säulenartige Trockungsabsonderungen zu zerfallen. Im Zusammenhang mit der Verwitterung und dem bodenbildenden Prozesse zerfallen ihre oberen Horizonte auf mehr oder weniger feine Prismen und schliesslich auf vielkantige Stückchen von Nussstruktur in der den Boden unterteufenden Schicht. Gewöhnlich sind sie, wie auch der Löss von zahlreichen, vorwiegend vertikalen, gewundenen Kanälchen durchzogen, deren Wände mit kohlen-saurem Kalzium, rotbraunen eisenhaltigen Rinden oder verwesten Wurzelresten belegt sind.

Unter den Verhältnissen des Südostens der Russischen Ebene sind die deluvialen Sandlehme stark karbonhaltig, und in der Region der Jergeni und des Wolgagebietes bei Stalingrad sind sie ausserdem an Gips reich und sogar in Laugen- und Magniumsulfaten lösbar. Die Bereicherung der Sandlehme an Karbonaten und Sulfaten ist eine Funktion der klimatischen Verhältnisse. D i m o (8) hat festgestellt, dass die Sulfate sich in den Lehmschichten in drei Horizonten konzentrieren; die Bildung eines jeden von ihnen kann man in Zusammenhang bringen mit der Verstärkung des eluvialen Prozesses in den Perioden eines gewissen schwachen Feuchterwerdens des Klimas, das im allgemeinen den Charakter eines Halbwüstenklimas hat.

Die mechanische Zusammensetzung der Sandlehme ist ziemlich unbeständig, was schliesslich ganz natürlich ist, wenn man die Abhängigkeit dieses Bestandes vom Charakter der Grundgesteine, dem Neigungswinkel, dem Abhange und von anderen Faktoren in Betracht zieht.

Ausser den Veränderungen des mechanischen Bestandes in vertikaler Richtung, kann man häufig ebensolche Veränderungen beim Aufstieg längs dem Abhang beobachten. In dieser Richtung wird öfters auf sehr flachen Abhängen das Verdrängen des grobkörnigen Materials durch feineres beobachtet. Wenn wir aber mit einem steileren und jüngeren Abhange zu tun haben, dessen oberer Teil von keinem deluvialen Mantel überdeckt wird, so findet in diesem Falle, umgekehrt, beim Aufstieg die Ablösung des feineren Materials durch gröberes, breccien-artiges statt. Der deluviale Mantel

wird nach oben hin dünner und keilt schliesslich aus, so dass man höher schon die Zone der Denudation des Abhanges durch Regenwasser (Ablationszone) beobachten kann.

Falls in diesem Teil des Abhanges feste Gesteine lagern, kann man charakteristische eluviale Schotter und Trümmfelder der Grundgesteine, von jeglichem Aufschwemmungsmaterial und der Bodendecke bar, beobachten. Das rechte Wolgaufer entlang sind diese Felder an die abgerundete Schnittkante der Gipfel oder der oberen Uferabstürze und an die Schnittkante der Struktur (Denudations-) Terrassen gebunden, deren Verwitterung das Material für die Deluvial-Schichten liefert, weit verbreitet.

Es muss noch bemerkt werden, dass zugleich mit den beschriebenen deluvialen Sandlehmen auf dem rechten Wolgaufer man auch andere Typen von deluvialen Gesteinen beobachten kann.

Auf den mächtigen Schichten der sandigen Paläogen-Gesteine ist wiederum sandiges oder lehm-sandiges Deluvium ausgebildet. Auf den Schichten der Maastrichtkreide oder der kreideartigen Turon-Kalke und Mergel bildet sich charakteristisches Kreide-Deluvium, das eine lockere weissliche oder gräuliche Masse feiner kantiger und abgerundeter Kreidebruchstücke darstellt, durch einen mergeligen Stoff zusammenzementiert, der aus verwitterter und fein verriebener Kreide besteht. Von festen kieseligen Opoken (Diatomiten) zusammengesetzte Abhänge werden von nicht minder charakteristischem breccienartigem Deluvium bedeckt, das aus scharfeckigen Opokatrümmern besteht, die durch eine lockere Masse von rot-braunem Lehm oder Sandlehm gebunden werden.

Es ist zu bemerken, dass in vielen Balki des rechten Wolgaufers, die einen scharf asymmetrischen Querschnitt haben, eine bestimmte Gesetzmässigkeit in der Verteilung und dem Charakter des die Abhänge bedeckenden Deluviums beobachtet wird. Fast allen Forschern des südlichen Wolgagebietes ist es aufgefallen, dass die nach S und SE gekehrten Abhänge steiler, als die nach N und NE exponierten sind. Solche Orientierung der steilen und sanften Abhänge hinsichtlich der Weltgegenden gestattet es die Erscheinungen der Asymmetrie mit den Insolationsbedingungen in Zusammenhang zu bringen. Die nach S gerichteten Abhänge werden im Frühling

rascher durchwärmt, das Schmelzen geht auf ihnen energischer vor sich und die Wassermassen vollziehen eine bedeutende Auswaschung von oben nach unten, verfrachten das Material auf den Grund des Tales, von wo es von der wasserreichen Flut hinausgebracht wird und an der Bildung des Alluviums teilnimmt. Im Sommer trocknen diese Abhänge ab, die Oberfläche bekommt Risse und ist der Auswaschung ausgesetzt, hauptsächlich durch die stärkeren Güsse, die auf ihrer Oberfläche scharfe Rinnen und an der Sohle Schichten von groben deluvialen Anschwemmungen bilden. Auf den nach N gerichteten Abhängen verläuft das Schmelzen viel ruhiger und das feinere Trümmermaterial wird viel langsamer heruntergebracht, da es nicht in so starkem Masse, wie auf den entgegengesetzten Abhängen, der Abtragung ausgesetzt ist. Ebenso wirken die Sommer- und Herbstregen, die sogar wenn sie nicht besonders stark sind, imstande sind die Abwaschungsarbeit zu vollbringen. Dank der grösseren Feuchtigkeit des Bodens, wird das Wasser von ihm weniger eingesogen und der Abfluss wird ein verhältnismässig starker. Diese anfangs vielleicht auch nicht besonders grossen Unterschiede, welche fortwährend in einer Richtung wirken und sich im Laufe einer langen Zeit summieren, ergeben im Resultat einen ansehnlichen Effekt, wobei der Verlauf des Prozesses das progressive Anwachsen der Rolle dieser Unterschiede bezüglich der Insolation und des Abflusses bedingt. Die zum S gekehrten Abhänge der asymmetrischen Täler sind gewöhnlich im oberen Teil von Grundgesteinen zusammengelegt, die tiefer talwärts von einem verhältnismässig dünnen Mantel von grobem Schotterdeluvium bedeckt sind, während die sanften Abhänge von einer mächtigen Hülle von gelb-braunen Sandlehmen überzogen sind.

Das Alter der deluvialen Sandlehme, die die sanften Abhänge der Balki des rechtsuferigen Wolga-Gebietes bekleiden, wird von den meisten Forschern als Atel angesprochen, mit anderen Worten, sie werden mit den die Chwalynsk-Lehme unterteufenden Sandlehmen am Grunde der Balki parallelisiert.

Meines Erachtens erheischt diese Meinung einiger Berichtigung.

Gewiss ist es nicht zu leugnen, dass die Atel-zeit, die man für trockener im Anfang und wärmer im Vergleich zur Chasar-

und Chwalynskzeit halten kann, am allergünstigsten für die Bildung des Deluviums war und vielleicht gehört ihr ein grosser Teil der Lehmsande an. Für mich ist es aber unzweifelhaft, dass die deluvialen Prozesse auf den Abhängen zu gleicher Zeit mit der Entwicklung der alluvialen Prozesse auf dem Grunde der Balki, die in der Chasar- und Chwalynskzeit am stärksten waren, stattgefunden haben. Darauf, dass die deluvialen und alluvialen Prozesse gleichzeitig vor sich gehen konnten, weisen die Beobachtungen über die gegenwärtige Entwicklung dieser Prozesse im Wolgagebiet, so wie das Vorhandensein mächtiger Schichten von deluvial-alluvialen Ablagerungen, die eine ganze Reihe von alten Erosionsfurchen auf der rechten Uferzone der Wolga ausfüllen.

Meine Ansichten über diese Frage kann man folgendermassen zusammenfassen: die deluvialen Sandlehme der sanften Abhänge entsprechen dem Alter nach hauptsächlich den Atelablagerungen des Transwolgagebiets, teilweise aber auch den älteren alluvialen Chasar-Ablagerungen und den jüngeren alluvialen Chwalynsk- und Postchwalynsk-Ablagerungen. Der Prozess ihrer Ablagerung veränderte sich im Charakter und in der Intensität und wurde teilweise sogar unterbrochen. Darauf deuten die Spuren der Unterbrechungen in der Schicht der Sandlehme, das Vorhandensein an manchen Stellen mehrerer sich durch Färbung und andere Merkmale von einander unterscheidender Sandlehmschichten.

Es bleibt uns jetzt nur übrig einige Spuren der uns näheren Postchwalynskzeit anzuführen.

Im Mündungsteil der Wolga hat P r a w o s l a w l e w, der eingehend die eigentümlichen Baer-schen Hügel studiert hat, das Vorhandensein von drei kleineren durch Rückzugsperioden getrennten Transgressionen des Kaspiums festgestellt. Sie haben die Benennungen K e m r u d-D s c h o r d s c h a n- und S a r i n-Transgression erhalten, wobei der erwähnte Verffasser das Eindringen von *Cardium edule* in das Becken des Kaspischen Meeres mit Vorbehalt in die Zeit der letztgenannten Transgression stellt.

Zur Post-Chwalynskzeit muss man die Bildung der Nieder- sowie der Hochterrasse oberhalb Stalingrad rechnen, die längs dem linken Ufer gut ausgeprägt ist, ebenso, wie es scheint, auch den obenerwähnten bemerkenswerten Prozess der Uebertiefung der Wolga. Es ist unumgänglich notwendig jetzt

kurz auf der Frage von den Beziehungen der Stratigraphie und Chronologie der beschriebenen Ablagerungen des unteren Wolgagebiets zu der allgemeinen quartären Stratigraphie und Chronologie zu verweilen.

Es muss gesagt werden, dass diese Frage bis jetzt nicht als endgültig gelöst gelten kann, dank verschiedenen Umständen, die eine solche stratigraphische Parallelisierung erschweren.

Als Hauptschwierigkeit erscheint die territoriale Isolierung der marinen und kontinentalen Ablagerungen der Kaspischen Tiefebene von den in der nördlichen Hälfte der Russischen Ebene verbreiteten Eiszeitbildungen, nach denen die chronologischen Etappen des Quartärs festgestellt sind. Die Terrassenablagerungen der Wolga, die durch ihr Tal diese beiden Gebiete verbindet, sind noch nicht in dem Masse studiert, wie es für die kardinale Lösung der betreffenden Frage erforderlich ist. Doch die vorhandenen Materiale gestatten es, bei Zulassung gewisser theoretischer Voraussetzungen einige bestimmte Parallelisierungen zu machen. Solche Parallelisierungen wurden von einer ganzen Reihe von Verfassern ausgeführt und einige davon werden auf der beigegebenen Tafel angeführt.

Da ich nicht die Möglichkeit habe hier über die Parallelisierungen, an die ich mich halte, zu argumentieren, will ich nur kurz die wichtigsten Prinzipien andeuten, von denen sowohl ich, wie auch eine ganze Reihe anderer Geologen bei diesen Parallelisierungen sich haben leiten lassen.

1. Die Transgressionen und Regressionen des Kaspiums im Laufe des Quartärs waren von zwei wichtigen Faktoren bedingt.

1) Die durch den Wechsel der Eiszeiten und Zwischeneiszeiten ausgedrückten Veränderungen des Klimas. Da das Kaspische Meer ein Binnenmeer ist, ist das Jemiesonsche Prinzip darauf anwendbar, wonach das Niveau eines solchen Beckens als eine Funktion des Klimas erscheint. Beim Feuchterwerden des Klimas erhöht sich das Niveau eines jeglichen Binnenbeckens infolge des Anwachsens der ihm zuflissenden Wassermasse und der Abnahme der Verdunstung; beim Trockenwerden des Klimas sinkt das Niveau.

2) Die epeirogenischen Schwankungen der Erdrinde, wie im Gebiet der Kaspium- und der Transwolga-Niederung selbst, so auch im Gebiet der ganzen Russischen Ebene. Die Senkun-

gen im Gebiet des gegenwärtigen Kaspi verursachten Regressionen und die Hebungen riefen Transgressionen hervor. Die Senkungen im Gebiet der Tiefebene nördlich vom Kaspi standen in Zusammenhang mit Transgressionen, die Hebungen — mit Regressionen. Schliesslich veränderten die Bewegungen im zentralen Teil des Vereisungsgebiets der Ebene und der den Rand der Vereisungen von der Kaspischen Tiefebene trennenden Zone, sich in den auf einander folgenden Momenten dieses Prozesses auf verschiedene Weise kombinierend, die Intensität und die Richtung des Abflusses zum Kaspischen Becken, womit sie eine wesentliche Wirkung auf sein Niveau ausübten.

II. Die Berechnung der Wirkung des klimatischen Faktors beruht auf der Färbung und einigen anderen lithologischen Kennzeichen der Gesteine (Prawoslawlew 28), und der paläobiologischen Angaben, sowie auf dem Grunde der theoretischen Vorstellungen von der Veränderung des Klimas während der Eiszeit und der Zwischenzeit, und das gestattet die Transgressions- und Regressionsperioden des Kaspiums mit diesen Epochen mutmasslich zu parallelisieren. Hinsichtlich der letzten Frage ist noch lange keine volle Einmütigkeit erzielt.

Manche Verfasser, wie z. B. S. v. Bubnoff (7) bringen die Transgressionen in Zusammenhang mit den Zwischenzeiten (mit ihrem Beginn), andere wieder mit den Eiszeiten, wobei einige ihr Zusammenfallen mit dem Ende der Vereisung vermuten, dank dem verstärkten Schmelzen des Eises (19), andere aber deren Maximum in die erste Hälfte der Vereisung stellen.

Mir scheint es am allerwahrscheinlichsten das Maximum der Transgressionen, insofern diese vom klimatischen Faktor abhängen mit der ersten Hälfte der Vereisungen in Zusammenhang zu bringen. Diese Vermutung ergibt sich aus den von W. Lamansky (12) dargelegten und von vielen Forschern geteilten Vorstellungen, dass das Klima der ersten Hälfte der Eiszeiten feucht und kalt, das der zweiten Hälfte aber trocken und kalt war; dass zu Beginn der Zwischeneiszeit das Klima trocken und warm war und zum Ende sich in ein feuchtes und warmes umwandelte.

Es ist zweifellos, dass die Niveaulagen des Kaspi als Funktionen einer ganzen Reihe von Variabeln auftretend, jeden

gegebenen Moment eine gewisse algebraische Summe interferierender Wirkungen vorstellen; das zwingt uns zur äussersten Vorsicht gegenüber jeglichen Versuchen alle diese Schwankungen chronologisch zu ordnen, da uns die relative Rolle eines jeden der genannten wirkenden Faktoren noch unbekannt ist. Alle diese Parallelisierungen sind nichts mehr als Arbeitshypothesen für weitere Forschungen.

BESCHREIBUNG DER MARSCHROUTE.

Krasnoarmeisk (vormals Sarepta) — Stalingrad

(vormals Zaritzyn).

KRASNOARMEISK (vorm. Sarepta) liegt auf der in die kaspische Terrasse eingeschachtelten alt-alluvialen Terrasse des Flusses Sarpa, die wahrscheinlich der hohen Wolgaterrasse über der Aue an deren Unterlaufe entspricht. Die Sarpa ist eigentlich kein Fluss im gewöhnlichen Sinne des Wortes, sondern eine Kette von Seen, in einer talartigen, längs des Flusses der Jergeni ausgestreckten Senkung gelegen und von dem Abfluss der diese Anhöhe kreuzenden Balki genährt. Diese talartige Senkung wird von vielen Verfassern für das alte Bett der Wolga angesehen.

Zwischen dem Dorfe Otradnoje und Krasnoarmeisk macht die Wolga eine Biegung nach SE, indem sie vom Saume der Jergeni etwas wegritt, infolgedessen die kaspische Terrasse rechts von der Wolga breiter wird und eine niedrige Steppe bildet. Im Absturz dieser Terrasse unterhalb von Krasnoarmeisk sind prachtvolle Aufschlüsse vorhanden (Fig. 1), die von I. W. Muschketow, Prawoslawlew u. a. Forschern ausführlich beschrieben worden sind (20, 26). Hier schliessen sich Chwalynsk-, Atel- und Chasar-Schichten in ihrer ziemlich typischen Ausbildung unterhalb der vormaligen Dampferanlegestelle von Sarepta auf.

