

TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI

TOIMETISED

УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ

ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS

527

ALUSPÕHJA KIVIMITE
LITOSTRATIGRAAFIA JA MINERALOOGIA
ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ
КОРЕННЫХ ПОРОД

TÕID GEOLOOGIA ALALT
ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ
VIII

TARTU RIIKLIKU ULIKOOLI TOIMETISED
УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS

ALUSTATUD 1893. a.

VIHK 527 ВЫПУСК

СНОВАНЫ ■ 1893 г.

ALUSPÕHJA KIVIMITE
LITOSTRATIGRAAFIA JA MINERALOOGIA
ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И
МИНЕРАЛОГИЯ КОРЕННЫХ ПОРОД

TÕID GEOLOOGIA ALALT
ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ
VIII

TARTU 1980

Redaktsioonikolleegium:

A. Rõõmusoks (vastut. toimetaja), A. Loog, A. Oraspõld.

Редакционная коллегия:

А. Рыumusокс (отв. ред.), А. Лоог, А. Ораспыльд.

Ученые записки Тартуского государственного университета. Выпуск 527. Литостратиграфия и минералогия коренных пород. Труды по геологии VIII. На русском и эстонском языках. Тартуский государственный университет. ЭССР, г. Тарту, ул. Юликооли, 18. Ответственный редактор А. Рыumusокс. Корректоры В. Логинова, В. Ланг, Л. Кивимяги.

Сдано в набор 20. 03 1978. Подписано к печати 27. 05. 1980. Бумага типографская № 2 60 × 90 1/16. Печ. листов 11,0 + 3 вклейки. Учетно-издат. листов 11,46. Тираж 500. МВ 05357. Зак. № 1271. Типография им. Х. Хейдемана, ЭССР, г. Тарту, ул. Юликооли 17/19. II. Цена 1 руб. 70 коп.

EESTI KOHANIMED STRATIGRAAFILISES NOMEN- KLATUURIS

A. Rõõmusoks

Eestis väljaeraldavaid stratigraafia üksusi hakkas esimesena kohanimedega tähistama tuntud möödunud sajandi paleontoloog E. Eichwald (1854). Süsteemikindlaks muutis kohanimede kasutamise aga Fr. Schmidt (1858, 1881, Шмидт, 1879). Selline praktika on kestnud tänapäevani. Geoloogilise uurimistöo, eriti kaardistamise laiendamise ja detailiseerimise tõttu eraldatakse igal aastal välja uusi stratigraafia üksusi ning nii tuleb juurde ka uusi nimesid. Ülevaate saamine juba kasutatud sadadest kohanimedest on muutunud võrdlemisi raskeks. Eks viita sellele ka peamiselt viimastel aastatel tekkinud sünonüümide rohkus. Seejärest otsustatigi 1975. a. Eesti Looduseuurijate Seltsi geoloogia sektsioonis asuda Eesti NSV stratigraafias kasutatud kohanimede nimistu koostamisele. Selle töö tulemused esitatakse käesolevas artiklis.

Nimistu koostamisel on lähtutud järgmistest põhimõtetest.

1. Nimistusse on võetud **trüki avaldatud** töodes kasutatud nimed (seisuga 31. detsember 1977. a.)¹.

2. Kohanimed on järjestatud tähestiku, mitte stratigraafia üksuste geoloogilise vanuse järgi.

3. Iga nime juures on **esimesena viidatud selle esmasele publitseerimisele** (keeles, milles nime kasutatud) ja seejärel samanimelist üksust erineva stratigraafilise tähendusega kasutajaile või erinevates keeltes publitseerijatele. Andmete täielikkust (s. t. kõigi autorite nimetamist) ei ole seejuures taotletud. Siinkohal tuleb juhtida lugeja tähelepanu asjaolule, et mõnel juhul ei ole nime esmane publitseerija hoopiski mitte nime autoriks, näiteks nime «Voore» puhul (воореская свита; Ульст и др., 1976, с. 56).

Nii on veel mõnelgi juhul trükistes ennatlikult kasutatud alles käsikirjas olevaid nimesid, viitamata mõnikord isegi nende tegelikule autorile.

¹ Erandiga ametliku väljaande suhtes, mis sisaldab uusi stratigraafilisi skeeme (vt. Решения..., 1978).

4. Nimistus on iga nime juures antud vastava stratigraafia üksuse kuuluvus eelkambriumi, paleozoikumi ladestuisse või kvaternaari. Praegu kehtivas stratigraafilises liigestuses kasutatavate nimede puhul on sinna lisatud (paleozoikumi puhul) ka lade (lademed) või kihistu.

5. Nimede esmast kirjutusviisi on algallikate järgi kontrollitud. Mõnel juhul on nime nüüdisaegne kirjutusviis esmasest kirjapildist veidi erinev (näit. oando — oandu, kaugatoma — kaugatuma). Sel korral on nimistus kasutatud kirjutusviisi aluseks võetud traditsiooniline käsitus (vrd. ka Eesti nõukogude entsüklopeedia märksõnad). Omaaegne saksapärase kohanimede kirjutusviis on H. Bekkeri (1919 a, b; 1922; 1923) ja teiste eesti geoloogide tööde eeskujul loetud varasemate eestikeelsete nimede suhtes sünonüümseks (näit. Reval = Tallinn, Kuckers = Kukruse, Wesenberg = Rakvere).

6. Autorile teada olevad sünonüümid, s. o. kohanimed, mida on nimede esmase publitseerimise järel esitatud veel ka teise, erivanuselise stratigraafia üksuse jaoks, leiame sama nime alt, pärast nime esmases tähenduses kasutanud autorite mainimist.

Lõpuks märgime, et vaatamata autori püüdlustele anda meie geoloogilises kirjanduses kasutatud stratigraafilise tähendusega kohanimede täielikku nimistut, võib veel leiduda sellest väljajäänud nimesid. Autor on tänulik kõigile, kes tema tähelepanu sellistele nimedele juhivad. Ühtlasi tänab autor kolleege K. Mensi, R. Männilit, K. Orvikut, E. Pirrust, V. Puurat ja H. Viidingut talle nimistu koostamisel osutatud abi eest.

Adavere

Addifer Formation — Twenhofel, 1916, p. 321;

Adavere lade — Bekker, 1922, lk. 221;

Адавeрeский горизонт — Аалoэ, в кн.: Аалoэ и др., 1958, с. 25.

С и л у г, adavere lade.

Addifer vt. Adavere

Adila

Adila member — Rõõmusoks, 1960, p. 61;

Адилаская пачка — Рыымусокс, 1960a, с. 110;

О r d o v i i t s i u m, pürgu lade.

Ahtme

Ахтмеский ярус — Мянниль, 1958a, с. 243.

О r d o v i i t s i u m.

Aluoja

Алуояский подгоризонт — Орвику, 1958, с. 33;

Алуoя vöö — Орвику, 1960, с. 81;

Алуoя-Zone — Орвику, 1960, с. 86.

О r d o v i i t s i u m, kunda lade.

Alutaguse

Фация Алутагузе — см. Рыымусокс, 1953, с. 404;
Алутагузская фация — Мянниль, 1958а, с. 238.
O r d o v i i t s i u m.

Алутагузская толща — Пуура и др., 1972, с. 49.

Aluvere

Aluvere-Zone — Jaanusson, 1945, S. 221;
Подгоризонт Алувере — Рыымусокс, 1953, с. 403;
Алувереский подгоризонт — см. Рыымусокс, 1970, с.
223—224;
Алувереская пачка — Решения . . . , 1978.
O r d o v i i t s i u m, jõhvi lade.

Anna

Oberer Sandstein von St. Annen — Eichwald, 1854, S. 15.
S i l u r.

Ardu

Ардуская свита — Решения . . . , 1978.
K a m b r i u m, ardu kihistu.

Aruküla

Арукюлаский горизонт — Марк, 1958, с. 349;
Aruküla lade — Mark, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 43.
D e v o n, aruküla lade.

Aseri

Aseri lade — Bekker, 1922, lk. 222;
Aseri Stufe — Orviku, 1940, S. 39;
Азериский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалое и др., 1958,
с. 14;
Aseri Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 64.
O r d o v i i t s i u m, aseri lade.

Atla

Атлаская пачка — Аалое, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 28;
Atla kihistik — Klaamann, 1961, lk. 24.
S i l u r.

Borkholm vt. Porkuni

Borovnja

Borovnja-Schichten — Orviku, 1930, lk. 88;
Pärnu-Navesti-Borovnja lade — Luha, 1933, veerg 529.
D e v o n.

Eesti

Esthonian — Marcou, 1890;
Esthonia formation — Raymond, 1916, p. 184;
Estonium — Öpik, 1929, S. 5.
K a m b r i u m.
Eesti kiht — Bekker, 1919b.
S i l u r.

Põhja-Eesti staadium — Kajak, 1964, lk. 20;
Lõuna-Eesti staadium — Kajak, 1964, lk. 22;
Североэстонская стадия — Kajak, 1964, lk. 31;
Южноэстонская стадия — Kajak, 1964, lk. 31.
Kvaternaar.

Eiglaküla

Pullapä-Eiglaküla Zone — Teichert, 1928, S. 85.
Silur.

Erra

Эрраская пачка — Мянниль, 1966, с. 37.
Ordoviitsium, uhaku lade.

Gorodenka

Gorodenka kihid — Orviku, 1948, lk. 14;
Городенкинский подгоризонт — Клеесмент и Марк-Курк, 1976, с. 64.
Devon, narva lade.

Haanja

Хааньяская стадия — Раукас, 1963б, с. 3;
Haanja staadium — Раукас, 1963б, с. 19;
Haanja stage — Раукас, 1963б, с. 21.
Kvaternaar.

Haapsalu

Хаапсалуские слои — Мянниль, 1976, с. 113.
Ordoviitsium, keila lade.

Halliku

Халликуская пачка — Рымусокс, 1967, с. 24;
Халликуская пачка — Решения..., 1978.
Ordoviitsium, pingu lade.

Harimägi

Харимяэская (Харимягиская) свита — Каяк и др., 1976,
с. 5.
Kvaternaar.

Harju

Harju seeria — Luha, 1940, veerg 220;
Ярус харью — Рымусокс, 1953, с. 398;
Харьюская серия — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 19;
Harjuan Series — Rõõmusoks, 1960, p. 65.
Ordoviitsium, nabala, vormsi, pingu ja porkuni
lade.

Harku

Мезофация Харку — Рымусокс, 1957, с. 120;
Харкуская пачка — Рымусокс, 1959, с. 22;
Ordoviitsium.

Helme

Хельме-таеваская толща — Верте, 1955, с. 784.
Devon.

Hilliste

Хиллистеские слои — Аалое, 1958, с. 88;
Хиллистеская пачка — Аалое, в кн.: Аалое и др., 1958,
с. 24;
Hilliste kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 32.
Silur, juuru lade.

Himmiste

Himmiste-Schichten — Böla, 1949, S. 433;
Химмистеские слои — Клааманн, 1970а, с. 283.
Silur, paadla lade.

Hirmuse

Хирмузеская свита — Решения..., 1978.
Ordoviitsium, oandu lade.

Holdre

Холдреский комплекс — Гайлите и др., 1967, с. 12.
Silur.

Hullo

Хуллоская пачка — Решения..., 1978.
Ordoviitsium, vormsi lade.

Humala

Подгоризонт Хумала — Рыымусокс, 1953, с. 400;
Хумалаский подгоризонт — Рыымусокс, 1957, с. 124;
Мезофация Хумала — Рыымусокс, 1957, с. 125;
Humala vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 23.
Ordoviitsium, kukruse lade.

Härma

Хярмаская толща — Верте, 1955, с. 784.
Devon.

Idavere

Itfersche Schicht — Schmidt, 1881, S. 31;
Idavere kiht — Bekker, 1919b;
Idavere lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Idavere-Stufe — Örik, 1925, S. 13;
Идаввереский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалое и др.,
1958, с. 17;
Idavere Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 64.
Ordoviitsium, idavere lade.

Iisaku

Ийзакуская осциляция — Каяк, 1963, с. 74;
Iisaku ostsillatsioon — Kajak, 1964, lk. 22.
Kvaternaar.

Ikla

Иклаская пачка — Кальо и Вингисаар, 1969, с. 274.
Silur, raikküla lade.

Irase

Иразеская пачка — Аалоэ, в кн.: Аалоэ и др., 1958, с. 28;
Irase kihistik — Klaamann, 1961, lk. 24.
Silur.

Irbeni

Ирбенская свита — Решения ..., 1978.
Kambrium, irbeni kihistu.

Iru

Iru seeria — Luha, 1940, veerg 220 ja 554;
Ирусский подгоризонт — Рыымусокс, 1956, с. 20;
Ирусский ярус — Мянниль, в кн.: Аалоэ и др., 1958, с. 9;
Iruan subseries — Rõõmusoks, 1960, p. 62;
Iru ladejärk — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 16;
• Ируская пачка — Решения ..., 1978.
Ordoviitsium, latorpi lade.

Itfer vt. Idavere

Jaagarahu

Pangamägi-Jaagarahu Kalkstein — Luha, 1930, S. 8;
Jaagarahu lade — Luha, 1946, lk. 10;
Яагарахуский горизонт — Аалоэ, 1956, с. 89;
Яагарахуская свита — Аалоэ и др., 1976, с. 39.
Silur, jaagarahu lade.

Jaani

St. Johannis Formation — Twenhofel, 1916, p. 324;
Jaani lade — Bekker, 1923, lk. 61;
Яаниский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоэ и др., 1958,
с. 26.
Silur, jaani lade.

Jewe vt. Jõhvi

Joa (Jägala-Joa)

Йоаский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалоэ и др.,
1958, с. 12;
Joa vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 18.
Ordoviitsium.

Joaorg

Йоаоруский известняк — Орвику, 1960, с. 72.
Ordoviitsium.

Johannis vt. Jaani

Juuru

Jördensche Schicht — Schmidt, 1858, S. 56;
Juuru kiht — Bekker, 1919b;
Juuru lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Юурусский горизонт — Аалоэ, в кн.: Аалоэ и др., 1958,
с. 23.
Silur, juuru lade.

Jõgeva

Йыгеваские слои — Юргенсон, 1966, с. 8.
Silur.

Jõhvi

Jewe'sche Schicht — Schmidt, 1858, S. 49;
Untere Jewesche Schicht — Schmidt, 1881, S. 33;
Jõhvi kiht — Bekker, 1919a, lk. 15;
Jõhvi lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Jõhvi Stufe — Öpik, 1927b, S. 3;
Йыхвиский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 17;
Jõhvi Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 65.
Ordoviitsium, jõhvi lade.

Jägala

Ягалаский известняк — Орвику, 1958, с. 32;
Jägala lubjakivi — Орвику, 1960, с. 81;
Kalkstein von Jägala — Орвику, 1960, с. 86.
Ordoviitsium, kunda lade.
Ягала-Йыхвиская толща — Пуура и др., 1972, с. 49.
Eelkambrium.

Järva

Ярваская свита — Каяк и др., 1976, с. 17.
Kvaternaar.

Järva-Jaani

Слои Ярва-Яани — см. Рыымусокс, 1960б, с. 127;
Ярва-яаниский подгоризонт — Юргенсон, 1966, с. 10.
Silur.

Järvakandi

Ярвакандьдиская пачка — Мянниль, 1958б, с. 36.
Ordoviitsium.

Jörden vt. Juuru**Kaarma**

Rootsiküla-Kaarma vöö — Bekker, 1925;
Kaarma lade — Luha, 1933, veerg 529;
Каармаский горизонт — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 27.
Silur.

Kaavi

Каавиская пачка — см. Аалоз и др., 1976, с. 39, 44.
Silur, ohesaare lade.

Kadaka

Кадакасый подгоризонт — Рыымусокс, 1970, с. 71.
Ordoviitsium, uhaku lade.

Kahula

Кахулаская свита — Решения ..., 1978.
Ordoviitsium, idavere, jõhvi ja keila lade.

Kakumägi

- Kakumägi-Schichten — Örik, 1933, S. 6;
Какумягиская пачка — Мянниль и Мююрисепп, в кн.:
Аалое и др., 1958, с. 8;
Kakumäe kihistik — Männil ja Müürisepp, rmt.: Aaloe jt.,
1960. lk. 12.
K a m b r i u m, tiskre kihistu.

Kalana

- Каланаская пачка — Юргенсон, 1966, с. 38.
S i l u r.

Kalita

- Калитаская свита — Каяк и др., 1976, с. 7.
K v a t e r n a a r.

Kallaste

- Калластеский известняк — Орвику, 1958, с. 32;
Kallaste fosforiitlubjakivi — Орвику, 1960, с. 81;
Phosphorit-Kalkstein von Kallaste — Орвику, 1960, с. 86.
O r d o v i i t s i u m, kunda lade.
Калластеский подгоризонт — Рыымусокс, 1970, с. 68.
O r d o v i i t s i u m (lasnamäe lade).

Kallavere

- Каллавереская свита — Ульст и др., 1976, с. 56;
Каллавереская свита — Решения . . . , 1978.
O r d o v i i t s i u m, pakerordi lade.

Kalvi

- Кальвиская пачка — Орвику, 1958, с. 31;
Kalvi kihistik — Орвику, 1960, с. 80;
Kalvi-Schichten — Орвику, 1960, с. 84.
O r d o v i i t s i u m, volhovi lade.

Kamariku

- Камарикуская пачка — Рыымусокс, 1967, с. 25.
O r d o v i i t s i u m, porkuni lade.

Kamera (Kammeri)

- Kamera interstadiaal — Орвику, 1944, lk. 4;
Межстадиальные отложения Камера — Орвику, в кн.:
Аалое и др., 1958, с. 45;
Kamera staadiumidevahelised setted — Орвику, rmt.: Aaloe
jt., 1960, lk. 61.
K v a t e r n a a r.

Kandle

- Кандлеская свита — Решения . . . , 1978.
O r d o v i i t s i u m, kunda, aseri ja lasnamäe lade.

Karinu

- Каринуская пачка — Нестор и Кала, 1968, с. 208.
S i l u r, juuru lade.

Karksi

Каркиская толща — Верге, 1969, с. 213.
Devon.

Karuküla

Karuküla interglatsiaal — Orviku, 1944, lk. 4;
Межморенные отложения Карукюла — Орвику и Пиррус, 1965, с. 20;
Karuküla moreenidevahelised setted — Орвику и Пиррус, 1965, с. 20;
Karuküla intermorainic deposits — Орвику и Пиррус, 1965, с. 21;
Карукюлаское межледниковье — Пуннинг и др., 1969, с. 150;
Карукюлаские слои — Ильвес и др., 1974, с. 77.
Kvaternaar.

Katri

Катриская пачка — Клааманн, 1970а, с. 284.
Silur.

Kattentak vt. Päri

Kaugatuma

Kaugatoma Zone — Twenhofel, 1916, p. 332;
Kaugatoma lade — Luha, 1933, veerg 529;
Кaugатумаский горизонт — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 28;
Кaugатумаская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, kaugatuma lade.

Keava

Кеаваская пачка — Юргенсон, 1966, с. 37.
Silur.

Kegel vt. Keila

Keila

Kegelsche Schicht — Schmidt, 1881, S. 33;
Keila kiht — Bekker, 1919b;
Keila «Vasalemma» lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Keila-Vasalemma-Stufe — Orvik, 1930, S. 49;
Кейлаский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 18;
Кейлаская фация — Мянниль, 1958а, с. 236;
Keila lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 24;
Keila Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 65.
Ordoviitsium, keila lade.

Kesselaid

Plattendolomiten von Kesselaid — Luha, 1930, S. 7;

- Кесселайдская пачка — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 26.
Silur.
- Kestla**
Кестлаская пачка — см. Клеесмент, 1972, с. 155;
Kestla kihistik — Pirrus, 1973, lk. 649.
Kambrium, lontova kihistu.
- Kihnu**
Кихнуская свита — Аалоз и др., 1976, с. 43.
Silur, rootsiküla ja paadla lade.
- Kiltsi**
Kalke und Mergel von Rohuküla-Kiltsi — Teichert, 1928, S. 85.
Silur.
- Kipi**
Кипиский подгоризонт — Аалоз, 1960, с. 135.
Silur.
- Kirna**
Dolomitkalk von Kirna — Eichwald, 1854, S. 30.
Ordoviitsium.
- Kiviõli**
Кивиильская пачка — Рыымусокс, 1959, с. 22.
Ordoviitsium, kukruse lade.
- Klooga**
Клоогаская пачка — Мяги, 1970, с. 143.
Ordoviitsium, latorpi lade.
- Kogula**
Когулаская пачка — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 28;
Kogula kihistik — Klaamann, 1961, lk. 25.
Silur.
- Kohila**
Кохилаский ярус — Рыымусокс, 1956, с. 25.
Ordoviitsium.
- Kohtla**
Kohtla-Zone — Jaanusson, 1945, S. 219;
Подгоризонт Кохтла — Рыымусокс, 1953, с. 400;
Кохтлаский подгоризонт — Рыымусокс, 1957, с. 119;
Kohtla vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 23.
Ordoviitsium, kukruse lade.
- Koigi**
Койгиский подгоризонт — см. Аалоз, 1958, с. 82;
Койгиская пачка — Нестор, 1970, с. 216.
Silur, juuru lade.
- Koljala**
Кольялаская пачка — Решения . . . , 1978.
Ordoviitsium, uhaku lade.

Koorküla

Кооркюла-пыльваская комплексная пачка — Верге, 1955, с. 784.

D e v o n.

Kose

Козеская пачка — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 24;

Козеские слои — Аалоз, 1958, с. 92;

Kose kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 32.

S i l u r.

Козеская свита — Хазанович, 1968, с. 121.

K a m b r i u m.

Kostivere

Костивереская пачка — Решения ..., 1978.

O r d o v i i t s i u m, lasnamäe lade.

Kuckers vt. Kukruse

Kudjarä

Кудьяпеские слои — Аалоз и др., 1976, с. 39, 44.

S i l u r, kuressaare lade.

Kuimetsa

Куйметсаский подгоризонт — см. Аалоз, 1958, с. 82.

S i l u r.

Kukruse

Кукерский ярус — Шмидт, 1879, с. 44;

Kuckerssche Schicht — Schmidt, 1881, S. 28;

Kukruse kiht — Bekker, 1919a, lk. 1;

Kukruse lade — Bekker, 1922, lk. 221;

Kukruse Stufe — Öpik, 1925, S. 5;

Кукрусеский горизонт — Рыбусокс, 1957, с. 102;

Kukruse Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 64.

O r d o v i i t s i u m, kukruse lade.

Kullamaa

Кулламааская пачка — Юргенсон, 1966, с. 35;

Кулламааская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.

S i l u r, raikküla lade.

Kunda

Kunda formation — Raymond, 1916, p. 192;

Kunda lade — Bekker, 1922, lk. 221;

Кундаский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 13;

Kunda Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 63.

O r d o v i i t s i u m, kunda lade.

Kuningaküla

Кунингакюлаский подгоризонт — Клеесмент и Марк—Курик, 1976, с. 63.

Devon, narva lade.

Kuremägi

Куремягская осциляция — Каяк, 1963, с. 74;

Kuremäe ostsillatsioon — Каяк, 1964, lk. 23.

Kvaternaar.

Kuressaare

Куressaареский горизонт — Клааманн, 1970б, с. 286;

Куressaареская свита — Лалюэ и др., 1976, с. 39.

Silur, kuressaare lade.

Kurevere

Куревере-Kalkstein — Luha, 1930, S. 15;

Muhu-Kurevere lade — Luha, 1933, veerg 529.

Silur.

Kurna

Курнаский ярус — Мянниль, 1958а, с. 243;

Kurna Subseries — Rõõmusoks, 1960, p. 64;

Kurna ladejärk — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 23.

Ordoviitsium, idavere, jõhvi, keila ja oandu lade.

Kurtna

Куртнаская пачка — Решения ..., 1978.

Ordoviitsium, keila lade.

Kutamaa

Кутамааская пачка — Юргенсон, 1966, с. 31.

Silur.

Kuusnõmme

Куусныммеские слон — Эйнасто, 1970, с. 274.

Silur, rootsiküla lade.

Kõrgekallas

Кыргекаллаская свита — Решения ..., 1978.

Ordoviitsium, uhaku lade.

Kõgessaare

Kõgessaare-Zone — Jaanusson, 1944, S. 96;

Подгоризонт Кыргессааре — Рыбусокс, 1953, с. 412;

Кыргессаареский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалюэ и др., 1958, с. 21;

Kõgessaare vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 27;

Кыргессаареская пачка — Рыбусокс, 1962, с. 82;

Кыргессаареская свита — Решения ..., 1978.

Ordoviitsium, vormsi lade.

Kõrvetaguse

Кырветагузеский подгоризонт — Юргенсон, 1966, с. 10.

Silur.

Künnapõhja

Кюннапыхьяская пачка — Орвику, 1960, с. 61;

Künnapõhja kihistik — Орвику, 1960, с. 80;

Künnarõhja-Schichten — Орвику, 1960, с. 84;
Ordoviitsium, volhovi lade.

Laagri

Лаагриский подгоризонт — Мянниль, 1958а, с. 240;
Laagri vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 24.
Ordoviitsium, keila lade.

Lahepere

Лахепереская пачка — Орвику, 1958, с. 31;
Lahepere kihistik — Орвику, 1960, с. 80;
Lahepere-Schichten — Орвику, 1960, с. 84;
Ordoviitsium, volhovi lade.

Langevoja

Лангевояский подгоризонт — Орвику, 1958, с. 31;
Langevoja vöö — Орвику, 1960, с. 79;
Langevoja-Zone — Орвику, 1960, с. 83.
Ordoviitsium, volhovi lade.

Lasnamägi

Lasnamäe-Stufe — Орвику, 1940, S. 137;
Ласнамягиский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др.,
1958, с. 15;
Lasnamäe Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 64;
Lasnamäe lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 21.
Ordoviitsium, lasnamäe lade.

Leetse

Лээтсеский горизонт — Рыымусокс, 1956, с. 18;
Лээтсеский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 12;
Leetse Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 63;
Leetse lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 18;
Лээтсеская свита — Решения..., 1978.
Ordoviitsium, latorpi lade.

Lemme

Леммеская пачка — Аалоз и др., 1976, с. 41.
Silur, raikküla lade.

Lemsi

Лемсиская свита — Лярская, 1976, с. 72.
Devon, rezekne lade.

Lilli

Фация Лилли — см. Рыымусокс, 1953, с. 403.
Ordoviitsium.

Linden vt. Ungru

Lohu

Lohu-Zone — Jaanusson, 1944, S. 97;
Лохуский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др.,
1958, с. 21.
Lohu vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 28.
Ordoviitsium.

Lontova

Lontova-Schichten — Örik, 1933, S. 6;
Лонтоваская свита — Мянниль и Мююрисепп, в кн.:
Аалое и др., 1958, с. 7;
Lontova kihistu — Männil ja Müürisepp, rmt.: Aaloe jt.,
1960, lk. 11.
K a m b r i u m, lontova kihistu.

Loobu

Лообуская свита — Решения . . . , 1978.
O r d o v i i t s i u m, kunda lade.

Loona

Лоонаская пачка — Эйнасто, 1962, с. 235.
S i l u g.

Lubja

Слой лубья — см. Рыымусокс, 1960б, с. 127;
Лубьяский подгоризонт — Юргенсон, 1966, с. 10.
S i l u g.

Lõo

Льюские слои — Клааманн, 1970в, с. 296.
S i l u g.

Lyckholm vt. Saaremõisa**Lüganuse**

Люганузеский подгоризонт — Рыымусокс, 1970, с. 34.
O r d o v i i t s i u m, aseri lade.

Lükati

Maarjamägi, resp. Lükati-Schichten — Örik, 1933, S. 7;
Люкатиская пачка — Мянниль и Мююрисепп, в кн.:
Аалое и др., 1958, с. 8;
Lükati kihistik — Männil ja Müürisepp, rmt.: Aaloe jt.,
1960, lk. 12.
K a m b r i u m, lükati kihistu.

Maardu

Маардуская пачка — Мююрисепп, 1958, с. 28;
Maardu kihistik — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 16.
O r d o v i i t s i u m, pakerordi lade.

Maarjamägi

Maarjamägi-Schichten — Örik, 1933, S. 6.
K a m b r i u m.

Maasi

Plattendolomite von Maasi und Rangla — Luha, 1930, S. 7;
Маазиская пачка — Аалое, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 27;
Маазиские слои — Аалое и др., 1976, с. 39.
S i l u g, jaagarahu lade.

Madise

Мадизеские слои — Мянниль, 1976, с. 112.
O r d o v i i t s i u m, jõhvi lade.

- Mahu**
 Махуская пачка — см. Клеесмент, 1972, с. 155;
 Mahu kihistik — Pirrus, 1973, lk. 648.
 K a m b r i u m, lontova kihistu.
- Maidla**
 Майдлаская пачка — Решения ..., 1978.
 O r d o v i i t s i u m, kukruse lade.
- Malla**
 Маллаская пачка — Решения ..., 1978.
 O r d o v i i t s i u m, aseri lade.
- Martna**
 Мартнаская пачка — Юргенсон, 1966, с. 18.
 S i l u r.
- Martsa**
 Martsa lade — Luha, 1940, veerg 220;
 Мартсаская пачка — Орвику, в кн.: Аалое и др., 1958,
 с. 14;
 Martsa kihistik — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 24.
 O r d o v i i t s i u m.
- Mehikoorma**
 Мехикоормаская свита — Лярская, 1976, с. 71.
 D e v o n, rezekne lade.
- Мое**
 Моэская пачка — Рыымусокс, 1960а, с. 108;
 Мое Member — Rõõmusoks, 1960, p. 61;
 Моэская свита — Решения ..., 1978.
 O r d o v i i t s i u m, pingu lade.
- Muhu**
 Riffdolomite von Muhu — Luha, 1930, S. 7;
 Muhu-Kurevere lade — Luha, 1933, veerg 529;
 Pangamäe-Muhu lubjakivi — Orviku, 1933, lk. 17.
 S i l u r.
- Munalaskme**
 Cyclocrinitenkalk von Munnalas — Eichwald, 1854, S. 31;
 O r d o v i i t s i u m.
- Munnalas vt. Munalaskme**
- Mustjala**
 Мустъялаская пачка — Аалое, 1960, с. 129;
 Mustjala kihistik — Аалое, rmt.: Аалое jt., 1960, lk. 35.
 S i l u r.
- Mõhküla**
 Мыхкюлаская пачка — Юргенсон, 1966, с. 41.
 S i l u r.
- Mõra**
 Мыраская пачка — Решения ..., 1978.
 D e v o n.

Mäeküla

- Mäeküla-Schichten — Öpik, 1934, S. 5;
Mäeküla lade — Luha, rmt.: Luha jt., 1943, lk. 66, 68;
Мяэкюлаский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 12;
Mäeküla vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 18;
Мяэкюлаская пачка — Решения . . . , 1978.
Ordoviitsium, latorpi lade.

Mäletjärve

- Тарвасту-Мялетъярвская толща — Верте, 1955, с. 783.
Devon.

Märjamaa

- Dolomitkalk von Merjama — Eichwald, 1854, S. 28;
Paskoküla-Märjamaa Zone — Teichert, 1928, S. 85.
Silur.

Mündi

- Слои мюнди — см. Рыымусокс, 1960б, с. 127;
Мюндиский подгоризонт — Юргенсон, 1966, с. 10.
Silur.

Nabala

- Набалаский горизонт — Мянниль, 1958в, с. 5;
Набалаская свита — Мянниль, 1958в, с. 12;
Nabala Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 65;
Nabala lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 26.
Ordoviitsium, nabala lade.

Napa

- Напаская пачка — Орвику, 1958, с. 33;
Napa kihistik — Орвику, 1960, с. 82;
Napa-Schichten — Орвику, 1960, с. 87.
Ordoviitsium, kunda lade.

Naroova vt. Narva

Narva

- Наровские слои — Обручев, 1933, с. 405;
Narova-Schichten — Обручев, 1933, с. 419;
Narvajõe lade — Орвику, 1946, lk. 11;
Наровский горизонт — Марк, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 30;
Narva lade — Eesti nõukogude entsüklopeedia, 5, 1973, lk. 315.
Devon, narva lade.
Diplocraterion-Sandstein von Narva — Öpik, 1933, S. 5.
Kambrium.
Narva lade — Luha, 1940, veerg 220,
Ordoviitsium.

Navesti

Pärnu-Navesti kihid — Orviku, 1933, lk. 17;
Pärnu-Navesti-Borovnja lade — Luha, 1933, veerg 529.
Devon.

Niibi (Niby)

Niby-Zone — Jaanusson, 1944, S: 97;
Подгоризонт Ниби — Рымусокс, 1953, с. 412;
Нийбиский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др.,
1958, с. 21;
Niibi vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 28.
Ordoviitsium.

Ninase

Ниназеская пачка — Аалоз, 1960, с. 129;
Ninase kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 35;
Ниназеская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, jaani lade.