Die wesentlichen Züge dieses Aufschlusses sind:

1. Boden (humussierter Horizont) 0,1—0,25 m.
2. Gelblich-brauner oder rot-brauner ziemlich fester Lösslehm oder leichter Lehm. Nach I. W. Muschketow (20) isäolischer Löss, und nach Dimo (8), Archangelsky (4) u. a. Forschern, deren Meinung auch ich teile Eluvium der unterteufenden Lehme. Mächtigkeit 0,7—1,5 .

3. Sandiger rot-brauner Lehm mit Muscheln kaspischer Mollusken, die eine ganze feste ununterbrochene Zwischenschicht von Muschelkalkstein bilden 0,2—0,25 m.

Nach den Angaben von I. W. Muschketow wiegen hier vor: *Dreissensia rostriformis* Desh., *Adacna edentula* Pall., *Ad. plicata* Eichw., *Didacna longepes* Grimm., *D. catillus* Eichw., *D. Barbot-de Marnii* Grimm.

4. Feste schokoladenfarbige Lehme als Regel dünn-schichtig. Ihre oberen Horizonte sind verhältnismässig dickschichtiger; nach unten zu sind sie dünn aufgeschichtet und treten in Wechsellagerung mit sehr dünnen, zur Schichtsohle öfters vorkommenden Zwischenschichten. Im allgemeinen ist die Färbung der Lehme schokoladenbraun, bei Besichtigung der Details variiert sie bei einzelnen dünnen Schichten und ist bald rosig, bald braun und rot-braun. Mächtigkeit 3—3,5
5. Sehr feine lehmige Sande diagonal und schräggeschichtet, etwas glimmerhaltig. Die Färbung ist im allgemeinen bräunlichgelb, aber in den Details nicht gleichartig — die Zwischenschichten sind rostig-orangefarben, gräulich-gelb und braun-rot. In der Basis kommen öfters Zwischenschichten von flachen festen Sandkonkretionen vor.
6. Sandlehme, Lehmsande und sandige Lösslehme, karbonathaltig, mit säulenähnlicher Absonderung, stellenweise ungeschichtet, stellenweise geschichtet, in Platten zerfallend. Die Färbung der Gesteine ist strohgelb, gelblich-braun, rosig-braun, stellenweise gestreift dank dunkleren (humussierten) Zwischenschichten.

In diesem Gestein kommen in grosser Menge verweste Reste von Stengeln, Zweigen und Blättern, zuweilen in gutem Zustande, vor, sowie zerbrechliche Muscheln der Süsswassermollusken — *Planorbis marginatus* Drap., *Limnaea* sp., *Succinea oblonga* Drap., *S. pfeifferi* Rossm. u. a.

7. Gelbe und gräulich-gelbe mittelkörnige ungleichartige, schräggeschichtete Sande mit Zwischenschichten von eisenhaltigen rostig-orangefarbenen Sanden, zuweilen mit Zwischenschichten von zähem rot-braunem Lehm. 7—10 m.

Die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte ist veränderlich. Die Chwalynsk Lehme z. B. werden merkbarer dünner Wolgaabwärts und kleilen sogar ganz aus. Prawoslawlew gibt an, dass es ihm gelungen ist über den Sanden der 7. Schicht

während des Wassertiefstandes die rot-braunen und bläulichen Lehme der Baku-Stufe zu sehen.

Der über Krasnoarmeisk ragende Abhang setzt sich aus dunklen Meletta-Lehmen des Oligozäns und einer mächtigen Schicht von Jergeni-Sanden zusammen.

Es ist zu erwähnen, dass in der Mündung der Sarpa nach dem Projekt von 1927 — 28 der Wolga-Don-Kanal beginnt. Längs dem Sarpa-Tal sich hinziehend, ersteigt er die Chwalynsk-Terrasse, verläuft auf ihr längs dem Fusse der Jergeni bis zur Mündung der grossen Soljanka, und steigt mittels der Schleusen auf die Wasserscheide, deren höchster Punkt hier bei 72 m liegt; in das Tal des Flusses Tscherwljonaja kommend, schlägt er längs des linken Abhanges auf derselben Höhe die Richtung zum Don ein, zu dem er wiederum mittels den Schleusen herabkommt.

Die geologischen und hydrogeologischen Untersuchungen (18) haben verhältnismässig günstige Bedingungen für die Durchführung des Kanals fast auf der ganzen Trasse ermittelt.

Fast längs der ganzen auserwählten Trasse liegt das Bett des Kanals in Quartärablagerungen. Nur in einem tiefen Einschnitt wird sie oligozäne Meletta-Lehme kreuzen. Auf den übrigen Strecken schneidet sie sich ein in:

1) sandig-lehmiges wasserführendes Alluvium der Sarpa (ungünstige Bedingungen der Widerstandsfähigkeit der Abhänge),

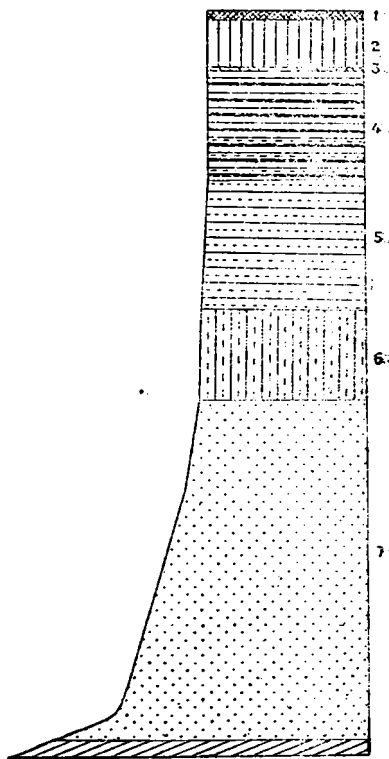


Fig. 1. Profil der kaspischen Terrasse bei Krasnoarmeisk. (Zeichenerklärung im Text).

2) Chwalynsk-Lehme und Sandlehme über ihnen (genügend zuverlässig vom Standpunkt der Filtration und der Widerstandsfähigkeit),

3) Alluvium und Deluvium der Grossen Soljanka (äusserst bunte Abwechslung der geologischen Verhältnisse inbezug auf Filtration und Widerstandsfähigkeit),

4) rote (Mindel-Riss) Lehme und Meletta-Lehme in dem tiefen Einschnitt,

5) Alluvium des Flusses Tscherswljonaja (eine kurze Strecke mit wechselnden Bedingungen),

6) deluviale und alt-deluviale Sandlehme der 3. (Riss) Terrasse des Don. Das ist die längste Strecke (sehr gleichartig und, den bis jetzt vorhandenen Resultaten der Untersuchung der Filtrationseigenschaften nach, günstig),

7) Alluvium der gegenwärtigen Don-Terrasse.

Ausser den geologischen Forschungen, die eingehend die stratigraphischen und lithologischen Bedingungen des zukünftigen Kanals klargelegt haben, sind stationäre hydrogeologische Untersuchungen, so wie experimentelle Arbeiten, zwecks Klarlegung der Eigenschaften der Böden, die grosse Bedeutung für die zukünftigen Bauten haben gemacht worden. Hier sind vor Allem zu nennen die Arbeiten zwecks Festotellung des Koeffizienten der Filtration in den Sandlehmen und anderen Böden längs der Terrasse des Kanals, die sowohl im Laboratorium mittels des Apparats von Tihm-Kamensky (an Handstücken mit gestörter Struktur), so auch in den Versuchsschurfen und Bohrlöchern vollzogen wurden.

Zwecks genauester Festellung der faktischen Verluste durch Filtration, wurden in speziell dazu ausgegrabenen Becken, eins von denen 50 m lang- und in natürlicher Grösse des Kanals angelegt wurde, grosse experimentelle Arbeiten in Angriff genommen. Dieses Becken, beim Dorfe Warwarowka in den für den grössten Teil der Trasse typischen Sandlehmen angelegt, bis zur Projekt-Kote mit Wasser gefüllt und aus einem zweiten speziellen Bassin genährt, deren Beobachtungsbohrlöcher mit Klappen versehen waren, welche die Schwankungen des Niveaus der Grundwasser zu verfolgen gestatten, lieferte sehr wertvolle Materialien. Der durchschnittliche Tagesverlust durch Filtration in diesem Bassin ist laut den Beobachtungen von 1928 durch eine 47,8 mm dicke Schicht ausgedrückt; 1929 war diese Schicht 42,3 mm dick. Das bestätigt,

dass der im Projekt angenommene Durchschnittsverlust von 45 mm genügend vorsichtig und reell ist. Ausserdem ist es gelungen den Prozess der Zerstörung der ungeschützten, über dem Wasser befindlichen Abhänge durch die Brandung, die Kapillarerscheinungen, die Umlagerung der löslichen Salze, interessante Veränderungen des mechanischen Bestandes und einiger physischen Eigenschaften der Sandlehme nach zehnmonatlichem Bestehen des Bassins, sowie den Depressionsbetrag der Grundwasser die sich im Zusammenhang mit dem Bassin eingestellt hat, zu studieren.

Sehr wichtig sind für die Ingenieurgeologie auch die Ergebnisse, die in den Schurfen und den kleineren Versuchsbecken erzielt wurden. Es erwies sich, dass sie äusserst unzuverlässig sind und keine deutliche Gesetzmässigkeit aufweisen, offenbar infolge der Wirkung von zufälligen Ursachen. Der neben dem grossen Experimentierbassin angelegte Schurf ergab unter denselben Bedingungen auf 1 m² der Filtrierfläche eine 13,4 mal grössere Filtration, als im Bassin. Es wurden auch Versuche zur Befestigung der Wände des Kanals durch kompakte Betonierung, durch Betonite (Betonplatten), durch Steinbekleidung, ferner Experimente mit filtrationfesten Schichten von Lehm und Lehmsand und deren Verdichtung u. s. w. gemacht.

Schliesslich wurde eine ganze Serie von Experimenten in verschiedenen Strecken der Trasse des Kanals zwecks Bestimmung des Widerstands der Böden gegen Druck und der zulässigen Belastung angestellt.

Längs der Chwalynskterrasse erstreckt sich die Eisenbahn von Krasnoarmeisk bis Stalingrad. Westlich von ihr erhebt sich der ziemlich sanfte beraste Abhang des Plateaus, der unten von Paläogen-Schichten und im oberen Teil von Jergeni-Sanden, die hier und da als weisse Flecke leuchten, zusammengesetzt ist.

Bei der Station Beketowka im linken Abhang des Flusses Bolschaja Otrádnaja über dem gleichnamigen Dorf gibt es eine Reihe prachtvoller Profile, die Jergeni-Sande, dunkle oligozäne Meletta-Lehme, helle Lehme der Kiew-Stufe und sandige Glaukonitgesteine von Ober-Zarizyn-Alter aufschliessen, die durch Abrutschrisse zerschlagen sind.

Diese interessanten Schlipfe kommen im Relief nicht zum Ausdruck und gehören dem Alter nach zur Prä-Chwalynsk-

Die Quartärlagerungen

Alpine Einteilung	Laskarew 1919	Pavlov 1925	
Postglazial	Postglazial.		
Warm	Kaspische Stufe <i>Cardium edule</i>	Neowarm-Mecklenb. B.	Erosion der alten Terrassen des Transvolgagebiets
	3. Vereisung	Chwalynsk-Warm	Chwalynsk-Stufe
Riap-Warm (Chelies)	2. Inter-glazial	Atel	Atel-Stufe
Riss	2. Vereisung	Chasar	Chasar-Stufe
Mindel-Riss (Cromer)	1. Inter-glazial	Unterer Lög. See- und Flugsablagungen (Atel-Stufe)	Tiraspol-Stufe
Mindel	1. Vereisung	Chasar-Stufe	Baku-Stufe Baku-Stufe Moräne bei Kamysschu (roter Lehm) Graben von Alexandrowka
Oben-Mindel (Gent-Prest)	Prä-glazial	Land- und Süßwasserablagerungen	Norfolk-Stufe
Oben		Baku-Stufe — Tschanda	Lücke
Plozen	Pleistän	Apsherone Akschegyl	Apsherone

1. Die von Prawoslawiew 1919 gegebenen Ausdrücke Chwalynsk-Atel- und Chasar sind nicht in seiner im Druck befindlichen P. A. Tutikowski gewidmeten Arbeit, z. T. zum Plozen (prä-Akschegyl), dergleichen wie der Verfasser.

des Unteren Wolgagebiets.

Prawdslawlew 1926 ¹⁾			Masárovitsch 1929 ²⁾		
Jungquartär	Rezente Ablagerungen		Holozän	Rezentes Alluvium Post-Chwalynsk Lehme der Schluchten des rechten Wolgaufers.	
	Schichten mit <i>Cardium edule</i> Sarinische Transgression				
	Subaerale Ablagerungen der unteren Wolga. Dzhordzhanj Transgression		Pleistozän	Chwalynsche Tone. Süßwasserablage- rungen von Balyklej. Maximum der Transgression in der ersten Hälfte der Zeit.	
Mittelquartär	Kemrud—Ablagerungen	Neo— Wärm			
	Chwalynsk—Ablage- rungen	Wärm			
	Atel—Ablagerungen				
	Chabar—Ablagerungen				
	Liman,—Sumpf—und Flußabla- gerungen der Unteren Wolga				
Altquartär	Baku—Stufe				Rote Lehme der Wolga—Don Wasser- scheide und des Alexandrowka Gra- bens. Astrachan—Stufe Transwol- gens
				Gurowsche Seetone. Tone des Tschern- nyj Rynok im Graben von Alexan- drowka.	

Die Quartäralagerungen

Alpine Einteilung	Mircink 1929		Bubnoff 1930	
Postglazial				
Würm	Rückzug des Eises	Chwalynsk — Transgression am Auslauf der Eiszeit, atelsche Lehme. Deluwiale Lehme der sanften Abdachungen.	Rückzug des Eises	Letzte Schwankungen des Kaspischen Beckens
	Wärm max.		Wärm	Atel—Stufe (Zum Teil)
Riss—Würm (Chelles)			Atel—Stufe (Zum Teil) Chasar—Stufe	
Riss	Chasar—Transgression am Auslauf der Eiszeit; rote Lehme von Astrachan		Astrachansche rote Lehme	
Mindel—Riss (Cromer)			Baku—Transgression	
Mindel	Baku—Transgression am Auslauf der Vereisung		Anfang der Baku—Transgression	
Günz—Mindel (Gent—Prest)				
Günz				
Pliozän			Apscheron	

3, Die Jergeni—Sande werden von mir zum Miozän und z. T. zum Pliozän gerechnet. Sie

des Unteren Wolgagebiets.

Milanowsky 1931 *)

	Rezente Bildungen: alluviale, deluviale, kolische u. a. Schichten mit <i>Cardium edule</i>. Sarinische Transgression. Subaerale Ablagerungen der unteren Wolga Dzhordzhanische Transgression.
Neowärm	Kemrud—Transgression des Kaspischen Meeres. Obere (II) alte Terrasse der unteren Wolga; Terrasse der Sarpa; deluviale Lehme auf den Chwalynsk—Terrassen in den Schluchten des rechten Wolgaufers.
Wärm	Chwalynsk—Transgression (Maximum in der ersten Hälfte der Zeit) Chwalynsk—Terrassen an der Sohle der Schluchten des rechten Wolgaufers, Lehme der sanften Abdachungen (zum Teil).
	Atelsche Lehme des Transwolgagebiets; Hauptteil der deluvialen Lehme und deluvio-alluvialen Bildungen der Schluchten des rechten Wolgaufers.
	Bedeutende Senkungen im Transwolgagebiet und Dislokationen am rechten Wolgaufer (Graben von Alexandrowka u. a.) am Ende der Zeit; Starke Schluchtenerosion am rechten Wolgaufer. Ein Teil der Lehme der sanften Abdachungen und sandiglehmigen altalluvialen Bildungen an der Sohle der Schluchten des rechten Wolgaufers. Chasar—Transgression, Maximum in der ersten Hälfte der Zeit.
	Rote und rotbraune Lehme mit Gips und Kalkkonkretionen der Don—Wolga—Wasserscheide und des Grabens von Alexandrowka. Astrachan—Stufe des Transwolgagebiets. Liman,—Sumpf—und Flußablagerungen der unteren Wolga. Dislokation und Erosion der Baku—Schichten.
	Baku Transgression (Maximum in der ersten Hälfte der Zeit).
	Tone des Tschernyj Rynok im Graben von Alexandrowka. Gurowsche Tone.
	Mutmaßliches Ende der Apscheron Transgression.
	Apscheron, Aktschagyl u. s. w. in Transwolgagebiet.

müssen jedenfalls älter als Aktschagyl sein.

und sogar Prä-Atel-Zeit. Im Mündungsteil des Flusses Bolschaja Otradnaja, der wie ein in die kaspische Terrasse eingeschnittenes Canjon aussieht, kann man in den die Chwalynsk-Lehme bedeckenden Sandlehmen 2 Horizonte fossilen Bodens beobachten.

Stalingrad liegt auf der nicht breiten, teils Abrasions-, teils Akkumulativ-Terrasse. In den Abstürzen des Wolgaufers, oberhalb wie auch unterhalb der Stadt, sind an vielen Stellen grünliche Eozängesteine (Mittel Zarizyn) zu sehen, nur von schokoladenfarbigen Lehmen, und stellenweise auch von Sanden und Gêröll von Chwalynskalter bedeckt.

In den sich über der Stadt erhebenden Abhängen schliessen sich Zarizyn-Sande, Kiew-Lehme, oligozäne Meletta-Lehme und eine kleinere Schicht von Jergeni Sanden auf, die die Oberfläche des Plateaus zusammensetzen.

Stalingrad — Proleika (91 km).

NÖRDLICH von Stalingrad werden auf der ganzen Strecke bis zum Gebiet des Dorfes Alexandrowskaja im hohen, steilen rechten Wolgaufser Paläogengesteine beobachtet. An sie lehnen sich Chwalynsk-Terrassen von 1 — 1,5 km Breite an, und in den Aufschlüssen der von der Wolga gekreuzten Balki kann man stellenweise die Wechselbeziehungen zwischen den Chwalynsk-Ablagerungen und dem die Abhänge bedeckenden Deluvium beobachten. Vom Schiff aus kann man in einer ganzen Reihe von Punkten sehen, dass im Absturz der Terrasse bis zur Schnittkante sich paläogene Schichten aufschliessen. Wenn man an solchen Stellen die Terrasse selbst besteigt, so kann man des öfteren eine dünne Schicht von Gêröll und Sand antreffen, ebenso wie ziemlich mächtige Bänke von kaspischen Muscheln. Das sind typische Strecken der abradierten Chwalynsk-Terrasse. Solch ein Bild sehen wir z. B. im Gebiet der Traktor-Werke von Stalingrad. Oft wird jedoch über den Paläogenschichten eine kleinere Schicht von chokoladenfarbigen geschichteten Lehmen beobachtet, die von Sanden und Gêröllschichten unterteuft werden. Die Grenze des Paläogens und der Chwalynsk-Ablagerungen ist uneben, gewellt. Stellenweise ist zu sehen, wie die Chwalynsk-Schicht an Mächtigkeit zunimmt, das Paläogen fast bis zum Flussniveau schneidend und die trogartigen Senken des Prächwalynskreliefs, die zu-

weilen sehr steile Abhänge haben, anfüllend. In den Mündungen der Mehrzahl der grossen Balki ist das Paläogen bis nach unten abradliert und der Absturz wird von Chwalynsk-Lehmen zusammengesetzt (zuweilen bis 10 — 12 m Mächtigkeit), die über Atel-Lösslehen lagern. Das kommt deutlich zum Vorschein z. B. gleich nördlich von den Traktorwerken von Stalingrad bei den nahe zusammengedrückten Mündungen der Mòkraja und der Suchaja Metschetka.

Gegenüber der Mündung der Suchaja Metschetka teilt sich von der Wolga die Achtuba ab, oberhalb deren Abzweigung längs dem linken Ufer die erste Terrasse über der Aue, von Sanden und Sandlehmen zusammengesetzt, beobachtet wird. Von E wird sie ziemlich scharf durch einen Absatz der kaspischen Terrasse abgegrenzt und bricht selbst als deutliche Stufe jääh zur Aue ab. Die Wolga unterspült sie in etlichen Punkten unmittelbar.

Der Graben von Alexandrowskaja

(Prolejka-Balyklej).

ZWISCHEN den Dörfern Prolejka und Balyklej (21 km von Prolejka) ist eine interessante quartäre Dislokation, der sogenannte Alexandrowskaja-Graben vorhanden (24, 17).

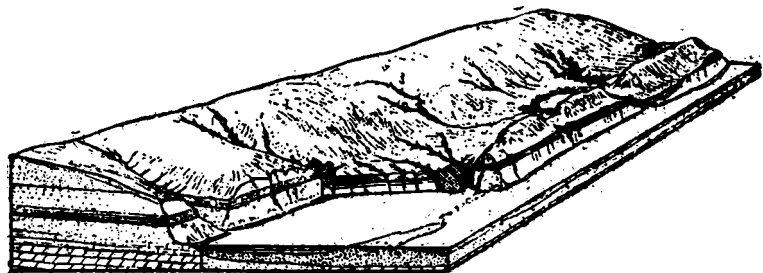


Fig. 2. Blockdiagramm des Alexandrowka-Grabens.

Etwas nördlicher von Prolejka wird das rechte, gerade von SSE nach NNW gestreckte Wolgaufer unter einem sehr spitzen Winkel von einem ziemlich bedeutendem Graben (Fig. 2) gekreuzt, der deutlich von dem Dorf Balyklej bis zur sogenannten «Ssuwodj» (Strecke mit Wirbeln) 2,5 km südlicher der

Station Alexandrowskaja auf einer Strecke von 1 km ausgeprägt ist. Die Breite des Grabens ist etwa 1,5 km, aber dank dem, dass er von der Wolga schräggeschnitten wird, sind die in ihm versenkten Gesteine vom Ufer aus auf 3 km Entfernung sichtbar. Er wird von zwei parallelen Verwerfungslinien mit NNE Streichen 10. begrenzt. Merkwürdig ist, dass die Richtung der westlichen Verwerfung das Ufer der Wolga unmittelbar nach S vom Graben fortsetzt, so dass dieses Ufergebiet auf einer gewissen Strecke als aufgeschlossene Face der Verwerfung erscheint, die einer verhältnismässig schwachen Bearbeitung durch die Erosion ausgesetzt war. Die Grösse der vertikalen Verlagerung der Schichten im südlichen Teil des Grabens erreicht 150 m., nördlich nimmt das Ausmass der Verwerfung ab. Westlich und östlich vom Graben schliessen sich im Wolgaufer die grünlichen Untersaratow — Sande mit «Karawai» (Fladen) auf, unter denen nördlicher Obersysran-Sande und Sandsteine mit Bänken von *Ostrea Siazowi*, und beim Dorfe Balyklej die Untersysran-Opoken hervorkommen.

Die Karawaj-Sande werden von Obersaratow-Schichten mit dunklen Opoken, Lehmen und höher von weissen Sanden mit Zwischenschichten von Quarz-Sandsteinen bedeckt.

Diese Paläogensichten werden im Graben jäh von höheren Horizonten, gelblichen Oberzarizyn Sanden (Eozän) und dunkelgrünen schieferigen Lehmen mit Meletta (Oligozän) abgelöst. Auf dem Paläogen, es dickordant scheidend, liegen gelbe und weisse Jergeni-Sande.

Auf diesen Gesteinen, sie schneidend und grosse Senken anfüllend, liegen im westlichen Teil des Grabens dunke Seetone; zu oberst-geschichtete graue und bräunlich-rote (3—5 m), unter ihnen schwarze, klumpige mit quarkiger Bruchfläche und weissem Salzausblühen, Gastropodenfauna in sehr schlechten Zustand enthaltende (1 — 5 m), tiefer-geschichtete grünlich-graue und dunkel braun-rote, eisenhaltige, mit grösseren Konkretionen (ungefähr 6 m.) Die Abstürze mit Schlipfen, von diesen zum Gurow-Horizont gehörenden Lehmen bedeckt, bieten einen für diese Strecke der Wolga ziemlich ungewöhnlichen Anblick und tragen den Namen «Tschornyi Rynok».

Einen noch grösseren Kontrast mit den anstossenden Uferzonen geben die grellroten Lehme, festen Sandlehme und Lehm-sande mit Kalkkonkretionen und kleinen Trümmern der sich im östlichen Teil des Grabens aufschliessenden Gesteine. Sie

bilden kolossale effektvolle Abstürze, von E durch eine vertikale Verwerfungsspalte abgeschnitten, längs der die Unter- und Obersaratowschichten mit den Lehmen in Kontakt treten. Diese Lehme schlage ich zur Mindel-Risszeit und paralleliere sie mit den roten Karbonat-Lehmen der Wolga-Don-Wasserscheide. Alle diese beschriebenen Gesteine sind von oben erodiert und von deluvialen Sandlehmen, Lehmsanden und Sanden bedeckt. Der Graben ist gut im Relief in Form einer Senke ausgeprägt, die von W durch die Abdachung des Plateaus begrenzt wird und von E durch eine schmale in einzelne Gruppen zergliederte Hügelkette, von der Wolga getrennt wird. Beim Dorfe Balyklej, in der Mündung des gleichnamigen Flusses kann man die übergreifende Lagerung der Chwalynsk-Sedimente auf den im Graben verworfenen Blöcken sehen, was auf das Prächwalynskalter der Dislokationen hinweist. Nach meiner Vorstellung ist sie genetisch mit der letzten grossen Senkung des Transwolgagebietes verknüpft, die ich geneigt bin zur zweiten Hälfte der Risszeit zu rechnen, vielleicht zu ihrem Ende oder zum Beginn der Riss-Würmzeit. Unter diesem Vorbehalt kann man eine Erklärung finden, warum die mächtigere Rissvereisung eine kleinere Transgression im Kaspi-Gebiet (die Chasar-Transgression) hervorgerufen hat, als die Würmvereisung (die Chwalynsk-Transgression). Aller Wahrscheinlichkeit nach lag die Kaspische Niederung in der Risszeit in einem verhältnismässig höheren Niveau, als in der Würmzeit. Die quartären Vertikalbewegungen der Erdrinde im Wolgagebiet scheinen mit den isostatischen Ursachen, den Veränderungen der Belastung während der Eiszeit und den Zwischeneiszeiten, verknüpft zu sein. Dabei bietet grosses Interesse der differentielle Charakter dieser Bewegungen des rechtsuferigen Wolgagebiets und des niedrigen Transwolgagebiets, was durch tiefe Verschiedenheit in der geologischen Geschichte und in der Struktur der beiden Gebiete bedingt ist. Damit muss man die Reihe der jungen Spaltungen und Verwerfungen längs der Wolga erklären, gerade im Berührungsgebiet zweier ungleichartiger Blöcke der Erdrinde, wo starke Spannungen entstanden, die sich in einzelnen scharfen Dislokationen auslösten. *

Längs den Ufern des Fl. Balyklej und längs der Wolga bei der Mündung des genannten Flusses ist die kaspische Terrasse sehr gut ausgeprägt. Zwischen der Mündung des Baly-

klej und der folgenden nördlichen Balka hat sie folgenden Bau:

$Q_1^{d.l.}$	1. Hellbrauner Lösslehm	0,2—0,5 m.
$Q_1^{Chw.}$	2. Schokoladenfarbene dünn-schichtige Platten-Lehme mit plattgedrückten ellipsoidalen Konkretionen, unten mit Zwischenschichten von sandigen Lehmen und lehmigen Sanden	5—6
$Q_1^{Al.}$	3. Hellgelbe sandige Lehme oben ungeschichtet, unten mit diagonal geschichteten Zwischenschichten von feinkörnigen Sanden.	

Aus dem oberen Horizonte dieser Lehme (Mächtigkeit 2,5 m) hat J. P a l a b i n (4,26) unter verschiedenen Vegetationsresten zwei Arten von Weiden — *Salix viminalis* L. und eine breiterblättrige Form vielleicht *S. capraea* L. oder *S. nigricans* L. festgestellt.

Ausserdem wurde von ihm in der Balka «Schirokij Buerak» in demselben Horizont eine Weinstockwurzel *Vitis vinifera* L. gefunden. Der untere Horizont (3 m) ist vegetationsfrei, enthält aber zahlreiche flache in Schichten geordnete Konkretionen.

4. Gräulich-gelbliche sandige Lehme etwas brackig 1,5 m.

5. Paläogengesteine, sichtbare Mächtigkeit ungefähr 5 m.

Balyklej — Saratow.

BEI DER NACH Balyklej folgenden Anlegestelle «Bykowy Chutora» ist die Wolgaterasse über der Aue gut aufgeschlossen. Hier kann man nach P r a w o s l a w l e w (26) sehen:

1. Hellbraunen stark sandigen Lösslehm	0,80 m.
2. Schmutzligbraunen sandigen Lehm, mit fleckigen Ausblühungen weisslicher Salze	1,20
3. Bläulich und gräulich — braunen sandigen Lehm nach unten in lehmigen Sand übergehend. Enthält Muscheln von Süßwassermollusken	3,5

Längs dem rechten Ufer wird im allgemeinen das oben beschriebene Bild beobachtet, mit dem Unterschiede, dass die Inselchen der angelehnten Chwalynsk-Terrasse seltener werden. Vorwiegend kommen die letzteren bei den Mündungen der grösseren Täler und Balki vor, zum Beispiel beim Dorfe Nizhnaja Sestrjonka, bei der Stadt Kamyschin, bei den Dörfern Dubowka, Nizhnaja Dobrinka, Ustj-Kulalinki.

Ausser dem Vorhandensein dieser Terrassen auf dieser Strecke muss man interessante geomorphologische Eigentümlichkeiten erwähnen. Die Wolga, ununterbrochen ihr rechtes Ufer unterspülend, hat die Unterläufe der in sie mündenden Täler und Balki abgetragen, deren alte Sohlen sich nun auf einer zuweilen recht bedeutenden Höhe über ihrem Spiegel erweisen. Die Querschnitte dieser hängenden kurzen Täler, nicht selten ihrer Oberläufe selbst, decken ausserordentlich anschaulich ihren Bau auf. Ihre breiten Sohlen sind gewöhnlich von jungen schmalen Schluchten durchschnitten, und die gut ausgearbeiteten Abhänge senken sich in einer Reihe von Struktur-Terrassen. Die Riedelhöhen zwischen diesen entköpften Tälern kommen an der Wolga als hohe Abstürze heraus, im örtlichen Dialekt «Rynki» genannt.

Etwas oberhalb der Mündung des Flusses Jeruslan, von dem Dorfe Bujadakow Buerak bis zum Dorfe Dubowka (oberhalb des Dorfes Solotoje) macht die Wolga einen nach E vorspringenden Bogen. Hier muss man eine Reihe interessanter Objekte erwähnen. Unterhalb des Dorfes Schtscherbakowka lenken die sogenannten «Stolbitschi» die Aufmerksamkeit auf sich, die einen riesigen vertikalen Absturz darsellen, in eine Reihe von Turm- oder Säulenartigen Felsen zergliedert, die von Paläogen-Opoken und Sandsteinen zusammengesetzt sind. Beim nordwestlichen Ende der Stolbitschi verläuft eine Verwerfung von SSW Streichen in deren nordwestlichem gehobnem Flügel über der Wolga die oberen Maastricht-Horizonte ausstreichen. Die Schtscherbakow-Verwerfung gehört wie es scheint zum System der quartären Dislokationen des Wolgabietes.

In der beschriebenen Windung der Wolga befinden sich klassische Profile der Oberen Kreide, die in östlicher Richtung ansteigen (zur Achse der Don-Medweditsa-Schwelle) und auf der Strecke zwischen den Dörfern Danilowka und Solotoje vom Cenoman bis zum Maastricht aufgeschlossen sind.

Die oben erwähnten geomorphologischen Eigentümlichkeiten des rechten Ufers treten hier mit besonderer Deutlichkeit hervor. Beim Dorfe Bannowka nähert sich die Wolga fast ganz der Wasserscheide zwischen ihr und der Ilowlja, die Oberläufe selbst der alten Täler und Balki abtragend. Deswegen treffen wir auf der Strecke zwischen Danilowka und

Trubino keine typischen kaspischen Terrassen an, sondern finden nur Äquivalente dieser Ablagerungen in Form deluvialer und deluvio-alluvialer Ablagerungen, die die alten Balki anfüllen. Deren prachtvolle Profile sind ganz nahe bei Bannowka-Angestellte und weiter im Gebiet des Dorfes Trubino vorhanden. Die alten Wasserscheiden zwischen den kurzen Tälern treten hier an die Wolga heran und bilden hohe Berge, die jäh zum Flusse abfallen. Dieserart sind zum Beispiel, die Berge «Syrt» S von Bannowka und «Durman» bei Danilowka. Die Abdachungen zur Wolga sind mit riesigen Erdschlipfen bedeckt und weisen Anzeichen von morphologischer Jugend auf, während die Abhänge zu den Balki sich im Stadium der vollen Reife befinden.

Beim Dorfe Solotoje treten wiederum die Terrassen der typischen Chwalynsk-Lehme und-Sande auf, jedoch ohne Fauna. Hier haben wir es schon nicht mehr mit marinen, sondern mit Limanablagerungen der alten Chwalynsk-Wolga zu tun.