Noistfer vt. Purdi

Nõmmeveski

Ныммевескиский известняк — Орвику, 1958, с. 32;
Ныммевескиская пачка — Орвику, 1960, с. 68;
Nõmmeveski kihistik — Орвику, 1960, с. 81;
Nõmmeveski-Schichten — Орвику, 1960, с. 85.
Ordoviitsium, kunda lade.

Nõmmküla

Nõmküla-Zone — Jaanusson, 1944, S: 96;
Подгоризонт Ныммкюла — Рымусокс, 1953, с. 412;
Ныммкюлаский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и
др., 1958, с. 21;
Nõmmküla vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 27;
Ordoviitsium.

Oandu

Oando-Schichten (Oando-Fazies) — Öpik, 1934, S: 5, 6;
Фация Оанду — см. Рымусокс, 1953, с. 407;
Оандуский горизонт — Мянниль, 1958б, с. 34;
Оандуская пачка — Мянниль, 1958б, с. 35;
Oandu Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 65;
Oandu lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 25.
Ordoviitsium, oandu lade.

Oesel vt. Saaremaa

Ohesaare

Ohesaare vöö — Bekker, 1925;
Ohesaare lade — Luha, 1933, veerg 529;
Охесаареский горизонт — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 28;
Охесаареская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, ohesaare lade.

Oiu

Ойуский подгоризонт — Аалоз, 1960, с. 131;
Oiu vöö — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 35.
Silur.

Ojaküla

Оякюлаская пачка — Орвику, см. Аалоз и др., 1958, с. 14.
Ordoviitsium, aseri ja lasnamäe lade.

Ojamaa

Подгоризонт Ояма — см. Рыымусокс, 1953, с. 401;
Оямааский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 17;
Ojamaa vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 23.
Ordoviitsium, idavere lade.

Ontika

Онтикасский ярус — Кальо, Рыымусокс и Мянниль, 1958, с. 72;
Ontikan Subseries — Rõõmusoks, 1960, p. 63;
Ontika ladejärk — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 18.
Ordoviitsium, latorpi, volhovi ja kunda lade.

Oonurme

Оонурмеская пачка — Кырвел, 1962, с. 74.
Ordoviitsium.

Oostriku

Оострикуская свита — Решения..., 1978.
Ordoviitsium, pingu lade.

Orasoja

Orasoja kihistik — Loog, 1964, lk. 83;
Орасояская пачка — Лоог и Кивнимяги, 1968, с. 380.
Ordoviitsium, pakerordi lade.

Osmussaar

Осмуссаарская пачка — Орвику, 1958, с. 33;
Osmussaare kihistik — Орвику, 1960, с. 81;
Osmussaar-Schichten — Орвику, 1960, с. 86.
Ordoviitsium, kunda lade.

Otepää

Отепяская фаза — Раукас и Ряхни, 1966, с. 9.
Kvaternaar.

Paadla

Paadla vöö — Bekker, 1925;
Paadla lade — Luha, 1933, veerg 529;
Паадлаский горизонт — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 27.
Silur, paadla lade.

Paala

Паалаские слои — Решения..., 1978.
Kambrium, paala kihid.

Paasvere

- Паасвереские слои — Аалоз, 1958, с. 87;
Паасвереская пачка — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 23;
Paasvere kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 31.
Silur.

Pada

- Падаский оолитовый известняк — Орвику, 1960, с. 62;
Pada oliitlubjakivi — Орвику, 1960, с. 80;
Pada-Oolithkalkstein — Орвику, 1960, с. 84.
Ordoviitsium, volhovi lade.

Paе

- Паэская пачка — Решения ..., 1978.
Ordoviitsium, lasnamäe lade.

Paekna

- Paekna-Schichten — Jaanusson, 1944, S. 95;
Паэкнаские слои — Мянниль, 1958в, с. 13;
Паэкнаский подгоризонт — Мянниль, 1958в, с. 14;
Paekna Member — Rõõmusoks, 1960, p. 61;
Paekna vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 27;
Паэкнаская пачка — Рыымусокс, 1962, с. 79.
Ordoviitsium, nabala lade.

Pagari

- Пагариская пачка — Мянниль, 1976, с. 112.
Ordoviitsium, jõhvi lade.

Paistu

- Пайстуская толща — Верте, 1955, с. 783.
Devon.

Pakerort

- Pakerort formation — Raymond, 1916, p. 186;
Pakerorti lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Пакерортский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др.,
1958, с. 9;
Pakerort Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 62;
Pakerordi lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 16.
Ordoviitsium, pakerordi lade.

Pakri

- Rogö-Sandstein — Öpik, 1927a, S. 48;
Pakri lubiliivakivi — Öpik, 1937b, lk. 4;
Пакриская пачка — Орвику, 1958, с. 32;
Pakri kihistik — Орвику, 1960, с. 81;
Pakri-Schichten — Орвику, 1960, с. 85;
Ordoviitsium, kunda lade.

Paldiski

- Baltiski lade — Bekker, 1922, lk. 219.
Ordoviitsium.

Palivere

- Паливереская стадия — Раукас, 1963а, с. 208;
Palivere staadium — Раукас, 1963а, с. 211;
Palivere Stage — Раукас, 1963а, с. 211.
Kvaternaar.

Palli

- Palli-Sippa Zone — Teichert, 1928, S. 85.
Silur.

Pandivere

- Пандивереская стадия — Раукас, 1963б, с. 3;
Pandivere staadium — Раукас, 1963б, с. 19;
Pandivere Stage — Раукас, 1963б, с. 21.
Kvaternaar.

Panga

- Vilsandi-Panga vöö — Bekker, 1925.
Silur.

Pangamägi

- Pangamägi-Jaagarahu Kalkstein — Luha, 1930, S. 8;
Pangamäe-Muhu lubjakivi — Orviku, 1933, lk. 17;
Пангамягская пачка — Аалое, в кн.: Аалое и др., 1958,
с. 26;
Pangamäe kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 36.
Silur.

Paopa

- Паопаская пачка — Решения..., 1978.
Ordoviitsium, vormsi lade.

Paramaja

- Парамаяская пачка — Аалое, 1960, с. 129;
Paramaja kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 35;
Парамаяская свита — Аалое, 1970а, с. 250.
Silur, jaani ja jaagarahu lade.

Paskoküla

- Paskoküla-Märjamaa Zone — Teichert, 1928, S. 85.
Silur.

Peedu

- Органогенные отложения Пээду — Вийдинг и Льюкене,
1969, с. 280;
Пээдуские межморенные отложения — Лийвранд и Саарсе,
1976, с. 334;
Peedu moreenidevahelised setted — Лийвранд и Саарсе,
1976, с. 342;
Intermorainic deposits at Peedu — Лийвранд и Саарсе,
1976, с. 342.
Kvaternaar.

Peetri

- Пеэтриская пачка — Решения..., 1978.
Ordoviitsium, kukruse lade.

Pelda

Pelda kihid — Orviku, 1935, lk. 7.

Devon.

Piilse

Пиилсеская пачка — Кырвел, 1962, с. 68.

Ordoviitsium, rakvere lade.

Piirsalu

Piirsalu-Zone — Jaanusson, 1944, S. 97;

Подгоризонт Пийрсалу — Рыымусокс, 1953, с. 412;

Пийрсалуский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 21;

Piirsalu vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 28.

Ordoviitsium.

Pirgu

Pirgu-Stufe — Jaanusson, 1944, S. 96;

Пиргуский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 21;

Pirgu lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 27;

Pirgu Stage — Rõõmusoks, 1960, lk. 66.

Ordoviitsium, pirgu lade

Pirita

Пиритаская свита — Мянниль, 1958г, с. 352;

Pirita kihistu — Männil ja Müürisapp, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 12.

Kambrium.

Piusa

Пиузаский горизонт — Верте, 1955, с. 784.

Devon.

Porkuni

Dolomitkalk von Borkholm — Eichwald, 1854, S. 12;

Borkholmer Schicht — Schmidt, 1881, S. 39;

Porkuni kiht — Bekker, 1919a, lk. 15;

Porkuni lade — Bekker, 1922, lk. 221;

Porkuni-Stufe — Öpik, 1930, S. 49;

Поркуниский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 22;

Porkuni Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 66.

Ordoviitsium, porkuni lade.

Prangli

Пранглиская свита — Каяк и др., 1976, с. 13.

Kvaternaar.

Pullapää

Pullapää-Eiglaküla Zone — Teichert, 1928, S. 85.

Silur.

Purdi

Le grès dolomitique de Noistfer — Eichwald, 1855, p. 14.

Silur.

Purga

- Пургаский подгоризонт — см. Аалое, 1958, с. 82;
Пургаские слои — Аалое, 1958, с. 90;
Пургаская пачка — Аалое, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 24;
Purga kihistik — Аалое, rmt.: Аалое jt., 1960, lk. 32.
Silur.

Purtse

- Пуртесский ярус — Рыымусокс, 1956, с. 23;
Purtse Subseries — Rõõmusoks, 1960, p. 64;
Purtse ladejärk — Männil, rmt.: Аалое jt., 1960, lk. 21.
Ordoviitsium, aseri, lasnamäe, uhaku ja kukruse lade.

Pusku

- Пускуская пачка — Юргенсон, 1966, с. 32.
Silur.

Põlva

- Кооркюла-пыльваская комплексная пачка — Верте, 1955, с. 784.
Devon.

Päite

- Пяйтеская пачка — Орвику, 1958, с. 31;
Päite kihistik — Орвику, 1960, с. 80;
Päite-Schichten — Орвику, 1960, с. 83;
Ordoviitsium, volhovi lade.

Päri

- Pentamerenkalk von Kattentak — Eichwald, 1854, S. 27.
Silur.

Pärnu

- Перновские слои — Обручев, 1933, с. 408;
Pärnu-Schichten — Обручев, 1933, с. 419;
Pärnu-Navesti kihid — Орвику, 1933, lk. 17;
Pärnu-Navesti-Borovnja lade — Luha, 1933, veerg 529;
Пярнуский горизонт — Марк, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 29;
Pärnu lade — Марк, rmt.: Аалое jt., 1960, lk. 42.
Devon, pärnu lade.

Pärtliorg

- Пяртлиоргская пачка — Решения ..., 1978.
Ordoviitsium, uhaku lade.

Pääsküla

- Pääsküla-Schichten — Jaanusson, 1945, S. 213;
Подгоризонт Пяэскюла — Рыымусокс, 1953, с. 403;
Пяэскюлаские слои — Мянниль, 1958a, с. 237;
Пяэскюлаская пачка — Мянниль, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 18.
Ordoviitsium, keila lade.

Püssi

Püssi Schichten — Jaanusson, 1945, S. 218.

Ordoviitsium.

Raasiku

Подгоризонт Раазику — Рыымусокс, 1953, с. 400;

Фация Раазику — Рыымусокс, 1953, с. 400;

Раазикуский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 16;

Raasiku vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 22.

Ordoviitsium, uhaku lade.

Raikküla

Райкюльский ярус — Шмидт, 1879, с. 45;

Raikkülsche Schicht — Schmidt, 1881, S. 43;

Raikküla kiht — Bekker, 1919b;

Raikküla lade — Bekker, 1922, lk. 221;

Райккюлаский горизонт — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 24.

Silur, raikküla lade.

Raikküll vt. Raikküla**Rakvere**

Dichter Kalkstein von Wesenberg — Eichwald, 1854, S. 11;

Wesenberg'sche Schicht — Schmidt, 1858, S. 49;

Rakvere kiht — Bekker, 1919a, lk. 15;

Rakvere lade — Bekker, 1922, lk. 221;

Rakvere Stufe — Öpik, 1930, S. 49;

Раквереский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 19;

Раквереская свита — Кырвел, 1962, с. 68.

Ordoviitsium, rakvere lade.

Rangia

Plattendolomite von Maasi und Rangla — Luha, 1930, S. 7.

Silur.

Rannamõisa

Раннамыйзаская пачка — Менс и Пиррус, 1977, с. 18.

Kambrium, tiskre kihistu.

Rebala

Ребалаская пачка — Решения ..., 1978.

Ordoviitsium, lasnamäe lade.

Reval vt. Tallinn**Ridala**

Ридалаские слои — Аалоз, 1958, с. 87;

Ридалаская пачка — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958, с. 24;

Ridala kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 32.

Silur.

Riguldi

Ригульдская пачка — Мяги, 1970, с. 141, с. 144.
Ordoviitsium.

Ristna

Ristna-Schichten — Jaanusson, 1945, S. 213;
Подгоризонт Ристна — Рыымусокс, 1953, с. 404;
Ристнаские слои — Мянниль, 1958а, с. 236;
Ристнаский подгоризонт — Мянниль, 1958а, с. 239;
Ristna vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 24.
Ordoviitsium, keila lade.

Rogö vt. Pakri**Rohuküla**

Syringoporen-Mergel von Rohuküla — Teichert, 1928, S. 85.
Silur.

Roodziküll vt. Rootsiküla**Rootsiküla**

Le calcaire compacte à Euryptères de Roodziküll — Eichwald, 1855, p. 14;
Rootsiküla-Kaarma vöö — Bekker, 1925;
Роотсикулаская пачка — Эйнасто, 1962, с. 231;
Роотсикулаский горизонт — Эйнасто, 1968, с. 68;
Роотсикулаская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, rootsiküla lade.

Ruhnu

Рухнуские слои — Решения..., 1978.
Kambrium, ruhnu kihid.

Rumba

Румбаская пачка — Юргенсон, 1966, с. 45;
Румбаская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, adaverge lade.
Румбаская пачка — см. Клеесмент, 1972, с. 155;
Rumba kihistik — Pirrus, 1973, lk. 648.
Kambrium.

Rõngu

Rõngu interglatsiaal — Orviku, 1939, lk. 1.
Kvaternaar.

Rägavere

Рягавереские слои — Решения..., 1978.
Ordoviitsium, rakvere lade.

Rõa

Rõa beds — Martna, 1957, p. 30;
Rõa Member — Rõõmusoks, 1960, p. 61;
Реаская пачка — Рыымусокс, 1967, с. 24.
Ordoviitsium, pingu lade.

Saarde

Саардеская свита — Аалоз и др., 1976, с. 41.
Silur, raikküla lade.

Saaremaa

Untere Oesel'sche Gruppe — Schmidt, 1858, S. 59;
Obere Oesel'sche Gruppe — Schmidt, 1858, S. 61;
Alum. Saaremaa kiht — Bekker, 1919b;
Alam-Saaremaa lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Ülem-Saaremaa lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Saaremaa seeria — Luha, 1940, veerg 220.
Silur.

Saaremõisa

Lyckholm'sche Schicht — Schmidt, 1858, S. 50;
Saaremõisa kiht — Bekker, 1919b;
Saaremõisa lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Lyckholm-Komplexstufe — Jaanusson, 1944, S. 92.
Ordoviitsium.

Sagaristi

Sagaristi Zone — Twenhofel, 1916, p. 329.
Silur.

Saikla

Сайклаские слои — Аалоз, 1970б, с. 261.
Silur.

Saka

Сакаская пачка — Орвику, 1958, с. 31;
Saka kihistik — Орвику, 1960, с. 80;
Saka-Schichten — Орвику, 1960, с. 83.
Ordoviitsium, volhovi lade.

Sakala

Сакаласская стадия — Раукас и др., 1971, с. 183.
Кватернар.

Sakla

Сакласская пачка — Эйнасто, 1962, с. 230;
Сакласская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, jaagarahu ja rootsiküla lade.

Saku

Фация Саку — см. Рымусокс, 1953, с. 411;
Сакуская пачка — Мянниль, 1958б, с. 35;
Saku kihistik — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 25.
Ordoviitsium, oandu lade.

Sangaste

Сангастеская свита — Каяк и др., 1976, с. 6.
Кватернар.

Saue

Saue-Schichten — Jaanusson, 1945, S. 213;
Сауэские слои — Мянниль, 1958а, с. 237;
Сауэская пачка — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 18.
Ordoviitsium, keila lade.

Saunja

- Saunja kihid — Öpik, 1937b, lk. 6;
Saunja-Stufe (Schichten) — Jaanusson, 1944, S. 94—95;
Подгоризонт Саунья — Рыымусокс, 1953, с. 412;
Сауньяский подгоризонт — Мянниль, 1958в, с. 14;
Сауньяские слои — Мянниль, 1958в, с. 13;
Saunja vöö — Männil, gmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 27;
Сауньяская пачка — Рыымусокс, 1962, с. 79.
Ordoviitsium, nabala lade.

Sauvere

- Саувереские слои — Клааманн, 1970а, с. 282.
Silur, paadla lade.

Savala

- Мезофация Савала — Рыымусокс, 1957, с. 126;
Савалаская пачка — Рыымусокс, 1959, с. 24.
Ordoviitsium, kukruse lade.

Saxby (Saksbi)

- Саксбиская пачка — Решения ..., 1978.
Ordoviitsium, vormsi lade.

Selgase

- Сельгазеская пачка — Аалоз, 1970б, с. 263.
Silur.

Sillaoru

- Силлаоруская свита — Решения ..., 1978.
Ordoviitsium, volhovi ja kunda lade.

Sipa

- Palli-Sippa Zone — Teichert, 1928, S. 85.
Silur.

Siuge

- Сиугеская пачка — см. Рыымусокс, 1967, с. 25.
Ordoviitsium, porkuni lade.

Soeginina

- Соэгининаские слои — Эйнасто, 1970, с. 275.
Silur, rootsiküla lade.

Soela

- Соелаские слои — Клеесмент, 1977, с. 65.
Соэлаские слои — Решения ..., 1978.
Kambrium, soela kihid.

Sonda

- Комплекс Сонда-Ульясте — Вахер и др., 1964, с. 35.
Elkambrium.

St. Annen vt. Anna

Suuriku

- Suuriku vöö — Bekker, 1925.
Silur.

Suurjõgi

Suurjõe kihistik — Loog, 1964, lk. 83;
Суурйэская пачка — Лоог и Кивимяги, 1968, с. 379;
Суурйыгская пачка — Решения ..., 1978.
Ordoviitsium, pakerordi lade.

Suurupi

Suurupisкий известковистый песчаник — Орвику, 1958,
с. 33;
Suurupi lubiliivakivi — Орвику, 1960, с. 81;
Kalksandstein von Suurupi — Орвику, 1960, с. 86.
Ordoviitsium, kunda lade.

Sõmerpalu

Сымерпалуская комплексная пачка — Верте, 1955, с. 784.
Devon.

Sõmeru

Сымеруская пачка — Юргенсон, 1966, с. 39.
Silur.

Sõgu

Сыруская свита — Решения ..., 1978.
Kambrium, sõgu kihistu.

Sõrve

Сырвская свита — Аалоз, 1970б, с. 263.
Silur, jaagarahu lade.

Sõtke

Сыткская пачка — Орвику, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 14.
Ordoviitsium.

Sämi

Сямская пачка — Менс и Пиррус, 1977, с. 14.
Kambrium, lontova kihistu.

Taevaskoda

Хельме-таеваская толща — Верте, 1955, с. 784.
Devon.

Tagamõisa

Tagamõisa vöö — Bekker, 1925.
Silur.

Tagavere

Tagavere vöö — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 35;
Тагавереский подгоризонт — Аалоз, 1960, с. 131;
Тагавереские слои — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, jaagarahu lade.

Tahula

Тахулаские слои — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, kuessaare lade.

Tallinn

Chloritige Grauwacke von Reval — Eichwald, 1854, S. 5;

Tallinna lade — Bekker, 1922, lk. 222;

Tallinna seeria — Luha, 1940, veerg 220;

Tallinna-Serie — Orviku, 1940, S. 9.

Ordoviitsium.

Tamme

Tamme liivakiivi — Orviku, 1935, lk. 6.

Devon, pärnu lade.

Tammiku

Таммикуская пачка — Аалое, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 24;

Таммикуские слои — Аалое, 1958, с. 90;

Tammiku kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 32.

Silur, juuru lade.

Tammneeme

Тамнеэемская пачка — Менс и Пиррус, 1975, с. 137.

Kambrium, lontova kihistu.

Tamsal vt. Tamsalu

Tamsalu

Tamsal formation — Twenhofel, 1916, p. 316;

Tamsalu ladestik — Bekker, 1922, lk. 221;

Tamsalu lade — Öpik, 1937c, lk. 50;

Тамсалуская свита, пачка — Аалое и др., 1976, с. 39.

Silur, juuru lade.

Tartu

Tartu kihid — Luha, 1940, veerg 220;

Tartu lade — Orviku, 1946, lk. 11.

Devon.

Tarvastu

Тарвасту-мялегъярвская толща — Верте, 1955, с. 783.

Devon.

Tatruse

Татрузская пачка — Решения ..., 1978.

Ordoviitsium, idavere lade.

Tiirhanna

Tiirhanna beds — Öpik, 1935, lk. 5.

Devon.

Tiskre

Tiskri-Sandstein (resp. Zone) — Öpik, 1933, S. 5;

Тискреская свита — Мянниль и Мююрисепп, в кн.: Аалое и др., 1958, с. 8;

Tiskre kihistu — Männil ja Müürisepp, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 13.

Kambrium, tiskre kihistu.

Toila

Тойлаский горизонт — Орвику, 1958a, с. 30;

Тойлаская свита — Решения . . . , 1978.
Ordoviitsium, latorpi ja volhovi lade.

Torgu

Торгуская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, paadla-lade.

Tori

Tori liivakivi — Orviku, 1932, lk. 71;
Tori lade — Orviku, 1948, lk. 6.
Devon, pärnu lade.

Tudu

Тудуская пачка — Кырвел, 1962, с. 70.
Ordoviitsium, rakvere lade.

Tudulinna

Тудулиннаские слои — Мянниль, 1958в, с. 11;
Тудулиннаская пачка — Рыымусокс, 1960, с. 105;
Tudulinna Member — Rõõmusoks, 1960, p. 61.
Ordoviitsium, vormsi lade.
Tudulinna ostsillatsioon — Kajak, 1964, lk. 22.
Kvaternaar.

Tölinõmme

Телиныммеская пачка — Орвику, 1958, с. 31;
Telinõmme kihistik — Орвику, 1960, с. 80;
Telinõmme-Schichten — Орвику, 1960, с. 84.
Ordoviitsium, volhovi lade.

Tõlla

Тыллаская пачка — Аалоз и Кальо, 1962, с. 45;
Тыллаская свита — Аалоз, 1970а, с. 251.
Silur, jaani lade.

Tõrevere

Тыревереская пачка — см. Рыымусокс, 1967, с. 25.
Ordoviitsium, porkuni lade.

Tõgremägi

Тыремягиская пачка — Решения . . . , 1978.
Ordoviitsium, oandu lade.

Tõrvajõgi

Тырвайеский подгоризонт — Орвику, 1958, с. 30;
Tõrvajõe vöö — Орвику, 1960, с. 79;
Tõrvajõe-Zone — Орвику, 1960, с. 83.
Ordoviitsium, volhovi lade.

Tõrve

Тырвеская пачка — Кальо, 1970, с. 240.
Silur, adavere lade.

Türisalu

Тюрисалуская пачка — Мююрисепп, 1958, с. 29;
Türisalu kihistik — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 17.
Ordoviitsium, pakerordi ja «tseratopüüge» lade.

Ubari

Убариская пачка — Орвику, 1960, с. 73;
Ubari kihistik — Орвику, 1960, с. 81;
Ubari-Schichten — Орвику, 1960, с. 86.
Ordoviitsium, kunda lade.

Ubjä

Подгоризонт Убья — Рымусокс, 1953, с. 400;
Фация Убья — Рымусокс, 1953, с. 400;
Убьяский подгоризонт — Мянниль, в кн.: Аалое и др.,
1958, с. 16;
Ubjä vöö — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 22.
Ordoviitsium, uhaku lade.

Uduvere

Удувереская пачка — Клааманн, 1970а, с. 285;
Удувереские слои — Аалое и др., 1976, с. 39.
Silur, paadla lade.

Ugandi

Угандиская свита — Каяк и др., 1976, с. 11.
Kvaternaar.

Uhaku

Uhaku beds, formation — Öpik, 1937а, p. 2;
Uhaku Stufe — Orviku, 1940, S. 189;
Горизонт Ухаку — Рымусокс, 1953, с. 398;
Ухакусский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалое и др., 1958,
с. 16;
Uhaku lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 22.
Uhaku Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 64.
Ordoviitsium, uhaku lade.

Uljaste

Комплекс Сонда-Ульясте — Вахер и др., 1964, с. 35.
Eelkambrium.

Ungru

Le calcaire dolomitique de Linden — Eichwald, 1855, p. 13.
Silur.

Utria

Утриаская пачка — Орвику, 1958, с. 32;
Utria kihistik — Орвику, 1960, с. 81;
Utria-Schichten — Орвику, 1960, с. 85.
Ordoviitsium, kunda lade.

Vahtrapa

Kalk-Mergel-Folge von Vahtrapä — Teichert, 1928, S. 85.
Silur.

Vaivara

Вайвараская осцилляция — Каяк, 1963, с. 74;
Vaivara ostsillatsioon — Каяк, 1964, lk. 23.
Kvaternaar.

Вайвараская толща — Пуура и др., 1976, с. 43.
E l k a m b r i u m.

Vaki

Вақиские слои — Решения..., 1978.
K a m b r i u m, vaki kihid.

Valaste

Валастеский подгоризонт — Орвику, 1958, с. 13;
Valaste vöö — Орвику, 1960, с. 80;
Valaste-Zone — Орвику, 1960, с. 85.
O r d o v i i t s i u m, kunda lade.

Valgejõgi

Валгейеская пачка — Орвику, 1958, с. 33;
Valgejõe kihistik — Орвику, 1960, с. 81;
Valgejõe-Schichten — Орвику, 1960, с. 86.
O r d o v i i t s i u m, kunda lade.

Vanamõisa

Подгоризонт Ванамыйза — см. Рыымусокс, 1953, с. 404;
Ванамыйзаский подгоризонт — см. Рыымусокс, 1970, с.
223—224.
O r d o v i i t s i u m.

Varangu

Варангуская пачка — Мянниль, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 12.
O r d o v i i t s i u m, «tseratorpüüge» lade.

Varbola

Варболаский подгоризонт — см. Аалоз, 1958, с. 82;
Варболаские слои — Аалоз, 1958, с. 86;
Варболаская пачка — Аалоз, в кн.: Аалоз и др., 1958,
с. 23;
Varbola kihistik — Aaloe, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 31;
Варболаская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
S i l u g, juuru lade.

Vasalemma

Hemicosmitenkalk von Wassalem — Eichwald, 1854, S. 33;
Wassalem'sche Schicht (Hemicosmitenkalk) — Schmidt,
1881, S. 10;
Vasalema kiht — Bekker, 1919b;
Keila «Vasalemma» lade — Bekker, 1922, lk. 221;
Keila-Vasalemma-Stufe — Öpik, 1930, S. 49;
Vasalemma lade [±] Luha, 1933, veerg 530;
Горизонт Вазалемма — Рыымусокс, 1953, с. 407;
Фация Вазалемма — Рыымусокс, 1953, с. 407;
Вазалеммаская пачка — Мянниль, 1958б, с. 36;
Вазалеммаские слои [Кейлаского горизонта] — Мян-
ниль, 1958а, с. 238;
Вазалеммаский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалоз и др.,
1958, с. 19;

Вазалеммаская свита — Решения . . . , 1978.
Ordoviitsium, keila ja oandu lade.

Vasavere

Вазавереская пачка — Решения . . . , 1978.
Ordoviitsium, idavere lade.

Wassalem vt. Vasalemma

Vastseliina

Vastseliina kihid — Luha, 1940, veerg 220;
Вастселийнаский горизонт — Верте, 1955, с. 785.
Devon.

Velise

Велизеская пачка — Юргенсон, 1966, с. 43;
Велизеская свита — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, adavere lade.

Wesenberg vt. Rakvere

Vesiku

Wesiku-Schichten — Bõlau, 1949, S. 433;
Везикуские слои — Эйнасто, 1970, с. 275.
Silur, rootsiküla lade.

Wierland vt. Viru

Viimsi

Вийменский подгоризонт — Рымусокс, 1970, с. 38.
Ordoviitsium, aseri lade.
Viimsi kihistik — Pirrus, 1973, lk. 649.
Kambrium.

Viita

Viita-Kaarma lubjakivi — Orviku, 1933, lk. 17;
Viita-Schichten — Bõlau, 1949, S. 433;
Вийтаские слои — Эйнасто, 1970, с. 272.
Silur, rootsiküla lade.

Viivikonna

Вийвиконнаская свита — Решения . . . , 1978.
Ordoviitsium, uhaku ja kukruse lade.

Viljandi

Вильянди-тартуская толща — Верте, 1955, с. 783.
Devon, aruküla lade.

Vilsandi

Vilsandi-Panga vöö — Bekker, 1925;
Вильсандиские слои — Аалоз и др., 1976, с. 39.
Silur, jaagarahu lade.

Vinguta

Вингутаская пачка — Юргенсон, 1966, с. 33.
Silur.

Viru

Wierland group — Raymond, 1916, p. 195;
Viru seeria — Luha, 1940, veerg 220;

Ярус Виру — Рыымусокс, 1953, с. 397, 398;
Вируская серия — Мянниль, в кн.: Аалозэ и др., 1958,
с. 14.

Viruan Series — Rõõmusoks, 1960, p. 64.

Ordoviitsium, aseri, lasnamäe, uhaku, kukruse,
idavere, jõhvi, keila, oandu ja rakvere lade.

Vohilaid

Вохилайдская пачка — см. Рыымусокс, 1967, с. 25.

Ordoviitsium, porkuni lade.

Voka

Вокаская пачка — Орвику, 1958, с. 32;

Voka kihistik — Орвику, 1960, с. 81;

Voka-Schichten — Орвику, 1960, с. 85.

Ordoviitsium, kunda lade.

Voore

Воореская свита — Ульст и др., 1976, с. 56;

Воореская свита — Решения . . . , 1978.

Ordoviitsium, oandu, rakvere ja nabala lade.

Vormsi

Vormsi-Stufe — Jaanusson, 1944, S. 95;

Вормсиский горизонт — Мянниль, в кн.: Аалозэ и др.,
1958, с. 21;

Vormsi lade — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 27;

Vormsi Stage — Rõõmusoks, 1960, p. 65.

Ordoviitsium, vormsi lade.

Võhandu

Выхандуская толща — Верте, 1955, с. 784.

Devon.

Võhma

Выхминская свита — Кривцов, 1956.

Kambrium.

Väo

Вяоская свита — Решения . . . , 1978.

Ordoviitsium, lasnamäe ja uhaku lade.

Vääna

Вяэнаский подгоризонт — Орвику, 1958, с. 13;

Vääna vöö — Орвику, 1960, с. 79;

Vääna-Zone — Орвику, 1960, с. 83.

Ordoviitsium, volhovi lade.

Ohne

Ыхнеская пачка — Гайлите и др., 1967, с. 13;

Ыхнеская свита — Аалозэ и др., 1976, с. 39.

Silur, juuru lade.

Aiamaa

Эйамааская свита — Решения . . . , 1978.

Ordoviitsium, porkuni lade.

Äigu

Эйгуские слон — Клааманн, 1970в, с. 296.

Silur, kaugatuma lade.

Ärina

Эринаская свита — Решения ..., 1978.

Ordoviitsium, pürgu ja porkuni lade.

Ülgase

Юлгаская пачка — Мююрисепп, 1958, с. 28.

Ülgase kihistik — Männil, rmt.: Aaloe jt., 1960, lk. 16.

Ordoviitsium, pakerordi lade.