Ein mehr oder weniger ähnliches Bild wird längs des rechten Ufers auch höher bis zu Saratow beobachtet. Dieselben terrassenartigen Abhänge, abgeschnittene Tahlunterläufe, Reste von Chwalynskterrassen in den Mündungen der grossen Balki. Doch hier erscheinen infolge der Hebung der Schichten über dem Wolgaspiegel die sandig-lehmigen Gesteine der Unteren Kreide, was zur Ausbildung grossartiger Schlipfe (Rutschungen) führt. Sie bringen eigenartige Züge in die Morphologie des Ufers herein. Die Breite der Schlipfzone erreicht stellenweise 1,5 km; die Schlipfe sind auf etlichen zehn Kilometern in die Länge gezogen, sich nur in den Mündungen der Balki unterbrechend und mitten zwischen ihnen ihr Maximum erreichend. Das ganze Ufer zwischen der vertikalen Wand, mit der das Plateau zur Wolga fällt, und dem Flusse, ist mit zahlreichen dem Flusse parallelen Ketten und Hügeln bedeckt, zwischen denen in den Vertiefungen kleine Sümpfe und Seen nicht selten sind. Solche gigantische Bergrutsche kann man in Saratow selbst auf der sogenannten Sokolowa Gora sehen, die nördlich von der Stadt liegt und von Apt-Gesteinen zusammengelegt ist (klassischer Aufschluss).

Die Bergrutsche der Sokolowa Gora (24) haben mehrfach Saratow grossen Schaden zugefügt, ganze Stadtviertel zerstörend, und gegenwärtig bedrohen sie die Hauptanlage der Wasserleitung.

Ausser der Sokolowa Gora sind in Saratow die Aufschlüsse der Lyssaja Gora bemerkenswert, auf der man deutlich den Aufbau der deluvialen Ablagerungen und deren Wechselbeziehungen zu den Grundgesteinen sehen kann. Die Lyssaja Gora ist zusammengesetzt von paläogenen Grundgesteinen (Saratow-Sande, Sysran-Sandsteine und—Opoken) und der Oberen Kreide (Maastricht-Lehme und—Opoken, Campan-Lehme und—Opoken, unten Kieselmergel des Senon, Spuren von Turon-Kalksande mit Phosphoriten, Genoman-Sande in der Basis), die längs dem Abhänge mit einem nach unten zu mächtiger werdenden Mantel von breccienartigem Deluvium aus dem Schutt des Anstehenden bedeckt werden. Alle diese charakteristischen Eigenheiten der deluvialen Bildungen von diesem Typus kann man in einer ganzen Reihe von ausgewaschenen Flusstälern, die die Abhänge der Lyssaja Gora durchschneiden, beobachten.

SCHRIFTTUM.

1. Archangelsky, A. D. Aperçu succinct de la structure géologique de la région SE de la feuille 94 de la carte géologique de la Russie d'Europe. Bull. Com. Géol., t. XXIX, 1910.
2. Archangelsky, A. D. K woprossu ob istorii posletretitschnogo wremeni w Nisowom Powolzhje (Zur Frage der Geschichte des Posttertiärzeit im Unteren Wolgagebiet). Trudy Potschw. Kom., tom I, wyp., 1, 1912.
3. Archangelsky, A. D. und S. A. Dobrow. — Geologitscheskij Otscherk Saratowskoj gubernii (Geologische Skizze des Gouvernements Saratow). M. 1913.
- ✓ 4. Archangelsky, A. D. Carte géologique générale de la partie Européenne de l'URSS. Feuille 94, Stalingrad (Tzaritzin). Mém. Com. Géol., N. S., livr. 155, 1928.
5. Bogatchev, V. V. Observations géologiques dans le bassin de la rivière Manytch. Bull. Com. Géol., 1903, t. XXII.
6. Bogatchev, V. V. La Faune d'eau douce de l'Eurasie. Partie I. Mém. Com. Géol., N. S., livr. 135, 1924.
7. Bubnoff, S. von. Das Quartär in Russland. Geologische Rundschau. Bd. XXI, 1930. Heft 3.
8. Dimo, N. A. und B. A. Keller. — W oblasti polupustyni (Im Gebiet der Halbwüste). Saratow, 1907.
9. Jamisson. The Inland Seas and Salt-Lakes of the Glacial Period. Geol. Magazine, new ser., II, December 3.
10. Kamensky, W. M. K woprossu o wosraste wodorasdelnykh peskow Jergenej. (Zur Frage nach dem Alter der Riedelsande der Jergeni). Tom 1, 2. 1922.
11. Kamensky, W. M. Pliocene and Postpliocene deposits of the Northern Yergeny. Bull. Nat. de Moscou N. S. 32, Sect. Géol., II, 1923 — 24.

12. L a m a n s k y, W. Das Absterben der Gletscher und die Eiszeit. Zeitschr. für Gletscherkunde, VIII, 1914.
13. L a s k a r e w, W. D. Obsor tschetwertitschnych otlozhenij Noworossii. (Übersicht der Quartärablagerungen von Noworossia). Sapiski Obschtsch. Selsk. Chos. Juzhnoi Rossii. T. 88 — 89, kn. 1, 1919.
14. M a z a r o v i c, A. N. O lednikowych otlozheniach juzhnogo Polwolzha. (Von den glazialen Ablagerungen des südlichen Wolgalandes). Westnik Mosk. Gorn. Ak. 1. 1921.
15. M a z a r o v i c, A. N. Quelques questions de la géomorphologie et de l'histoire du relief concernant la rive droite du bas Volga. Zemlevedenie, fasc. III — IV.
16. M a z a r o v i c, A. N. Essai de coordination schématique des assises néogènes et post-tertiaires du pays du Volga. Bull. Acad. Sc. de l'URSS, 1927.
17. M i l a n o w s k y, E. W. L'effondrement d'Alexandrowka sur la rive de la basse Volga. Bull. Ass. Moscou, vol. II, fasc. 3 — 4, 1929.
18. M i l a n o w s k y, E. W. Geologia Wolgo-Donskogo wodorasdelja. (Géologie der Wolga-Don Wasserscheide). Moskau, 1930.
19. M i r c i n k, G. F. La corrélation des dépôts quaternaires de la plaine Russe à ceux du Caucase. Bull. Ass. Moscou, vol. fasc. 3 — 4.
20. M u s c h k e t o w, I. W. Geologitscheskie issledowania w Kaimytszkich stepach 1884 — 1885. (Geologische Forschungen in den Kaimücken-Steppen). Bull. Com. Géol., t. IV, 1885.
21. P a v l o v, A. P. Types génétiques des formation continentales de l'époque glaciaire et postglaciaire. Bull. Com. Géol. 1888. t. VII.
22. P a v l o v, A. P. Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. Mém. Soc. des Amis des Sc. nat., d'Anthrop. et d'Ethnogr. Sest. de Géol., fasc. 5. M. 1925.
23. P a v l o v, A. P. Epôques glaciaires et interglaciaires de l'Europe et leur rapport à l'histoire de l'homme fossile. Bull. Soc. Nat. de Moscou. Sect. Géol., I, 1922.
24. P a v l o v, A. P. Voyage géologique de Kazan à Tsaritzin. Guide du VII-e Congrès Géol. Intern. à St. Pétersb., 1897.
25. P e r y s c h k i n, G. A. Opytno-issledowatel'skie roboty po grun-tam trassy Wolga-Donskogo kanala. (Untersuchung der Gündgesteine der Trasse des Wolga-Don-Kanals). Moskau, 1930.
26. P r a v o s l a v l e v, P. A. Materialy k poznaniju nizhně-wolzhschich kaspjskich otlozhenij. (Zur Kenntniss der Ablagerungen an der Unteren Wolga.) Tsch. I. Astrachanskoe Sawolzhje. Warschau, 1908.
27. P r a v o s l a v l e v, P. A. La courbe du lit et la base d'érosion du Volga inférieur. Travaux de la Soc. des Nat. de Leningrad. Vol. LXI, fasc. 4, 1926.
28. P r a v o s l a v l e v, P. A. Sur la signification des changements de couleurs des sédiments argilo-sableux du courant inférieur du Grand et du Petit Uzeni. Bull. Ac. Sc. de Russie, VI Série, 1918.
29. P r a v o s l a v l e v, P. A. K legende morskich posletretitschnych obrasowanij (Zur Legende der marinen posttertiären Bildungen). Geol. Westnik 1926, V, № 1 — 3.

30. P r a v o s l a v l e v, P. A. Kaspische Ablagerungen am unteren Laufe des Wolga Flusses. Isw. Zentr. Gidrometr. 1927.
 31. P r a v o s l a v l e v, P. A. Terraces of the valley systems and fluvioglacial deposits in South. Ergeni. Travaux de la Soc. des Nat. de Léningrad. Vol. LX, fasc. 1.
 32. S y r o w a, E. I. K woprossu o wosraste morskich neogenowych otlozhenij Jergenej. (Zur Frage nach dem Alter der neogenen Meeresablagerungen der Jergeni). Bull. Soc. Nat. de Moscou, N. S., Vol. XXXVIII, fasc. 3 — 4, 1929.
 33. S c h a t s k y, N. S. Balyklejskij graben i disjunktivnije dislokazii Nizhnego Powolzhja. (Der Graben von Balyklej und die disjunktiven Dislokationen des Unteren Wolgagebiets). Westnik Gorn. Ak, 1, 1921. Moskwa.
-

THE MOST TYPICAL QUATERNARY SECTIONS EXPOSED IN THE ENVIRONS OF MOSCOW.

G. F. MIRČINK.

MOSCOW and its environs are chiefly situated on the terraces of the Moskva River and partly on the river-divide heights, which in the region of the Vorobievsky Gory lie close to the Moskva River forming there a steep scarp, 67 m high, complicated by landslips.

This plateau is characterized by flat and wide hill-like heights and by depressions lying between them. Near the Vorobievsky Gory, it reaches 199,5 m of abs. height, at Tatarovo 179,2 m, near Odintzovo 200 m, and finally 250 m in Teply Stan.

The valley of the Moskva River is accompanied by a broad terrace, i. e. the third above the flood plain, rising to about 30 — 40 m above the Moskva River level. On this terrace a considerable part of the town is situated (Kreml, Kitay-Gorod, Khodyn'skoye Pole, Khorošhevo, Troitskoye, a part of Zamoskvorechie adjacent to the circuit railway, the region of Kutuzov Sloboda).

In its turn, this terrace is separated by a very noticeable scarp from a lower terrace, or the second above the flood-plain, rising on the average to 15 — 20 m, above the level of the Moskva River.

On this terrace are situated the largest part of Zamoskvorechie, Dorogomilovo, the whole area between Shelepikha and the Vagankov cemetery, and the largest part of Tatarovo and Mnemniki.

Finally the first terrace above the flood plain is clearly seen above Moscow, near Serebriany Bor of Khorošhevo and Fili. In Moscow this terrace is hidden by later earth-works. It rises on the average to 6-10 m above the level of the Moskva River and is characterized by a well pronounced dune-topography being not always sharply defined from the flood plain which is 4-6 m high.

The uneven gently undulating landscape of the river-divide plateau partly depends on the ruggedness of the pre-Quaternary relief and partly on a subsequent erosion of the Quaternary deposits. It is necessary to point out a certain general declivity of the Quaternary deposits towards the wide depression, coinciding with the valley of the Moskva-River and its terraces. This fact also influences the change of the character of the Quaternary mantle in horizontal direction.

In the most elevated points of the environs of Moscow, near the Vorobievsky Gory and Tatarovo, the Quaternary deposits reach 10-20 m in thickness and consist of red-brown morainic boulder loam or clay with variously sized boulders of both crystalline and sedimentary rocks, irregularly scattered among them; there prevail flint and limestone boulders of Carboniferous age. These boulder clays and loams are either directly underlain by bed-rocks belonging to the Lower Cretaceous, rarer to the Upper Cretaceous, or also they are separated by outwedging partings made up of the products of erosion of the subjacent country rocks. (According to Danshin's observations on the Vorobievsky Gory these partings consist of washed and redeposited green inequigranular sands and green phosphorite nodules of Albian age interstratified with Lower Cretaceous white and yellowish variously-grained sands with small lenses of gravel at base.) They are overlain by homogeneous clays of small thickness which partly present a product of eluvio-glacial action upon the subjacent moraine and partly their diluvium.

In the relatively depressed parts of the same river-divide plateau, for instance, within the confines of Moscow in the Tverskaya street, between the moraine and the subjacent country-rocks at a height of 160-162 m there is an intercalated sand series consisting in its major part of differently grained quartz sands of various colour: yellow, brown-yellow, light grey and greenish grey, they are sometimes boulder free and sometimes contain gravel rubble, pebble of crystalline rocks, of quartz, of flint and of limestone, sometimes in such large quantities as to make the sands grade into pebble interbeds. Finally, sometimes they are substituted by boulder free loams of dark yellow, greyish yellow and light grey colour, often above 10 m in thickness.

The adherents of monoglaciation (Ivanov, Dan-

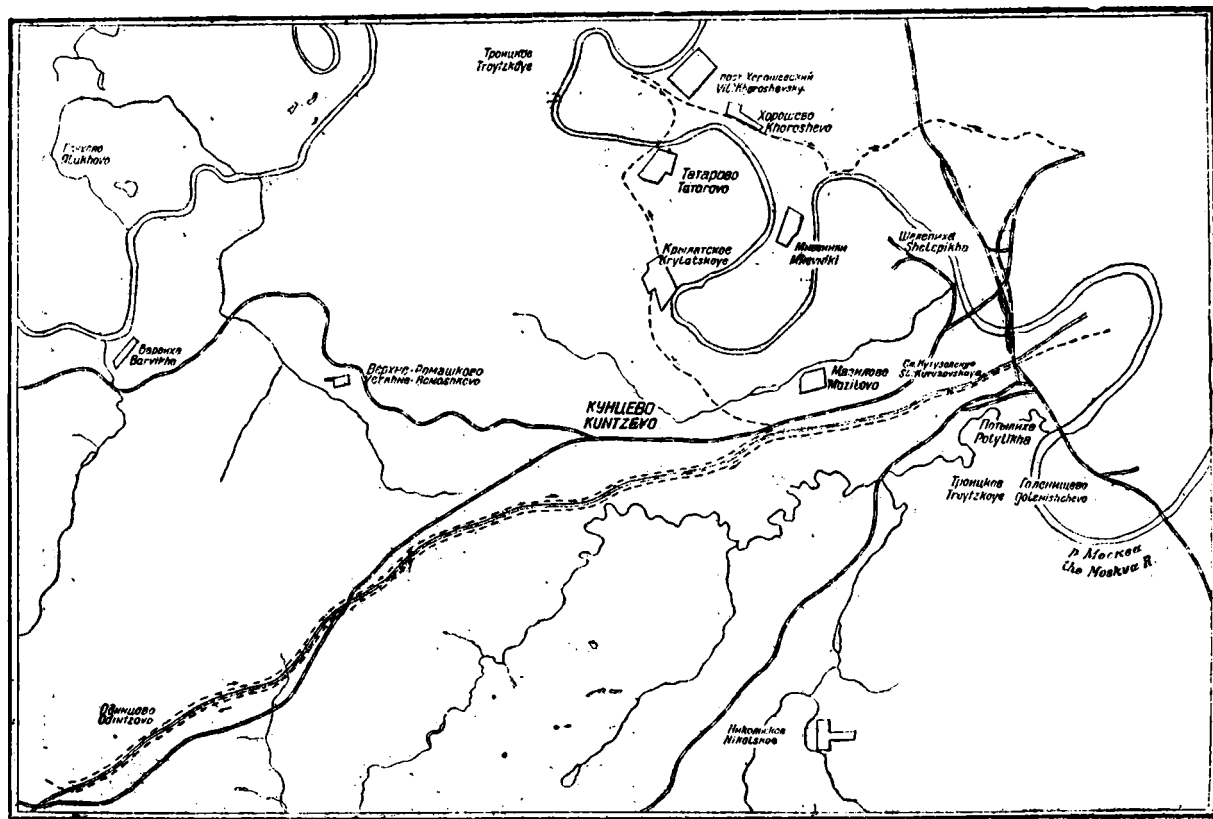


Fig. 1. Map of the Environs of Moscow.

sh i n) consider the above described moraine as the ground moraine of the single glacier that existed here, while the followers of polyglacialism usually refer it to the time of the

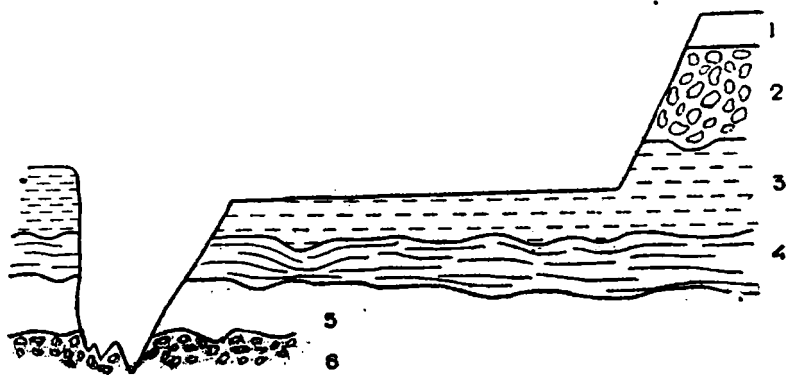


Fig. 2. Schematic section through the lower and upper quarry of the Odintzovo Brick Works.

maximum glaciation, which mostly is synchronized with the Russian glaciation of the Alps (A. Rosanov, V. Khimenkov, A. Pavlov, G. Mirčink).

In those parts of the plateau, which are remotest from

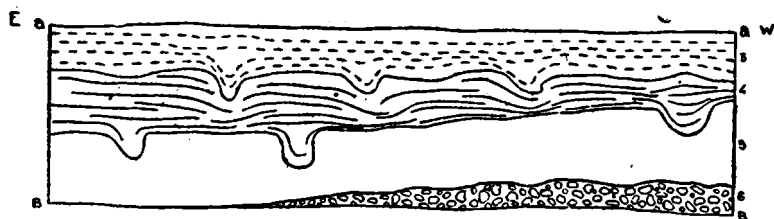


Fig. 3. Section in the wall of the lower quarry in the Odintzovo Brick Works.

Moscow, the character of the sections changes: instead of one morainic horizon there are two horizons separated in part by intermorainic fluvio-glacial deposits, and in part by interglacial deposits. The section of the clay-quarry of the brick-

fields situated 1,5 km north of the Odintzovo Station is an example of a section exposing such deposits.

The quarry dissects by two benches a flat dome-like river-divide height gently sloping towards a broad ravine lying westwards of it.

At present, the scarp of the upper bench exposes (figs 2 and. 3):

- $Q_{1w/egd}$ 1. Light grey podzol soil resting upon brownish red-brown clays with a sharply pronounced lump jointing; small boulders both of flint and of crystalline rocks are scarce and distributed without any definite order; at the top of the hill, this series almost fades to nothing and in other points reaches 1 m and more in thickness.
- $Q_{1R/m}$ 2. Layer 1 gently grades into heavy reddish-brown boulder loam with a considerable number of crystalline flint and limestone boulders; their number is about equal. The thickness of the moraine varies on an average from 2 to 3 m; towards the ravine, it completely wedges out; the lower surface of the moraine is uneven and consists of irregular wavy elevations and depressions.
- $Q_{1n/s}$ 3. Under the moraine lie crumpled stratified grey-brown thin loams, which downwards grade into a grey variety. The latter within the confines of the next bench of the quarry grades again into a crumpled greyish variety with brown interbeds, which with its pockets spreads into the bed IV to 1 m; from the base of this series were secured the tooth of *Elephas primeginius* Baum, *Equus caballus fossilis* L. and *Ovibus* sp. described by V. V. Manner.
- $Q_{1MR/al}$ 4. Below, sharply defined by its very uneven surface with pockets, lies a still stronger crumpled loam; it is dark grey, partly almost black (when wet) and holds lens-like inclusions of peaty rock, up to 0,05—0,08 m in thickness; the loam shows a well discernible nut-structure, its pockets spreading to a depth of 1,5 m into the subjacent 5-th bed, from which it is separated by a sharp boundary. Thickness 1-2 m.
- $Q_{1m/ed}$ 5. Brownish to brownish-grey and red-brown coarse-grained loose, heavy loam including very rare small boulders of flint and still rarer of crystalline rocks 1—2 cm in diameter, also small calcareous nodules. Thickness 1,15 .
- $Q_{1M/m}$ 6. Horizon 5 is in places sharply defined and in others gently grading into a red-brown loam with comparatively sparse and very small boulders prevalently of flint. Uncovered in the quarry for not more than . . . 1 .

According to A. P. Karpinsky's, N. N. Nikolaev's description, the sections exposed in wells near Yaska Village and the station Bakovka allow to conclude that such stratigraphical correlations, are characteristic for the whole surrounding region. But as regards the question of the age of these deposits, there is no agreement amongst geologists. So, A. N. Rozanov in contrast with G. F. Mirčink and S. A. Jakovlev thinks the upper moraine to be a Wurmian and not a Rissian one, and the lower to be a Rissian and not Mindelian one.

After the examination of the Odintzovo quarry, the members of the Conference will move on along the river-divide plateau to its lowered edge adjoining the valley of the Moskva River near the Tatarovo Village. The quarries for extraction of Aptian sandstones located on the plateau, exhibit a direct superposition upon this sandstone of the heavy red brown boulder loam, that is exposed here for 7-10 m and covered by the above described eluvio-glacial mantle clays, which however are sometimes absent here. I determine the age of the moraine as Rissian; in doing so, I admit complete destruction of the glacial deposits of Mindelian time and consequently a subsequent settling of the upper layer of the moraine in the Odintzovo section towards the valley of the Moskva River. A. N. Rozanov also believes, that this moraine was formed during the Rissian time, but at the same time he identifies it with the lower moraine of the Odintzovo section, supposing that the upper moraine referred by him to the Wurmian time is preserved from erosion only in the most elevated points of the watershed.

The heights of the right shore of the Moskva River, command the view on the valley of the Moskva River and its terraces, i. e. the flood plain terrace and three terraces, above the flood plain, above mentioned.

Thus, at the foot of the Tatarovo heights west of the route, there is a well defined scarp between the upper terrace, above the flood-plain, 30 m high, and the middle one about 20 m high, which near the bridge gradually passes into the lower terrace, 6-8 m high.

With the upper terrace above the flood plain is connected the Troitzkoye lacustrine Interglacial formation well known in literature, which now is inaccessible for study as at present

the slopes towards the Moskva River are coated. Before this coating was made the Troitzkoye lacustrine formation was studied in details by V. S. Dokturovsky, G. F. Mirčink and A. I. Moskvitin. From the section a complete monolith was obtained, which can be examined by members of the excursion at the Geological Museum of the Moscow Geological Prospecting Institute (former Geological Museum of the Moscow University).

There one may observe, that Interglacial deposits are capped with ancient alluvial sandy deposits $Q_1^{N/al}$, and underlain by pebble beds which represent a washed moraine $Q_1^{R/m}$.

As to the lower terrace above the flood plain, it distinctly appears on the opposite side of the river beyond the flood plain terrace in the form of a dense pine plantation, forming the first step above the flood plain behind which is seen a second step of pine wood covering the second terrace above the flood plain, finally, still farther up to the bluish band of the Park plantations appearing far off in the background, the broad Khodynka terrace (or the third above the flood plain) spreads and falls off directly towards the Moskva River at Khoroshev Village. From the same Tatarovo heights is seen, how between Khoroshevo and Mnemniki the second terrace leans against the third, separated from it by a scarp.

In order to get a clear idea of the structure of the lower terrace above the flood plain, the members of the excursion are to visit the section exposed in the scarp of this terrace falling off towards the Moskva River near Khoroshevski Serebriany Bor to the right of the point where the road leading from Serebriany Bor to the Troitzkoye Village enters the region of the flood plain terrace. Here, 4 m high, the flood plain terrace is seen to be separated by a scarp from the lower 8 m high flood plain terrace. The flood plain terrace down to the water-line is composed of modern fluvial sand deposits; whereas the sole of the lower 1,5 m high terrace above the flood plain consists here of dark Jurassic clays on the eroded surface of which deposits of alluvial type are resting. Their accumulation went on during the second half of the Würmian time, beginning with the Bühl stage up to the Tardiglacial age inclusively. This series begins with a continuous bed of rounded flint and crystalline

rock pebbles interspersed with coarse sand (1 m) and is crowned by finely in part irregularly bedded loose and fine sands — 3,5 m thick.

The whole surface of the terrace is occupied by dune accumulations and wind-scoured depressions between them. One of such dunes near the boat-place is intermined by the Moskva River. There is seen, how sands of alluvial type for 2,5 m are covered with looser cross-bedded dune sands. In this point, the terrace reaches 8,5 m in height. The dune is flanked by a wind-scoured depression where the terrace is only 5 m high.

The formation of the dune belongs to the Post-Glacial time.

After examination of the section of the lower terrace above the lower terrace above the flood plain, the members of the excursion will proceed towards Mnemniki, in approaching the Khoroshevo Village they will cross the edge of the middle terrace and in travelling from the Khoroshevo Village to the stopping place of the autobus line, they will move along the plane surface of the third terrace above the flood plain.

At the stopping place of the autobus line, distinctly appears the scarp between the upper terrace, rising to 35 m above the level of the Moskva River and the middle terrace which lies at 20 m above the Moskva River level. Its structure is well observed in the bluff of the Moskva River, at the downstream end of the Mnemniki Village. There is seen:

- Q₁W^{al} 1. Grey podzol soil resting upon loose heterogeneous sands with interbeds of gravel and small pebbles, the bedding is irregular and stands out sharply upon the eroded surface of the section. Thickness 10 m.
2. Lower in the section down to the level of the Moskva River, follow clayey deposits of Jurassic age separated from (1) by a horizon enriched in boulder pebble, these clayey deposits present an impervious bed supporting the water of numerous springs issuing along the slope.

The middle terrace retains this structure for the whole space from Mnemniki to the mouth of the Studenyi Ovrage, the floor of the ancient alluvial terrace deposits gradually rising to 13 m above the Moskva River.

The ancient alluvial deposits covering it decrease in thickness to 1,5 m. In them also is found a horizon of heaped pebbles composed of flint and crystalline rocks.

In proceeding headwards along the Studenyi Ovrage, one

can see, how the middle terrace above the flood plain leans against the upper one.

Along their boundary in the middle part of the Studenyi Ovrage yet already in the section of the upper terrace are exposed the interglacial deposits known in literature and forming a lens, wedging out in both directions.

The succession of strata of those covering and underlying the lens and also of the lens itself in the place of its thickest part is as follows:

Q₁ W/al	1. Soil resting upon irregularly bedded brownish quartz-feldspar sands	2,2 m.
	2. The sands of the horizon gradually pass into coarser sands with patches of brownish coarse sand with gravel interbeds and pebbles—the pebbles are slightly rounded and interspersed with coarse sand, among the pebbles prevail calcareous and flinty materials . . .	1,5 .
	3. Homogeneous stratified quartz-feldspar sand	0,8 .
	4. Brownish clayey sand, interstratified with pebbles . . .	0,2 .
	5. Arenaceous peat rock	0,22 .
	6. Dark clayey peaty rock	0,17 .
	7. Similar rock, but interstratified with sand	0,07 .
	8. Greenish black clayey peaty rock, with brownish tint . . .	0,16 .
	9. Dark arenaceous peaty rock with partings of grey rusty sand in the upper part	0,18 .
	10. Greenish arenaceous rock with moss-inclusions holding thin greyish partings, which lend to the rock a leaf-like form; fish remains occur	0,16 .
	11. Interbed of hypnum moss	0,01 .
	12. Brownish peaty rock with wood remains	0,04 .
	13. Interbed in the form of a crust with irregular hillocks of loose ferruginous sandstone	0,02—0,03 .
	14. Yellowish grey loose fine homogeneous sand to the floor of the ravine	4 .

This section is complemented by the quarry section, near the crossing of the Khoroshev high road by the Circuit railway. The upper edge of the section lies at 30 m above the level of the Moskva River.

The section exposes:

Q₂ RW/al	1. Light grey podzol soil on grey heterogeneous medium- and fine-grained quick sand with thin irregular partings of ort sand	1,5 m.
	2. The first bed gently grades into similar grey loose irregularly bedded sands with rare small pebbles scattered without any order 0,01—0,02 m. in diam	9 .
	3. Irregular cross-bedded pebble beds with seam of brown	

- gravel of flinty and crystalline pebbles interstratified and crowned with coarse sand and gravel 1,1 m.
- Q_1Rl/fg 4. Horizontally bedded fine sands impregnated with rare minute pebbles distributed irrespective of the bedding; below the sands become diagonally bedded 2 .
5. Chocolate-brown silty, finely stratified sandy loam . . . 0,55 .
6. Light grey loose quartz-feldspar sand with interbeds of brownish silty sandy loams 1 .
- down to the bottom of the quarry.

The structure of the upper terrace above the flood plain with the subordinated Riss-Wurmian Interglacial deposits, is well seen in the railway quarry of the Western railway between the Circuit railway line and the station Moscow II of the Western railway, 0,75 km north-west of the village Potylikha, studied by G. F. Mirčink and V. S. Dokturovsky.

There, the upper terrace reaches a height of 30 m above the Moskva River.

At top, as in the Khoroshev high road, it is composed of the stratified loose sands $Q_1W/al + Q_1RW/al$, the majority of which at the point where the Interglacial deposits are exposed is worked out in the quarry and can be now observed both on the opposite wall of the quarry and in the fresh workings at the crossing of the main line of the Western railway by the branch connecting the Moscow II Station of the Western railway with the Kutuzovo Station of the Circuit railway.

The wall of the quarry cuts the above mentioned sands and exposes below for the space of 70 m a lens-like series of lacustrine bog deposits thickening towards the centre and pinching out in both directions.

In the wall of the railway quarry, immediately above the centre of the lacustrine marshy lens the succession of strata is as follows.

- Q_1W/al 1. Irregular stratified clayey brownish-grey sand 1,9 m.
- Q_1WR/al 2. Below, separated by a sharp undulating boundary, lies a medium-grained yellow loose sand with small angular boulder pebbles 1,8 .
- Q_1R-W/al 3. Below, sensibly succeeding the preceding, follows brownish-grey clayey heterogeneous medium-grained sand, interstratified with a bluish grey sticky clayed loam 0,92 .
4. The third bed gently grades into an arenaceous peaty bed with lens-like inclusions of grey sand 0,22 .
5. Brownish peat 0,8 .

6. Hypnum peat readily falling into thin laminae .	0,18 m.
7. Hypnum peat, slightly arenaceous with <i>Brasenia purpurea</i>	0,12 .
8. Peaty arenaceous rock with small, chiefly sharp-edged flinty boulders	1,15 .
9. Dark-brown clay with thin partings of clayey gyttja up to	0,05—0,4 .
10. Light bluish grey clay with fish remains, at a depth of 0,5—0,8 m from the surface numerous imprints of spines of conifers occur	1,3 .
11. Greenish grey clay	0,3 .

The base of the lens is not exposed in the quarry. It was completely exposed nearer to the eastern edge of the lens, where the following succession of strata was established.

Q ₁ W/at 1. Yellowish grey clayey sand grading downwards into a dark muddy argillo-arenaceous rock	3,3 .
2. Below, separated by a sharp boundary, follows a heterogeneous sand with small angular, mostly flinty boulders	0,22 .
3. Silty, dark sandy loam	0,23 .
4. Arenaceous compact peat	0,5 .
5. Rusty hypnum peat darkening in the air, readily splitting into thin layers. At the very bottom <i>Brasenia purpurea</i> is of abundant occurrence	9,57 .
6. Peaty arenaceous rock	1,15 .
7. Dark brown clay with glossy gyttja partings; corresponding to stratum 9 of the preceding section	0,2 .
8. Light bluish grey clay with fish remains, corresponding to stratum 10 of the preceding section	0,9 .
9. Greenish grey clay analogous to stratum 2 of the preceding section	0,5 .
10. Dark grey clay	0,3 .
11. Yellowish grey sand rusty at top, carrying water	

When moving along the quarry towards Moscow II Station of the Western railway it is possible to observe the leaning of the upper terrace above the flood plain against the edge of the plateau made up here of red-brown boulder loam $Q_{R/m}$ beneath which the section of the quarry exposes fine Pre- and Post-Glacial thin-bedded sands, mostly quartz sands $Q_{1R/lg}$.

Thus the above given data allow the author to state, that in the environs of Moscow along the Moskva River, there really exist three terraces above the flood plain, i. e. a Post-Rissian terrace, a Lower Wurmian terrace and a terrace whose alluviation was completed in Tardi-Glacial time. According to this, the Interglacial deposits of the Troitzkoye Village, Studenyi Ovrage and Potylikha, subordinated to the deposits of the upper terrace above the flood-plain, will belong to the

Riss-Wurmian Interglacial time. Judging by the pollen diagram the deposits of the Studenyi Ovrage will characterize the beginning of the Riss-Wurmian Interglacial time, the Troitzkoye lacustrine formations its first half and those of Potylikha — a considerable part of the Interglacial time and first of all the time of maximum warming of climate with clear signs of a more severe climate during the time of deposition of the lacustrine peat-bog series, both at its outset and at its close.

In confirmation with this, among the remains of flora discovered in the Studenyi Ovrage — *coniferae* will play a most important part in the deposits of Troitzkoye Village, broad leafed forms will supplant the *coniferae*, while at Potylikha at base and top of this section, pine, fir and birch will play the first rôle and in its middle parts — broad leafed forms.

LITERATURE.