KIRJANDUS

- Aaloe, A., Mark, E., Männil, R., Müürisepp, K., Orviku, K. 1960. Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast. Eesti NSV Tead. Akad. Geoloogia Instituut. Tln., 61 lk.
- Bekker, H. 1919a. Paeseinast ja Kukruse «põlevast kivist». Geoloogiline katkend. — Sirvilauad, lk. 1—16.
- Bekker, H. 1919b. Otepää künklike moräänmaastiku geomorfoloogiline kirjeldus ja järvede tekkimine selles maastikus. Tln. Kirjastus «Rahvaulikool». 50 lk.
- Bekker, H. 1922. Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluuri kohta käivatest uurimistest. — «Loodus», nr. 3, lk. 161—165; nr. 4, lk. 217—224.
- Bekker, H. 1923. Ajaloolise geoloogia õpperaamat. Tartu. Kirjastus «Loodus». 112 lk.
- Bekker, H. 1925. Carte Geologique. — Album Statistique. Bureau Centrale de Statistique de l'Estonie. Tln.
- Börlau, E. 1949. Über die Verbreitung der Ostrakodermen in der Kaarma Stufe (K₁) von Saaremaa (Ösel). Apophoreta Tartuensis, Stockholm, S. 428—434.
- Eesti nõukogude entsüklopeedia. 5. 1973. Tln.
- Eichwald, E. 1854. Die Grauwacken-Schichten von Liv- und Estland. Bull. Soc. Nat. Moscou, 27, 111 S.
- Eichwald, E. 1855. Lethaea Rossica ou paleontologie de la Russie. Vol. I, partie I. Ancienne période. Stuttgart. 268 p.
- Jaanusson, V. 1944. Übersicht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplexstufe. Bull. Comm. géol. de Finlande, 152, S. 92—100.
- Jaanusson, V. 1945. Über die Stratigraphie der Viru-resp. Chasmops-Serie in Estland. Geol. Fören. Förhandl., 67, H. 2. Stockholm, S. 212—224.
- Kajak, K. 1964. Peipsi nõo geoloogiast ja geomorfoloogiast. Eesti Geogr. Seltsi Aastaraamat 1963, lk. 20—33.
- Klaamann, E. 1961. Paadla lademe geoloogiast avamusalal. Eesti NSV Tead. Akad. juures asuva Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1960. 53. Tartu, lk. 23—29.
- Loog, A. 1964. Pakerordi lademe litostratigraafilisest liigestusest avamusel. VII Eesti loodusuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, lk. 82—84.
- Luha, A. 1930. Über Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen im Gebiete der Saaremaa- (Ösel-) Schichten in Eesti (Unterösel und Eurypteruschichten). Tartu Olik. Geol. Inst. Toim., nr. 22, S. 18.
- Luha, A. 1933. Eesti. Geoloogiline koostis. Eesti entsüklopeedia. II. Tartu, veerg 528—535.
- Luha, A. 1940. Eesti. Geoloogiline koostis. Eesti entsüklopeedia. Täiendus-kõide. Tartu, veerg 218—221.
- Luha, A., Kents, J., Lannus, P. 1943. Maateadus gümnaasiumi IV klassile. Tartu Eesti Kirjastus. 176 lk.

- Luha, A.** 1946. Eesti NSV maavarad. Rakendusgeoloogiline kokkuvõtlik ülevaade. Tartu. «Teaduslik Kirjandus». 180 lk.
- Marcou, I.** 1890. The Lower and Middle Taconic of Europe and North America. *American Geologist*, No. 5, p. 360—363.
- Martna, J.** 1957. Notes on the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Tapa district, Estonia. *Geol. Fören. Förhandl.* 79, p. 21—34. Stockholm.
- Orviku, K.** 1930. Keskdevoni põhikihid Eestis. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 21, 97 lk.
- Orviku, K.** 1932. Tori liivakivi. — «Loodusevaatleja», nr. 3, lk. 68—71.
- Orviku, K.** 1933. Maavarad. Tartu. Kirjastus «Loodus». 176 lk.
- Orviku, K.** 1935. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 47, Tartu, 22 lk.
- Orviku, K.** 1939. Rõngu interglatsiaal — esimene interglatsiaalse vanusega organogeensete setete leid Eestist. — «Eesti Loodus», nr. 1, lk. 1—21.
- Orviku, K.** 1940. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium Estland). *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 58, 216 S.
- Orviku, K.** 1944. Jäaaegade geoloogiast Eestis. — «Eesti Sõna», nr. 138, lk. 4.
- Orviku, K.** 1946. Tartu linna hüdrogeoloogia. *Tartu Riikliku Ülikooli Toim. Geoloogia ja geograafia* 1, 55 lk.
- Orviku, K.** 1948. Narvajõe lademe geoloogiast Eesti NSV-s. *Tartu Riikliku Ülikooli Toim. Geoloogia ja Geograafia* 3, 81 lk.
- Pirrus, E.** 1973. Mida teame sinisavist. — «Eesti Loodus», nr. 11, lk. 646—653.
- Raymond, P.** 1916. The correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of eastern North America. *Bull. Mus. comp. Zool. Harv.*, Vol. 56, No. 3, p. 179—286.
- Rõõmusoks, A.** 1960. Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in Estonia. *International Geological Congress. Report of the Twenty-First Session, Norden. VII. Ordovician and Silurian stratigraphy and correlations.* Copenhagen, p. 58—69.
- Schmidt, Fr.** 1858. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. *Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl.*, Ser. 1, 2, 248 S.
- Schmidt, Fr.** 1881. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. *Abt. I. Mém. Acad. Sci. St. Pétersb.*, Sér. 7, 30, Nr. 1, 237 S.
- Teichert, C.** 1928. Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im unteren Gotlandium (Tamsal-Stufe) des westlichen Estland und der Insel Dagö. *Neues Jb. Miner., Geol., Paläont., Abt. B.* 60, 112 S.
- Twenhofel, W.** 1916. The Silurian and high Ordovician Strata of Estonia, Russia and their Faunas. *Bull. Mus. comp. Zool. Harv.*, 56, No. 4, p. 289—354.
- Õpik, A.** 1925. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse (C₂) Stufe in Eesti. I. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 4, 18 S.
- Õpik, A.** 1927a. Die Inseln Odensholm und Rogö. Ein Beitrag zur Geologie von NW Estland. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 9, 70 S.
- Õpik, A.** 1927b. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse- (C₂-) Stufe in Eesti. II. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 10, 35 S.
- Õpik, A.** 1929. Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium) I—IV. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 15, 56 S.
- Õpik, A.** 1930. Brachiopoda Protremata der estländischen ordovizischen Kukruse-Stufe. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 20, 261 S.
- Õpik, A.** 1933. Über Scolithus aus Estland. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 29, 12 S.
- Õpik, A.** 1934. Über Klitamboniten. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 39, 190 S.
- Õpik, A.** 1935. *Amphipora ramosa* (Phill.) in the marine Devonian of Estonia. *Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.*, nr. 41, 8 S.

- Õrik, A. 1937a. Ostracoda from the Ordovician Uhaku and Kukruse Formations of Estonia. Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., nr. 50, 74 p.
- Õrik, A. 1937b. Aluspõhi. Rmt.: Läänemaa geoloogia. Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., nr. 51, 29 lk.
- Õrik, A. 1937c. Porkuni-Tamsalu ümbruse geoloogias. — «Eesti Loodus», nr. 2, lk. 50—58.
- Аалоз А. О. 1956. Рифовая фация в ягарахуском горизонте силура Эстонии. Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. I, с. 89—94.
- Аалоз А. О. 1958. Стратиграфия юруского (G₁) и тамсалуского (G₁₁) горизонтов силура Эстонской ССР. Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. III, с. 81—99.
- Аалоз А. О. 1960. Новое в стратиграфии силура Эстонии. Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. V, с. 123—141.
- Аалоз А. 1970a. Яаниский горизонт. В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», с. 243—252.
- Аалоз А. 1970b. Ягарахуский горизонт. В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», с. 252—264.
- Аалоз А. О., Марк Э. Ю., Мянниль Р. М., Мююрисепп К. К., Орвику К. К. 1958. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, 46 с.
- Аалоз А. О., Кальо Д. Л. 1962. Краткий обзор разреза силурийских отложений в скважине Охесааре (о-в Сааремаа). Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. X, с. 41—54.
- Аалоз А., Кальо Д., Клааманн Э., Нестор Х., Эйнасто Р. 1976. Стратиграфическая схема силура Эстонии. Eesti NSV Tead. Akad. Toim. 25. Keemia. Geoloogia, nr. 1, с. 38—45.
- Вахер Р. М., Кууспалу Т. И., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. 1964. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, с. 33—53.
- Верте А. 1955. К геолого-литологическому подразделению нижней песчано-глинистой толщи девона на территории Эстонской ССР. Докл. АН СССР, 105, № 4, с. 782—785.
- Верте А. 1969. Литологическое подразделение нижней песчано-глинистой толщи девона Эстонской ССР. В сб.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», с. 209—216.
- Вийдинг Х. и Лыокенс Э. 1969. Средневалдайские межстадиальные отложения в Пээду (Юго-восточная Эстония). Eesti NSV Tead. Akad. Toim. 18. Keemia. Geoloogia, nr. 2, с. 278—282.
- Гайлите Л. К., Рыбникова М. В., Ульст Р. Ж. 1967. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород Средней Прибалтики. Рига, «Зинатне», 304 с.
- Ильвес Э., Лийва А., Пуннинг Я.-М. 1974. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. АН Эст. ССР. Инст. зоол. и бот. Инст. геол. Таллин, 231 с.
- Кальо Д. 1970. Адавереский горизонт. В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», с. 232—243.
- Кальо Д., Вингисаар П. 1969. О разрезе райккюлаского горизонта на южной окраине Эстонии. Eesti NSV Tead. Akad. Toim. 18. Keemia. Geoloogia, nr. 3, с. 270—277.
- Кальо Д. Л., Рымусокс А. К., Мянниль Р. М. 1958. О сериях Прибалтийского ордовика и их значении. Eesti NSV Tead. Akad. Toim. 7. Tehn. ja füüsikalis-matemaatiliste teaduste seeria, nr. 1, с. 71—74.
- Каяк К. Ф. 1963. О краевых ледниковых образованиях Юго-Восточной Эстонии. В сб.: Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. М., АН СССР, с. 66—75.

- Каяк К., Кессел Х., Лийвранд Э., Пиррус Р., Раукас А., Сарв А. 1976. Стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. В сб.: Стратиграфия четвертичных отложений Прибалтики (к Межведомственному стратиграфическому совещанию, Вильнюс, май 1976 г.), с. 4—52.
- Клааманн Э. 1970а. Паадлаский горизонт. В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», с. 276—286.
- Клааманн Э. 1970 б. Курессаарский горизонт. В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», с. 286—290.
- Клааманн Э. 1970в. Каугатумаский горизонт. В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», с. 291—297.
- Клеесмент А. 1972. Морфология циркона кембрийских отложений Северной Прибалтики. *Eesti NSV Tead. Akad. Toim.* 21. Keemia. Geoloogia, nr. 2, с. 155—160.
- Клеесмент А. Э. 1977. Распределение типоморфных разновидностей циркона и турмалина как критерий расчленения терригенных толщ (на примере Прибалтики). В сб.: Литология и полезные ископаемые палеозойских отложений Прибалтики. Рига, «Зинатне», с. 64—73.
- Клеесмент А., Марк-Курик Э. 1976. О расчленении нарвского горизонта в стратотипическом районе. В сб.: Материалы по стратиграфии Прибалтики (к Межведомственному стратиграфическому совещанию, Вильнюс, май 1976 г.), с. 63—64.
- Кривцов А. И. 1956. О стратиграфической номенклатуре нижнего кембрия Прибалтики и прилегающих областей (в порядке обсуждения). Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 3.
- Кырвел В. Э. 1962. К литостратиграфической характеристике раквереской и набалаской свит в северо-восточной части Эстонии. *Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim.* X, с. 67—76.
- Лийвранд Элбет и Саарес Лейли. 1976. Геологическая и палеонтологическая характеристика верхнеплейстоценовых отложений местонахождения Пээду. *Eesti NSV Tead. Akad. Toim.* 25. Keemia. Geoloogia, nr. 4, с. 334—342.
- Лоог А., Кивимиги Э. 1968. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. *Eesti NSV Tead. Akad. Toim.* 17, Keemia. Geoloogia, nr. 4, с. 374—385.
- Лярская Л. А. 1976. О стратиграфическом положении резекненской свиты в Латвии. В сб.: Материалы по стратиграфии Прибалтики (к межведомственному стратиграфическому совещанию, Вильнюс, май 1976 г.), с. 71—72.
- Марк Э. Ю. 1958. О некоторых вопросах стратиграфической номенклатуры девона северо-запада Главного поля. *Eesti NSV Tead. Akad. Toim.* 7. Tehn. ja füüsikalise-matemaatiliste teaduste seeria, nr. 4, с. 348—349.
- Мене К. А., Пиррус Э. А. 1975. Базальный конгломерат люкатинской свиты нижнего кембрия Эстонии. В сб.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, «Зинатне», с. 132—143.
- Мене К., Пиррус Э. 1977. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, «Валгус», 70 с.
- Мяги Сильви. 1970. Отложения онтикаского яруса Средней и Западной Эстонии. *Eesti NSV Tead. Akad. Toim.* 19. Keemia. Geoloogia, nr. 2, с. 141—146.
- Мяниль Р. 1958а. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D_{II}, ордовик) в Эстонии. *Eesti NSV Tead. Akad. Toim.* 7. Tehn. ja füüsikalise-matemaatiliste teaduste seeria, nr. 3, с. 235—246.
- Мяниль Р. 1958б. Стратиграфия и палеогеография оандуского горизонта (D_{III}) в Эстонии. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. АН Эстонской ССР. Институт геологии. Таллин, с. 34—37.

- Мяниль Р. М. 1958в. К стратиграфии набалаского горизонта (Fia) верхнего ордовика Эстонской ССР. *Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. II*, с. 3—17.
- Мяниль Р. М. 1958г. К номенклатуре кембрийских отложений Прибалтики. *Eesti NSV Tead. Akad. Toim. 7. Tehn. ja füüsikalise-matemaatiliste teaduste seeria*, nr. 4, с. 350—352.
- Мяниль Р. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. *Eesti NSV Tead. Akad. Geoloogia Instituut. Tin.*, 200 с.
- Мяниль Р. М. 1976. Распределение граптолоидей в карбонатных отложениях ордовика Прибалтики. В сб.: Граптолиты и стратиграфия. АН Эст. ССР. Инст. геол. Таллин, с. 105—118.
- Мююрисепи К. 1958. Литостратиграфия пахерортского горизонта в Эстонской ССР. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. АН Эстонской ССР. Институт геологии. Таллин, с. 28—30.
- Нестор Х. 1970. Юурусский горизонт. В кн.: Силур Эстонии. Таллин. «Валгус», с. 204—221.
- Нестор Х. Э., Кала Э. А. 1968. Ревизия стратиграфии низов силура Северной Прибалтики. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», с. 188—214.
- Обручев Д. В. 1933. К стратиграфии среднего девона Ленинградской области. *Зап. Всес. Минер. общ.*, сер. 2, 62, № 2, с. 403—420.
- Орвику К. 1958. О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. АН Эстонской ССР. Институт геологии. Таллин, с. 30—34.
- Орвику К. К. 1960. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. *Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. V*, с. 45—87.
- Орвику К. К. и Пиррус Р. О. 1965. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонской ССР). В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. *Eesti NSV TA Geoloogia Inst. Tin.*, с. 3—21.
- Пушинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. 1969. Карукюлаские межледниковые отложения Русской равнины. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 10, с. 148—151.
- Пуура В. А., Кивисилла Я. Я., Петерсель В. Х. 1972. Результаты глубинного картирования кристаллического фундамента Эстонии. Тезисы второго Петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, с. 48—50.
- Пуура В. А., Кууспалу Т. И., Биркис А. П., Васильев В. А., Гайлюс Р. П., Коппельмаа Х. Я., Нийн М. И. 1976. Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики. В сб.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. I. «Недра», с. 40—48.
- Раукас А. 1963а. Распространение руководящих валунов в моренях последнего оледенения Эстонской ССР. *Eesti NSV Tead. Akad. Toim. 12. Tehn. ja füüsikalise-matemaatiliste teaduste seeria*, nr. 2, с. 198—211.
- Раукас А. В. 1963б. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. *Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. XII*, с. 3—21.
- Раукас А. и Ряхни Э. 1966. К вопросу об отступании материкового льда последнего оледенения с территории Эстонской ССР. *Eesti Geogr. Seltsi Aastaraamat 1964/1965*, lk. 5—17.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. 1971. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, «Валгус», 226 с.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики

- 1976 г. с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами. А. Григялис, ред. Л., 1978.
- Рыбусокс А. 1953. Новые данные о трилобитах рода *Chasmops* из ордовика Эстонской ССР. *Loodusuurijate Seltsi juubelikoguteos 1853—1953*. Тлн, нр. 397—413
- Рыбусокс А. 1956. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР. *Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. I*, с. 9—29.
- Рыбусокс А. 1957. Стратиграфия кукрузеского горизонта (C₁₁) Эстонской ССР. *Tartu Riikliku Ülikooli Toim. 46*. Тлн., с. 101—130.
- Рыбусокс А. 1959. *Strophomenoidea* ордовика и силура Эстонии I. Род *Sowerbyella* Jones. *Tartu Riikliku Ülikooli Toim. 75*. Tõid Eesti NSV geoloogia alalt I. Тлн., с. 11—50.
- Рыбусокс А. 1960а. Ордовикская система. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., с. 55—113.
- Рыбусокс А. 1960б. Силурийская система В кн.: Геология СССР, т. XXVIII, Эстонская ССР. М., с. 113—145.
- Рыбусокс А. К. 1962. К стратиграфии харьюской серии в Эстонии. *Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. X*, с. 77—85.
- Рыбусокс А. 1970. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. наук. Москва—Тарту. 58 с.
- Рыбусокс А. 1970. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии I. Таллин. «Валгус», 346 с.
- Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Спрингис Т. К. 1976. Стратиграфическое подразделение ордовика Елгавского прогиба. В сб.: Материалы по стратиграфии Прибалтики (к Межведомственному стратиграфическому совещанию. Вильнюс, май 1976 г.), с. 56—67.
- Хазанович К. 1968. О некоторых спорных вопросах в стратиграфии кембрия Северной Прибалтики и Ленинградской области. *Известия АН СССР, сер. геол., № 4*, с. 120—125.
- Шмидт Ф. 1879. Взгляд на новейшее состояние наших познаний о силурийской системе С.-Петербургской и Эстляндской губерний и острова Эзеля. Тр. С.-Петерб. об-ва естествоиспыт. X, с. 42—48.
- Эйнасто Р. Э. 1962. Сопоставление основных разрезов каармаского горизонта. *Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Uurim. X*, с. 221—241.
- Эйнасто Р. Э. 1968. Фациальные и палеогеографические условия образования эуриптеровых доломитов (силур Прибалтики). В сб.: Междунар. геол. конгр., XXIII сесс. Докл. советских геологов, пробл. 8. М., «Наука». с. 68—74.
- Эйнасто Р. 1970. Роотскюлаский горизонт. В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», с. 264—276.
- Юргенсон Э. А. 1966. Литология ландоверпских отложений Эстонии. Институт геологии АН Эстонской ССР. Таллин, 67 с.

НАЗВАНИЯ МЕСТНОСТЕЙ ЭСТОНИИ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ

А. Рыымусок

Резюме

Настоящий список названий местностей Эстонии, использованных в стратиграфии коренных и четвертичных отложений, составлен по следующим принципам.

1. В список включены названия местностей, указанные в литературе до 31 декабря 1977 года¹.

2. Названия местностей в списке приведены в алфавитном порядке, а не по геологическому возрасту соответствующих стратиграфических подразделений.

3. В каждом названии на первом месте указана ссылка на первоисточник на языке публикации. Затем приведены ссылки на авторов, использовавших данное название для стратиграфических подразделений различного значения или на различных языках. Автор настоящего списка при этом не ставил целью получение библиографической полноты приводимых им данных.

4. У каждого названия указан геологический возраст соответствующего стратиграфического подразделения (докембрий или системы фанерозоя). У названий, входящих в современную стратиграфическую схему **палеозоя** Эстонии, приведено также название горизонта (горизонтов) или свиты.

5. Все названия даны в современном стиле написания (см. Эстонская Советская Энциклопедия). Названия местностей на немецком языке считаются, следуя Х. Беккеру (Bekker, 1919a, в; 1922; 1923) и другим эстонским геологам, в отношении более ранних эстонских названий синонимами (напр., Ревель=Таллин; Кукерс=Кукрузе; Везенберг=Раквере).

6. Известные автору синонимы, т. е. названия местностей, предложенные (после первичного опубликования этого названия) еще по другому, **разновозрастному** по сравнению с первоначальным, стратиграфическому подразделению, в списке указаны под первоначальным названием.

¹ Исключением является официальное издание «Решения и т. д.», (1978), в котором опубликованы новые стратиграфические схемы.

ESTONIAN PLACE NAMES IN THE STRATIGRAPHICAL NOMENCLATURE

A. Rõõmusoks

Summary

The present register of place names used in the stratigraphy of bedrock and Quaternary deposits of Estonia is based on the following principles:

1. The register includes place names used in **published** works (up to December 31, 1977).¹

2. The place names are given in alphabetical order (not in accordance with the geological age of stratigraphic units).

3. The first reference after each name (in the original language) shows when the name was published first. The following references indicate the users of the same unit in a different stratigraphic meaning or in different languages. It was not our aim to provide complete data (to mention all authors). The first user of a name, however, is not always the author of the name of the corresponding unit.

4. At each name in the register the belonging of the corresponding stratigraphic unit to the Pre-Cambrian or to the systems of the Paleozoic or the Quaternary is given. At the names used in the Estonian stratigraphic classification valid at present, in the case of the Paleozoic, the stage or the formation is added.

5. The original spelling has been checked in original sources. When the spelling used nowadays differs from the original spelling, the traditional way of writing has been made use of in the register (cf. entries in the Estonian Soviet Encyclopedia). Following the example of H. Bekker and other Estonian geologists, the German way of spelling the place names used at one time has been considered synonymous with the earliest Estonian names (e. g. Reval = Tallinn, Kuckers = Kukruse, Wesenberg = Rakvere).

6. Synonyms, i. e. place names used for another stratigraphic unit of a **different** age after the appearance of the original publication, are given under the same name.

¹ The official publication entitled «Решения и т. д.» (Resolutions etc. 1978) is an exception. New stratigraphic schemes published in that edition.

К ГЕОХИМИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ГРАПТОЛИТОВЫХ АРГИЛЛИТАХ ТРЕМАДОКА СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

А. Лоог

В тремадоке Северной Эстонии встречаются граптолитовые аргиллиты, содержащие органическое вещество и многие редкие и рассеянные элементы (Лоог, 1962). Аргиллиты сложены в основном гидрослюдами и хлоритом, а также терригенным кварцем и полевым шпатом пелитовой размерности.

Граптолитовые аргиллиты распространяются субширотной полосой в Северной Эстонии. В восточной части этой полосы аргиллит содержит многочисленные алевролитовые прослои, с которыми связаны скопления белого кремнистого материала и конкрекции карбонатов и сульфидов.

Объектом исследования в данной работе служат постседиментационные минеральные образования. Самыми распространенными аутигенными образованиями в граптолитовых аргиллитах являются минералы кремнезема, карбонаты и сульфиды.

В работе рассмотрена последовательность и условия образования этих аутигенных образований и их влияние на перераспределение ванадия и молибдена. Последние образуют концентрации в граптолитовом аргиллите и поэтому представляют большой интерес.

Автором изучены шлифы аргиллита и аутигенных образований, выделены мономинеральные фракции карбонатов и сульфидов, а также кремнистый материал. Эти фракции подвергались минералогическому анализу (определение минералов в имерссии). Кабинетом минералогии кафедры геологии ТГУ было дополнительно произведено 16 рентгеноструктурных анализов аутигенных образований. Для выяснения распределения редких и рассеянных элементов в граптолитовом аргиллите и в постседиментационных образованиях кроме полуколичественных спектральных анализов спектральной лабораторией ГИГХС'а были выполнены еще 20 количественных спектральных анализов на ванадий и молибден.

Кремнистый материал

Состав и строение (текстура) кремнистых линзовидных прослоев сложный. Кроме кремнезема встречаются в них глинистые минералы, органическое вещество, пирит, кальцит, окатанные зерна терригенного кварца алевритовой размерности и фрагменты рабтозом диктионом. Кремнезем представлен в виде фрагментов спикул кремневых губок, аморфного кремнезема, халцедона и кварца (Müürisep, 1964).

Аморфный кремнезем сложен частицами относительно чистого SiO_2 , но чрезвычайно малого размера. Наиболее распространенное наименование такого водного кремнезема — опал.

Агрегаты халцедона имеют тонковолокнистое строение и колломорфную структуру. Волокна образуют пучки, сферолиты, корочки вокруг обломочных зерен и по стенкам полостей.

Аутигенный кварц встречается в алевритовых прослоях в виде каемок обрастания на зернах терригенного кварца. Местами образуется кварцевый регенерационный цемент.

Образование кремнистых прослоев в аргиллите происходило, по всей вероятности, следующим образом.

Бентонные кремневые губки обитали на алевритистом дне бассейна. Они захватили из придонной воды кремний и использовали его для построения скелета. После отмирания губок спикулы оставались на месте или незначительно переносились, образуя сингенетические скопления. Уже до погребения на дне бассейна, а также в стадии раннего диагенеза спикулы подвергались частичному растворению. Но кремневые спикулы не являлись основным источником кремния в глинистых илах. Кремнезем мог также накопляться в иловых растворах и в процессе превращения полевых шпатов в глинистые минералы, поскольку и в этом случае высвобождалось большое количество кремнезема. Из иловых растворов кремнезем осаждался в виде очень мелких дискретных частиц, которые образовали в осадке белую плотную кремнистую массу.

В стадии раннего диагенеза в условиях неглубокого погребения аморфная плотная масса кремнезема (опал) претерпевала изменения. Образовалась белая пористая кремнистая масса, в которой в результате старения, потери воды и раскристаллизации опал постепенно переходил в халцедон.

В стадии позднего диагенеза и катагенеза происходило дальнейшее перераспределение кремнезема. Местами в алевритовых прослоях граптолитового аргиллита образовался регенерационный цемент.

В процессе диа- и катагенеза происходило уплотнение глинистого осадка, изменение объема пор и характера поровых растворов на фоне сложного превращения органического вещества. Одновременно происходило избирательное растворение тер-

ригенных, а также и новообразованных минералов, привнос и вынос веществ, осаждение, раскристаллизация. В циркулирующем иловом растворе содержались в растворенном виде и соединения редких и рассеянных элементов. В основном элементы были захвачены органическими соединениями и минералами глини граптолитовых аргиллитов. Полуколичественным спектральным анализом обнаружены в аргиллитах 20 редких и рассеянных элементов. Шесть элементов из них (V, Cu, Pb, Mo, Ag и U) имеют значительно более высокие содержания, чем кларковые (Лоог, 1962). Нами более детально рассматривалось содержание ванадия и молибдена.

На основе количественного спектрального анализа можно сказать, что в кремневых образованиях содержание ванадия от $1,4 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-2}\%$. Степень концентрации по сравнению со вмещающей породой 0,2—0,5. Содержание молибдена колеблется в пределах $7,4 \cdot 10^{-4}$ — $7,7 \cdot 10^{-3}\%$. Степень концентрации 0,2—0,6. Таким образом, процесс кремнеобразования являлся разбавительным относительно рассматриваемых элементов и не вызывал концентрацию их в аргиллите.

Карбонаты

В толще граптолитовых аргиллитов встречаются только диагенетические карбонаты в виде кальцита и доломита, которые цементируют обломочный материал (в основном частицы кварца) алевроитовых прослоев. Встречается также сидерит и конкреции кальцита или доломита (антраконитовые конкреции). Последние являются своеобразными аутигенными образованиями. Они сложены сноповидно расположенными скаленоздрами, в которых доломит замещает кальцит. По существу, имеем дело с псевдоморфозом доломита по кальциту. Рентгеноструктурный анализ показывает, что превалирует доломит (до 99%).

Детальное минералогическое исследование аутигенных образований карбонатов и изучение текстур аргиллита дает возможность реконструировать следующую картину образования аутигенных карбонатных минералов в аргиллите, точнее, в тонких прослоях алевроита (Кивимяги, Лоог, 1972).

В стадии седиментогенеза в тремодокском бассейне Северной Прибалтики не происходило хомогенного накопления карбонатного материала. Последний выпадал из поровых растворов в стадии диагенеза, когда пелитовые илы были уже погребены, уплотнены и представляли мягкую или плотную глину. В алевроитовых прослоях местами присутствовали большие количества глинистых частиц и органических коллоидов, которые способствовали образованию микрокристаллических и пелитоморфных разновидностей карбонатного порового (реже других типов) цемента, так как они являлись многочисленными центрами кристалли-

зации, позволяющими образовываться сразу неограниченному числу кристаллов.

В более поздних стадиях диатеза в поровых растворах алевритов сильно уменьшалось количество тонкодисперсных частиц. Создались условия для образования более крупных кристаллов. Появлялась типичная пойкилитовая структура (цемент представлен в виде крупных зерен кальцита, включающих несколько зерен обломочного кварца).

Ограниченное присутствие тонкодисперсной фазы, при которой поровое пространство алеврита осталось отчасти свободным, привело к образованию сноповидных агрегатов кальцита (антраконитовых конкреций). Рост кристаллов антраконита привел к нарушению первоначальных текстур аргиллита.

При образовании аутигенных карбонатных минералов происходил и избирательный захват редких и рассеянных элементов.

Содержание ванадия в антраконитовых конкрециях по данным количественного спектрального анализа от $5 \cdot 10^{-5}$ до $1,2 \cdot 10^{-3}\%$. Среднее содержание ванадия в карбонатных породах почти такое же — $2 \cdot 10^{-3}\%$ (Turekian, Wedepohl, 1961). Степень концентрации ванадия в антраконите по сравнению с содержанием во вмещающем аргиллите 0,03—0,2.

Содержание молибдена во всех антраконитовых конкрециях одинаковое — около $5 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание молибдена в карбонатных породах $4 \cdot 10^{-5}\%$ (Turekian, Wedepohl, 1961). Степень концентрации молибдена в антраконите 0,03—0,1 по сравнению с содержанием во вмещающем аргиллите.

Пониженное содержание этих элементов в антраконитовых конкрециях по сравнению с содержанием во вмещающей породе объясняется кристаллохимическими особенностями кальцита и доломита, кристаллические решетки которых не в состоянии захватывать ванадий и молибден из поровых растворов.

Сульфиды

Сульфиды в аргиллитах представлены в основном пиритом. Встречаются и отдельные кристаллы галенита и сфалерита.

Аутигенный пирит встречается в аргиллите и в алевролитовых прослоях в основном в виде различных по форме конкреций, отдельных хорошо ограненных кристаллов, а также в виде коррозионного цемента.

Конкреции пирита распространены в аргиллите и в алевролитовых прослоях. По морфологии и внутреннему строению можно выделить (Пылина, 1966) несколько типов конкреции (караваевидные, линзовидные, почковидные, поясные и др.). Некоторые конкреционные стяжения имеют метаколлоидную

природу. Доказательством этого является сферическая форма стяжений и контракционные трещины в них.

Местами пирит образует цемент в алевритовых прослоях. Встречается в основном базальный, поровый или контактовый коррозионный тип цемента.

Условия и последовательность образования аутигенного пирита можно представить следующим образом.

В алевритах существовала восстановительная среда и благоприятные условия для кристаллизации сульфидов железа в виде пирита. При этом образование конкреций и пиритного цемента зависело от многих геохимических факторов (неоднородность физико-химических условий в поровых растворах, перераспределение коллоидных частиц, деятельность микроорганизмов и т. д.).

Большая часть мелкокристаллического пирита образовалась на поверхности раздела осадка и воды, т. е. в условиях седиментации.

Пиритные конкреции и пиритный цемент образовались в основном в стадии позднего диагенеза. Но цементация алеврита пиритом продолжалась и в стадии катагенеза.

Редкие и рассеянные элементы встречаются в пирите в двух формах — в кристаллической решетке как изоморфные заместители и в виде примесей.

Состав комплекса редких и рассеянных элементов в пирите сходен с составом комплекса элементов во вмещающем аргиллите. Вместе с сульфидным железом на первых этапах формирования конкреций наиболее энергично из поровых растворов стягивался молибден. Содержание молибдена в пирите от $5,6 \cdot 10^{-4}$ до $1,5 \cdot 10^{-2}\%$. Степень концентрации до 7,5 по сравнению со вмещающими аргиллитами.

Содержание ванадия в конкрециях пирита граптолитовых аргиллитов по данным количественного спектрального анализа от $5 \cdot 10^{-3}$ до $1 \cdot 10^{-3}\%$. Степень концентрации по сравнению со вмещающими аргиллитами 0,03—0,1.

Следовательно, процесс сульфидообразования в аргиллите вызвал и концентрацию молибдена.

В осадках тремадокского моря, давшим начало аргиллитам, сингенетическое механическое обогащение редкими и рассеянными элементами имело ничтожно малое значение. Редкие и рассеянные элементы могли накапливаться в зоо- и фитопланктоне, а потом эти планктонные организмы были захоронены в глинистых илах. Но основная концентрация ванадия, молибдена и некоторых других элементов связана с процессами сорбции их высокодисперсным органическим веществом и глинистыми минералами из иловых растворов в стадии раннего диагенеза. Адсорбентами являлись кроме органического вещества и минералов глины — аутигенные минералы (сульфиды железа,

фосфатные минералы и др.). Так, например, концентраторами молибдена являлись кроме органического вещества диа- и катагенетические образования пирита.

Диagenетические образования кремня и карбонатов существенного влияния на перераспределение и концентрацию редких и рассеянных элементов в граптолитовых аргиллитах не имеют. Они не являются концентраторами, а, наоборот, разбавителями для ванадия, молибдена и некоторых других элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Кивимяги Э., Лоог А. 1972. Основные типы текстур граптолитовых аргиллитов месторождения Тоолсе. Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. № 2, с. 143—147.
- Лоог А. Р. 1962. К геохимии нижнего ордовика Эстонии. Труды Ин-та геологии АН Эст. ССР, X., с. 273—291.
- Пылина А. К. 1966. Пиритовые конкреции в диктионемовых сланцах. — Уч. зап. Ленинградского пед. ин-та, т. 290. Л., с. 284—330.
- Müürisep, K. 1964. Käsnaaläätsedest pakerordi lademes. ENSV TA Loodusuurijate Seltsi aastaraamat. 56. köide, lk. 17—24.
- Turekian, K., Wedepohl, K. 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. of Am. v. 72, 175—192.