1. Danshin, B. M. Podzemnye vody Moskvy. (The underground waters of Moscow). Moskva, 1928.
2. Jakovlev, S. A. Geologicheskie uslovia nakhodok d-ra Grigorovicha. (The geological conditions of Dr. Grigorovich findings). Sbornik Okamenevshie mozgi ludei lednikovogo perioda, v. I., 1927. Vologda.
3. Karpinsky, A. P. and N. I. Nikolaev. Posleitetichnye otlozheniya rayona Odintzova. (The Post-Tertiary deposits of the environs of Odintzovo). Mat. po prirode Mosk. obl. Tr. Ob-va izuch. Mosk. obl., v. IV, 1930.
4. Khimenkov, V. G. Materialy po geologii Moskvy po dannym razvedochnogo bureniya vdol linii proektirovannogo metropolitena. (Materials to the geology of Moscow from drill records of prospect boring along the projected line of the Metropolitan). 1928.
5. Manner, V. V. Opisanie ostatkov mlekopitayuschikh iz mezhmorenykh suglinkov Odintzova. (Description of mammalian remains from intermorainic loams). Mat. po prirode Mosk. obl. Tr. Ob-va izuch. Mosk. obl., v. IV, 1930.
6. Mirčink, G. F. Dopolnitelnye dannye k' voprosu o geologii mesta nakhodok d-ra Grigorovicha ostatkov okamenevshykh mozgov v Odintzove. (Supplementary data to the question of the geology of the point at Odintzovo in which rests of petrified brains were found by Dr Grigorovich). Sbornik Okamenevshie mozgi ludei lednikovogo perioda, v. 2, 1928, Moskva.
7. Pavlov, A. Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. Mém. de la sect. géol. de la Soc. des Amis des Sciences Natur., d'Anthropologie et d'Ethnologie. L. 5, 1925.
8. Rozanov, A. N. Granitzy oledeneniya v Tsentralnoy oblasti. (Limits of glaciation in the Central Region). Bull. de la Comm. pour l'étude du Quaternaire près l'Ac. des Sc. de l'URSS. № 1, 1927.

BRIEF OUTLINE OF THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE BLACK SEA.

A. N. ARKHANGELSKY.

I.

THE BLACK Sea presents a deep and manifold interest for geologists.

First of all it attracts attention as a unique large basin of marine type, the waters of which, beginning with the depth of 100—150 m are contaminated with sulphurated hydrogen, and the bottom of which from the indicated depth is therefore completely deprived of organic life, except anaerobian bacteria.

Then, the situation of the basin within the Alpinian orogenic zone gives a foundation to suppose that in the past analogous seas could arise in geosynclinal regions and that the deposits of such basins could play an important rôle in the structure of mountain ranges.

And the third feature, with which the Black Sea attracts attention are the particularities of its recent geological history, which consist in the fact that the basin of the Black Sea during the Quaternary period was filled up alternately with either saline or with nearly fresh waters. At the present moment this history is known probably better than the history of all other contemporaneous marine basins. The cause of this is the fact that the study of the history is based not only on the marine terraces, especially well developed in the Kertch Peninsula and along the coast of the Caucasus, but on geological explorations, executed on the very bottom of the sea.

These explorations were initiated already in 1890-1891, when during the first works undertaken by the Black Sea Fleet for the study of the hydrology and grounds of the Black Sea, dredging on great depths was made. During these works from depths of 150-730 m which at present time are utterly lifeless, shells of *Monodacna* and *Dreissensia* were obtained; these molluscs live no more in the Black Sea and are preserved

only in the slightly brackish «limans»¹ of the Bug, the Dnieper and other rivers (1, 2, 3). These findings gave the possibility to N. I. Andrussov, academician, and N. A. Sokolov (26, 27) of deciphering correctly the last pages of the history of the Black Sea basin.

A further important step in the study of the geological structure of the bottom consisted in sinking of rather numerous bore-holes on the bottom of the Kertch Strait. These bore-holes, on passing the modern sediments penetrated into the underlying Quaternary deposits of the Black Sea, and partly reached even the Miocene beds underlying these latter. The obtained material described by N. I. Andrussov (4,5) produced a complete revolution in the previously existing ideas about the course of development of the Black Sea basin.

The newest and the most favourable period of the study of the sea-bottom has begun in 1925 — 1927, when Prof. J. M. Shokalsky made hydrological deep-water observations on the board of the ship of the Black Sea Fleet «Pervoye Maya». During that time were obtained rather numerous samples of deep-water sediments, up to 1 m in length, the exploration of which made by A. D. Arkhangel'sky showed, that for the last millenaries the character of sediments in the Black Sea completely changed (7, 8). The explorations of the «Pervoye Maya» since autumn 1927 took a systematical geological character in connection with the study of the causes of the Crimean earthquakes of this year. At first these works were carried on by E. F. Skvortzov and then, since 1928, by V. A. Snezhinsky under the general guidance of the author of this outline.

The peculiarity of the works of the «Pervoye Maya», which are continued till now, in comparison with other works for the study of sea-bottoms, is on one hand a systematical geological control and on the other hand — the application of very long and wide tubes of the type of Ekman's tubes, constructed for this purpose by our sailors. The length of these tubes attains 4 m, recently a tube with a length of 6 m was constructed (24, 25). Under these conditions the extracted spe-

¹ Under the name of «limans» (local term for estuaries) are known the submerged lower parts of river valleys.

cimens almost always surpass 2 m and often have 3 m in length and in individual cases they reach even 4 m. In a great many cases the modern sediments form only the upper part of these columns and the lower parts are composed already of more ancient deposits, which can be easily subdivided into two, and sometimes into three horizons which sharply differ one from another in their fauna and in the character of their sediments.

The study of these specimens permits to solve a whole series of questions, concerning not only the Quaternary history of the Black Sea, but the epoch of formation of the Black Sea basin, the formation of the faults, which are bounding the deep water part of this basin, a whole series of problems of comparative lithology, as conditions of formation of oil-bearing rocks of the flysch, of submarine rockslips, which are widespread in the region of the continental shelf and finally some geochemical problems (diagenesis of sediments, alteration of marine water buried in these sediments, accumulation in the sediments of heavy metals, and so on). In part the materials of the explorations made by «Pervoye Maya» are already published (9, 10, 11, 12, 13, 14), but the principal summaries are partly in print (15, 16) and partly — prepared for printing (17, 18).

II.

IN THE OPINION of a number of geologists and especially geographers and biologists (19, 21, 22, 23, 28, etc.) the basin which is occupied by the Black Sea and has in its middle parts about 2 000 m of depth, was formed in very recent time and the Crimean Peninsula at the end of the Pliocene and even in the beginning of the Quaternary time was connected with Asia Minor by a strip of land. At the present time this point of view is to be completely disproved, as on the bottom of the sea, both near the Crimea and near Asia Minor, partly on a great depth, were found characteristic fossils not only of the Upper Pliocene (Cimmerian) but also of the Lower Pliocene (Pontian stage), viz. *Plagiodacna*, *Phyllocardium alatoplanum*, *Limnocardium*. Therefore there cannot be any doubts, that the Black Sea basin has been existing from the beginning of the Pliocene. As to myself, I am sure that at

least in rudimentary state this basin already existed in the Upper-Miocene, viz. in the Meotic epoch.

The mode of formation of the deep part of the Black Sea basin completely cleared up by the explorations of the «Per-voye Maya» near the Southern Coast of the Crimea after the earthquake of 1927 (10). These explorations show that the abrupt scarp with which ends the narrow littoral shallow terrace towards the deep sea was formed owing to the existence of a whole series of successive faults, a part of which took place in recent time. This is confirmed by the circumstance that the shallow - water deposits of the Caragantian and New-Euxinus epochs (see below), viz. crags, sands and pebble beds which could be laid down at a depth not exceeding 30 m, have subsided to a depth up to 1 500 and even 1 800 m. All the available facts show that the deep-water basin by means of the above-mentioned faults is gradually widened.

The shallow north-western part of the sea and the Azov Sea have quite another origin. The Azov Sea together with the region of the lower course of the Kuban presents a remnant of a young geosynclinal downfold, from which at the end of the Pliocene was formed the complicated system of folds of the Kertch and Taman Peninsulas. As to the north-western part, it presents the submerged south-western border of the East-European platform which makes periodical positive and negative vertical movements and since the New Euxinus is in a stage of subsidence.

III.

THE QUATERNARY history of the Black Sea prior to the sinking of bore-holes on the bottom of the Kertch Strait seemed to be very simple (26, 27). The presence of sands and crags with Caspian *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall. and also of *Paludina* at the base of the marine Quaternary deposits in the Kertch Peninsula and along the north-eastern coast of the Azov Sea makes it indubitable that in the place of the Black Sea there existed a slightly saline basin of Caspian type, according to Andrusov's terminology, an «Euxinus» one, which through the valley of the Manych was connected with the ancient Caspian basin. As traces of the Euxinus time on the bottom

of the Black Sea, were considered those findings of *Dreissensia* and *Monodacna* which were found out on great depths by expeditions in the 90-th of the century. Their deep location is explained by the fact, that the level of the Euxinus lake-sea stood far below the level of the contemporaneous Black Sea.

The Euxinus deposits on the Kertch Peninsula are covered, as it was then supposed, directly with crags and areno-argillaceous rocks with a very rich and varied fauna of Mediterranean type among which there are many forms, which at present time do not live in the Black Sea, in consequence of the reduced salinity of the latter (18%) in comparison with the normal one. To the most characteristic fossils of this horizon, which Andrussov afterwards compared with the Thyrrenian terrace of the Mediterranean Sea, belong *Tapes calverti* Newt. and *Cardium tuberculatum* L.; both these molluscs do not live now in the Black Sea.

From this fact it was deduced, that after the deposition of the Euxinus beds, a connection of the Black Sea with the Mediterranean Sea took place by the formation of the Strait of the Dardanelles and its growing salt under the influence of saline waters, which penetrated through this strait. The sea-level rose very much and the sea submerged on the north-west considerable parts of the lowland, the water entering into the river valleys and turning them into estuaries («Limans»), in which some representatives of Euxinian fauna survived as relictal forms (*Dreissensia bregensis*, *Monodacna colorata*, etc.).

Andrussov (4) put the appearance in the Black Sea of sulphurated hydrogen, which due to insufficient vertical circulation could not be oxidated and accumulated in the deep sheets of water, in connection with the destruction of the abundant population of the Euxinus basin under the influence of salification.

The temperature and salinity of water in the just formed marine basin were higher than in the contemporaneous Black Sea, and therefore its fauna differed less from the Mediterranean one. A subsequent freshening of the waters caused the extinction of a part of the fauna and after that the Black Sea assumed its contemporaneous aspect.

IV.

AT THE PRESENT moment the history of the Black Sea seems to be incomparably more complicated, under the light of the newest investigations in the Kertch Peninsula and on the bottom of the Sea.

Owing to S o k o l o v's observations, was ascertained the fact that in the Kertch Peninsula the relation between the strata with *Didacna* ex gr. *crassa* and these with *Cardium tuberculatum* and *Tapes calverti* essentially differ from those, which were accepted by former investigators of this problem. The Lake Chokrak (fig. 1) sands with *Didacna crassa*, gradually range upwards into clays with a very poor fauna close to that of the Azov Sea — *Cardium edule*, *Syndesmya ovata*, *Mytilaster*, *Monterosatoi*. These clays, along a sharply demarkated and rugged surface, are succeeded by diagonally-bedded sands of fluviatile type with gravel and crags swarming with *Paludina*, and only above them lie the sands and crags with a Mediterranean fauna. In many places clays with *Cardium edule* and *Syndesmya* are entirely eroded and the *Paludina*-beds rest directly on the sands with *Didacna* ex gr. *crassa*. In the southern part of the peninsula (the lakes Uzunlar and Koyash, fig. 2) the sands with the Caspian fauna are also gently grading upwards into the areno-argillaceous rocks with a very poor fauna of the Black Sea-Azovian type; they are overlain by yellowish continental loams and only after them follow the arenaceous shell deposits with a rich Mediterranean fauna. These facts show that soon after the penetration of the first elements of the Mediterranean fauna into the Black Sea basin and till that time, when the basin became entirely saline, in its peripheral parts uplifts took place, which temporarily turned these littoral parts into dry land.

These conclusions were confirmed by L. Davitashvilli's observations on the Caucasus coast of the Black Sea between Tuapse and Djubga (fig. 3). As says L. Davitashvilli in the indicated region rocks with *Didacna* ex gr. *crassa* overlain by strata with a poor fauna of the Black Sea-Azovian type, form a terrace at a height of about 50 m above the sea-level, while the terrace with *Cardium tuberculatum*, *Tapes calverti* and others lies 25 - 35 m lower (fig. 4).

The relation of sediments, containing a fauna of Mediterranean type to the modern ones, were ascertained by boring on the bottom of the Kertch Strait. In these bore-holes beneath the modern sediments there proved to lie not the rocks with a rich Mediterranean fauna but areno-argillaceous beds with those *Monodacna colorata* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. caspia* Andr., which were obtained from the deep parts of the Black Sea during the dredgings of 1890 and 1891. The beds with *Cardium tuberculatum* and *Tapes calverti* underlie in the bore-holes these sediments of the slightly brackish basin, but do not overlie them, as it was supposed before.

The superposition of the modern sediments on the beds with *Monodacna* and *Dreissensia* without any intercalation of beds with a Mediterranean fauna is confirmed by the extensive materials obtained during the works of the «Pervoye Maya» (fig. 5). Between these two horizons everywhere is present the horizon which characterized by a very poor fauna, among which *Mytilus* plays the principal rôle; lithologically this horizon sharply differs as from the underlying so of the overlying deposits. In the north-western part of the sea the beds with *Dreissensia* and *Monodacna* have a very small thickness and by their age must correspond only to the uppermost parts of the *Dreissensia* beds of other regions.

Here below them in a series of places are stated lake fluviatile and marshy sediments with *Unio*, *Paludina*, *Limnaeus*, and other fresh water molluscs.

V.

ON THE GROUND of the material collected during the last 15 years, the history of the development of the Black Sea basin during the Quaternary time may be conceived as follows.

At the boundary of the Quaternary and Tertiary periods, the Black Sea depression was occupied by a brackish basin, which Andrussov named the Chauda basin derived from the Cape Chauda of the Kertch Peninsula. This basin had a Caspian fauna among which we shall mention *Didacna baeri* crassa Pavl., *D. tschadae* Andr., *D. pleistopleura* David., *Monodacna subcolorata* Andr., *Dreis-*

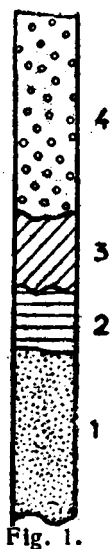


Fig. 1.

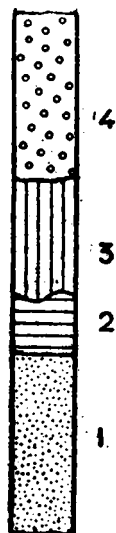


Fig. 2.

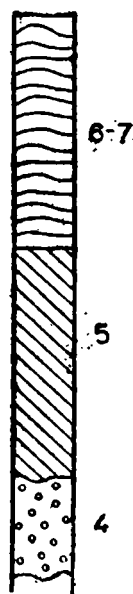


Fig. 4.

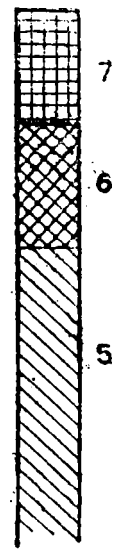


Fig. 5.

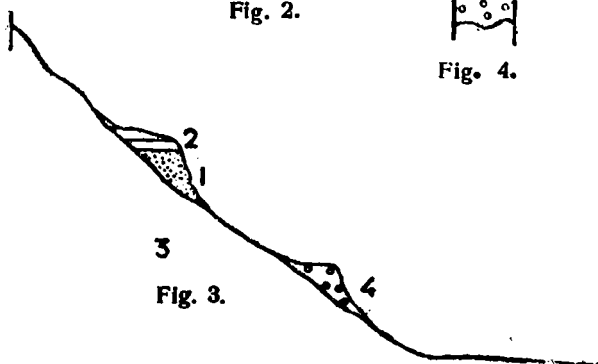


Fig. 3.

Fig. 1. Scheme of the structure of the Quaternary deposits on the Chokirak Lake.

1. Strata with *Didacna* ex gr. *crassa* (Ancient Euxinus beds). 2. *Cardium* and *Syndesmya*-beds (Uzunlarian beds). 3. Fluvialite deposits with *Paludina*. 4. Beds with *Tapes calverti* (Karangatian beds).

Fig. 2. Scheme of the structure of the Quaternary deposits in the region of the Uzunlarian lake.

1. Ancient Euxinus beds. 2. Uzunlarian beds. 3. Subaerial deposits. 4. Karangatian beds.

Fig. 3. Scheme of stratification of marine Quaternary deposits, between Tuapse and Djubga.

1. Ancient Euxinus beds. 2. Uzunlarian beds. 3. Karangatian beds.

Fig. 4. Scheme of the structure of Quaternary deposits on the bottom of the Kertch Strait according to the borings of 1916.

4. Karangatian beds. 5. Deposits with *Dreissensia* and *Monodacna* (New Euxinus beds). 6—7. Deposits with Black Sea fauna.

Fig. 5. Scheme of the structure of specimens got during the borings performed by the «Pervoye Maye»

5. New Euxinus beds. 6. Deposits with predominance of *Mytilus*, *Syndesmya* and *Hydrobia*—(Ancient Black Sea deposits). 7. The contemporaneous Black Sea deposits.

sensia polymorpha P a l l., *Dr. tschoudae* A n d r., *Ninnia magna* A n d r., *Meganinnia shio* D a v i d.

The traces of the Chauda lake-sea in the form of littoral terrace deposits are known on the Kertch Peninsula in Huria and on the coast of the Sea of Marmora at Gallipoli; besides this Chaudian fossils were found somewhere at the Crimean coast on the bottom of the sea. Though the efficient data are scanty we can infer, that during the Chaudian time the Black Sea basin was almost wholly filled up with water; only the state of the north-western part remains obscure, there where the Chauda beds are not known with authenticity. The basin of the Sea of Marmora existed even in the Chauda age and was connected with that of the Black Sea by the Bosphorus Strait. It may be supposed, that there was a communication between the Chauda lake-sea and the Baku basin, which during that epoch filled up the depressions of the present Caspian Sea and of the Caspian lowland.

At the close of the Chauda-Baku age in the Caucasus orogenic movements took place with which was also connected a general uplift of the littoral parts of the Chauda basin, which led to the formation of the Chaudian terraces. These uplifts made the waters of this basin retreat within the limits of the modern Black Sea and therefore the deposits of the epoch which followed immediately the Chaudian age remain unknown to us.

The subsequent secondary subsidences of the coasts widened again the area occupied by the basin to a size somewhat exceeding the modern one. This is evidenced by the terraces with *Didacna ex gr. crassa* developed at a height of about 50-60 m along the Black Sea coast of the Caucasus and on the Taman Peninsula as well as by the presence of deposits of corresponding age in the Kertch Peninsula, near Eupatoria in the Crimea, along the northern coast of the Azov Sea, near the town of Nikolaev and in the debouchures of the Danube. In the just mentioned places the beds with *Didacna ex gr. crassa* are located at different heights, sometimes rising up to some meters above the sea level and sometimes sinking considerably below the latter (at Nikolaev down to 20 m).

In the NE, the basin of the *Didacna crassa* age, which we name the Ancient Euxinus basin, was connected with the Ancient Caspian Sea by the river-valley of the Manych. Evi-

dently, at that time the strait of the Manych was a mighty brackish stream, through which the Ancient Caspian basin gave the surplus of its waters into the basin of the Black Sea. Analogically, the Ancient Caspian lake-sea communicated by the Uzboy channel with an enormous absolutely fresh lake which filled up the Aral and Sarykamysh depressions.

Thus, in the Ancient Euxinus time along the southern border of the East-European platform there existed a system of gigantic lacustrine basins connected by channels, fresh in the E and brackish in the W, this systemrem inded to a certain degree that of large lakes in North America, or our system of the Onega and Ladoga Lakes. We have all the foundations to think, that this system was not isolated from the ocean and its superfluous waters flowed into the basin of the Mediterranean Sea along a depression, which existed in the place of the contemporaneous Strait of Dardanelles. Here it is necessary to emphazise, that we have no foundations whatever to think, that the level of the Ancient-Euxinus basin some day stood below the ocean level.

On the contrary, we have to suppose that it always occupied a somewhat higher position and that a part of its waters drained into the Mediterranean Sea.

In the basin of the Ancient Euxinus age the typical Chaudian elements of fauna already disappear. *Didacna pontocaspia* P a v l. (*D. crassa* auct). *Monodacna pseudocardium* D e s h., *Adacna laeviuscula*, *A. plicata*, *Dreissensia polymorpha* are the guide fossils for the terrace deposits of that time.

In the freshened parts, such as the vicinity of Taganrog, the debouchure of the Danube, numerous *Paludina* join the above mentioned fossils.

The Ancient Euxinus age ends with the formation of the Strait of Dardanelles, through which saline waters and the fauna of the Mediterranean Sea penetrates into the Black Sea basin.

All the aforesaid facts tell us that the process of salification of the Ancient-Euxinus lake, was not catastrophically rapid, as think even some of our modern geologists (P. A. P r a v o s l a v l e v).

Above we have seen that the Ancient Euxinus deposits are overlain by areno-argillaceous rocks with a scanty fauna consisting of molluscs capable of adopting themselves to the

life in waters of relatively low salinity (*Cardium edule*, *Syn-desmya ovata*, *Mytilaster*). Thus in the place of the Ancient Euxinus basin was formed a basin with a salinity approaching that of the Azov Sea; we call it the Uzunlar basin.

Here, our knowledge of the development of the Black Sea again finishes as the uplifts of the bottom in the littoral regions for the second time drove away the waters of the basin into the area of the contemporaneous Black Sea, where the sediments of the epoch, which immediately followed the Uzunlarian epoch, remain still unknown. To the question what could have taken place within this basin during the Post-uzunlarian time, we shall return below.

As to the peripheral parts of the basin elevated above sea-level, partly fluvial sediments were deposited upon them (Chokrak Lake), partly loess-like loam (lake of Uzunlar) and partly proluvial gravel and loam (environs of Sudak, coast of the Crimea).

The following subsidence of the peripheral parts of the basin caused a new transgression of the sea. The sediments of the latter within the limits of the Crimian Peninsula are laid down upon the Ancient-Euxinus and Uzunlarian, and also overlie the Post-Uzunlarian rocks and in the Caucasus, where the subsidence was smaller, they form an independent terrace located at 20-30 m below the Euxinus one.

The transgressing sea, termed by us the Karangatian Sea proves to have already a rich fauna of Mediterranean type. At the present time, in the littoral terrace deposits of Karangatian age, are known about 100 species of molluscs, 25% of which live in the basin of the Mediterranean Sea, but have disappeared from the Black Sea; the presence of the echinoids is especially striking as now they are entirely absent in the Black Sea. We shall name here only a few forms of Karangatian fossils: *Echinocyamus puselus*, *Gibbula albida* G., *Calyptrae chinensis* L., *Cerithium reticulatum* da Costa, *Natica* sp., *Retusa truncatula* Brug., *Aporrhais pes pelicani* L., *Ostrea taurica* Kry n., *Pecten varus* L., *Modiola adriatica* Lam., *Area cnol.*, *L. Nucula nucleus* L., *Tellina nitida* Poll., *Serobicularia plana* da Costa, *Thracia papiracea* Poll., *Macra corallina* L., *Venus verrucosa* L., *Tapes Calverti* New t., *Cardium tuberculatum* L., *Ensis ensis* L.

Judging by this fauna, the salinity and temperature of wa-

ter in the Karangatian Sea, were higher than in the Black Sea. Its dimensions almost exactly coincided with the modern ones. For the present it remains obscure, how far extended the Karangatian Sea, in the region of the lower part of the Don. Some material on this question gives the presence of *Cardium edule* and *Cerithium ferrugineum* var. *scabrum* on the Manych, in the loams overlying the deposits with Caspian shells. Taking into consideration this fact and the Post-Karangatian history of the Black Sea, it is possible to think, that the Manych beds with the Black Sea shells belong either to the Karangatian time or to the Uzunlarian one. Only during one of these epochs could there take place the penetration of *Cardium edule* and *Mytilaster* into the basin of the Caspian Sea.

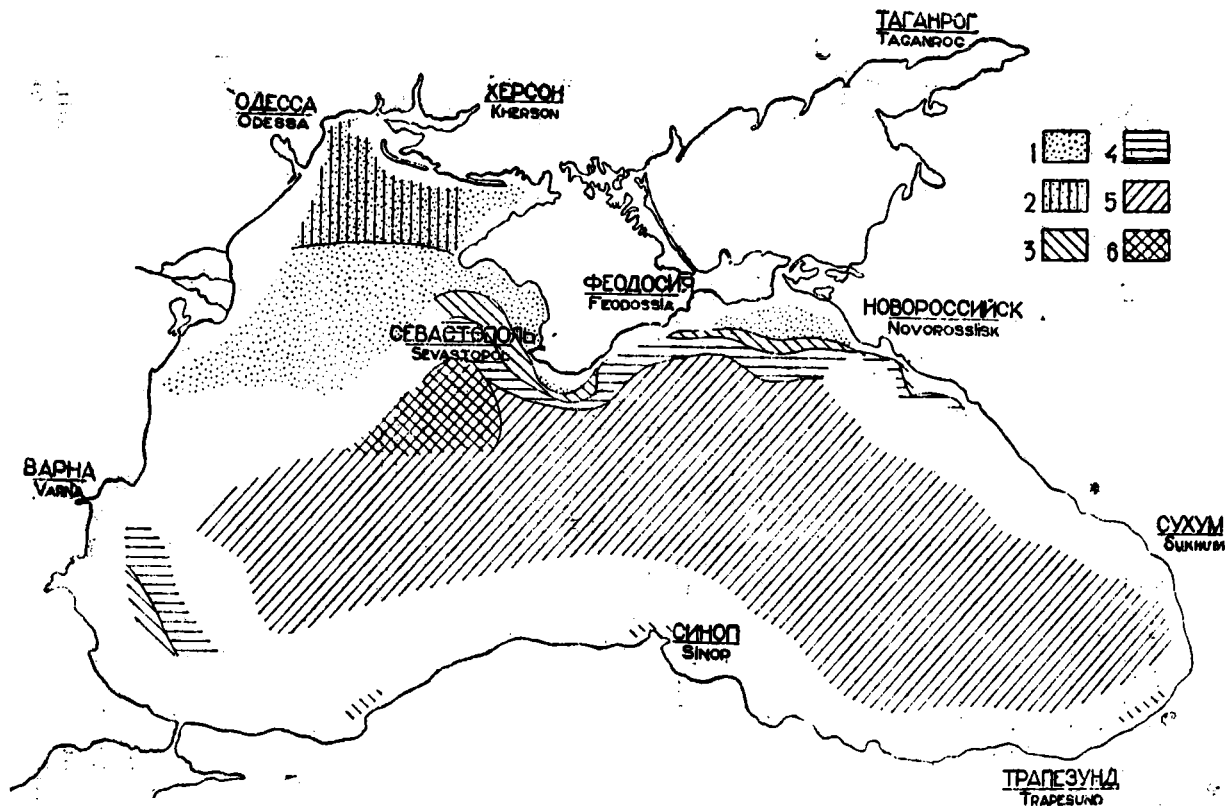
The close of the Karangatian epoch coincides with the fourth uplift of the basin's peripheral parts.

For that phase of the uplifts we can determine to a certain degree the reduction of the area of the basin induced by them. The findings of marshy fluvatile and lacustrine deposits at the bottom of the north-western part of the sea show that the latter became a low marshy land at least to the contemporaneous isobath 40 m, this determines only the upper limit of the uplift, as during the probings of the «Pervoye Maya», it was impossible to reach at great depths the basis of the New Euxinus beds overlying the fresh water deposits.

With the uplifts in question coincides the last strong freshening of the basin, which occupied the Black Sea depression, and the Karangatian Sea is replaced by the New Euxinus basin, the salinity of which, judging by its fauna, did not exceed that of the modern limans and of the northern parts of the Caspian Sea, strongly freshened by the waters of the Volga and Urals.

The New Euxinus lake-sea is populated by the representatives of the families : *Adacna* (*plicata*), *Monodacna* (*pontica*, *colorata*), *Dreissensia* (*polymorpha*, *rostriformis*, var. *distincta*, *pontocaspica*), *Hydrobia*, *Caspia*, *Neritina*.

The origin of this fauna cannot be explained by a migration of the indicated molluscs from the Caspian basin; here we have doubtless to deal with a migration of the relics of the Ancient Euxinus fauna, which bore the epoch of salification in the freshened limans and pre-embouchure parts of



Legend, 1 — Sands and clays with *Dreissensia polymorpha* and *D. pontocaspica*. 2 — Regions, where under the former deposits are attained: turf, fluvialite and lacustrine sediments. 3 — Clays with *Dreissensia rostriformis*. 4 — Clays with *Gastropoda*. 5 — Clays without remains of bottom fauna. 6 — Same clays alternating with diatomaceous ooze.

Fig. 6. Schematic Map of deposits of the New Euxinus Basin.

the Karangatian Sea, just in the same way, as the New-Euxinus relics bear the modern salification of the Black Sea.

The works of the «Pervoye Maya» owing to which the presence of the New Euxinus deposits was ascertained over the whole area of the Black Sea bottom, give a perfectly clear idea about the character of sediments of the New Euxinus basin and its fauna.

Arenaceous sediments occupy very narrow strips along the coast and only in the north-western part of the sea the area occupied by them extends very far.

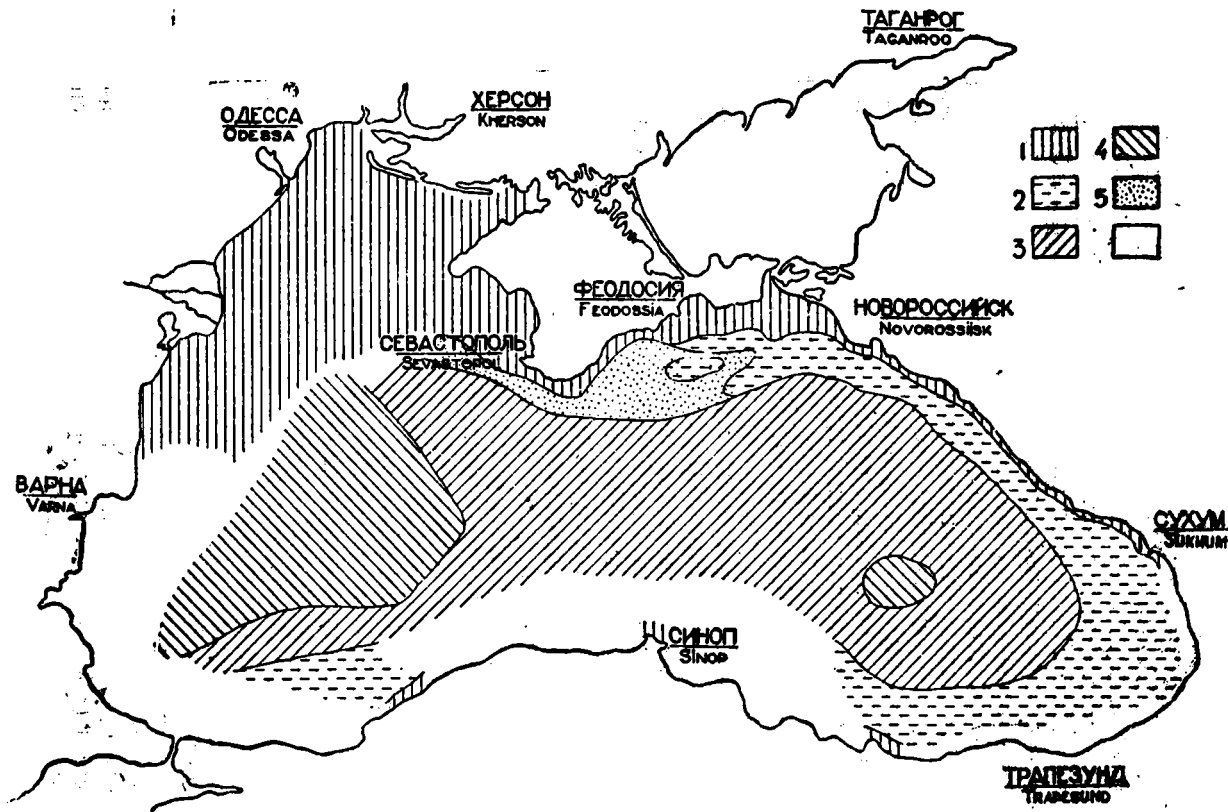
Over all its remaining part are developed argillaceous rocks, which in the middle parts of the western half of the sea are interbedded with diatomaceous ooze.

The bottom fauna in the New Euxinus basin was confined only to the peripheral parts of the bottom.

Along the shores was distributed a biocenosis characterized by the abundance of *Monodacna*, *Adacna* and *Dreissensia polymorpha*, further from the shore the *Cardidae* played but an insignificant part in the fauna and the principal element of the population was represented by gastropods, especially by *Dreissensica pontocaspica* and deeper *Dp. rostriformis* var. *distincta*. At a still greater depth the *Dreissensia* also disappeared and in the ooze were only minute delicate thin shells of gastropods. This gastropod zone could also have been not a biocenosis but only a tanatocenosis. The immense central part of the basin, remained completely deprived of the above mentioned population. At the end of the New Euxinus epoch a subsidence of the coasts takes place, the previously formed parts of dry land are submerged, and the waters of the basin enter into the lower parts of the stream valleys, converting them into limans.