ON THE GEOCHEMISTRY OF POSTSEDIMENTARY MINERAL FORMATION IN THE GRAPTOLITHIC ARGILLITES OF NORTH-ESTONIAN TREMADOC

A. Loog

Summary

Authigenic minerals occur in graptolithic argillites, more exactly in aleurite intercalations, as individual crystals forming cement and concretions. Silicic, carbonate and sulphide minerals are most widespread of the argillites.

At an early stage of diagenesis organic compounds and clay minerals adsorbed from mud solutions rare and dispersed elements, in particular molybdenum and vanadium.

Postsedimentary, carbonate and silicic formations did not consolidate vanadium and molybdenum. The degree of consolidation of the former carbonate concretions compared with graptolithic argillite ranges from 0.03 to 0.2 and from 0.03 to 0.1, respectively and in silicic formations from 0.2 to 0.3 and from 0.2 to 0.6, respectively. Consolidation of molybdenum proceeded only in sulphide postsedimentary minerals (chiefly pyrite). The molybdenum content in pyrite ranges between $5.6 \cdot 10^{-4}$ and $1.5 \cdot 10^{-2}\%$ (the degree of consolidation of molybdenum compared with argillite ranges to 7.5). The vanadium content in pyrite is small ranging between $5 \cdot 10^{-3}$ and $1 \cdot 10^{-3}\%$ (the degree of consolidation varies between 0.03 and 0.1).

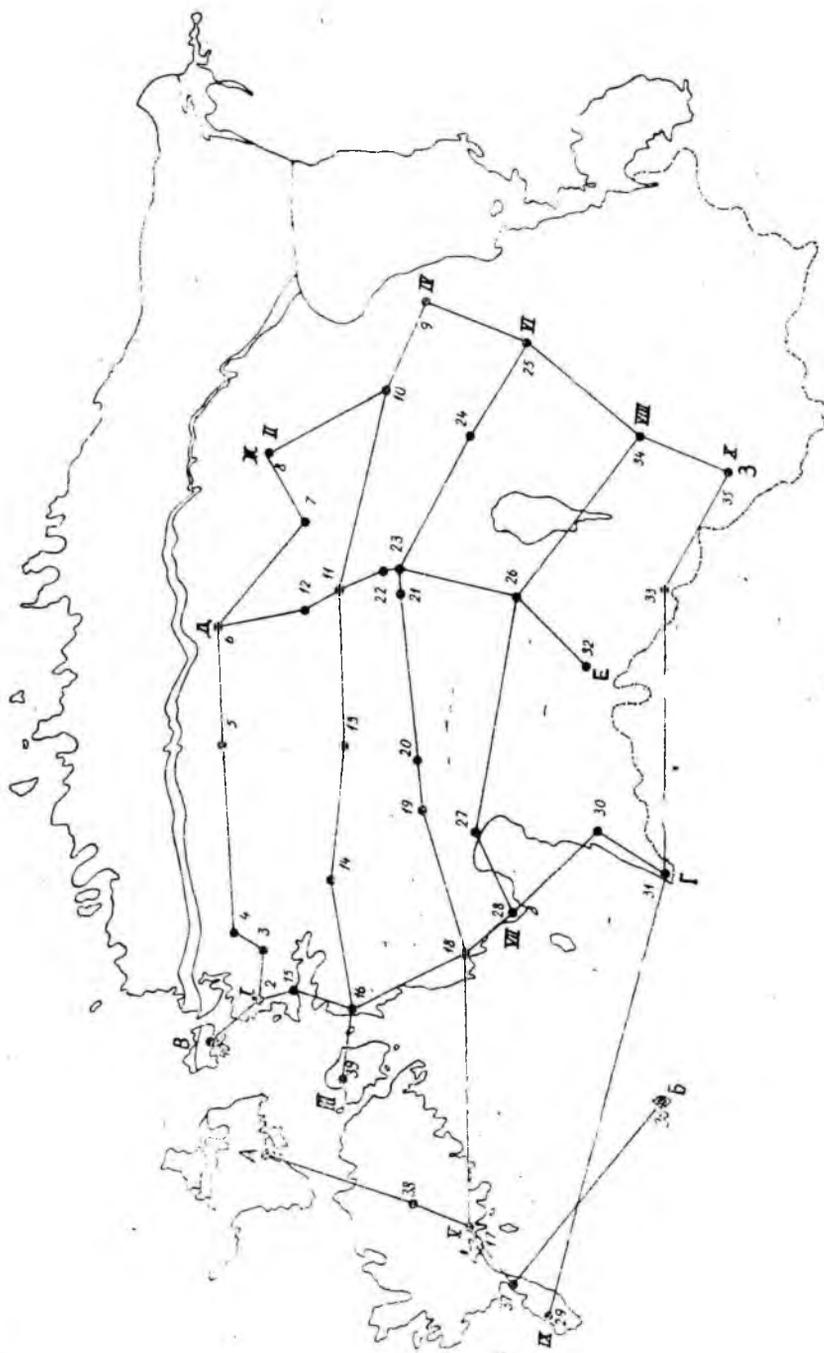


Рис. 1.

ЛИТОЛОГИЯ ВОРМСИСКОГО ГОРИЗОНТА В ЭСТОНИИ

А. Ораспыльд, Э. Кала

Введение

В ходе проведения государственной комплексной геолого-гидрогеологической съемки на территории Эстонии создана относительно густая сеть буровых скважин, керн которых со стороны исполнителей довольно хорошо изучен. Однако до сих пор имеется мало обобщающих работ по литологии отдельных горизонтов. Поэтому авторы настоящей статьи поставили себе задачу обобщить имеющийся материал по литологии вормсиского горизонта по всей территории Эстонии. С этой целью использованы литологические исследования буровых разрезов вормсиского горизонта, проведенные К. Каяком, Э. Кала, Х. Стумбуром, В. Кырвелем и др., а также дипломантами геологического отделения ТГУ Э. Кирс, А. Леписто и А. Яласт. Дополнительно авторами настоящей статьи изучены керны буровых скважин Лаэва, Выру, Каагвере, Паламузе, Румба, Кахала II, Мартна¹, Азукиола¹, Орьяку¹ и др. Из кернов взятых проб сделаны 132 анализа нерастворимого остатка и 125 шлифов. В лаборатории кабинета минералогии ТГУ под руководством К. Утсала определены состав и количество глинистых минералов в 70 образцах из 8 буровых скважин.

Рис. 1. Схема расположения выхода вормсиского горизонта и геологических разрезов. Буровые скважины: 1 — Орьяку, 2 — Азукиола, 3 — Мартна, 4 — Паливере, 5 — Лоху, 6 — Арду, 7 — Кахала II, 8 — Камарику, 9 — Ныва, 10 — Паламузе, 11 — Эйамаа, 12 — Вязтса, 13 — Кынну, 14 — Румба, 15 — Кийдева, 16 — Виртсу, 17 — Кингисепи, 18 — Варбла, 19 — Аре, 20 — Тоотси, 21 — Выхма, 22 — Кабала, 23 — Коксвере, 24 — Лаэва (297), 25 — Каагвере, 26 — Вильянди, 27 — Пярну, 28 — Селисте, 29 — Охесааре, 30 — Хяэдемезесте, 31 — Икла, 32 — Абя, 33 — Хольдре, 34 — Отепя, 35 — Карула, 36 — Рухну, 37 — Каугатума, 38 — Эйкла, 39 — Муху, 40 — Хулла.

¹ Скважины пробурены Институтом геологии АН ЭССР.

Чтобы получить картины общего литологического строения вормсиского горизонта, нами составлены разрезы по разным линиям (рис. 1).

За предоставленную возможность ознакомиться с керном многих скважин авторы благодарны сотрудникам Управления геологии СМ ЭССР К. Каяку, Б. Судову, П. Вингисаару, Х. Стумбуру и другим. За критический просмотр рукописи и за ценные указания авторы признательны доктору геол.-мин. наук Р. Мяннилю (сектор микропалеонтологии) и научным сотрудникам сектора литологии Института геологии АН ЭССР.

Литологический характер границ и мощность

В данной статье вормсиский горизонт принимается в границах, установленных на выходах В. Яануссоном (Jaanusson, 1944) и уточненных А. Рыымусоксом (1962). В районе глубокого залегания используемые здесь границы более или менее точно совпадают с таковыми у Р. Мянниля (1966) и А. Рыымусокса².

Нижняя граница горизонта подстилается почти везде в Эстонии микро- и скрытокристаллическим (афинитовым) известняком (сауньяская пачка) набалаского горизонта. В разрезах скважин Лаэва (297) и Абья вместо афанитового известняка встречается глинистый известняк с зернами глауконита. Слабоглинистым известняком с микрокристаллической структурой верхи набалаского горизонта представлены в разрезах скважин Кахала II, Каагвере и Кингисепп. Во многих скважинах (Хулло, Паливере, Кийдева, Кынну, Ныва, Вильянди, Ристикюла, Хяэдемеэсте, Рухну, Каугатума, Эйкла, Муху и др.) нижняя граница маркирована четко выраженной поверхностью перерыва.

Верхняя граница вормсиского горизонта выражена литологически неодинаково. Палеонтологически эта граница уточнена А. Рыымусоксом (1962), а именно: в Северной Эстонии граница проводится по подошве относительно чистых толстослоистых известняков (моэская свита), содержащих скопления водорослей *Dasyporella*. С этим уровнем, по А. Рыымусоксу, совпадает и появление новой фауны (*Plectatrypa*, *Mjoesina pseudoalternata* и др.).

Проведение верхней границы в средней части Эстонии (в переходной фашиальной зоне) является трудным в связи с тем, что известняки моэской свиты часто отсутствуют или содержат,

² Рыымусокс А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Том II и IV. Докторская диссертация. Рукопись. Кафедра геологии ТГУ. 1966.

по сравнению с более северными районами, глинистого материала больше, а вормиский горизонт представлен полностью или отчасти известковыми мергелями, или средне- и сильноглинистыми известняками, мало отличающимися от пород пиргуского горизонта.

Для проведения верхней границы вормисского горизонта в переходной структурно-фациальной зоне рассмотрена литология пограничных слоев горизонтов в средней части материковой Эстонии и на о. Сааремаа (Ораспыльд, 1980). Нижняя часть пиргуского горизонта в переходной зоне слагается в разрезах (скв. Эйка, Кингисеп, Аре, Тоотси, Коквере и др.) зеленовато-серыми и зеленовато-фиолетовато-серыми преимущественно слабо- и среднеглинистыми глауконитсодержащими известняками (тоотсиская свита) и красновато-коричневыми и пестроцветными глинистыми известняками (юнсторпская свита).

В Южной Эстонии верхняя граница литологически лучше выражена, так как вормиский горизонт сложен главным образом темно-серыми глинистыми мергелями, а пиргуский горизонт в своей нижней половине представлен красновато-коричневыми глинистыми известняками и мергелями (юнсторпская свита). В скважине Охесааре глинистые мергели вормисского горизонта покрываются обломочными известняками поркуниского горизонта.

Верхнюю границу отмечают также часто поверхности перерыва (скв. Мартна, Кийдева, Румба, Валгу, Ваймыйза, Атла, Лоху, Арду, Вяэтя, Кабала, Тоотси, Селисте, Ристикюла, Хяэдемэсте, Хольдре и др.).

Распределение мощностей отложений вормисского горизонта на территории Эстонии (рис. 2) свидетельствует о том, что в Южной Эстонии, т. е. в северной части осевой структурно-фациальной зоны, мощности обычно не превышают 5 м. В средней части Эстонии (в переходной структурно-фациальной зоне) мощности колеблются в основном от 5 до 10 м, но в восточной части Эстонии (скв. Паламузе, Ныва) мощность горизонта увеличивается, а к югу опять быстро уменьшается (в скважине Каагвере мощность горизонта лишь 1,6 м). Небольшая мощность (1,7 м) установлена также в разрезе скв. Эйка на о. Сааремаа (см. рис. 2). В северном направлении мощности отложений горизонта заметно увеличиваются и наибольшие мощности намечены именно в северной структурно-фациальной зоне, особенно в ее центральной и восточной частях (20—22 м). Но местами в рассматриваемой фациальной зоне мощность отложений и ниже 10 м. Следует отметить, что именно в северной фациальной зоне мощности отложений вормисского горизонта являются наиболее изменчивыми.

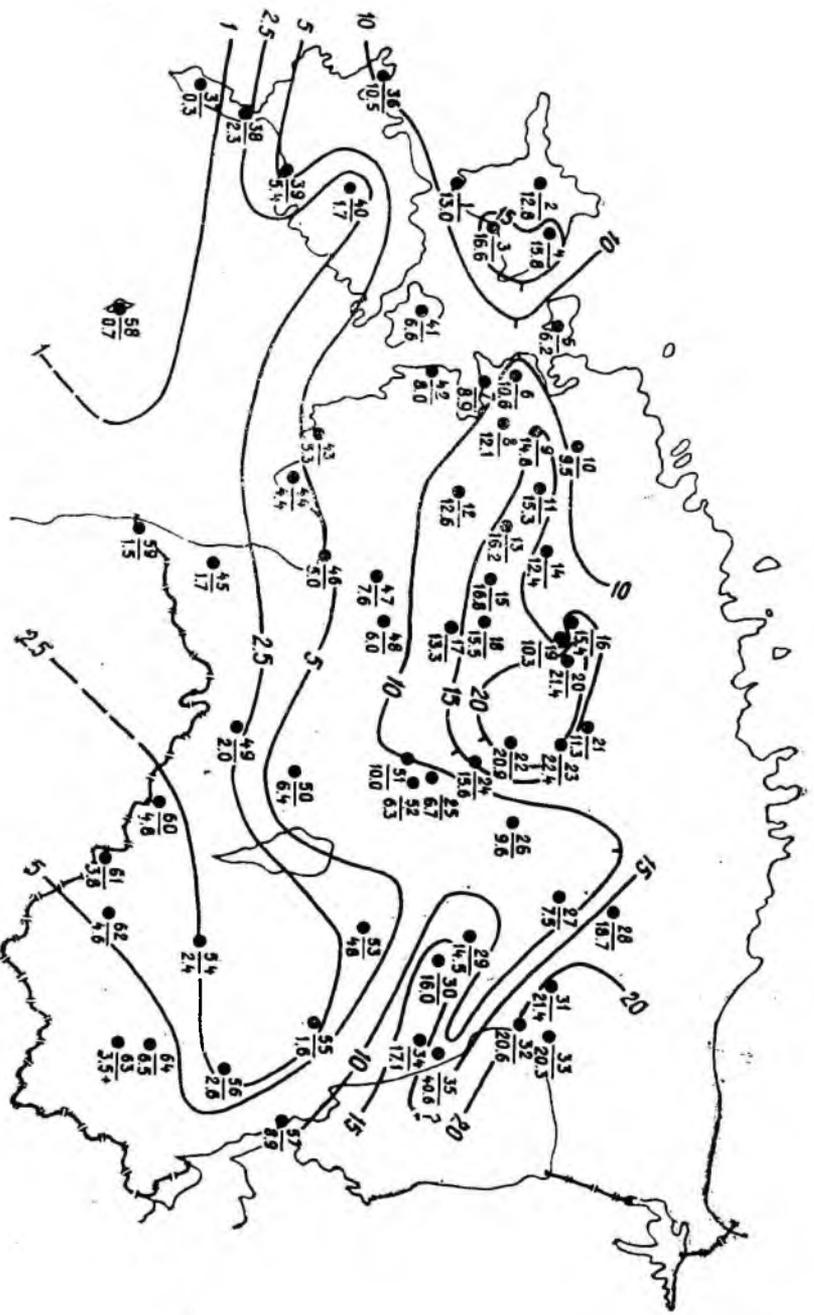


FIG. 2.

Структурно-фациальная зональность и закономерности распределения основных литофаций

Впервые структурно-фациальная зональность ордовикских отложений в Прибалтике рассмотрена Р. Мяннилем (1966). Им выделены эстонская, шведско-латвийская и литовская зоны. Л. Пылма (1967) выделил, в свою очередь, переходную фациальную полосу и переименовал эстонскую зону в северную и шведско-латвийскую — в осевую. На основании новых данных Л. Пылма уточнил расположение переходной полосы³. В настоящей статье мы поддерживаем точку зрения Л. Пылма, но переходную полосу рассматриваем в качестве самостоятельной зоны, так как ей свойственны достаточно явные признаки (мощность отложений, состав пород и их соотношения и т. д.), отличающие ее от тех, которые характеризуют северную и осевую зоны.

В отложениях вормсиского горизонта структурно-фациальная зональность прослеживается довольно четко (см. Мянниль, 1966; Мянниль и др., 1968; Пылма, 1967), так как глинистость отложений довольно закономерно изменяется из одной зоны в другую (рис. 3).

В северной зоне карбонатные породы содержат глинистый материал обычно ниже 25% и поэтому типичными являются здесь глинистые известняки (по классификации Вингисаар и др., 1965), а чистые известняки, с содержанием глинистого вещества ниже 10%, имеют подчиненное значение. То же присуще отчасти и известковым мергелям.

Рис. 2. Схема распределения мощностей отложений вормсиского горизонта. В числителе порядковый номер буровой скважины, в знаменателе мощность отложений в метрах. Буровые скважины: 1 — Сыру, 2 — Курисо, 3 — Орьяку, 4 — Палукюла, 5 — Хулло, 6 — Азукюла, 7 — Кийдева, 8 — Мартна, 9 — Паливере, 10 — Сельякюла, 11 — Майдла, 12 — Румба, 13 — Пэжкюла, 14 — Ваймыйза, 15 — Валгу, 16 — Лоху, 17 — Кынну, 18 — Лихувески, 19 — Оэла, 20 — Атла, 21 — Арду, 22 — Вяэтса, 23 — Мустла, 24 — Эямаа, 25 — Кабала, 26 — Кахала II, 27 — Камарiku, 28 — Паидвере, 29 — Пыгева, 30 — Паламузе, 31 — Всневере, 32 — Пийлсе, 33 — Энниксааре, 34 — Ныва, 35 — Алатскиви, 36 — Ундва, 37 — Охесааре, 38 — Каугатума, 39 — Кингисепп, 40 — Эйкла, 41 — Муху, 42 — Виртсу, 43 — Варбла, 44 — Селисте, 45 — Хяздеместе, 46 — Пярну, 47 — Аре, 48 — Тоотси, 49 — Абья, 50 — Вильянди, 51 — Выхма, 52 — Коксвере, 53 — Лаэва (297), 54 — Отепя, 55 — Каагвере, 56 — Пылыва, 57 — Мехикоорма, 58 — Рухну, 59 — Икла, 60 — Хольдре, 61 — Валга, 62 — Карула, 63 — Вьру, 64 — Ваймела.

³ Пылма Л. Исследования литологических характеристик ордовикских отложений северной и осевой структурно-фациальных зон Прибалтики. Кандидатская диссертация. Рукопись. Институт геологии АН ЭССР. 1975.

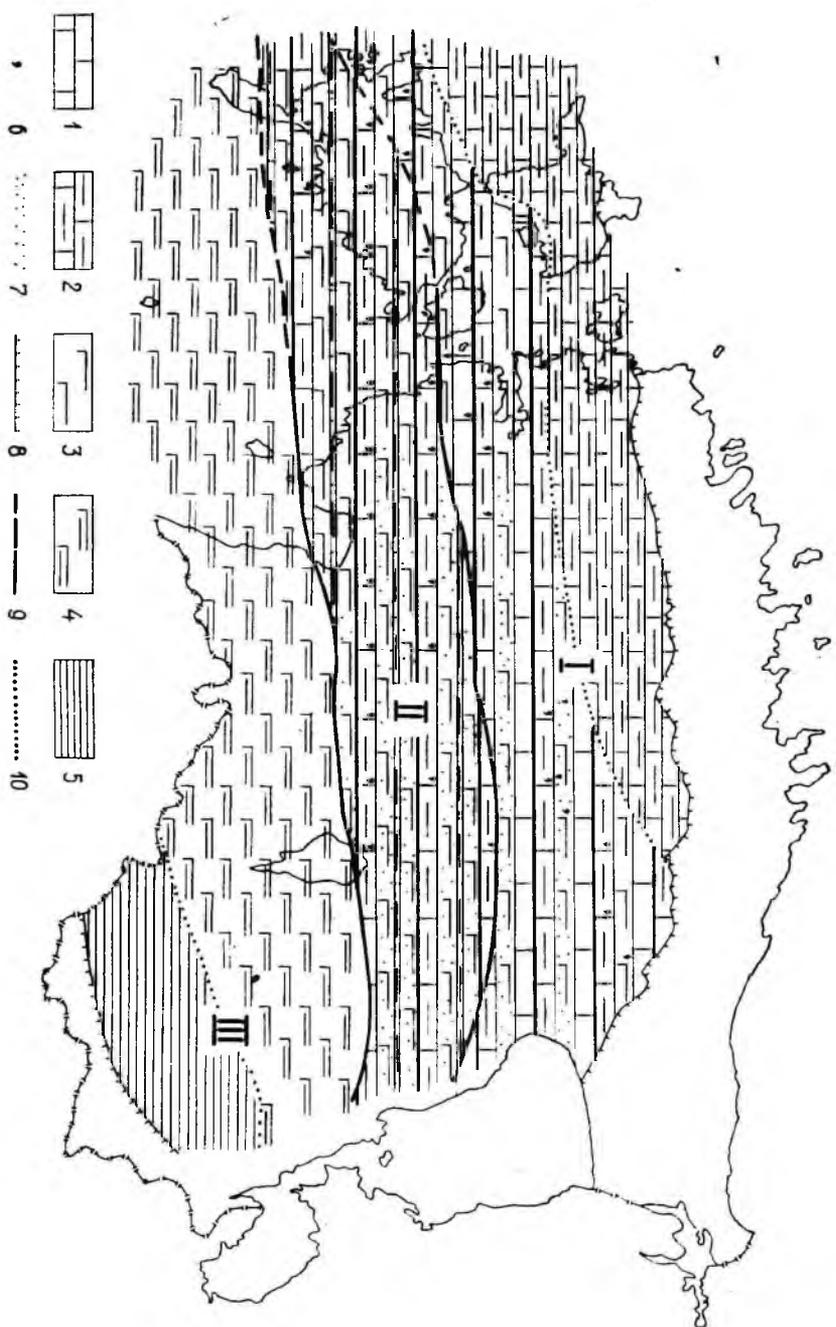


Рис. 3.

В северной фациальной зоне выделяются 2 основных литофаций (см. рис. 3). Одна из них распространена в западной и северо-западной частях Северной Эстонии и сложена серыми и зеленовато-серыми глинистыми известняками с варьирующим содержанием глинистого материала. Вторая литофация распространена в южной и восточной частях северной фациальной зоны и ей свойственно обычно трехчленное строение (по вертикальному разрезу). В нижней части разреза встречаются светло-серые и серые глинистые известняки, в которых местами присутствуют зерна глауконита. В средней части разреза встречаются преимущественно зеленовато-серые известковые мергели варьирующей мощности. Местами (особенно в Восточной Эстонии) мергелями являются характерные фиолетовые пятна, реже — зерна глауконита. Верхняя часть разреза сложена светло-серыми и серыми известняками или слабоглинистыми известняками.

Рис. 3. Схема расположения структурно-фациальных зон и основных литофаций. I — северная зона, II — переходная зона, III — осевая зона. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — глинистый известняк, 3 — известковый мергель, 4 — глинистый мергель, 5 — аргиллитоподобная глина или аргиллит, 6 — глауконит, 7 — фиолетовые пятна, 8 — линия эрозии, 9 — граница структурно-фациальных зон, 10 — граница литофаций.

Рис. 4. Разрезы вормиского горизонта по линии I—II. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — скрытокристаллический (афанитовый) известняк, 3 — известняк мелкодетритистой структуры, 4 — глинистый известняк, 5 — то же с мелкодетритистой структурой, 6 — то же с мелко- и крупнодетритовой структурой, 7 — доломитистый глинистый известняк, 8 — полукомковатый известняк, 9 — полукомковатый глинистый известняк, 10 — полукомковатый мелкодетритистый глинистый известняк, 11 — полукомковатый мелкодетритовый глинистый известняк, 12 — полукомковатый мелко- и крупнодетритовый глинистый известняк, 13 — обломочный известняк, 14 — крупнодетритовый известняк, 15 — комковатый известняк, 16 — комковатый глинистый известняк, 17 — известняк с прослоями мергеля, 18 — глинистый известняк с прослоями мергеля, 19 — доломит, 20 — глинистый доломит, 21 — мергель, 22 — известковый мергель, 23 — глинистый мергель, 24 — мелкодетритистый известковый мергель, 25 — мелко- и крупнодетритистый глинистый мергель, 26 — крупно- и мелкодетритовый глинистый мергель, 27 — комковатый мергель, 28 — комковатый глинистый мергель, 29 — мергель переслаивается с известняком, 30 — известковый мергель переслаивается с глинистым известняком, 31 — глинистый мергель переслаивается с глинистым известняком, 32 — домерит, 33 — известковистый доломитовый домерит, 34 — доломитистый известковый мергель, 35 — доломитистый глинистый мергель, 36 — аргиллитоподобная глина или аргиллит, 37 — поверхность перерыва, 38 — фиолетовые пятна, 39 — глауконит, 40 — водоросли, 41 — место взятия образца, 42 — гетитовые оолиты; F_{1a}S — сауныская лачка набалаского горизонта, F_{1b}T — тудулинская свита вормиского горизонта, F_{1b}K — кыргессаарская свита вормиского горизонта, F_{1b}F — фьякская свита вормиского горизонта, F_{1c}M — мюэская свита пиргуского горизонта, F_{1c}T — тоотейская свита пиргуского горизонта, F_{1c}H — халликуская свита пиргуского горизонта, F_{1c}J — юнсторпская свита пиргуского горизонта.

I
 АЗУКНОЛА МАРТА ПЛАМБЕДЕ ДОХУ АРДУ КАХАЛА II КАМАРКУ II

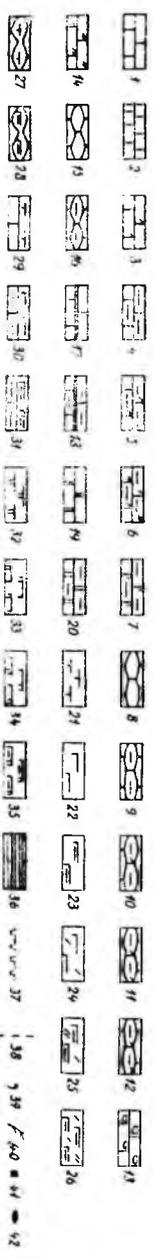
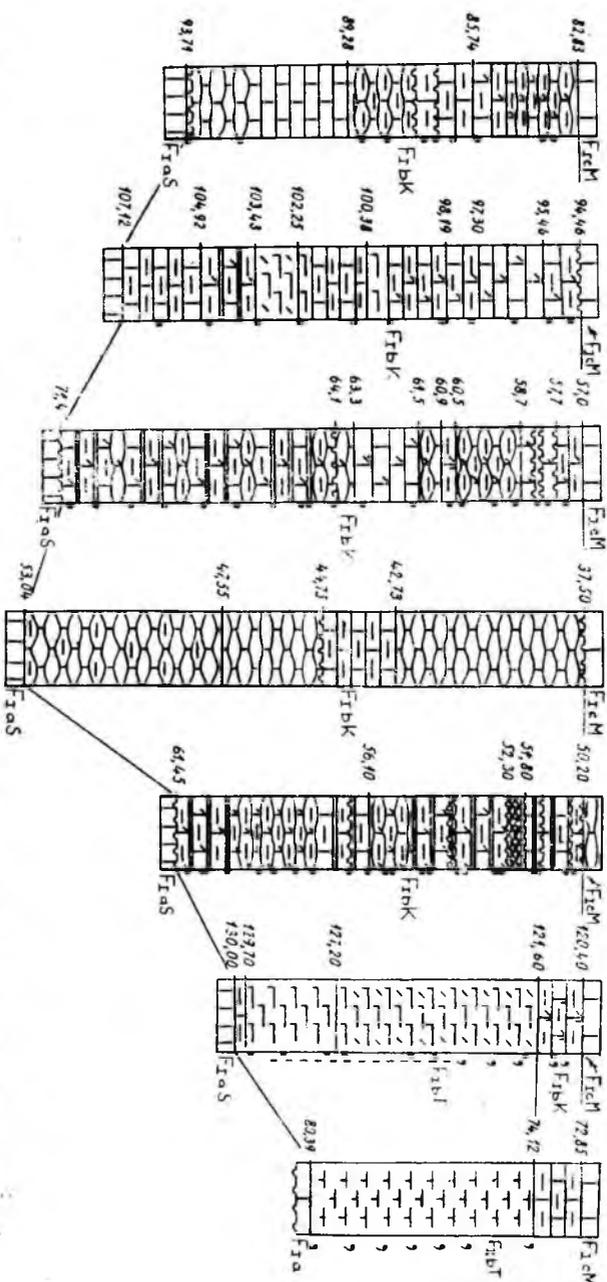


FIG. 4.

III

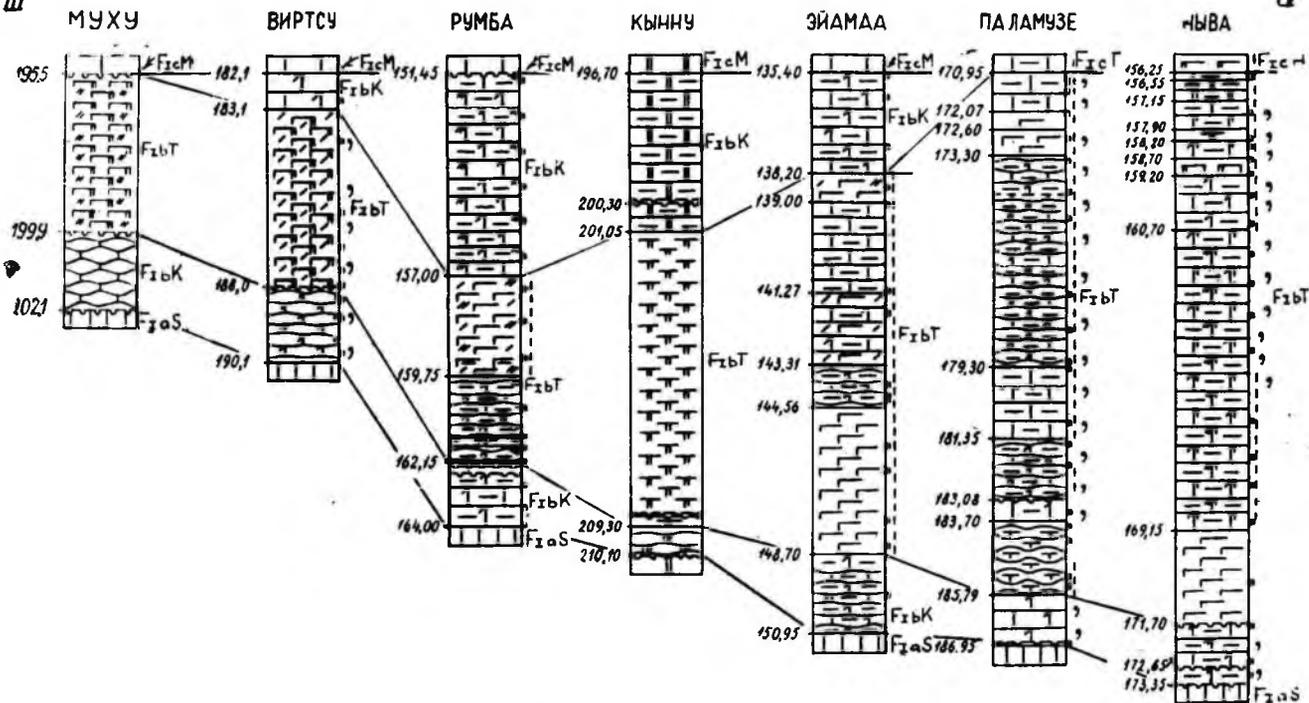


Рис. 5. Разрезы вормисского горизонта по линии III—IV (условные обозначения на рис. 4).