Even prior to the moment, when this transgression attained its complete development the first signs of salification of the New Euxinus basin became sensible, as for instance the appearance of the most eurigalene Mediterranean molluscs, as *Cardium edule*, *Mytilaster*, *Monterosatoi* and *Syndesmya ovata*.

In the thin transitional layer of sediments these species are found in association with the New-Euxinian ones, but afterwards the latter disappear and the basin becomes the ancient Black Sea, populated with a peculiar fauna, which differs very much from the contemporaneous fauna of the



Legend. 1 — Shallow-water deposits with bottom fauna. 2 — Deep-water grey clays. 3 — Alternation of grey clays and black sapropel ooze. 4. Black sapropel ooze. 5 — Regions where Black Sea deposits are absent and New Euxine Clays are outcropping.

Fig. 7. Schematic Map of the deposits of the Ancient Black Sea Basin.

Black Sea. The peculiarities of the Ancient Black Sea fauna are these, that this fauna is less diverse, and includes much more species and families, which are able to live in a less saline water, than is that of the contemporaneous Black Sea. Diverse varieties such as *Mytilus galloprovincialis*, *Syndesmya ovata* and *Hydrobia ventrosa* belong under the most characteristic molluscs of the Ancient Black Sea; the shells of *Mytilus* are found in overwhelming number forming over enormous areas continuous shell-beds. A great number of molluscs especially characteristic of the contemporaneous Black Sea, and among them *Modiola phaseolina* are absent.

Judging by the thickness of the ancient Black Sea deposits and by the number of annual layers of the deep-water sediments, the duration of the basin with a reduced salinity exceeded the period of existence of the Black Sea in its contemporaneous aspect.

The study of the species, collected by the «Pervoye Maya», show that the enrichment of the fauna pointing to an increase of salinity, took place at the same time with the preceding subsidence of the bottom and with an increase of the depth. During that period the *Mytilus* receded towards the shores and at depths exceeding 60 m were replaced by an original biocenosis of the contemporaneous *Phaseolina* ooze (ooze with *Modiola phaseolina*).

The abysmal population in the Ancient Black Sea, as in the contemporaneous one was concentrated only within the limits of the shallow littoral terraces, while the deep sheets of the water were, as now, contaminated with sulphurated hydrogen.

The Ancient Black Sea basin differed from the contemporaneous one still more sharply by the character of its deep-water sediments than by its fauna. The characteristic peculiarity of the deep-water deposits of the Black Sea, is their richness in powderlike CaCO_3 , secreted by the bacteria (druite). The alternation of minute partings of druite clay and sapropel leads to the formation of a finely laminated argillo-calcareous or calcareous ooze on the bottom of the Black Sea. In the Ancient Black Sea deposits, the druite plays but an insignificant part, and the characteristic sediments of the deep-water parts of the Ancient Black Sea basin is either a grey clay with frequent thin veinlets of sapropelic substance (microstratified clay) or an extremely finely bedded sapropelic ooze.

VI.

A CHARACTERISTIC peculiarity of the Quaternary history of the Black Sea is, as we have seen, a periodical salification and freshening of the basin.

At the present time we exactly know two periods of salification, the Uzunlarian-Karangatian and the Black Sea periods and two freshenings — the Ancient Euxinus and New Euxinus. What is the cause of this remarkable phenomenon?

Evidently *Andrussov* was putting the phenomenon of freshening in connection with glacial phenomena and explained them by an increase of the affluence of fresh waters from the dry land. Theoretically such a connection appears to us to be possible.

As well known, at the present time, the Black Sea receives more fresh water from the inflowing rivers, than can be removed by evaporation.

The surplus of the supplied water flows through the Bosphorus into the Sea of Marmora and further through the Dardanelles into the Archipelago.

This freshened water-flow forms in the Bosphorus an upper current opposed along the bottom of the strait by a lower current bringing into the Black Sea a mass of salt water, which due to its density sinks into the depth at its entrance into the Black Sea.

With this is maintained in the Black Sea the so characteristic difference of densities of superficial and deep sheets of water, which excludes the possibility of vertical circulation and on which depends the accumulation of sulphurated hydrogen in the depth.

Already *Makarov* (20) to whom we owe our knowledge of the system of the Bosphorus currents showed that if the level of the Black Sea should rise but for some scores of centimeters, the lower Bosphorus current would have to stop. Due to this, the Black Sea basin would turn into a flowing lake and sooner or later — freshen. A great increase of inflow of fresh waters in connection with a decrease of evaporation during the fall of temperature in glacial times, can of course bring to a certain rise of the sea-level and cause the just discussed consequences.

If we adopt this point of view, it would be very easy to con-

nect the history of the Black Sea, with that of the glacial phenomena. The New Euxinus freshening ought to correspond to the Würmian glaciation and the Karangatian epoch to the Riss-Würmian Interglacial, as precisely N. A n d r u s s o v conceived it.

Studying the events which accompanied the New Euxinus freshening and the Ancient Black Sea salification, we may explain these phenomena also in another way. In the mentioned cases, the freshening coincides with the uplifts and the salification — with the subsidences in the peripheral parts of the basin.

It is easy to see that as the uplifts were extended at the Bosphorus part of the basin, and this is doubtless, the uplift of the Strait-bottom must bring to a cessation of the lower current and this fact will bring to a freshening even if the inflow of fresh water does not change. A subsidence, as it is clear without saying, — must cause opposite results.

Adopting such a point of view, we must acknowledge that the variations of salinity in the Black Sea basin are not connected with glacial phenomena and depend only on the movements of the earth's crust.

On the other hand there is a necessity of admitting another period of freshening, still unknown to us between the Uzunlarian and Karangatian epochs, as during that time the uplifts of the peripheral Black Sea basin were very vigorous. The lack of knowledge of the sediments of that time, is explained as we have seen above by the fact, that the waters of the basin at that time were driven away, within the limits of the contemporaneous Black Sea basin. Against the acknowledgement of the dependence between the variation of salinity and the uplifts of coasts it is possible to put forward the objection, that in these cases we have to deal not with the uplifts and subsidences of shores but with the variations of the oceanic level, which by that or another way are connected with glacial phenomena. In this case a connection between the freshening and glaciation would be reestablished. It would be difficult to take aside this objection, if the variations of salinity in the Quaternary period were not the continuation of that process, which took place during the whole Neogene time. Beginning with the Middle Miocene and finishing with the Upper Pliocene in basins located along the southern border

of the West-European platform and in the Crimea-Caspian geosynclinal region, we see periodical variations of salinity, which now brought into them a fauna of marine type and now dislodged them. These phenomena are described in detail in N. Andrussov's and Bogachev's works, but about their causes we know very little. If we try to connect in time these variations of salinity with the orogenic movements oscillations of the southern border of the platform, the results will be very significant.

We know in the Neogene three epochs of strong freshening, one of which falls on the Sarmatian, the second on the epoch, embracing the Upper Meotic, Pontian, Cimmerian and Kuyalnic times, and the third coincides with the Apsheronian and Chaudian ages and passes into the Post-Pliocene, Ancient Euxinus age. The Upper Sarmatian freshening coincides with a regression, which depends on an uplift of the platform, reaching its maximum at the boundary of the Sarmatian and Meotic, when strong orogenic movements took place in the Crimea-Caucasian region. The salification of the basin corresponds to the subsidences of the platform in the Lower-Meotic time and to the transgressions connected with it. The beginning of the second freshening coincides with the beginning of uplifts, which in the Upper Meotic and Pontian, firstly, strongly reduces the area of the Miocene basin, and then in the Upper Pliocene brings it to a division into the Black Sea part and the Caspian one and to the emergence of vast areas in the epoch of the deposition of Balakhanian (Productive series). At the same time great orogenetic movements take place. The subsequent Akchaghylian salification coincides with a subsidence and a mighty transgression, but the freshening in the Apsheronian with no less prominent uplifts.

Resting on these facts of the Neogene age, we can acknowledge, that in the Quaternary period, the variations of salinity in the Black Sea basin were connected with uplifts and subsidences of adjacent parts of the earth's crust. Therefore, deducing from variations of the salinity of the Black Sea, it is impossible to connect its history with that of glacial phenomena.

Such connection can be possible only after that, when will be exactly ascertained the age of the loess formations developed along the northern coast of the Black Sea and the Azov Sea

and will be defined their attitude towards the above described horizons of the Black Sea deposits. On the other hand, we must solve this question by ascertaining the relation which exists between the marine transgressions of the Caucasian East and the glacial deposits of the Caucasus.

In conclusion I deem it necessary to emphasize that at the present time, the question of the age relations between the Quaternary formations of the Caspian and of the Black Sea regions has to be radically reviewed.

Tabulating all the above said on the Quaternary history, we shall have the following.

	Name of basin	Salinity	Movements in the littoral parts	Chronology according to N. N. Andrussov
1	Black Sea	salt	subsidence	Post Glacial epoch
2	Ancient Black Sea basin	low salinity		
3	New Euxinus lake-sea	brackish		
4	Karangatian	salt	uplift	Würmian glaciation
5	?	?	subsidence	
6	Uzunlarian basin .	low salinity	uplift	
7	Ancient Euxinus lake-sea	strongly freshened	subsidence	Riss-Würmian epoch was unknown to N. N. Andrussov
8	?	?	subsidence	
9	Chaudian lake-sea	strongly freshened	uplift	

LITERATURE.

1. N. Andrussov. Nekotorye rezultaty expeditzii «Chernomorza». (Some results of the expedition of the Chernomoretz). K voprosu o proiskhozhdenii servodoroda v vodakh Chernogo moria. Izv. Russk. Geogr. Obsh., t. XXIII, 1892.
2. N. Andrussov. Predvaritelnyi otchet ob uchastii v chernomorskoy glubokovodnoy expeditzii. (Preliminary report on the participation in the deep sea expedition in the Black Sea). Tam zhe t. XX, I, 1830.
3. N. Andrussov. Einige Resultate der Tiefseeuntersuchungen im Schwarzen Meere. Mittheil. d. geogr. Gesellsch., Wien, 1893.
4. N. Andrussov. Geologicheskoe stroenie dna Kerchenskogo

- proliva. (Geological structure of the bottom of the Kertch Strait) *Izv. Akad. Nauk*, 1918.
5. N. A n d r u s s o v. Geologicheskoye stroeniye i istoriya Kertsenskoygo proliva. (Geological structure and history of the Kertch Strait). *Bull. Mosk. Obsh. Isp. Pr.* 1926 № 3 — 4.
 6. N. A n d r u s s o v. Posletretichnyye tirrenskie terrasy v oblasti Chernogo Moria (The Post-Tertiary Thyrranian terraces in the Black sea Region). *Bull. intern. de l'Ac. des Sc. de Bohême*, 1925.
 7. A. A r k h a n g e l s k y. Ob osadkakh Chernogo moria i ikh znachenii v poznanii osadochnikh gornykh porod. (On the sediment of the Black Sea and their rôle in the study of sedimentary rocks №№ 3 — 4 *Bull. Mosk. Obsh. Isp. Pr.*, 1927.
 8. A. A r k h a n g e l s k y. Karta i razrezy osadkov dna Chernogo moria. (Map and profiles of the deposits of the Black Sea bottom). *Tam zhe*, 1928, № 1.
 9. A. A r k h a n g e l s k y. Opolzanie osadkov na dne Chernogo moria i geologicheskoye znachenie etogo yavleniya. (Creep of sediments on the bottom of the Black Sea and the geological rôle of this process). *Bull. Mosk. Obsh. Isp. Pr. Otd. Geol.* 1930.
 10. A. A r k h a n g e l s k y. Prichiny krymskikh zemletriaseniy geologicheskoye budushchee Kryma. (The cause of the Crimea earthquakes and the geological future of the Crimea) *Tam zhe*, 1929.
 - A. A r k h a n g e l s k y and M. B a t a l i n a. Kposnaniyisc istorii razvitiya Chernogo moria. (To the knowledge of the history of development of the Black Sea). *Izv. Ac. Nauk, O. F. M.*, 1929.
 12. A. A r k h a n g e l s k y i E. K o p c h e n o v a. Zametka ob organicheskom veshchestve, fosfore i vanadii v otlozheniyakh Chernogo moria. (Note on the organic matter, phosphorus and vanadium in the deposits of the Black Sea). *Izv. Ac. Nauk*, 1930.
 13. A. A r k h a n g e l s k y i E. Z a l m a n s o n. Neskolko slov o diagenese morskikh glinistyykh otlozheniy. (Some hints on the diagenesis of marine clay deposits). *Doklady Ak. Nauk, O. F. M.*, 1930.
 14. A. A r k h a n g e l s k y i E. Z a l m a n s o n. Sravnitelno-litologicheskie issledovaniya po voprosu o proiskhozhdenii podzemnykh vod Groznenskikh neptiannykh mestorozhdeniy. (Comparative lithological investigations concerning the origin of underground water in the Grozny oil fields). *Bull. Mosk. Obsh. Isp. Pr.*, 1931, (31).
 15. A. A r k h a n g e l s k y. Uslovia obrazovaniya nefiti na Severnom Kavkaze. (Conditions of oil formation in North Caucasus). *Moskva*, 1927.
 16. A. A r k h a n g e l s k y i N. S t r a k h o v. Sovremennyye otlozheniya Chernogo moria. (Modern deposits of the Black Sea). *Tam zhe*, 1931 (4).
 17. A. A r k h a n g e l s k y. Khimicheskie protsessy na dne Chernogo moria. (Chemical processes on the bottom of the Black Sea).
 18. A. A r k h a n g e l s k y i N. S t r a k h o v. Sovremennyye otlozheniya Chernogo moria. (Modern deposits of the Black Sea).
 19. F. F r e c h. Geologie Kleina.

20. S. M a k a r o v. Ob obmene vod Chernogo i Sredizemnogo morey. (On the interchange of water between the Mediterranean and Black Seas). Prilozh. k t. II Zap. Ak. Nauk.
 21. F. O s w a l d. Zur tektonischen Entwicklungsgeschichte des Armenischen Hochlandes. Peterm. Mittheil. 56.
 22. I. P u z a n o v. Krymskie nazemnie molluski v svyazi s. proiskhozhdeniem fauny Kryma. (Crimean land mollusks in connection with the origin of the Crimean fauna). Tr. vtorogo siezda zool., anat. i gistol. SSSR.
 23. L. S e m e n o v. Neskolko soobrazheniy o proshlom fauny i flory Kryma. (Some considerations on the past of the fauna and flora of the Crimea). Zap. Ak. Nauk., F. M. O., 1899.
 24. E. S k v o r t z o v. Metodica polutchenia dlinnykh kolonkovykh obraztsov so dna morskikh basseinov. (Method of obtaining long columnar samples from the bottom of sea basins). Izv. Hidrogeol. Inst. № 23. 1929.
 25. V. S n e j i n s k y. Bolshaya trubka Ubekochernaza dlia dobyvaniya gruntov. (The long Ubekochernaz dredgingtibe) Zap. po gidrogr. v. 56, 1929.
 26. N. S o k o l o v. O proishozhdenii limanov Juzhnoy Rossli. (On the origin of the South Russian limans). Trudy Geol. Kom. t. X, № 4. 1895.
 27. N. S o k o l o v. Der Mius-Liman und die Entstehungszit der Limane Sud-Russlands. Verhandl. Russ. Mineral. Gesellsch. XI, 1902.
 28. E. W u l f. Proiskhozhdenie flory Kryma. (The origin of the flora of Crimea). Zap. Krym. Obsh. Est., IX, 1926.
-

INDEX.

S. A. Jakowlew — Die Spuren der spät — und postglazialen Transgressionen nördlich von Leningrad.	5
N. W. Potulowa — Die interglazialen Ablagerungen des Flusses Mga.	18
A. W. Kostjukiewicz-Tiesenhauseu — Das Fossile Torfmoor aus der Riss-Würm (Chellén) Interglazialzeit.	34
W. Chirwinsky — Geological guide to Kiev.	48
W. Risnitschenko — Das Gebiet der Kanew-Dislokation am Mittleren Dnjepr.	76
W. Risnitschenko — Die linksuferigen Terrassen des Dnjepr zwischen dem Dorfe Prochorowka und Krementschug.	113
W. I. Krokos — Die Quartärbildungen in der Umgebung von Dnjepropetrowsk	139
F. P. Savarensky — The Environs of the Dnieprostoy.	156
A. I. Moskwitin — Die Quartärablagerungen bei Taganrog	178
A. L. Reinhard — Quartärgeologische Exkursion von Rostow am Don bis Teberda.	192
K. I. Lissitzin — Itinerary along the Manych river.	206
E. W. Milanowsky — Skizze der Quartärablagerungen der Unteren Wolga zwischen Saratov und Stalingrad.	223
G. F. Mirčink — The most typical Quaternary Sections. exposed in the environs of Moscow.	272
A. D. Arkhangelsky — Brief outline of the geological history of the Black sea.	284