V

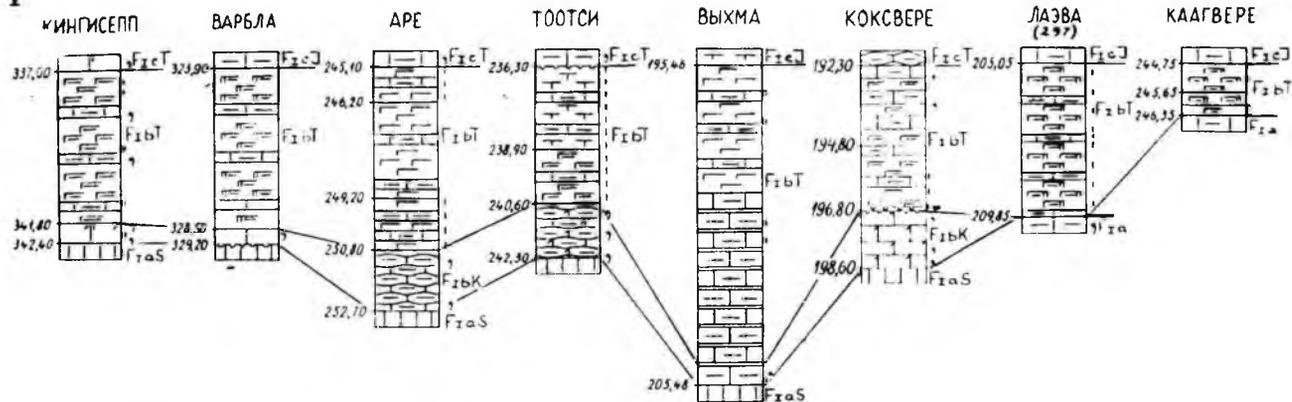


Рис. 6. Разрезы вормского горизонта по линии V—VI (условные обозначения на рис. 4).

VII

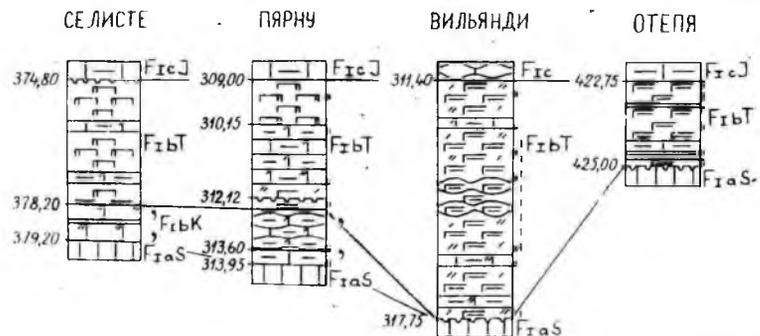


Рис. 7. Разрезы вормского горизонта по линии VII—VIII (условные обозначения на рис. 4).

Как видно из вышеизложенного, глинистый материал в северной структурно-фациальной зоне распределен неравномерно, причем его роль увеличивается к югу (рис. 4 и рис. 5).

В переходной фациальной зоне (скв. Кингисепп, Варбла, Аре, Тоотси, Коксвере) соотношения между разными типами пород изменены (рис. 3 и рис. 6) и преобладающими являются уже зеленовато-серые мергели (как известковые, так и глинистые). Глинистые известняки имеют обычно подчиненное значение. Слабоглинистые и даже чистые известняки с глауконитом свойственны нижней части вормсиского горизонта в рассматриваемой структурно-фациальной зоне. В пограничной полосе между переходной и осевой фациальными зонами находятся скважины Селисте, Пярну и Вильянди (рис. 1 и рис. 7). В разрезах скв. Селисте и Пярну вормсиский горизонт сложен глинистыми известняками и известковыми (неравномерно доломитизированными) мергелями, а в разрезе скв. Вильянди преобладают глинистые мергели с редкими прослоями глинистых известняков. По мощности рассматриваемые разрезы ближе разрезам переходной зоны.

Осевая структурно-фациальная зона в Южной Эстонии охарактеризована главным образом темно-серыми (отчасти зеленоватого или коричневатого оттенков) мергелями (домеритами) с редкими прослоями и комками глинистых известняков (скв. Охесааре, Ристикюла, Хяэдемеэсте, Икла, Хольдре, Кааг-

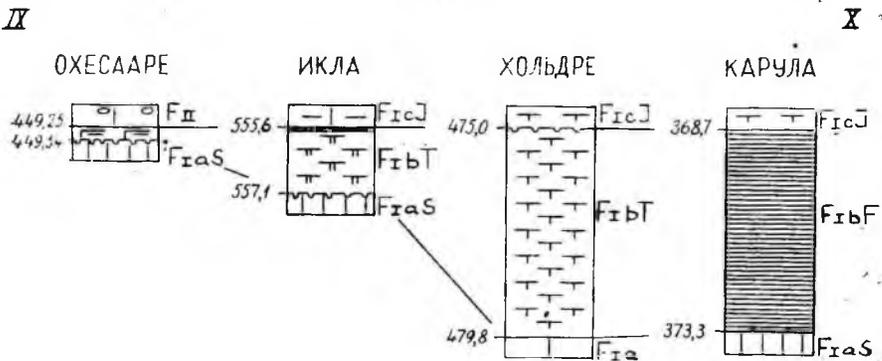


Рис. 8. Разрезы вормсиского горизонта по линии IX—X (условные обозначения на рис. 4).

вере). Закономерно преобладают глинистые мергели (рис. 3, рис. 6—8). В последних присутствуют, обычно в виде немногочисленных прослоев, черновато-бурые тонкослоистые аргиллиты небольшой мощности (скв. Икла, Абья, Отепя). Аргиллиты и аргиллитоподобные глины явно преобладают в разрезе скв.

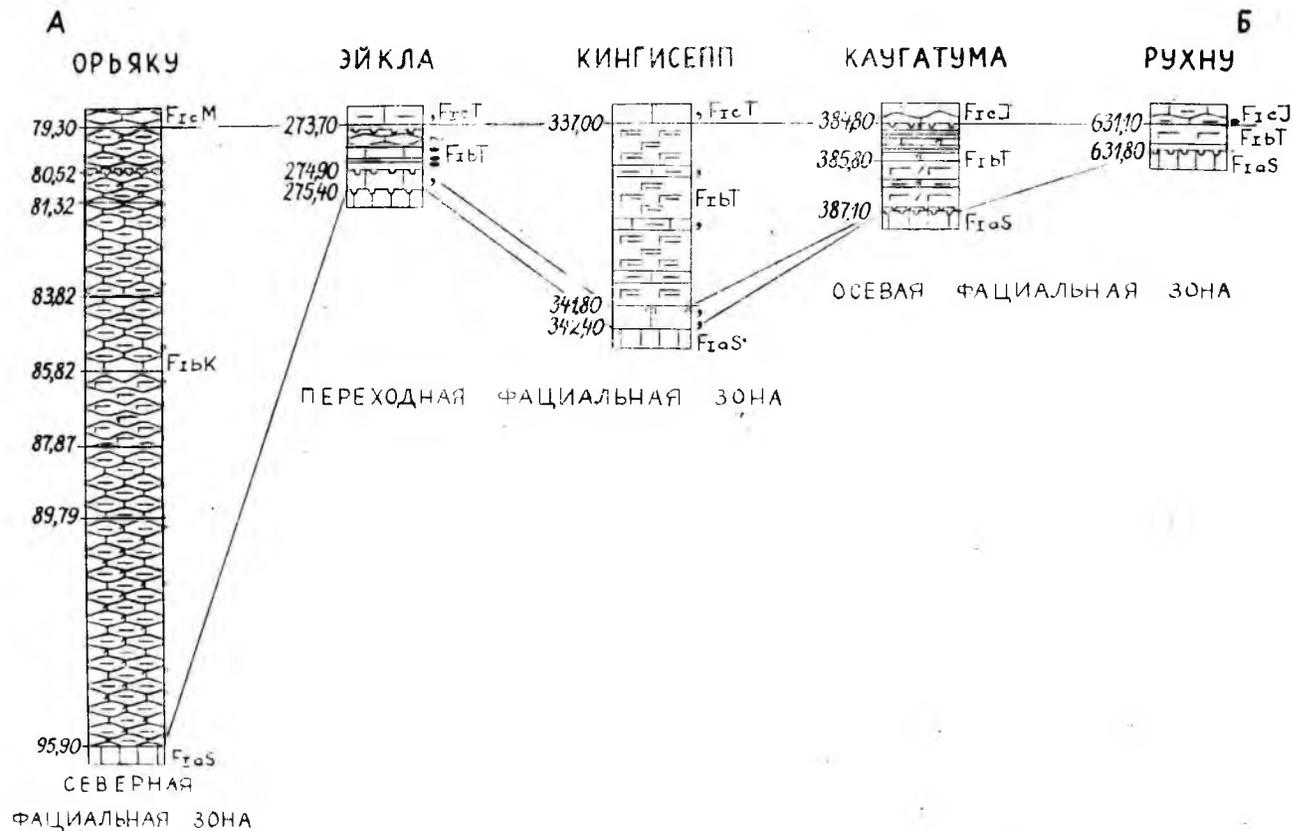


Рис. 9. Разрезы вормисского горизонта по линии А—Б (условные обозначения на рис. 4).

Карула (рис. 8) и распространены и в крайней юго-восточной части Эстонии (рис. 3).

В разрезах скважин Эйкла и Каугатума вормиский горизонт несколько отличается от других разрезов переходной зоны. Именно средняя часть горизонта в разрезе скв. Эйкла слагается коричневато-темно-серым аргиллитоподобным известковым мергелем и известняком зеленовато-серого цвета. Эта часть содержит и гетитовые оолиты (Пылма, 1975). В разрезе скв. Каугатума верхняя часть горизонта сложена комплексом известковисто-аргиллитоподобных глин темно-серого цвета и скрытокристаллических известняков. Очевидно, образование названных отложений происходило под непосредственным влиянием условий осевой зоны. Мощность горизонта также небольшая, как в осевой зоне.

Литостратиграфическое подразделение

Отложения вормиского горизонта на территории Эстонии в настоящее время подразделяются на кыргессаарскую, тудулиннаскую и фьякскую свиты. Фьякская свита распространена только в крайней юго-восточной части Эстонии.

Тудулиннаская свита в качестве пачки выделена Р. Мянилем (1958), а кыргессаарская свита, также в качестве пачки, А. Рымусоксом (1962).

Кыргессаарская свита сложена комковатыми, более или менее глинистыми известняками с прослоями мергеля (Мяниль и Рымусокс, в печати). Свита распространена, по нашим исследованиям, в северной структурно-фациальной зоне, особенно в ее западной и центральной частях (рис. 4, рис. 9) и отчасти в переходной фациальной зоне (в нижней части горизонта) (рис. 6). Следует отметить, что в некоторых разрезах скважин (скв. Орьяку, Мартна, Кийдева и др.) западной части северной зоны встречаются и комплексы известковых мергелей (рис. 5, рис. 9, рис. 10), литостратиграфическая принадлежность которых неясна.

П. Вингисааром и В. Мянилем (Вингисаар, Мяниль, в печати) кыргессаарская свита подразделена, в свою очередь, на хуллоскую, паопаскую и саксбискую пачки. Основным различием между ними считается разное содержание глинистого материала в известняках. Наиболее глинистой является средняя (паопаская) пачка. Нам кажется, что распределение глинистого материала в кыргессаарской свите довольно сложное и требует дополнительных исследований, чтобы показать распространение выделенных пачек. Не совсем ясными являются и соотношения между карбонатными породами кыргессаарской и тудулиннаской свитами и поэтому разграничение свит также нелегко.

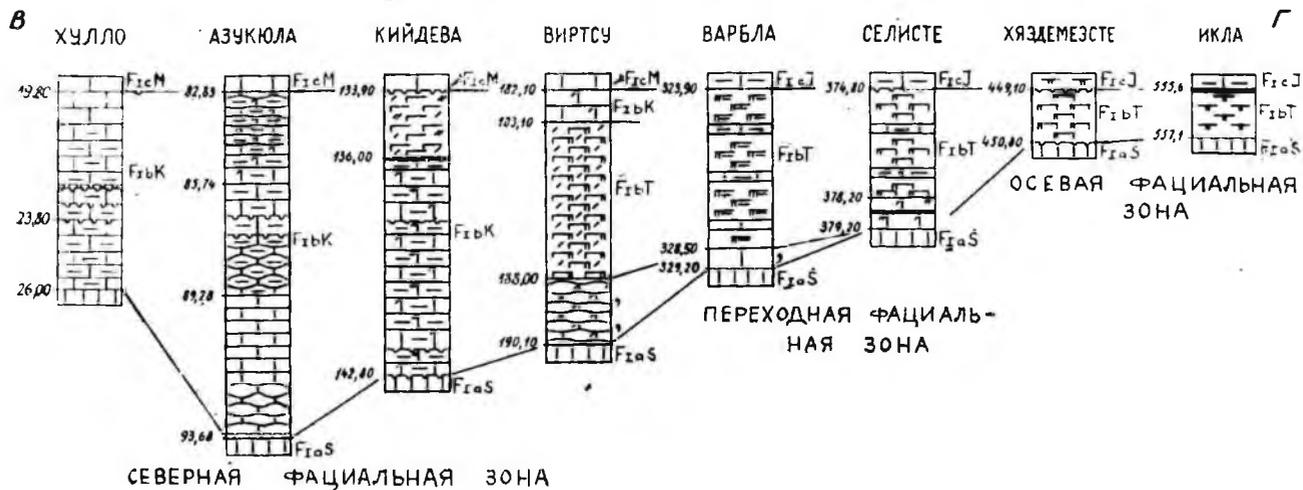


Рис. 10. Разрезы вормисского горизонта по линии В—Г (условные обозначения на рис. 4).

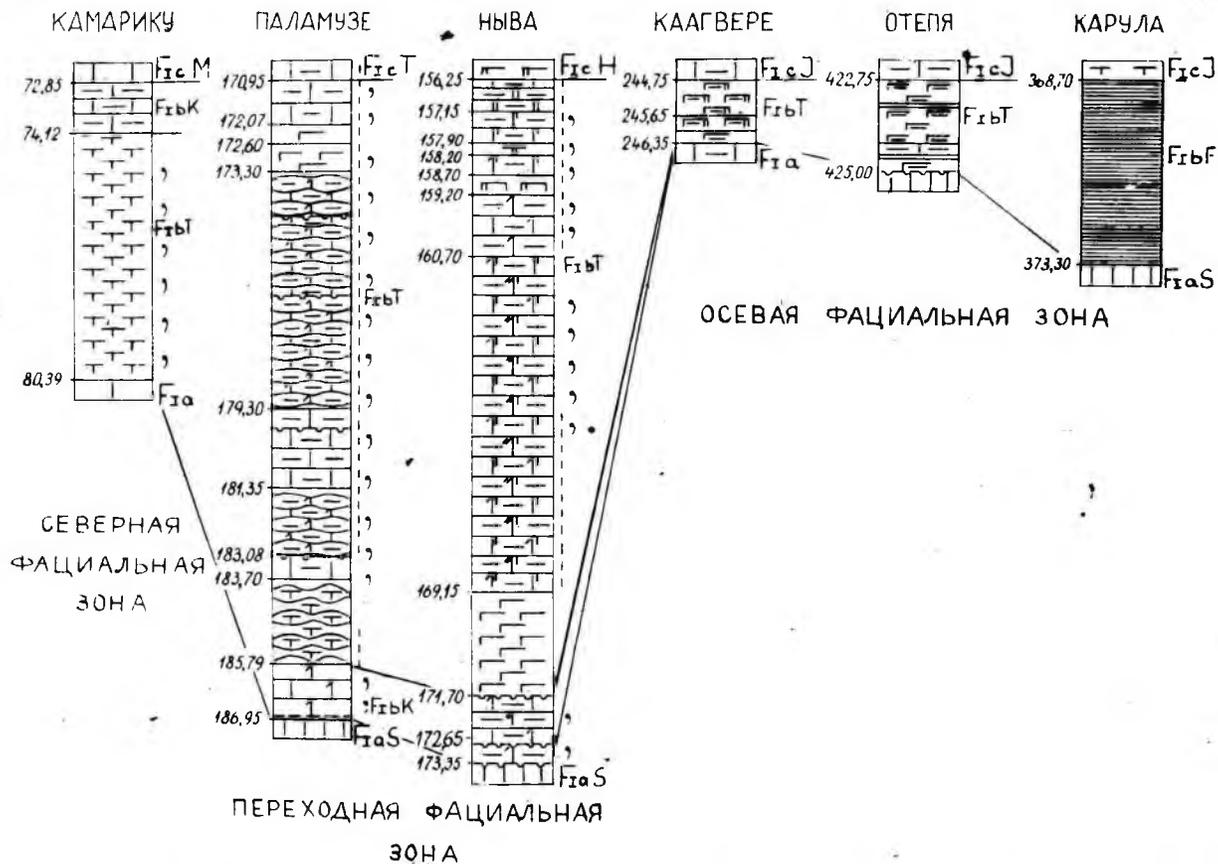


Рис. 12. Разрезы вормиского горизонта по линии Ж—З (условные обозначения на рис. 4).

Для тудулиннской свиты (пачки) характерными считаются мергели (Мяяниль, 1966; Рыымусокс, 1967). Кроме мергелей встречаются также глинистые известняки, особенно средне- и сильноглинистые подтипы, причем соотношения между мергелями и глинистыми известняками разнообразны. Наши исследования показывают, что тудулиннская свита охарактеризована 3 типами разрезов. Первый тип разрезов распространен в центральной и восточной частях северной фациальной зоны (рис. 5, рис. 11, рис. 12) и восточной части переходной фациальной зоны (рис. 12). Для этого типа разрезов характерны известковые мергели, а также и средне- и сильноглинистые известняки (скв. Паламузе, Ныва и др.). Второй тип разрезов свойствен переходной фациальной зоне (рис. 6). Тудулиннская свита сложена здесь как известковыми, так и глинистыми мергелями, в которых присутствуют и прослои глинистых известняков. Частота встречаемости последних варьируется. Третий тип разрезов является характерным для северной части осевой фациальной зоны (рис. 8, рис. 11, рис. 12). Разрезы представлены в основном глинистыми мергелями, в которых местами присутствуют прослои аргиллита или глинистых известняков.

Ограниченно распространены в юго-восточной части Эстонии аргиллиты и аргиллитоподобные глины фьякской свиты (см. рис. 3).

Литологическая характеристика карбонатных пород

Известняки с содержанием глинистого материала ниже 10% имеют в вормиском горизонте, очевидно, подчиненное значение. Прослеживая их распространение, видим, что чаще они присутствуют в разрезах скважин северной фациальной зоны (см. рис. 3, рис. 4). В южном направлении их роль постепенно уменьшается. Известнякам свойственна мелкодетритистая (содержание детрита 10—25%) тонкокристаллическая или тонко- и микрокристаллическая структура. Только в отдельных скважинах (Виртсу, Коксвере, Селисте, Кингисепп) установлено повышенное содержание мелкого детрита (25—39%). В этих случаях известняки залегают непосредственно над нижней границей горизонта и содержат зерна глауконита. Состав детрита варьируется. В северо-западной части Эстонии (скв. Орьяку, Азукюла), наряду со скелетными фрагментами иглокожих, трилобитов, остракод, мшанок, присутствуют также остатки скелетов водорослей (*Vermiporella*). Последние местами даже преобладают в составе детрита. То же показывают исследования вещественного состава и распределения детрита в скважинах Рапла (Пылма, 1972) и Хаапсалу (Вингисаар, 1971). В известняках, распространенных в самой нижней части

горизонта, часто преобладающими являются скелетные фрагменты трилобитов, которым может сопутствовать также детрит скелетов других беспозвоночных.

Глинистые известняки распространены в вормсиском горизонте значительно шире по сравнению с известняками, но также в основном в северной фациальной зоне (см. рис. 3). В переходной фациальной зоне, особенно в ее южной части (скв. Селисте и Вильянди), они имеют уже второстепенное значение. В осевой зоне их еще меньше. Местами (скв. Мартна, Паливере, Арду, Выхма) в комплексах глинистых известняков имеют наличие относительно постоянные прослои мергеля мощностью до 3 см. Среди глинистых известняков обычно преобладают средне- и сильноглинистые разновидности (содержание глинистого материала соответственно 15—20% и 20—25%), особенно в восточной части переходной фациальной зоны. Несмотря на то, что глинистые известняки довольно широко распространены, их структуры сравнительно одинаковые. Наиболее распространенными являются тонко- и микрокристаллические мелкодетритистые структуры. Только в некоторых комплексах (скв. Румба, Паливере, Арду, Эйамаа, Коксвере, Пярну) глинистые известняки охарактеризованы мелко- и крупнодетритовой структурой (содержание детрита 25—50%). Детрит сложен скелетными фрагментами иглокожих, мшанок, остракод, брахиопод, трилобитов, водорослей (*Vermiporella*). Их соотношения в разных комплексах различны. Наиболее распространенными являются скелетные фрагменты иглокожих, прежде всего в глинистых известняках с мелко- и крупнодетритовой структурой. Некоторым глинистым известнякам (скв. Арду, Мартна, Азукюла и др.) свойствен водорослевый детрит.

Мергели распространены в Эстонии во всех фациальных зонах, но преимущественно в переходной и осевой (см. рис. 3, рис. 9, рис. 10, рис. 11, рис. 12). Они подразделяются на известковые и глинистые мергели (содержание глинистого материала соответственно 25—50% и 50—75%). Известковые мергели в северной фациальной зоне присутствуют обычно в виде прослоев в известняках и глинистых известняках, обуславливающих полукомковатую, комковатую и слоистую текстуру этих пород. Но известковые мергели составляют и самостоятельные комплексы (особенно в южной и восточной частях северной фациальной зоны). В переходной фациальной зоне распространены обе разновидности мергеля, причем в южном направлении увеличивается значение глинистых мергелей. В осевой фациальной зоне последние уже полностью преобладают.

Глинистое вещество в мергелях довольно равномерно распределено. Но в них могут присутствовать также линзы, комки и прослои глинистых известняков, обуславливающие комковатую

текстуру мергелей (напр. скв. Орьяку, Паламузе, Вильянди и др.).

Известковые мергели охарактеризованы преимущественно тонкокристаллической, микро- и тонкокристаллической, мелко-детритистой или мелко- и крупнодетритистой структурами.

В глинистых мергелях содержание детрита относительно низкое. Только в разрезах скважин Вильянди и Коксвере глинистый мергель содержит довольно много мелкого детрита скелетов иглокожих. В глинистых мергелях осевой фациальной зоны детрита в общем мало. Некоторые прослои мергеля богаты ходами илоедов.

Детрит в известковых мергелях сложен скелетными фрагментами иглокожих, брахиопод, мшанок, трилобитов, остракод. Глинистые мергели по составу детрита являются более однородными. Установлен преимущественно иглокожий детрит.

Глинистые мергели в Южной Эстонии также местами слабо битуминозные.

Карбонатные породы вормсиского горизонта вторично относительно слабо изменены. Доломитизация сильнее выражена в окрестностях тектонических нарушений, где вместо глинистых известняков присутствуют глинистые доломиты и вместо мергелей — домериты.

Глауконит и фиолетовые пятна. Глауконит в отложениях вормсиского горизонта установлен главным образом в переходной структурно-фациальной зоне (рис. 3, рис. 5 и рис. 6), но местами также в северной зоне.

Вертикальное распределение глауконита в разрезах скважин неодинаковое. Примость глауконита постоянна в небольшом количестве в породах, распространенных в восточной части Эстонии, как в северной, так и в переходной фациальных зонах (скв. Камарику, Паламузе, Ныва, Коксвере); а на западе — в разрезах скважин Виртсу и Кингисепп. В других разрезах (скв. Варбла, Селисте, Пярну, Аре, Тоотси, Выхма и др.) глауконит связан с нижней частью горизонта.

Глауконит может сопровождаться также фиолетовыми пятнами (скв. Паламузе, Ныва, Коксвере, Вяэтса и др.). Но они присутствуют и самостоятельно, без глауконита (скв. Вильянди, Аре, Тоотси, Кабала, Эймаа, Кахала II, Румба и др.). В общем распространение глауконита и фиолетовых пятен по площади более или менее совпадает и связывается преимущественно с переходной фациальной зоной. Чаще всего они связаны с сильноглинистыми известняками и мергелями.

Текстура карбонатных отложений. Внутрипластовые текстуры в отложениях вормсиского горизонта довольно разнообразные. Чистым известнякам обычно свойственны среднеслоистые и полукомковатые текстуры. Глинистые известняки являются среднеслоистыми, полукомковатыми и комковатыми. Полуком-

коватые текстуры в отложениях вормисского горизонта встречаются значительно чаще, чем комковатые текстуры.

В мергелях глинистый материал довольно часто распределен равномерно и поэтому текстуры неясно выражены (неясные слоистые текстуры). Но местами (скв. Орьяку, Паламузе, Вильянди и др.) в мергелях установлены ясные или неясные комковатые текстуры (по классификации Ораспыльд, 1964).

Поверхности перерыва внутри горизонта, установлены во многих скважинах (Орьяку, Хулло, Азукюла, Паливере, Лоху, Арду, Кийдева, Эйкла, Виртсу, Муху, Румба, Кынну, Кабала, Коквере, Паламузе, Ныва и др.). Сопоставить их между собой нелегко, но чаще они присутствуют в нижней и верхней частях горизонта. Многочисленные поверхности перерыва установлены чаще в верхней части горизонта в разрезе скважины Арду (в интервале 51,88—52,3 м).

Поверхности перерыва часто маркируют и нижнюю, и верхнюю границы вормисского горизонта (см. стр. 52).

Морфология поверхностей перерыва нами специально не изучалась, но в общем можно сказать, что чаще встречаются неровные, реже — ровные поверхности.

Импрегнация поверхностей перерыва обычно пиритовая, но в разрезах скважин Лаэва-6 и Лаэва-10 установлены также лимонитизированные поверхности перерыва (Ораспыльд, 1980).

Оценивая частоту встречаемости поверхностей перерыва внутри горизонта по фаціальным зонам, можно сказать, что наиболее часто они встречаются в северной фаціальной зоне, реже — в переходной фаціальной зоне и редко — в осевой зоне (скв. Ристикюла).

Глинистые минералы

Глинистый материал является важным компонентом в карбонатных отложениях вормисского горизонта, но гранулометрический состав глинистого вещества пока еще мало изучен. Нами проанализированы (пипеточным методом) только 18 образцов из буровых скважин Орьяку, Азукюла и Мартна (Северо-западная Эстония). Полученные данные показывают, что по 14 образцам фракция $< 0,01$ мм составляет 72—97%, а в 4 образцах 40—66%. Остальная часть принадлежит практически фракции 0,01—0,05 мм (мелкий алеврит). Так как основной частью, ставляющий нерастворимый остаток, является пелитовая фракция, можно предполагать, что преобладающим компонентом в составе глинистого материала являются глинистые минералы. Состав их определен рентгеноструктурным методом. Пробы (70) для определения состава и количества глинистых минералов взяты из скважин Орьяку, Азукюла, Румба, Кахала II, Паламузе, Отепя, Пярну и Кингисепп (см. рис. 1).

Таблица

Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции (<0,001 мм)

Буровая скважина	Глубина взятия образцов, м	Количество глинистых минералов, %			
		ГС	X	M-X	K
1	2	3	4	5	6
Орьяку	79,03—79,06	80	20		
	80,15—80,21	70	30		
	81,70—81,80	70	30		
	83,47—83,60	85	15		
	85,10—85,15	50	20	30	
	87,59—87,68	60	20	20	
	89,67—89,70	80	20		
	90,37—90,46	85	15		
	93,17—93,24	90	10		
95,55—95,58	90	10			
Румба	151,51—151,57	100			
	152,50—152,56	40		60	
	153,56—153,62	100			
	154,55—154,58	100			
	155,45—155,50	40		60	
	156,40—156,44	40		60	
	157,30—157,35	50		50	
	158,22—158,25	50		50	
	159,20—159,25	70		30	
	160,50—160,53	85		15	
	161,30—161,33	90		10	
	161,80—161,86	90	10		
	161,97—162,03	100	сл.		
	162,80—162,85	90	10		
163,50—163,57	90	10			
163,98—164,00	90	10			
Азукюла	83,41—83,49	65	35		
	85,61—85,67	60	40		
	86,74—86,77	100			
	87,13—87,22	75	25		
	88,79—88,84	80	20		
	92,17—92,21	70	30		
93,63—93,68	90	10			
Кахала II	121,10—121,13	85	15		
	121,90—121,93	90	10		
	124,20—124,22	90	10		
	124,90—124,95	90	10		
	126,93—126,95	90	10		
	128,65—128,69	95	5		
	129,50—129,52	90	10		
Паламузе	171,10—171,12	80	20	сл.	
	171,20—171,30	90	10		
	171,55—171,75	90	10		
	172,10—172,15	90	10		
	173,40—173,55	85	15		
	174,30—174,45	80	20	сл.	

1	2	3	4	5	6
	175,00—175,03	90	10	—	
	177,20—177,30	85	15	сл.	
	178,15—178,25	80	10	10	
	179,08—179,10	70	10	20	
	180,80—180,90	75	10	15	
	181,50—181,60	90	10		
	183,40—183,50	95	5		
	183,80—183,90	90	10	—	
	184,20—184,30	85	15	сл.	
	185,25—185,35	90	10		
	186,85—186,95	100			
Кингисепп	337,70	90	10		
	339,40	90	10		
	341,50	80	20		
	342,15	100			
Пярну	309,40—309,44	80	20		
	311,74—311,76	70	30		
	312,28—312,30	90	10		
	313,50—313,54	85	15		
	313,90—313,95	85	15		
Отеля	422,78—422,80	80	20		сл.
	423,19—423,20	80	10		10
	423,90—423,93	80	20		
	424,89—424,91	80	20		

ГС — гидрослюда
 Х — хлорит
 М-Х — монтмориллонит-хлорит
 К — каолинит
 сл. — следы

Представление о результатах этих исследований дает таблица, приведенная выше.

Как видно из таблицы, преобладающим глинистым минералом в составе глинистой фракции нерастворимого остатка является гидрослюда. Ей, как правило, сопутствует хлорит. Кроме того он установлен еще в разрезах скважин Орьяку и Паламузе. В разрезе скв. Отеля в одной пробе отмечается даже наличие каолинита (10%).

Следует отметить, что проанализированные пробы отобраны в основном из разрезов северной и переходной фациальных зон и значительно меньше из осевой зоны (только из разреза скв. Отеля). Поэтому изложенные данные не позволяют еще сделать общих выводов о закономерностях в фациальных зонах. По имеющимся данным, фациальные различия на составе и на количестве глинистых минералов не отражаются. Присутствие монтмориллонит-хлорита связано, по-видимому, с диagenетическими изменениями в отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Вингисаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. 1965. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Таллин.
- Вингисаар П. 1971. Микролитологическое исследование известняков ордовикского разреза скважин Хаапсалу. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 20, № 1. Таллин.
- Вингисаар П., Мянниль Р. К литостратиграфии vormsического горизонта в Северной Эстонии. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. (в печати).
- Мянниль Р. М. 1958. К стратиграфии набалаского горизонта (F1a) верхнего ордовика Эстонской ССР. Труды Инст. геол. АН ЭССР, II. Таллин.
- Мянниль Р. М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус».
- Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М. 1968. Стратиграфия вирусских и харьюских отложений (ордовик Средней Прибалтики). В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис».
- Мянниль Р., Рыбусокс А. Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика Северной Эстонии. В сб.: Корреляция древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, «Валгус», (в печати).
- Ораспыльд А. Л. 1964. О некоторых текстурах карбонатных пород харьюской серии (верхнего ордовика) в Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 153. Труды по геологии II. Тарту.
- Ораспыльд А. 1980. Литологическая характеристика пограничных слоев vormsического и пиргуского горизонтов в средней части Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 527. Труды по геологии VIII. Тарту.
- Пылма Л. О. 1967. О переходной полосе между северной и осевой фациальными зонами ордовика Прибалтики. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 16, № 3, Таллин.
- Пылма Л. 1972. Состав и количество детрита в отложениях северной фациальной зоны ордовика Прибалтики (по скв. Рапла). Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 21, № 4, Таллин.
- Пылма Л. 1975. Исследование литологических характеристик ордовикских отложений северной и осевой структурно-фациальных зон Прибалтики. Автореф. канд. дисс. Инст. геол. АН ЭССР, Таллин.
- Рыбусокс А. 1962. К стратиграфии харьюской серии в Эстонии. — Труды Инст. геол. АН ЭССР, вып. X. Таллин.
- Рыбусокс А. 1967. Стратиграфия вирусской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. Автореф. докт. дисс. Геол. инст. АН СССР. Москва—Тарту.
- Jaanusson, V. 1944. Übersicht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplexstufe. Bull. Comm. Geol. Finlande, Nr. 132. Helsinki.

LITHOLOGY OF THE VORMSI STAGE IN ESTONIA

A. Oraspõld, E. Kala

Summary

The Vormsi stage is characterized by Kõrgessaare and Tudulinna formations in Estonia.

The Kõrgessaare formation (see Figs. 4—6 and 9—11) consists of grey nodular or seminodular and medium-bedded micro- and

finely-crystalline clayey limestones with interlayers of marl. It was deposited in North Estonia (northern structural-facial Zone), particularly in its western and central parts, and presumably partly in the Transitional structural-facial Zone (in the lower part of the stage).

The **Tudulinna formation** (see Figs. 4—12) is characterized by layered or nodular green- or dark-grey calcareous and clayey marls. Green-grey clayey finely crystalline detritic limestones have been found, too. The texture of marls is finely crystalline or micro-crystalline fine- or coarse-detritic. Compared with clayey marls, shell detritus is more abundant in calcareous marls.

The formation has three lithologically different types of sections. The **first** type is distributed mainly in the central and eastern parts of the North Zone and in the eastern part of the Transitional Zone. This type is characterized by calcareous marls and clayey limestones. The **second** type is known from the transitional Zone. The formation is composed of calcareous and clayey marls with interclations of clayey limestone. The **third** type is distributed in the border regions of the Central structural-facial Zone (South Estonia) and consists of dark-grey clayey marls with rare beds of clayey limestone and argillite.

In the south-eastern part of Estonia the **Fjäckä formation** is also represented by argillites and argillite-like clays.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ВОРМСИСКОГО И ПИРГУСКОГО ГОРИЗОНТОВ В СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ЭСТОНИИ

А. Ораспыльд

В течение последнего десятилетия накопился богатый керновый материал по средней части материковой Эстонии. Исследования, проведенные Э. Кала и другими, уже в ходе геологической съемки показали, что вормсийский и пиргуский горизонты литологически в этой части Эстонии развиты, по сравнению с северной и южной частями, своеобразно. Автор настоящей статьи поставил перед собой задачу изучить соответствующие разрезы точнее, обращая при этом специально внимание на изучение пограничных слоев вормсийского и пиргуского горизонтов.

Кроме кернов скважин, расположенных по линиям Каугату-ма — Пярну (рис. 1, 2) и Аре — Коксвере (рис. 3), автору представилась возможность ознакомиться с керном 9 поисковых скважин, пробуренных между поселками Пуурмани и Лаэва (рис. 4—7). Полученный материал помогает осветить проблемы, связанные с фациальными переходами отложений в пределах так называемой переходной структурно-фациальной зоны.

Рассматриваемые в статье скважины палеонтологически слабо изучены. Принятая нами граница между вормсийским и пиргуским горизонтами в этих разрезах основывается преимущественно на литологических критериях.

В основу структурной классификации и классификации по вещественному составу карбонатных пород данной статьи положена классификация П. А. Вингисаара и др. (1965), но в отличие от этой классификации глинистые известняки подразделены на слабо-, средне- и сильноглинистые (содержание глинистого материала соответственно 10—15%, 15—20% и 20—25%).

За предоставленную возможность ознакомиться с керном скважин автор благодарен сотрудникам Управления геологии СМ Эстонской ССР Э. Кала, К. Каяку и Б. Судову, а за многочисленные полезные советы и критические замечания автор

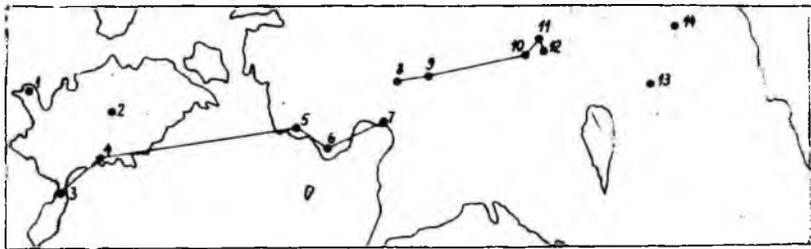


Рис. 1. Схема расположения буровых скважин, упоминаемых в тексте: 1 — Ундва, 2 — Эйкла, 3 — Каугатума, 4 — Кингисепц, 5 — Варбла, 6 — Селисте, 7 — Пярну, 8 — Аре, 9 — Тоотси, 10 — Выхма, 10 — Кабала, 12 — Коксвере, 13 — Лаэва (297), 14 — Паламузе.

признателен доктору геол. мин. наук Р. Мянилю (сектор микропалеонтологии) и сотрудникам сектора литологии Института геологии АН ЭССР.

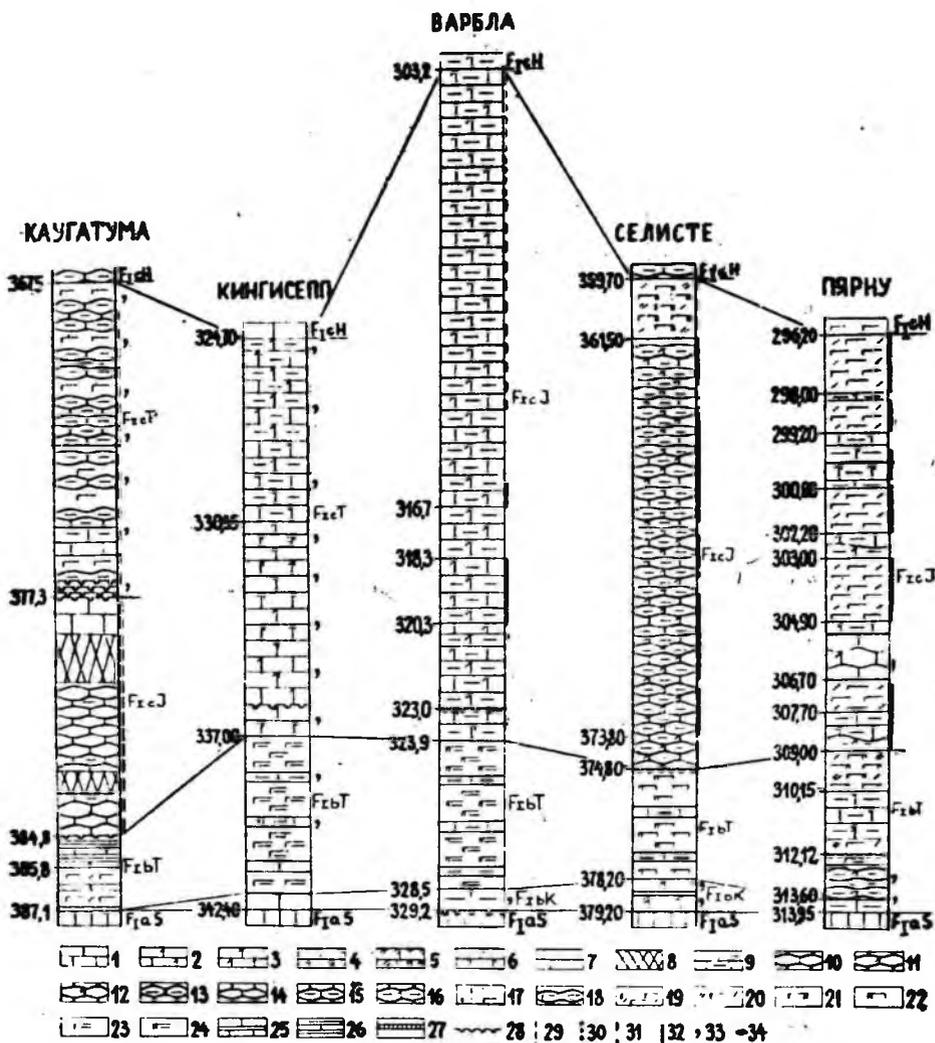
Разрезы скважин по линии Каугатума-Пярну

(рис. 1 и рис. 2)

Пограничные слои вормсиского и пиргуского горизонтов в рассматриваемых разрезах литологически неодинаковые. На основании микропалеонтологических исследований Я. Нылвак¹ в разрезе скважины Каугатума установил границу между вормсиским и пиргуским горизонтами на уровне 384,8 м, с маркированной поверхностью перерыва. По данным Э. Кала и Л. Пылма, ниже этой границы в верхней половине вормсиского гори-

Рис. 2. Разрезы буровых скважин по линии Каугатума—Пярну. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — мелкодетритистый известняк, 3 — мелкодетритовый известняк, 4 — мелко- и крупнодетритовый известняк, 5 — крупнодетритистый известняк, 6 — доломитистый известняк, 7 — скрытокристаллический (афанитовый) известняк, 8 — биогермный известняк, 9 — глинистый известняк, 10 — полукомковатый известняк, 11 — мелкодетритистый полукомковатый известняк, 12 — крупнодетритистый полукомковатый известняк, 13 — глинистый полукомковатый известняк, 14 — комковатый известняк, 15 — глинистый комковатый известняк, 16 — мелкодетритистый глинистый комковатый известняк, 17 — известковый мергель, 18 — комковатый известковый мергель, 19 — мелкодетритистый известковый мергель, 20 — мелко- и крупнодетритистый известковый мергель, 21 — доломитистый известковый мергель, 22 — известковистый доло-

¹ Nõlvak, J. Mikroplanktoni levikust Põhja- ja Kesk-Baltikumil äsgilis. (О распространении микропланктона в ашгиле в Северной и Средней Прибалтике. Рукопись, на эстонском языке). Дипломная работа. Кафедра физической географии ТГУ. 1974.



митовый домерит, 23 — глинистый мергель, 24 — глинистый домерит, 25 — известняк с прослоями мергеля, 26 — аргиллитоподобная глина с прослоями известняка, 27 — прослой метабентонита, 28 — поверхность перерыва, 29 — породы с фиолетовыми пятнами, 30 — фиолетовые и зелено-вато-серые породы в разрезах скважин Лаэва, 31 — породы с фиолетовыми и красновато-коричневыми пятнами и прослоями, 32 — красновато-коричневые породы, 33 — глауконит, 34 — гетитовый оолит, F1aS — сауньская пачка набалаского горизонта, F1bT — тудулинская свита вормисского горизонта, F1bK — кыргессаарская свита вормисского горизонта F1cT — тоотсиская свита пиргусского горизонта, F1cJ — юнсторпская свита пиргусского горизонта, F1cH — халликуская свита пиргусского горизонта.

зонта происходит чередование темно-серых известковистых аргиллитоподобных глин со светло-серым детритистым известняком. Нижняя половина вормсиского горизонта сложена в основном детритистым известковым мергелем, в котором присутствуют и прослои детритистого глинистого известняка. Нижняя часть пиргуского горизонта в интервале 377,3—384,8 м представлена и красновато-коричневыми и пестроцветными биогермными известняками с тонкими прослоями известкового мергеля и комковатыми сильноглинистыми известняками (юнсторпская свита).

Над юнсторпской свитой в интервале 367,5—377,3 м залегают светло-серые с фиолетовыми пятнами волнисто-слоистые и комковатые глауконитсодержащие известняки (тоотсиская свита).

В разрезе скв. **Кингисепп** пограничные слои рассматриваемых горизонтов имеют несколько иной характер. Граница между вормсиским и пиргуским горизонтами проведена по литологическим признакам на глубине 337,00 м. Исходя из этой границы вормсиский горизонт в разрезе скв. **Кингисепп** сложен преимущественно зеленовато-серым глинистым мергелем с редкими прослоями глинистого известняка мощностью 2—10 см. Самая нижняя часть горизонта (0,6 м) представлена зеленовато-серым слабоглинистым доломитистым тонкокристаллическим мелкодетритовым известняком, содержащим и мелкие зерна глауконита. Вормсиский горизонт в разрезах скв. **Каугатума** и скв. **Кингисепп** литологически довольно одинаков. Но нижняя часть разреза пиргуского горизонта скважины **Кингисепп** (в интервале 324,70—337,00 м) отличается от нижней части разреза того же горизонта в скважине **Каугатума**, так как она сложена в основном чистым серым доломитистым мелкодетритистым известняком (тоотсиская свита), содержащим в разных количествах зерна глауконита (рис. 2). Кроме того, на разных уровнях (332,27—332,35 м; 332,80—332,88 м; 333,26—333,49 м; 334,59—334,64 м; 335,45—335,51 м; 336,22—336,30 м) присутствуют прослои коричневатого-серого скрыто- и микрокристаллического (афанитового) известняка.

В разрезах скважин **Варбла**², **Селисте** и **Пярну** вормсиский горизонт имеет литологически много общего с разрезами скв. **Кингисепп** и **Каугатума**.

В разрезе скв. **Варбла** преобладает зеленовато-серый глинистый домерит, а в разрезе скв. **Селисте**³ — серый доломитистый известняковый домерит. Вероятно, в первичном виде они пред-

² Каяк К., Кала Э. и др. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке юго-западной части Эстонии. Рукопись. ЭГФ. 1969.

³ Вьярси А., Каяк К. и др. Отчет Южно-Эстонского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке юго-западной части Эстонии за 1966—1968 годы. Рукопись. ЭГФ. 1969.

ставляли собой глинистые и известковые мергели. Как в разрезах скв. Каугатума и скв. Кингисепп, так и в разрезах скв. Варбла и Селисте среди мергелей (домеритов) присутствуют прослои зеленовато-серого глинистого известняка. Только в разрезе скв. Пярну в интервале 310,15—312,12 м по нашим исследованиям встречается в основном серый сильноглинистый тонкокристаллический мелко- и крупнодетритистый известняк. Нижняя часть вормсисского горизонта в разрезах скважин Варбла, Селисте и Пярну представлена глауконитсодержащим известняком, в котором количество глинистого материала колеблется. Нижняя половина пиргусского горизонта в разрезах скважин Варбла, Селисте и Пярну сложена юнсторпской свитой, которая литологически представлена преимущественно глинистыми известняками (скв. Варбла и Селисте). В разрезе скв. Пярну происходит чередование известкового мергеля и глинистого известняка. Породы юнсторпской свиты в разрезах скважин Селисте и Пярну преимущественно красновато-коричневые (см. Ораспыльд, 1975), а в разрезе Варбла пестроцветные и в нижней половине довольно мощными интервалами — даже зеленовато-серые и серые.

Учитывая вышеизложенное, граница между вормсисским и пиргусским горизонтами в разрезе скв. Варбла проведена на глубине 323,9 м, в разрезе скв. Селисте — 374,8 м и в разрезе Пярну — 309,0 м.

Нам представляется, что палеонтологического уточнения требует граница между вормсисским и пиргусским горизонтами в разрезе скв. Ундва (рис. 1). Э. Кала⁴ выделил в этом разрезе вормсисский горизонт в интервале 189,9—202,2 м. По нему самая верхняя часть горизонта в виде верхней кыргессаареской пачки (интервале 189,9—191,7 м) охарактеризована светло-серым мелкодетритистым тонкокристаллическим известняком, в котором присутствуют единичные зерна глауконита. Возможно, что эта часть разреза входит действительно уже в пиргусский горизонт. Подобно этой, Э. Кала выделена пачка в разрезе скв. Эйка (рис. 1) в интервале 264,2—273,7 м. Внизу встречается уже комплекс переслаивания зеленовато-серого известняка и коричневатого-темно-серого известкового мергеля.

Я. Нылвак⁵ в разрезе скв. Эйка установил границу между вормсисским и пиргусским горизонтами по микропланктону (по *Coronochitina coronata* и *Tanuchitina bergstroemi*) на глубине 273,7 м, и породы в интервале 264,2—273,7 м поместил в пиргусский горизонт. Аналогичное обстоятельство проявляется, по нашему мнению, и в разрезе скв. Ундва.

⁴ Кала Э., Каяк Х. и др. Отчет о комплексной геологической съемке о. Сааремаа. Рукопись. ЭГФ. 1973.

⁵ См. сноску 1.

Разрезы скважин по линии Аре-Коксвере (рис. 1 и рис. 3)

Граница между вормсиским и пиргуским горизонтами в разрезах скв. Аре и Тоотси довольно четко выражена и имеет много общего с разрезом скв. Кингисепп на о. Сааремаа. По разрезам скв. Аре и Тоотси в вормсиском горизонте преобладает серый или темно-серый мергель (известковый и глинистый), в котором присутствуют прослои глинистого известняка. В обоих разрезах в самой нижней части вормсиского горизонта, глинистость пород уменьшается и проявляются зерна глауконита (аналогично разрезам скважин на рис. 2). Довольно четкое изменение литологического облика пород происходит в разрезе скв. Аре на глубине 245,1 м, и в разрезе скв. Тоотси на глубине 236,3 м. Названные уровни отмечают, по всей вероятности, верхнюю границу вормсиского горизонта. Над этой границей в разрезе скв. Аре встречается преимущественно серый (местами с фиолетовыми пятнами) тонкокристаллический мелкодетритистый комковатый и слоистый глинистый известняк с редкими зернами глауконита (в интервале 232,0—245,1 м). В разрезе скв. Тоотси рассматриваемая граница еще лучше выражена. На известковом мергеле с волнистой пиритизированной поверхностью перерыва залегает серый (местами с красновато-фиолетовыми пятнами) глинистый тонкокристаллический среднеслоистый известняк с единичными зернами глауконита пиргуского горизонта.

Единого можно установить границу между вормсиским и пиргуским горизонтами в разрезе скв. Выхма на глубине 195,5 м. Верхняя часть вормсиского горизонта в рассматриваемом разрезе сложена серым известковым мергелем с прослоями глинистого известняка, а нижняя часть пиргуского горизонта — фиолетовым мергелем с линзами крупнодетритового известняка и затем красновато-коричневым сильноглинистым мелкокомковатым известняком и биогермным известняком юнсторпской свиты пиргуского горизонта.

Проведение границы между вормсиским и пиргуским горизонтами в разрезе скв. Кабала значительно труднее, так как литологические различия между горизонтами незначительные. Нами эта граница условно установлена на глубине 178,95 м. По нашему мнению, вормсиский горизонт в разрезе скв. Кабала сложен в основном серым с многочисленными фиолетовыми пятнами средне- и сильноглинистым известняком и известковым мергелем (соотношение известняка и мергеля 1 : 1), слои которых чередуются. В нижней части горизонта (в интервале 184,45—185,60 м) глинистость пород заметно уменьшается и присутствуют зерна глауконита. Нижняя половина пиргуского горизонта (в интервале 168,18—178,95 м) представлена преиму-

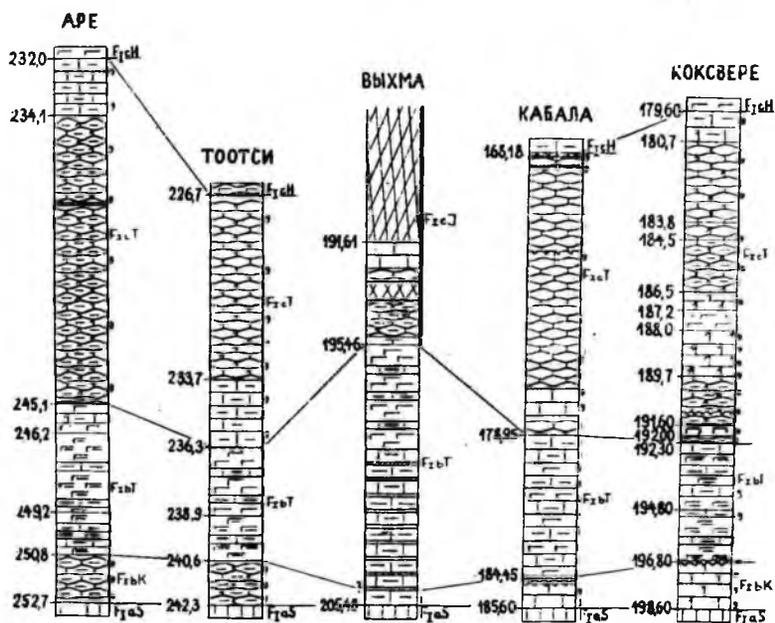


Рис. 3. Разрезы буровых скважин по линии Аре-Коксвере (условные обозначения на рис. 2).

шественно серым (местами с фиолетовыми пятнами) полукомковатым известняком, в котором неравномерно распределены зерна глауконита (см. еще на стр. 87).

Разрез скв. Коксвере литологически довольно детально изучен Э. Кирс⁶.

Но установить границу между вормсиским и пиргуским горизонтами нелегко. К. Каяк⁷ установил эту границу на глубине 192,3 м. Необходимо отметить, то на глубине 191,7 м определены *Foramenella parkis* и на глубине 187,6 м *Oepikella frequens*. Оба вида, как известно, считаются характерными для пиргуского горизонта (Рыымусокс, 1967). Учитывая этот уровень как границу между рассматриваемыми горизонтами, вормсиский горизонт (в интервале 192,3—198,6 м) сложен в этом случае в интервале 192,30—196,80 м серым (местами с красновато-фиолетовыми пятнами) глинистым известняком и глини-

⁶ Kirs, E. Ulemordoviitsiumi litostratigraafiaist, ja litoologiast Koksvere ning Viljandi suurprofiilide põhjal (О литостратиграфии и литологии верхнего ордовика по разрезам скважин Коксвере и Вильянди. Рукопись на эстонском языке.) Дипломная работа. Кафедра геологии ТГУ. 1967.

⁷ Вяярси А., Каяк К. и др. Отчет Вильяндиского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке центральной и южной части ЭССР за 1963—1967 годы. Рукопись. ЭГФ. 1968.

тым мергелем, причем происходит их переслаивание. Соотношение известняка и мергеля в интервале 192,30—194,80 м 1:1, а в интервале 194,80—196,80 м 1:3. На глубине 194,73—194,80 м встречается комплекс поверхностей перерыва, с которым связаны и многочисленные гетитовые оолиты. В интервале 196,80—198,60 м вормсиский горизонт представлен серым микро- и тонкокристаллическим мелкодетритовым известняком, содержащим много зерен глауконита.

В интервале 179,60—192,30 м встречается по содержанию глинистого материала, по структуре и текстуре разнообразный комплекс известняков, который мы рассматриваем как тоотсискую свиту пиргуского горизонта. В свите неравномерно распределены и зерна глауконита.

Разрезы скважин Лаэва (рис. 4, 5, 6 и 7)

Между пос. Пуурмани и пос. Лаэва (рис. 4) Управлением геологии при СМ ЭССР пробурены многочисленные буровые скважины. Несмотря на то, что расстояние между скважинами небольшое, пограничные слои вормсиского и пиргуского горизонтов литологически в разрезах более или менее различные.

Вормсиский горизонт в окрестности пос. Лаэва охарактеризован в основном серыми и темно-серыми глинистыми или известковыми мергелями, чередующимися с серыми глинистыми

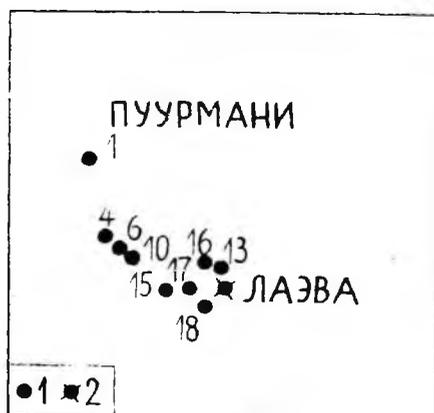


Рис. 4. Схема расположения буровых скважин между пос. Пуурмани и пос. Лаэва. 1 — номер буровой скважины, 2 — буровая скважина Лаэва (297).

известняками. Их соотношения варьируются: в разрезах Лаэва-1, Лаэва-4, Лаэва-10, Лаэва-15, Лаэва-17 и Лаэва-297⁸ преобладает глинистый или известковый мергель, а в разрезах скважин Лаэва-6, Лаэва-16 и Лаэва-18 их соотношения 1:1 и в разрезе Лаэва-13 глинистый мергель встречается только в верхней части горизонта (0,25 м), а основная часть вормсиского горизонта сложена глинистым известняком. Во всех разрезах самая нижняя часть вормсиского горизонта закономерно сложена известняком или глинистым известняком с примесью глауконита. Но хотя общий литологический состав вормсиского горизонта нам ясен, установление верхней границы в конкретных разрезах связано с трудностью, потому что между типичными красновато-коричневыми породами юнсторпской свиты пиргуского горизонта и комплексом серых и темно-серых мергелей и глинистых известняков вормсиского горизонта присутствует обычно комплекс светло-серого или зеленовато-серого глинистого (часто слабogliнистого) известняка (скв. Лаэва-1, скв. Лаэва-4, скв. Лаэва-10, Лаэва-15, скв. Лаэва-17). В разрезах скважин Лаэва-6, Лаэва-13 и Лаэва-16 такой комплекс отсутствует. В разрезах скважин Лаэва-15 и Лаэва-17 встречаются в комплексе лимонитизированные прослойки и разводы.

Рассматриваемый комплекс литологически довольно сложный в разрезе скв. Лаэва-18. Описание комплекса следующее (сверху):

- 217,60—218,16 м — известняк, слабogliнистый, мелкодетритный, светло-серого и желтовато-коричневого цвета с неясными лимонитизированными поверхностями перерыва;
- 218,16—218,80 м — то же, но фиолетовый и нижняя граница маркирована лимонитизированной поверхностью перерыва;
- 218,80—219,60 м — известняк, доломитистый, сильноглинистый, фиолетово-серого цвета и на поверхностях напластования слоев много мелких зерен глауконита: на глубине 219,60 м сильная лимонитизированная поверхность перерыва с карманами глубиной до 7 см;
- 219,60—220,55 м — известняк, микро- и скрытокристаллический, мелко- и крупнодетритовый, массивный (биогермный?), зеленовато-

⁸ Каяк К., Каяк Х. и др. Отчет Тартуской партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке юго-восточной части ЭССР за 1959—1962 годы. Рукопись. ЭГФ. 1963.

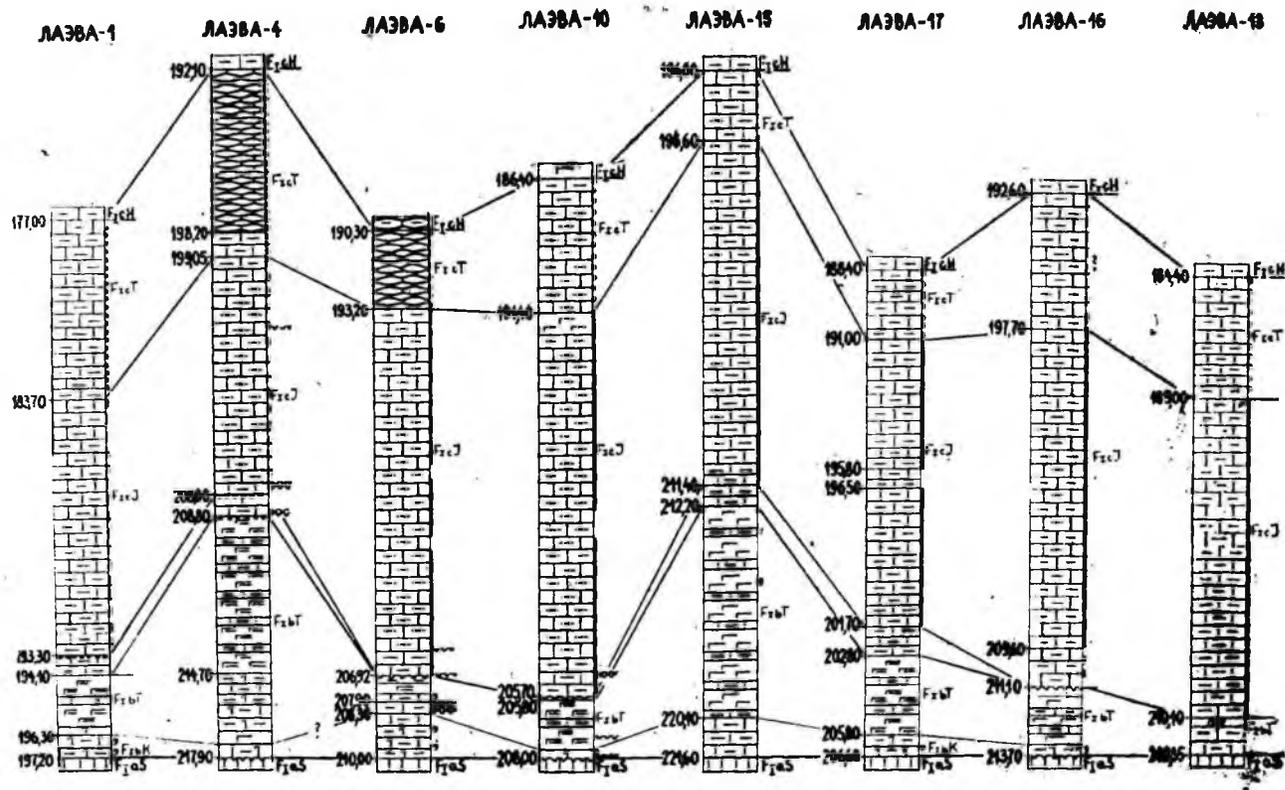


Рис. 5. Разрезы буровых скважин окрестности пос. Лаэва (условные обозначения на рис. 2).

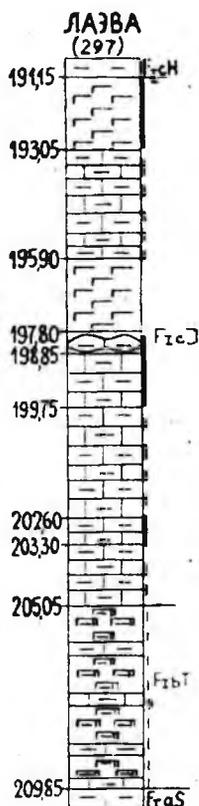


Рис. 6. Разрез буровой скважины Лаэва (297) (условные обозначения на рис. 2).

ЛАЭВА-18

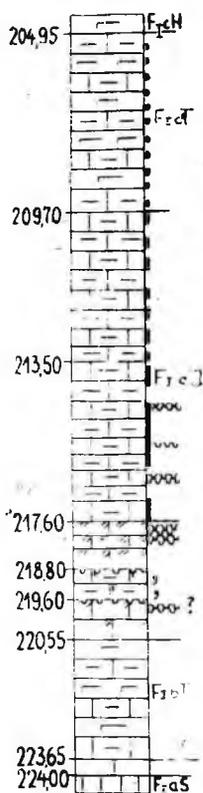


Рис. 7. Разрез буровой скважины Лаэва-18 (условные обозначения на рис. 2).

серый и в верхней части сильно лимонитизирован (возможно, неясные поверхности перерыва).

Нам кажется, что литологически этот комплекс является более близким пиргускому горизонту и поэтому рассматриваем в его составе. До сих пор у нас нет данных о распространении этого комплекса. Но необходимо отметить, что в разрезе скв. Вильянди (см. Ораспыльд, 1975, рис. 6) под красновато-коричневыми породами юнсторпской свиты в интервале 308,5—311,4 м встречается толща серовато-желтых и светло-серых микро- и скрытокристаллических известняков похожих на комплекс, распространенный в разрезах в окрестности пос. Лаэва.

Характерным признаком юнсторпской свиты, как известно, является прежде всего красновато-коричневая окраска пород. Но даже в Южной Эстонии, где свита широко распространена, не все породы свиты являются красновато-коричневыми. Между пос. Пуурмани и пос. Лаэва в разрезах скважин Лаэва-1, Лаэва-4, Лаэва-16, Лаэва-18 и Лаэва-297 красновато-коричневые глинистые известняки чередуются с зеленовато-серыми глинистыми известняками. Красновато-коричневый цвет является преобладающим в разрезе скважин Лаэва-6, Лаэва-10, Лаэва-13, Лаэва-15, Лаэва-17.

Юнсторпская свита в разрезах скважин Лаэва сложена преимущественно среднеслоистыми, в маломощных интервалах — полукомковатыми и комковатыми средне- и сильноглинистыми известняками. Известковые мергели имеют только подчиненное значение.

По разрезам скважин Лаэва над юнсторпской свитой залегают, по всей вероятности, тоотсиская свита (рис. 5), в которой хорошо выражена тонкослоистость и средне- и мелкокомковатость в глинистых известняках. В рассматриваемых разрезах для этой свиты характерно еще чередование слоев зеленовато-серого и фиолетового цвета. Слои глинистых известняков часто фиолетовые, а слои мергелей — зеленовато-серые.

Тоотсиская свита

Тоотсиская свита выделена автором настоящей статьи в нижней части пиргуского горизонта. Она распространена в средней части материковой Эстонии (скв. Аре, Тоотси, Коксвере, Кабала, Паламузе (?), в разрезах Лаэва) и на острове Сааремаа (скв. Каугатума, Кингисепп, Эйкла), т. е. в переходной структурно-фациальной зоне (см. Ораспыльд и Кала, 1980). Тоотсиская свита обычно подстилается вормсиским горизонтом.

Мощность тоотсиской свиты по буровым скважинам следующая:

Каугатума	— 9,8 м	(367,5—377,3 м)
Кингисепп	— 12,3 м	(324,7—337,0 м)
Эйкла	— 9,2 м	(264,2—273,7 м)
Аре	— 13,1 м	(232,0—245,1 м)
Тоотси	— 9,6 м	(226,7—236,3 м)
Коксвере	— 12,7 м	(179,6—192,3 м)
Кабала	— 10,77 м	(168,18—178,95 м ?)
Паламузе	— 2,1 м	(168,90—170,95 м ?)
Лаэва-1	— 6,7 м	(177,0—183,7 м)
Лаэва-4	— 6,95 м	(192,10—199,05 м)
Лаэва-6	— 2,90 м	(190,30—193,20 м)
Лаэва-10	— 5,0 м	(186,4—191,4 м)
Лаэва-15	— 2,6 м	(196,0—198,6 м)

Лаэва-17	—	2,6 м	(188,4—191,0 м)
Лаэва-16	—	5,1 м	(192,6—197,7 м)
Лаэва-13	—	4,6 м	(184,4—189,0 м)
Лаэва-18	—	4,75 м	(204,95—209,70 м).

Свита сложена преимущественно слабо- и среднеглинистыми светло-зеленовато-серыми и серыми (местами с фиолетовыми пятнами и полосами) известняками, в которых содержание детрита и зерен глауконита колеблется. Подчиненное значение имеет известковый мергель.

Основными отличительными литологическими признаками для тоотсиской свиты, по сравнению с подошвой и кровлей, являются более низкое содержание глинистого материала и наличие зерен глауконита (количество которых местами повышенное).

Свита палеонтологически слабо изучена. По отчетам геолого-гидрогеологической съемки известны следующие формы (определения В. Журавлевой): *Platybolbina orbiculata* Sarv, *P. maslovi* Sarv, *Steusloffina cuneata* (Steusloff), *Tvaerenella expedita* Sarv, *Uhakiella magnifica* Sarv, *Leperditella globosa* Sarv, *Oepikella frequens* (Steusloff), *Sigmobolbina plana* Neckaja, *S. tropeota* Jaan. *Foramenella parkis* (Neckaja), *Laticrura?* sp.

Стратотипом свиты выбран нами керн скважины Тоотси в интервале 226,7—236,3 м (рис. 3). Нижняя часть свиты мощностью 2,6 м представлена в стратотипе серым (со слабыми красновато-фиолетовыми пятнами) глинистым тонкокристаллическим среднеслоистым с одиночными зернами глауконита известняком. Остальная, основная часть свиты, мощностью 7,0 м, сложена светло-серым мелкодетритистым тонкокристаллическим известняком, в составе которого присутствуют также зерна глауконита. Полукомковатая текстура обусловлена тонкими (0,1—0,5 см) прослойками известкового мергеля.

Почти в таком же виде свита выражена в разрезе скв. Аре. В разрезе скв. Коксвере тоотсиская свита (в интервале 179,6—192,3 м) сложена по содержанию глинистого материала, детрита и зерен глауконита довольно разнообразными известняками. Присутствуют и слои известкового мергеля (см. рис. 3).

В разрезе скв. Кабала мы выделили свиту условно в интервале 168,18—178,95 м. Этот комплекс Э. Кала⁹ рассматривал как мозскую пачку, но наличие зерен глауконита и фиолетовых пятен свидетельствуют о том, что этот комплекс не является мозской пачкой (свитой). Тоотсиская свита в разрезе скв. Кабала представлена слабо- и среднеглинистым известняком серого цвета с зернами глауконита.

⁹ Кала Э., Эльтерман Г. и др. Отчет Пайдеского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке центральной части ЭССР за 1963—1966 годы. Рукопись. ЭГФ. 1967.

Условно в тоотсискую свиту включена нами и толща слабо- и среднеглинистых мелкодетритистых микро- и тонкокристаллических известняков зеленовато-серого цвета с фиолетовыми пятнами в разрезе скв. Паламузе (рис. 1) в интервале 168,90—170,95 м. Как в разрезе скв. Кабала, так и в разрезе скв. Паламузе нижняя и верхняя границы тоотсиской свиты переходные, условные.

На острове Сааремаа тоотсиская свита изучена нами в разрезе скв. Кингисепп (рис. 2). Нижняя половина свиты в этом разрезе в интервале 330,4—337,0 м сложена чистым серым доломитистым мелкодетритистым и мелкодетритовым известняком, содержащим в разном количестве зерна глауконита. На разных уровнях (332,27—332,35 м; 332,80—332,88 м; 333,26—333,49 м; 334,59—334,64 м; 335,45—335,51 м; 336,22—336,30 м) встречаются прослой коричневатого цвета скрыто- и микрокристаллического известняка. Верхняя половина тоотсиской свиты в разрезе скв. Кингисепп в интервале 324,7—330,4 м представлена зеленовато-серым с фиолетовыми пятнами тонкокристаллическим мелкодетритистым глинистым известняком. Зерна глауконита встречаются относительно редко.

В разрезе скв. Эйка (рис. 1) тоотсиская свита встречается в интервале 264,2—273,7 м. Эта часть разреза, по Э. Кала¹⁰, сложена микро- и тонкокристаллическим волнистослоистым известняком светло-серого цвета. Присутствуют также зерна глауконита, особенно обильно в интервале 269,5—272,7 м.

Очевидно, тоотсиская свита встречается и в разрезе скв. Ундва в интервале 189,9—191,6 м. По Э. Кала, эта толща представлена светло-серым мелкодетритистым тонкокристаллическим, с одиночными зернами глауконита, известняком.

Заключение

Рассматриваемые в статье разрезы скважин (рис. 1) находятся на переходной структурно-фациальной зоне. Вормсиский горизонт представлен в основном тудулиннаской свитой (см. и Ораспыльд и Кала, 1980), которая в этой зоне сложена преимущественно серыми и темно-серыми глинистыми или известковыми мергелями. Глинистый известняк присутствует в мергелях часто только в виде прослоев. Но в некоторых разрезах (скв. Выхма, Кабала, Лаэва-6 и др.) значение глинистых известняков увеличено.

Нижняя часть пиргуского горизонта представлена юнсторпской свитой (скв. Каугатума, Варбла, Селисте, Пярну, Выхма, скважины Лаэва) или тоотсиской свитой (скв. Кингисепп, Эйка, Аре, Тоотси, Коксвере, Кабала, Паламузе). Тоотсиская свита

¹⁰ См. сноску 4.

представляет собой, по всей вероятности, переходное фациальное звено между мозской и юнсторпской свитами на переходной структурно-фациальной зоне.

В разрезе скв. Каугатума и в разрезах скважин Лаэва тоотсиская свита выделена над юнсторпской свитой. Следует предполагать, что в этих разрезах (в периферийной полосе переходной зоны) тоотсиская свита не представлена полностью, а только своей верхней частью, которая моложе юнсторпской свиты.

Тоотсиская свита представлена в основном слабо- и среднеглинистым глауконитсодержащим известняком светло-зеленовато-серого цвета с фиолетовыми пятнами. Мощность свиты 1,8—13,1 м.

Юнсторпская свита на переходной фациальной зоне литологически несколько отличается от соответствующей свиты в Южной Эстонии (периферийная часть осевой фациальной зоны), так как она сложена в основном глинистыми известняками и породы, кроме красновато-коричневого цвета, довольно часто пестроцветные.

Нижняя часть пиргуского горизонта в разрезах скв. Лаэва-1, Лаэва-4, Лаэва-10, Лаэва-15, Лаэва-17 и Лаэва-18 сложена относительно слабоглинистыми микрокристаллическими известняками светло-серого или желтовато-серого цвета с лимонитизированными полосами и пятнами. В некоторых разрезах (скв. Лаэва-4, Лаэва-18) этой толщи характерными являются лимонитизированные поверхности перерыва (см. рис. 5 и рис. 7). Литостратиграфическая принадлежность названных известняков на данном этапе изучения неясна.

ЛИТЕРАТУРА

- Вингисаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. 1965. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Таллин.
- Ораспыльд А. 1975. Литологическая характеристика пиргуского горизонта в Южной Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 359. Труды по геологии VII. Тарту.
- Ораспыльд А., Кала Э. 1980. Литология вормсиского горизонта на территории Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 527. Труды по геологии VIII. Тарту.
- Рымусокс А. К. 1967. Стратиграфия вируской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. Автореф. докт. дисс. Институт геологии АН СССР. Москва—Тарту.

LITHOLOGICAL CHARACTERISATION OF THE BOUNDARY BEDS OF THE VORMSI AND PIRGU STAGES IN CENTRAL ESTONIA

A. Oraspõld

Summary

In Central Estonia and in the southern part of the Island of Saaremaa, which from the Transitional structural-facial Zone, the Vormsi stage is represented by the Tudulinna formation containing grey and dark-grey calcareous and clayey marls intercalated by clayey limestone beds (see Figs. 1—7).

The lower part of the Pirgu stage is represented in the region under study by the Jonstorp formation (boreholes of Kaugatuma, Varbla, Seliste, Pärnu, Võhma, Laeva) or by Tootsi formation (boreholes of Kingissepa, Eikla, Are, Tootsi, Koksvere, Kabala, etc.). The Tootsi formation has been distinguished and lithologically characterized by the author for the first time in the present paper.

The Tootsi formation consists of light-grey or green-grey clayey limestone with violet patches containing glauconite and thin interlayers of marl. The thickness of the formation varies from 1.8 to 13.1 m. According to the existing data, it is distributed in the Transitional Zone.

The Jonstorp formation is represented in the Transitional Zone by brownish red and variegated clayey limestones.

The lowermost beds of the Pirgu stage are represented in the boreholes Laeva-1, Laeva-4, Laeva-10, Laeva-15, Laeva-17 and Laeva-18 by light-green or yellow-grey microcrystalline clayey limestones with sporadically limonitized bands and patches, containing in boreholes Laeva-4, Laeva-18 limonitized discontinuity-surfaces. The lithostratigraphical position of these limestones is not quite clear yet.

О ЛИТОЛОГИИ ПОРКУНИСКОГО ГОРИЗОНТА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЛАТВИИ

А. Ораспыльд

Литологический характер поркуниского горизонта в центральной и северной частях Латвии изучен несколько слабее по сравнению с западными и северо-западными районами Латвии.

Автору настоящей статьи предоставилась возможность летом 1972 г. принимать участие в составе экспедиции Института геологии АН ЭССР в Латвии и ознакомиться более подробно с керном буровых скважин Балдоне, Дзербене и Алуksне (рис. 1.), а также получить представление о литологии порку-



Рис. 1. Расположение буровых скважин: 1 — Балдоне, 2 — Таурупе, 3 — Нитауре, 4 — Дзербене, 5 — Алуksне.

ниского горизонта в центральной и северо-восточной частях Латвии. Кроме того научный сотрудник Института геологии АН ЭССР Р. Эйнасто передал автору для обработки многочисленные образцы из кернов буровых скважин Таурупе и Нитауре и макролитологические описания этих разрезов. За это автор выражает искреннюю благодарность. В ходе исследований подготовлено 85 шлифов, определено количество нерастворимого остатка в 113 пробах и сделано 43 гранулометрических

анализа из нерастворимого остатка. Результаты исследований изложены в настоящей статье.

В основу структурной классификации и классификации по вещественному составу карбонатных пород положена классификация П. А. Вингисаара и др. (1965).

По исследованиям латвийских геологов (Ульст, Гайлите 1970 и др.) нижняя граница поркуниского горизонта в Латвии совпадает с нижней границей кулдигской пачки, которая в настоящее время рассматривается в качестве свиты (Ульст, 1972). Наши исследования показали, что в Центральной Латвии эта граница литологически нечетко выражена. В разрезе скв. Нитауре она условно установлена на глубине 724,8 м (рис. 2). Ниже этого уровня встречается известковый мергель серо-фиолетового цвета, а выше — серый известковый мергель. В разрезе скв. Балдоне эта граница установлена на глубине 760,9 м и выражена подобно разрезу скв. Нитауре.

В разрезе скв. Дзербене в интервале 758,1—670,5 м встречающийся домерит (доломитовый мергель) серого цвета с зеленым оттенком и массивной текстурой плавно переходит в глинистый известняк куйлиской свиты пиргуского горизонта. Нижняя граница горизонта установлена на глубине 760,5.

В разрезе скв. Таурупе нижняя граница литологически резкая и маркирована серией поверхностей перерыва ржавого цвета на глубине 726,0 м. Ниже этого уровня встречается мелкокомковатый известняк красновато-серого цвета куйлиской свиты.

В керне из скважины Алуksне нижняя граница горизонта не сохранилась. Ниже уровня 875,5 м встречается полукомковатый афанитовый известняк желтовато-серого цвета, а выше — массивный известковый мергель темно-серого цвета, который входит, очевидно, уже в поркуниский горизонт.

Верхняя граница поркуниского горизонта является объектом дискуссии. По мнению эстонских геологов (Нестор, 1970, стр. 220), нижняя граница ыхнеской свиты в Латвийской структурно-фациальной зоне совпадает с нижней границей юурского горизонта (в разрезе скв. Хольдре она на глубине 429,4 м). В основании ыхнеской свиты (скв. Хольдре, Абя) выделяется еще пачка красно- и пестроцветных мергелей, в нижней части которой, в свою очередь, выделены слои микро- и скрытокристаллических известняков. Последние рассмотрены латвийскими геологами (Ульст и Гайлите, 1970, стр. 288) как руяская пачка (в разрезе скв. Хольдре в интервале 422,6—427,5 м (Ульст 1970, стр. 317)). Из этих пород Л. Гайлите определены остатки нижнесилурийских остракод *Microcheilinella mobile* Gail., *Longiscula smithi* (Jones) и *Silenis mawii* (Jones). Подстилающие породы, то есть серый глинистый мергель с прослоями известняка и светло-серый доломитизированный известняк в разрезе

скв. Хольдре в интервале 427,5—429,4 м, рассматриваются Р. Ульст (1970) в составе салдусской пачки (пачка установлена Р. Ульст в интервале 427,5—433,15 м). Следовательно, Х. Нестор (1970) рассматривает серый глинистый мергель с прослоями известняка и светло-серый доломитизированный известняк в составе ыхнеской свиты, но Р. Ульст — как верхнюю часть салдусской пачки. В настоящее время салдусская пачка рассматривается в качестве свиты и причисляется к поркунискому горизонту (Ульст, 1972). Но верхняя граница поркуниского горизонта так или иначе остается дискуссионной.

Автор настоящей статьи, исследуя литологический характер поркуниского горизонта в разрезах скв. Алуksне, Нитауре, Дзербене, Таурупе и Балдоне, считает целесообразным провести верхнюю границу поркуниского горизонта по подошве микро- и скрытокристаллических (афанитовых) известняков. Комплекс известковых мергелей (домеритов) и глинистых известняков (доломитов), который палеонтологически еще слабо или совсем не охарактеризован, и стратиграфическое положение поэтому точно не определено, мы условно включаем в поркуниский горизонт, так как этот комплекс в рассматриваемых разрезах литологически более тесно связан с подстилающими микро- и тонкослоистыми алевритистыми и глинистыми породами, чем с надстилающими афанитовыми породами. Рассматриваемый комплекс пород распространен и в Южной Эстонии (Ораспыльд, 1975), например в разрезе скв. Карула в интервале 315,9—317,7 м. Учитывая исследования Р. Ульст (1970), в разрезе Хольдре этот комплекс, по всей вероятности, встречается в интервале 427,5—429,7 м, (а не 427,61—430,3 м, как отмечено в статье А. Ораспыльд (1975)).

Мощность поркуниского горизонта по изученным нами буровым скважинам следующая:

Балдоне	3,9 м	(757,0—760,9 м)
Таурупе	9,5 м	(716,5—726,0 м)
Нитауре	11,8 м.	(713,0—724,8 м)
Дзербене	11,5 м	(748,0—760,5 м)
Алуksне	5,5 м?	(870,0—875,5 м)

Из этих данных следует, что наибольшая мощность горизонта установлена в окрестностях Нитауре, Дзербене и Таурупе.

Верхи ордовика (поркуниский горизонт) в Западной, Северо-западной и в основном также Центральной Латвии представлены кулдигской и салдусской свитами (Ульст, 1972). В Западной и Северо-западной Латвии между кулдигской и салдусской свитами установлен перерыв в осадконакоплении (Гайлите и др., 1967; Ульст, Гайлите, 1970).

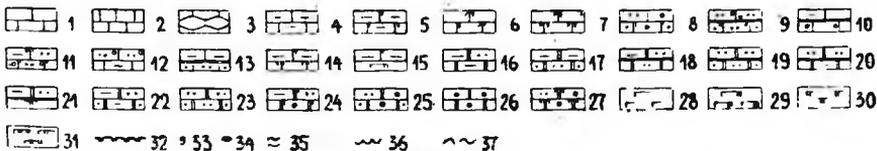
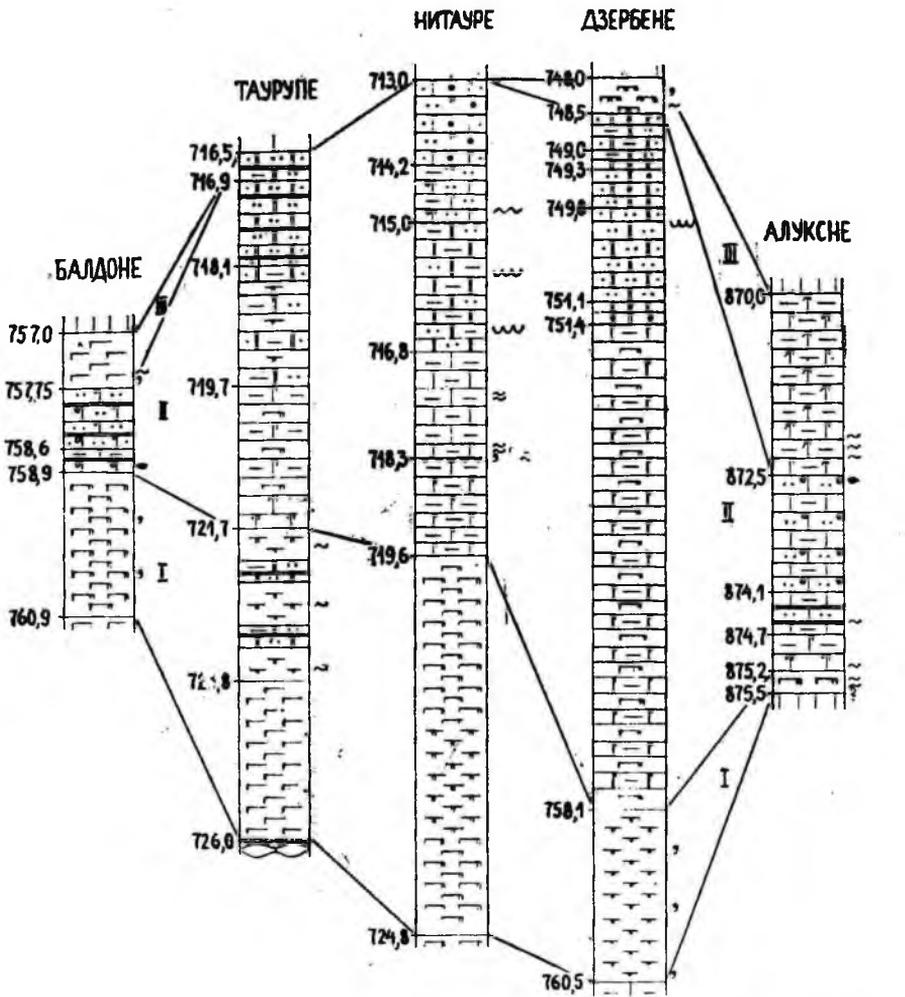


Рис. 2. Разрезы поркуниского горизонта по линии Балдоне—Алуksне. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — афанитовый известняк, 3 — комковатый известняк, 4 — глинистый известняк, 5 — глинистый доломитистый известняк, 6 — мелкодетритистый известняк, 7 — сгустковый доломитистый известняк, 8 — алевроитисто-песчанистый доломитистый известняк, 9 — микро- и тонкослоистое чередование алевроитистого псаммитового мелкообломочного известняка с тонкими прослойками

Изученные нами керны скважин Балдоне, Дзербене, Таурупе и Нитауре показали, что в этом районе Центральной Латвии провести границы между вышеназванными свитами нелегко, потому что осадконакопление в этой части бассейна в поркуниское время происходило, по-видимому, без существенных перерывов и поэтому границы между свитами и пачками нерезкие, переходные. Чтобы воздержаться от неправильного установления границ между свитами и пачками, нами выделяются в изученных разрезах в пределах поркуниского горизонта только литологические комплексы.

Первый (нижний) комплекс литологически довольно однородный и мощность его в изученных скважинах следующая:

Балдоне	2 м	(758,9—760,9 м)
Таурупе	4,3 м	(721,7—726,0 м)
Нитауре	5,2 м	(710,6—724,8 м)
Дзербене	2,4 м	(758,1—760,5 м)
Алуксне	0,3 м?	(875,2—875,5 м?)

Комплекс представлен серыми или темно-серыми доломитистыми известковыми мергелями или домеритами микро- или тонкокристаллической или разнокристаллической структуры (рис. 2). Текстура пород обычно массивная. В комплексе разрезов скв. Балдоне и Дзербене рассеянно встречаются мелкие

мергеля и алевритисто-сугликового известняка, 10 — чередование глинистого известняка и псаммитового мелкообломочного известняка с прослойками мергеля, 11 — микро- и тонкослоистое чередование глинисто-алевритисто-сугликового доломитистого известняка с алевритисто-псаммитовым доломитистым мелкообломочным известняком, 12 — микро- и тонкослоистое чередование глинистого известняка с алевритисто-псаммитовым мелкообломочным известняком, 13 — микро- и тонкослоистое чередование глинистого известняка с алевритистым известняком и мергелем, 14 — микро- и тонкослоистое чередование глинистого доломитистого известняка с доломитистым сугликовым известняком, 15 — микро- и тонкослоистое чередование глинистого доломитистого известняка с доломитистым известковым мергелем, 16 — микро- и тонкослоистое чередование алевритисто-глинистого известняка с глинистым известняком (структура вторичная), 17 — микро- и тонкослоистое чередование глинистого доломита с алевритистым доломитом, 18 — микро- и тонкослоистое чередование глинисто-алевритистого и алевритистого доломита с домеритом, 19 — микро- и тонкослоистое чередование алевритистого доломита с мергелем, 20 — микро- и тонкослоистое чередование алевритистого доломита с глинистым доломитом, 21 — микро- и тонкослоистое чередование алевритисто-глинистого доломита с домеритом, 22 — глинисто-алевритистый доломит, 23 — алевритистый доломит, 24 — глинисто-алевритисто-песчаный известковый доломит, 25 — песчанисто-алевритистый доломит, 26 — песчаный доломит, 27 — песчанисто-алевритистый известковый доломит, 28 — известковый мергель, 29 — доломитистый известковый мергель, 30 — домерит, 31 — известковый домерит, 32 — поверхность перерыва, 33 — глауконит, 34 — известковый оолит, 35 — ходы илоседа, 36 — знаки ряби волнения, 37 — знаки ряби течения; I—III — литологические комплексы.

зерна глауконита. Содержание детрита низкое. В породах средней части комплекса разреза скв. Балдоне установлено наличие кварцевых зерен алевритовой размерности.

В разрезе скв. Таурупе в интервале 721,7—723,8 м серый или темно-серый массивный домерит с прослоями (мощность до 10 см) глинисто-алевритистого микро- и тонкослоистого доломита. В домерите встречаются пиритизированные ходы илоедов и фрагменты скелетов брахиопод, граптолитов и др. Довольно часто встречаются ходы илоедов и в разрезе скв. Алуksне.

Нижняя граница комплекса совпадает с нижней границей горизонта. Верхняя граница комплекса литологически переходная. Следует предполагать, что нижний комплекс соответствует кулдигской свите западных районов Латвии.

Второй (средний) комплекс является литологически наиболее разнообразным и он сложен микро- и тонкослоистыми мелкообломочными известняками, глинистыми известняками, известковыми мергелями, которые более или менее доломитизированы (до доломита или домерита) и в составе которых содержание кварца, алевритовой или песчаной размерности колеблется (см. и рис. 2).

Мощность комплекса в буровых скважинах следующая:

Балдоне	1,15 м	(757,75—758,9 м)
Таурупе	5,2 м	(716,5—721,7 м)
Нитауре	6,6 м	(713,0—719,6 м)
Дзержбене	9,6 м	(748,5—758,1 м)
Алуksне	2,7 м	(872,5—875,2 м)

Рассматриваемый комплекс охарактеризован следующими чертами. Первичные структуры карбонатных пород только частично (реликтно) сохранены. Первичные мелкообломочные структуры относительно хорошо видимые в породах разрезов скважин Балдоне и Алуksне. Карбонатные обломочные зерна мелкие (ниже 0,2 мм, редко до 1 мм) и ими обусловлены псаммитовая, псаммитово-сугликовая или сугликовая структуры. Цемент тонко- или мелкокристаллический. Редко в мелкообломочном известняке присутствуют мелкие известковые оолиты. Следует предполагать, что первичная структура пород второго комплекса была преимущественно мелкообломочная, но в ходе перекристаллизации и доломитизации отчасти или полностью уничтожена, например в интервале 715,0—716,8 м разреза скв. Нитауре алевритисто-глинистый известняк имеет разнокристаллическую вторичную структуру. Широко распространены микро- и тонкослоистые (горизонтальные и косослоистые) текстуры. Только в некоторых интервалах разрезов скв. Дзержбене и Ни-

тауре они нечетко или совсем не выражены. Поверхности напластования слоев и прослоев часто ровные, но местами встречаются и своеобразные мелкие бугорки, происхождение которых неясное (возможно, что это отчасти сохранные мелкие знаки ряби). Местами присутствуют ясные знаки ряби волнения и течения. Поверхности перерыва внутри комплекса установлены только в разрезе скв. Нитауре (на глубинах 718,3 м и 715,0 м). Количество некарбонатного терригенного материала изменяется как между разрезами скважин, так и в пределах одного разреза. Обычной примесью является пелитовый (глинистый) материал. Терригенный материал алевритовой, особенно песчаной, размерности имеет второстепенное значение (ниже 25% от состава породы). Только в разрезах скв. Нитауре (в интервале 713,0—714,2 м) и скв. Дзербене (в интервалах 748,5—749,0 м, 749,3—749,8 м и 751,1—751,4 м) породу можно назвать песчанистой (до 17% песчанистого материала от состава породы), причем преобладает кварц мелкозернистой (0,1—0,25 мм) размерности. Среднезернистый песчаный материал имеет ничтожное значение (ниже 2,1%). В разрезах скв. Таурупе, Нитауре и Дзербене в нижней части второго комплекса более характерным является глинистый материал, причем вверх по вертикальному разрезу его роль уменьшается, в алевритовой (отчасти и песчаной) примеси — увеличивается. В разрезах скв. Балдоне и Алуksне алевритовый кварц распределен более равномерно по сравнению с глинистым материалом. Последний сконцентрирован часто в виде тонких прослоев. В самой верхней части второго комплекса разреза скв. Балдоне содержание алевритовых зерен довольно высокое (21,4% от состава породы).

Второй комплекс, по-видимому, соответствует в общих чертах салдусской свите Западной Латвии. Верхняя граница нечетко выражена и литологически переходная. Только в разрезе скв. Дзербене верхняя граница маркирована черновато-серым пиритизированным прослоем.

Третий (верхний) комплекс установлен нами в разрезах скв. Балдоне, Дзербене и Алуksне. Мощность его следующая:

Балдоне	0,75 м	(757,0—757,75 м)
Дзербене	0,5 м	(748,0—748,5 м)
Алуksне	2,5 м	(870,0—872,5 м)

Комплекс сложен зеленовато-серым или серым известковым мергелем (скв. Балдоне), известковым домеритом (скв. Дзербене) и серым микро- и мелкокристаллическим, мелкодетритистым глинистым известняком (скв. Алуksне). Детрит в известняке распределен пятнисто. Присутствуют фрагменты иглокожих, остракод, брахиопод и др. Рассеянно встречаются алев-

ритовые зерна кварца. Известковый домерит в основном массивный. В разрезе скв. Балдоне нижние 0,2 м содержат тонкие прослои известняка. Относительно примесей необходимо отметить наличие мелких глауконитовых зерен в тонких прослоях разреза скв. Дзербене. В верхнем комплексе во всех рассмотренных разрезах присутствуют довольно часто ходы илоедов.

Верхняя граница третьего комплекса, по нашему мнению, совпадает с верхней границей поркуниского горизонта (см. стр. 92). Стратиграфическое положение этого комплекса, как уже отмечено, является до сих пор дискуссионным, но мы рассматриваем его в составе поркуниского горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

- Вингисаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. 1965. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Таллин.
- Гайлите Л. К., Рыбникова М. В., Ульст Р. Ж. 1967. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород Средней Прибалтики. Рига. «Зинатне».
- Нестор Х. 1970. Юурусский горизонт. В кн.: Силур Эстонии, стр. 204—220. Таллин, «Валгус».
- Ораспыльд А. 1975. Литология поркуниского горизонта в Эстонии. Труды по геологии VII. Уч. зап. Тартуского гос. ун-та. Вып. 359. Тарту.
- Ульст Р. Ж. 1970. Стратиграфия силурийских отложений разреза скважины Хольдре. Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии, сб. II. Вильнюс.
- Ульст Р. Ж. 1972. Местная схема подразделения верхнего ордовика Средней Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига.
- Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К. 1970. Граница ордовика и силура в Латвии и литостратиграфическое подразделение пограничных отложений. Палеонтология и стратиграфия Прибалтики, сб. II. Вильнюс.

ON THE LITHOLOGY OF THE PORKUNI STAGE IN CENTRAL LATVIA

A. Oraspöld

Summary

This paper reports the results of an investigation of the Porkuni stage on the basis of the materials collected from the Baldone, Dzerbene, Taurupe, Nitaure and Aluksne boreholes. The results of the study indicated that there is no distinct boundary between the Kuldiga and Saldus formations in several boreholes of the area investigated (especially at Taurupe and Dzerbene), as there took place a continuous sedimentation during the Porkuni age and the boundary beds of the two formations are rich in clay

material. For this reason the **Porkuni stage** has been divided into two or three lithologic complexes (see Fig. 2).

The first (lower) complex belongs most probably to the **Kuldiga formation** and is characterized overwhelmingly by massive grey or dark-grey dolomitic calcareous marls or domerites. The thickness of the complex ranges from 2.0 to 5.2 m in Central Latvia.

The second (middle) complex consists of micro- and thin-bedded (horizontal- and cross-bedded) limestones with plain bed surfaces containing fine clastic material, as well as of clayey limestones and calcareous marls, more or less dolomitized with an admixture of silt- and sand-sized clastic quartz. Generally the complex corresponds to the **Saldus Formation**. Its thickness varies from 1.15 to 9.6 m.

The third (upper) complex was established in **Baldone, Dzerbene** and **Aluksne** boreholes. It consists of green-grey or grey calcareous marls (**Baldone**), calcareous domerites (**Dzerbene**) and clayey limestones (**Aluksne**) with a thickness ranging between 0.5 and 2.5 m. The stratigraphic position of this complex is due to the scarcity of fossil evidence not yet unambiguously resolved.

МЕТОДИКА РЕНТГЕНОВСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ МЕТОДОМ ПОРОШКА

Ю. Кирс, К. Утсал

Препарирование зерен

При выделении чистых полевых шпатов из средне- и крупнозернистых пород наилучшие результаты дает ручное сепарирование под бинокуляром. Как правило, калиевые полевые шпаты хорошо отличаются от плагиоклазов своим красноватым цветом. Если калишпаты светлые или зеленоватые, то самым надежным критерием разделения полевых шпатов является штриховатость от полисинтетического двойникования на плоскости спайности плагиоклаза.

В случае более мелкозернистых пород фракционирование приходится проводить в тяжелых жидкостях, например в бромформе, разбавляя его этиловым спиртом до требуемой плотности.

Подготовка препарата

Чистые фракции полевых шпатов растирались в агатовой ступке до размера зерен около 0,05 мм и меньше, достаточных для рентгеновского исследования дифрактометрическим методом. Практически порошок растирался до исчезновения хрустящего звука кристалликов.

После введения в порошок 10—20%-ного внутреннего эталона, смесь тщательно перемешивалась, чем достигалась наибольшая однородность.

Для подложки препарата использовалось стеклышко, на концы которого были наклеены бумажные полосы (Утсал, 1971). Площадь между полосами смазывалась тонким слоем вазелина, на который наносили слой исследуемого порошка. Чтобы по возможности избежать эффекта ориентации кристалликов, порошок прессовали слегка матовым стеклом, придавая препарату ровную поверхность на уровне бумажных полос.

Съемка на дифрактометре

Съемка препарата производилась на рентгеновском дифрактометре УРС-50-ИМ. Условия съемки на отфильтрованном железном излучении при регистрации сцинтилляционным счетчиком следующие: напряжение 22 кв.; ток 11 ма; щели 0,5 : 1,0 : : 0,5; постоянная времени 10 сек. Скорость вращения счетчика $0,5^\circ$ в мин. скорость движения ленты 1 см/мин. Препарат не вращался.¹

Исследование калиевых полевых шпатов

Для калибрования углов отражений калишпата используются разные эталоны, наиболее часто кварц и KВгO_3 (Orville, 1967; Боруцкий, 1971; Vogta, 1971). Кварц, являясь очень удобным эталоном, имеет следующий недостаток: если в исследуемом калишпате содержание Na-компонента около 10% или меньше, то рефлексы (201) калишпата и (100) кварца перекрываются. KВгO_3 , по которому удобно уточнить положение $(\bar{2}01)$ пика калишпата, в свою очередь, дает сильное отражение, которое накладывается на рефлексы $(1\bar{3}1)$ и (131) калишпата, таким образом исключая возможность определения триклинности последнего.

Поэтому мы использовали в качестве внутреннего эталона CsNO_3 , рефлексы которого не перекрываются отражениями калишпата ни в одном исследуемом интервале. Данные для CsNO_3 получены из каталога ASTM (карта 10779), кроме того он калибровался по эталонному кварцу (Каменцев, 1970). Применяемые нами рефлексы CsNO_3 :

(hkl)	d	l
(111)	4,467	38
(222)	2,232	21
(114) ²	1,820	22

При использовании в виде внутреннего стандарта CsNO_3 препарат не должен содержать кварц, иначе перекрывается часть рефлексов CsNO_3 .

Смесь пертитового калишпата и CsNO_3 снята на дифрактометре по следующим интервалам $2\Theta_{\text{FeK}\alpha}$:

от 23° до 28° — для выяснения положения пиков $(\bar{2}01)$ калишпата и альбита;

¹ Часть препаратов из калишпатов вращалась.

² В сущности, это двойной рефлекс:

(hkl)	d	l
(330)	1,826	18
(114)	1,820	22

- от 36° до 40° — для определения разделения пиков (131) и (131) калишпата;
- от 50° до 55° — для определения угла отражения рефлекса (060) калишпата;
- от 60° до 66° — для определения угла отражения рефлекса (204) калишпата
(в этом интервале можно наблюдать и (400) рефлекс калишпата).

Полученные таким путем данные дают возможность выяснить структурное состояние калишпата и содержание Na-фазы в нем следующим образом.

I. Оценка степени упорядочения

Под степенью упорядочения (беспорядок в замещении по Мегу (Megow, 1959)) в полевых шпатах подразумевается распределение атомов Al в тетраэдрических позициях (Si, Al)-0 каркаса. Эти позиции обозначаются как T_{10} , T_{1m} , T_{20} и T_{2m} (Taylor, 1962). В полностью неупорядоченном щелочном полево-м шпате (высокий санидин, анальбит*) атомы Al распределены равномерно между четырьмя тетраэдрическими положениями, так что вероятность нахождения Al в одной такой позиции равна на 0,25. Обозначив вероятность нахождения Al в тетраэдрическом положении через t_i , можно для полностью неупорядоченного полевого шпата (высокого санидина) написать: $t_{10} = t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,25$ (Stewart & Ribbe, 1969). Процесс упорядочения — это миграция атомов Al в позицию типа T_{10} . Для более упорядоченных, чем высокий санидин, но моноклиновых калишпатов (ортоклазы) характерно, что Al распределен равномерно между позициями T_{10} и T_{1m} ($t_{10} = t_{1m}$), причем, как во всех щелочных полевых шпатах, выдерживается условие $t_{20} = t_{2m}$. В полностью упорядоченном триклинном щелочном полево-м шпате (максимальный микроклин, низкий альбит) вероятности распределения Al между четырьмя тетраэдрическими позициями следующие: $t_1 = 1,0$, $t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0$.

Райт и Стюарт (Wright & Stewart, 1968, Stewart & Wright, 1974) показали, что в щелочных полевых шпатах параметры элементарной ячейки b и c связаны однозначно со степенью упорядочения и составили диаграмму для оценки структурного состояния щелочного полевого шпата исходя из величин b и c .

Обозначив через $\Delta(bc)$ местоположение точки щелочного полевого шпата на диаграмме координатами b и c , Стюарт и Риббе (Stewart & Ribbe, 1969) связывали $\Delta(bc)$ с вероятностями

* Под термином «анальбит» подразумевается максимально разупорядоченный триклинный высокий альбит (Laves, 1960).

распределения Al в (Si, Al) —O каркасе следующим образом: $\Delta(bc) = t_{10} + t_{1m}$. Подобным образом, исходя из величин углов обратной решетки α^* и γ^* и обозначив расположения точек щелочных полевых шпатов на диаграмме $\alpha^* - \gamma^*$ через $\Delta(\alpha^*\gamma^*)$, они показали, что $\Delta(\alpha^*\gamma^*) = t_{10} - t_{1m}$.

Следовательно, при помощи величин $\Delta(bc)$ и $\Delta(\alpha^*\gamma^*)$ можно однозначно определить вероятность нахождения Al в каждой структурной позиции, т. е. оценить степень упорядочения щелочного полевого шпата.

Определение параметров элементарной ячейки довольно громоздко. Часто положение затрудняется тем, что в пробе щелочные полевые шпаты представлены разноупорядоченными фазами, в результате чего на дифрактограммах возникают перекрывающиеся диффузные рефлексы. Поэтому при массовом опре-

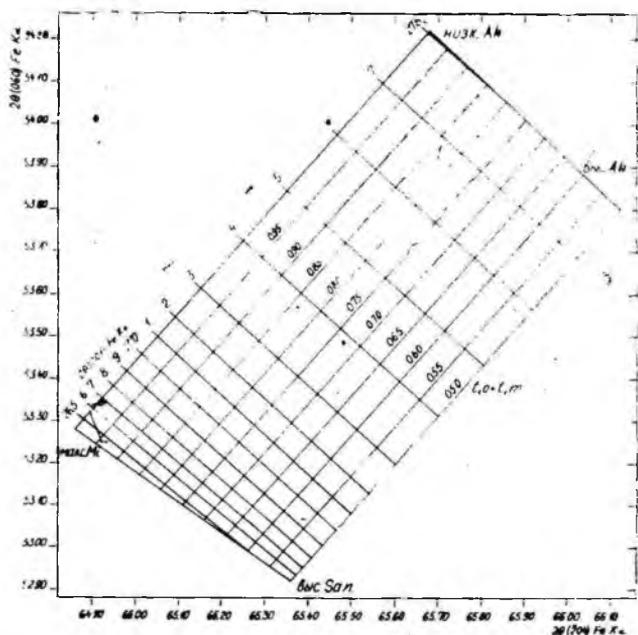


Рис. 1. График метода «трех пиков» (Wright, 1968), построенный по уточненным данным Стюарта и Райта (Stewart & Wright, 1974). Положение серии щелочных полевых шпатов: высокий санидин (San) — высокий альбит (Ab) и максимальный микроклин (Mi) — низкий альбит в координатах $2\theta(060)FeK\alpha_1 - 2\theta(204)FeK\alpha_1$. Между ними параллельными линиями отмечены суммарные вероятности распределения атомов Al в позициях T_{10} и T_{1m} ($\Delta(3n) = t_{10} + t_{1m}$). Поперечными к сериям линиями показаны значения $2\theta(201)FeK\alpha_1$, соответствующие значениям $2\theta(060)FeK\alpha_1$ и $2\theta(204)FeK\alpha_1$ при нормальной ячейке полевого шпата.

делении степени упорядоченности щелочных полевых шпатов мы использовали упрощенный подход.

Райт (Wright, 1968), предложив свой так называемый «метод трех пиков», показал, что в принципе (хотя с меньшей точностью) степень упорядочения щелочного полевого шпата можно вывести исходя вместо величин b и c и непосредственно из углов отражения (2θ) рефлексов ($\bar{2}04$) и (060) . По уточненным данным Райта и Стюарта (Wright & Stewart, 1974) мы составили соответствующий график для используемого нами железного излучения (рис. 1). Местоположение точки щелочного полевого шпата на этой диаграмме мы обозначаем величиной Δ ($3n$).

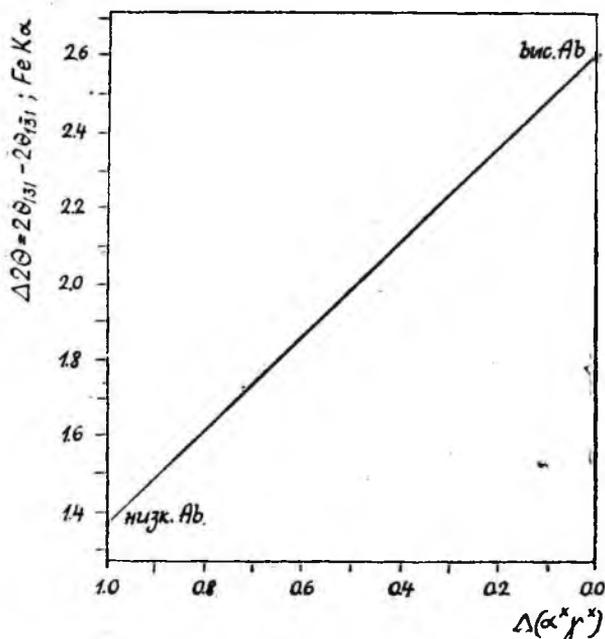


Рис. 2. График перевода величин $\Delta 2\theta = 2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{1}31}; FeK\alpha$ на величины $\Delta(\alpha^*\gamma^*)$ для альбитов (Stewart & Ribbe, 1969). В интервале $2\theta FeK\alpha$ от 1,37 до 2,26 график действителен и для плагиоклазов № 0—35 (Stewart & Ribbe, 1969, с. 456).

Вместо величины $\Delta(\alpha^*\gamma^*)$ можно использовать величину расхождения углов отражения рефлексов (131) и $(\bar{1}31)$, т. е. разницу $\Delta 2\theta = 2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{1}31}$. Для альбита и кислого платиноклаза (до № 35) Стюарт и Риббе (Stewart & Ribbe, 1969) составили график перевода значения $\Delta 2\theta$ на значения $\Delta(\alpha^*\gamma^*)$ (рис. 2). В случае калишпатов мы использовали для этой цели

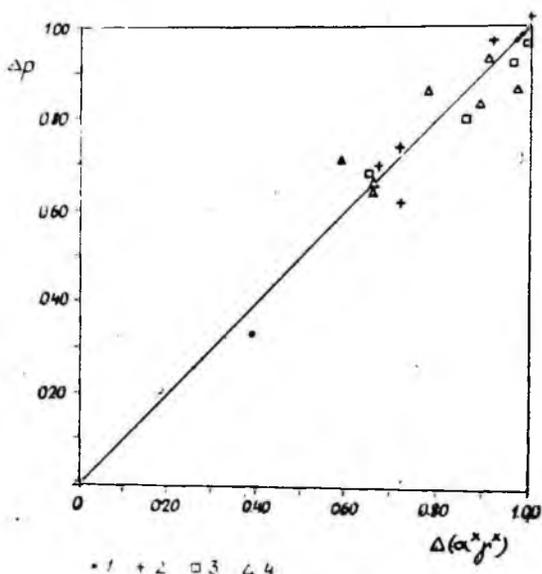


Рис. 3. Предполагаемая линейная связь между $\Delta\rho$ и $\Delta(\alpha^*\gamma^*)$ для калиневых полевых шпатов. Точки на графике — данные из работ:

- 1-Bailey & Taylor, 1955
- 2-Tilling, 1968
- 3-Cerny & Maček, 1974
- 4 — Сендеров, Яськин, 1976.

величину рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$), определяемую Гольдшмитом и Лавесом (Goldschmidt & Laves, 1954) по уравнению $\Delta\rho = 12,5 (d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}})$, где d — межплоскостное расстояние выражено в ангстремах. $\Delta\rho$ изменяется в интервале от 0 (моноклинный калишпат) до 1.0. Наблюдаемая связь между $\Delta(\alpha^*\gamma^*)$ в калишпатах линейна (рис. 3.).

Основываясь на интерпретациях Райта и Стюарта (Wright & Stewart, 1974), Мартина (Martin, 1974), можно в щелочных полевых шпатах ход упорядочения и измеряемые этот процесс величины схематически изобразить следующим образом (рис. 4.).

Если исследуемый триклинный калишпат содержит разноупорядоченные участки, определение его триклинности ($\Delta\rho$) затрудняется тем, что вместо двух рефлексов (131) и ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) возникает ряд отражений, которые часто полностью не разделяются. Тогда удобно отдельные разноупорядоченные фазы

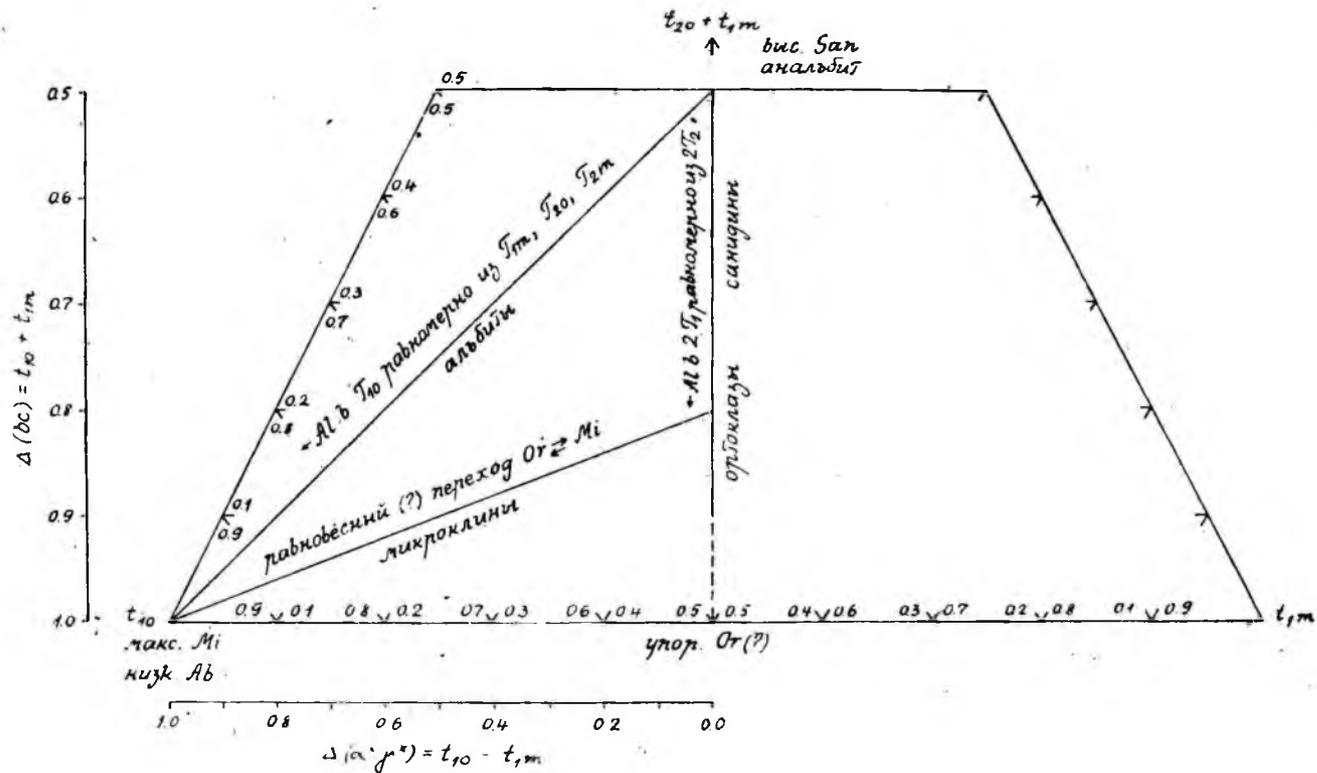


Рис. 4. Графическое представление процессов упорядочения в щелочных полевых шпатах по Стюарту и Райту (Stewart & Wright, 1974). Дополнительно приведены величины $\Delta(bc)$ и $\Delta(a^*\gamma^*)$, измеряемые эти процессы. Выделен гипотетический «упорядоченный ортотлаз» по представлениям Мартина (Martin, 1974).

дешифрировать при помощи графика (рис. 5.), составленного нами по данным Борга, Смита (Borg & Smith, 1969) и Райта, Стюарта (Wright & Stewart, 1968). Притом надо учитывать, что если в пробе присутствует более 5—10% плагиоклаза, рефлексы его, в свою очередь, усложняют картину. Когда калишпаты представлены смесью разноупорядоченных фаз, то вмес-

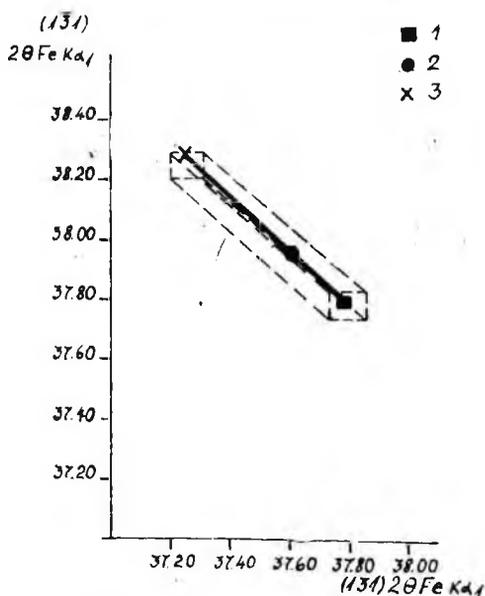


Рис. 5. График для выяснения на дифрактограмме сопряженных (131) и $(\bar{1}\bar{3}1)$ рефлексов разноупорядоченного калишпата. Сплошная линия: взаимосвязь пиков по расчетным данным Борга и Смита (Borg & Smith, 1969). Пунктир: вариация углов отражения тех же пиков, не выходящая за экспериментальные пределы, приводимые Райтом и Стюартом (Wright & Stewart, 1968).

- 1 — ортоклаз
- 2 — промежуточный микроклин ($\Delta_p = 0,33$)
- 3 — максимальный микроклин ($\Delta_p = 0,99$)

то числовых выражений триклинности (Δ_p) лучше выразить триклинность в виде эмпирически выявленных групп (Tilling, 1968, Vorma, 1971).

II. Оценка содержания Na-фазы

При гомогенном щелочном полевом шпате удобнее всего определить его Na-содержание по величине угла отражения рефлекса $(\bar{2}01)$ (Bowen & Tuttle, 1952). Мы использовали дан-

ные, приведенные в работе Райта (Wright, 1968, с. 97), по которым был построен нижеприведенный график (рис. 6).

Как показали Райт и Стюарт (Wright & Stewart, 1968, Stewart & Wright, 1974), точки щелочного полевого шпата на графиках $b-c$ и $2\theta_{204} - 2\theta_{060}$ несут информацию о напряжен-

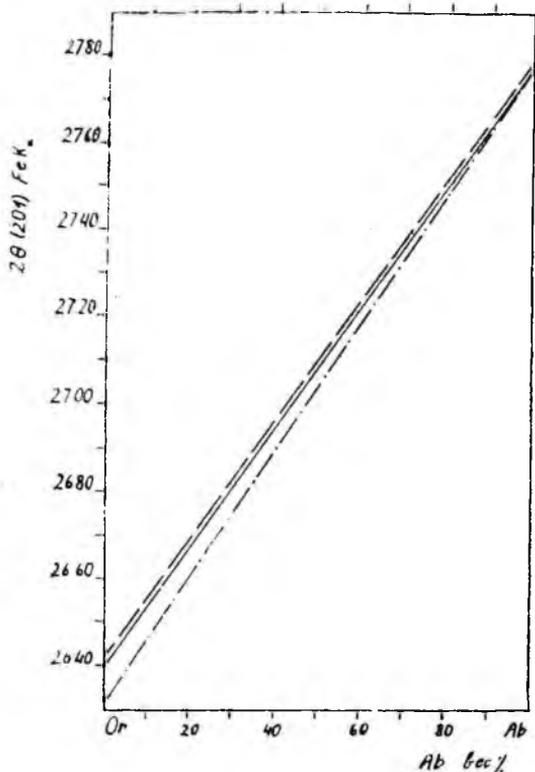


Рис. 6. График для определения Na-содержания (в виде альбитового компонента) гомогенной калишпатовой фазы (Or) по величине $2\theta(201) \text{ FeK}\alpha_1$ (Wright, 1968, табл. 4). Сплошная линия: серия высокий санидин — высокий альбит.

Пунктир: серия максимальный микроклин — низкий альбит. Точечный пунктир: ортоклазовая серия ($t_{10} + t_{1m} = 0,73$; Stewart & Wright, 1974).

ности состояния полевого шпата. Например, если разница в значениях 2θ рефлексов (201), полученных по графику (рис. 1.) и измеренных в образце, выше $0,16^\circ 2\theta \text{ FeK}\alpha_{201}$ (Stewart & Wright, 1974 стр. 362), то полевой шпат является заметно на-

пряженным и определением его Na-содержания по $2\theta_{201}$ дает неверные результаты. В этом случае более достоверные результаты дает определение Na по величине объема элементарной ячейки (Stewart & Wright, 1974). По мнению тех же авторов, возникновение в щелочных полевых шпатах такого напряженного состояния связано с распадом твердого раствора на взаимосвязанные пертитовые фазы.

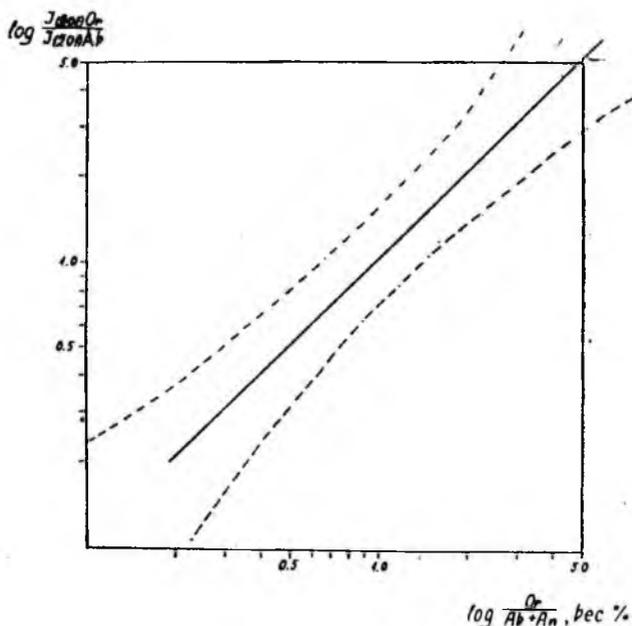


Рис. 7. Диаграмма Кюльмера для определения валового состава пертита, исходя из отношений интенсивностей ($\bar{201}$) рефлексов калишпатовой и альбитовой фазы в пертите (Kuellmer, 1960). Уравнение регрессий для построения прямой дано в тексте. Пунктиром ограничен 10%-ный доверительный интервал.

При пертитовом калишпате можно оценить валовое Na-содержание пертита, или измерив рефлекс ($\bar{201}$) гомогенизированного калишпата и используя график (рис. 6.), или применив так называемый метод Кюльмера (Kuellmer, 1959, 1960). Хороший пример комплексного использования обеих методик дан в работе Б. Е. Боруцкого (Боруцкий, 1971).

Мы использовали метод Кюльмера. Слабой стороной этого метода является возникающий в полевых шпатах эффект ориентации, который влияет на отношение интенсивностей рефлексов

($\overline{201}$) калишпата и альбита, принятых за основу оценки содержания Na (рис. 7.)³. Для уменьшения этого эффекта пробе во время съемки дают вращаться. Мы исследовали отношения интенсивностей при вращающихся и неподвижных пробах, подготовленных по вышеописанной методике. Практически результаты не отличаются. При проведении фоновой линии и измерении интенсивностей мы руководствовались указаниями Кюльмера (Kuellmer, 1960, с. 309). При нанесении на график Кюльмера химически проанализированных проб выяснилось удовлетворительное совпадение данных, в пределах допустимой точности метода, $\pm 10\%$.

Для оценки степени распада пертита А. С. Марфунин (А. С. Марфунин, 1962) предлагает измерять расстояние 2θ между пиками ($\overline{201}$) калиевой и натриевой фаз пертита.

Исследование плагиоклазов

Так как при изучении плагиоклазов используются не абсолютные значения, а разница значений 2θ рефлексов, можно на хорошо юстированном дифрактометре снять пробы без эталона. Однако для надежной интерпретации отражений мы добавляли к пробам в качестве внутреннего стандарта около 10% кварца⁴.

Подготовка препарата и условия съемки плагиоклазов и калишпатов аналогичны, различны только исследуемые интервалы 2θ . При железном излучении наиболее информативны следующие 2θ интервалы:

- от 36° до 41° — для выяснения разделения рефлексов ($\overline{131}$) и (131) плагиоклаза;
- от 43° до 47° — для определения положения рефлексов ($\overline{241}$) и (241) плагиоклаза;
- от 63° до 67° — для определения положения рефлексов (400), (113), ($\overline{204}$) плагиоклаза.

По разделению рефлексов ($\overline{131}$)—(131), при известном составе плагиоклазов, можно оценить их структурное состояние. Графики оценки опубликованы разными авторами (Stem-

³ Уравнение регрессии для построения кривой: $\log \left(\frac{I_{2\theta_1} \overline{\text{Or}}}{I_{2\theta_1} \overline{\text{Ab}}} \right) = -0,026 + 1,0628 \log \left(\frac{\text{Or}}{\text{Ab} + \text{An}} \right)$. где $\text{Or} + (\text{Ab} + \text{An}) = 100\%$ вес. (Kuellmer, 1960 стр. 321).

⁴ При плагиоклазах № 5—20, рефлекс ($\overline{241}$) плагиоклаза и (110) кварца перекрываются.

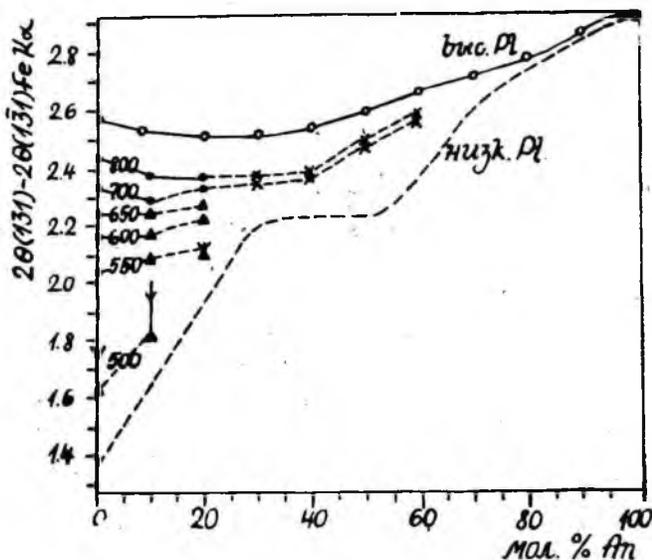


Рис. 8. График для оценки структурного состояния плагиоклазов по Смит (Smith, 1972). Кривая для высоких плагиоклазов (Pl) построена по данным Кролла (Kroll, 1967). Кривая для низких плагиоклазов построена Смитом по данным из разных источников. Температуры равновесного гидротермального синтеза (при $P_{H_2O} = 1$ кб) плагиоклазов даны по Эберхарду (Eberhard, 1967). Точки: температуры равновесного синтеза. Треугольники: экстраполяция температур на бесконечное время. Стрелки: экстраполяция температур образования для состава Ap_0 , Ap_{10} , Ap_{20} на бесконечное время, исходя из наиболее низкой температуры синтеза, полученных в ходе эксперимента. Крестики: предполагаемое Эберхардом равновесное (?) состояние.

mons, 1962, Vambauer et al., 1967 и др.), в наиболее обобщенном виде — Смитом (J. V. Smith, 1972) (рис. 8). Поле между высоким и низким плагиоклазом иногда разделяют на десять равных частей, и приписывая высоким плагиоклазам значенные 0, низким 100, можно охарактеризовать структурное состояние плагиоклаза при помощи полученного таким образом индекса упорядочения (и. у.) (Каменцев, Блюмштейн, 1974). Рефлексы (131) и ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) благодаря своей высокой чувствительности наиболее пригодны для определения структурного состояния плагиоклаза.

Упорядоченность плагиоклазов можно оценить и исходя из разделения рефлексов ($\bar{2}\bar{4}\bar{1}$)—($\bar{2}\bar{4}\bar{1}$) (Vambauer et al., 1967). Пары рефлексов ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$)—(131) и ($\bar{2}\bar{4}\bar{1}$)—($\bar{2}\bar{4}\bar{1}$) также дают возможность грубо оценить номер плагиоклаза и содержание в нем калишпатового компонента (рис. 9.) (Vambauer et al., 1967; Harnik, 1969).

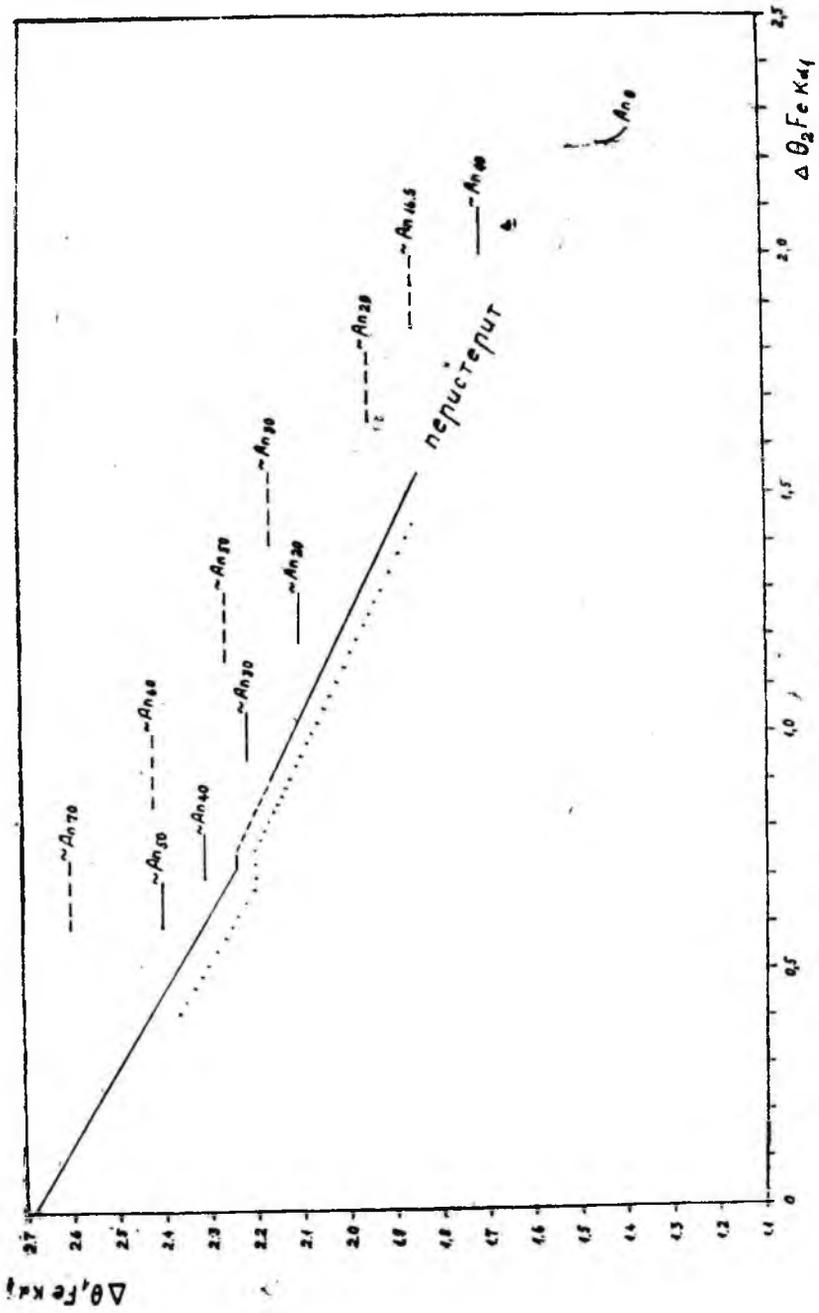


Рис. 9.

И. Е. Каменцев и Э. И. Блюмштейн (1974) предлагают для определения состава плагиоклаза использовать либо пару рефлексов $(204) - (113)$, либо пару $(204) - (400)$. По разнице $2\theta(204) - 2\theta(113)$ можно приблизительно определить состав любого плагиоклаза, независимо от его структурного состояния. При определении 2θ с точностью $0,01^\circ$, точность отсчета аноритового компонента плагиоклазов по графику $2\theta 204 - 113$ составляет по авторам 3—4 номера.

Для рентгеновского определения состава плагиоклазов нами применялась г. о. диаграмма Бамбауера и др. (Bambauer et al., 1967), которая дала результаты, отличающиеся от иммерсионных определений состава плагиоклазов не больше чем на 4—5 номеров.

В 1972—1975 г. вышеописанные методы были применены при изучении полевых шпатов из Выборгского и Салминского плутона рапакиви.

ЛИТЕРАТУРА

- Боруцкий Б. Е. 1971. Химический состав и структурное состояние щелочных полевых шпатов из нефелиновых снейитов Хибинского массива. В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука».
- Каменцев И. Е. 1970. Использование кварца как эталона при рентгеновских исследованиях и точность определения параметров его элементарной ячейки. Рентгенография минерального сырья. Сб. 7.
- Каменцев И. Е., Блюмштейн Э. И. 1974. Рентгеновское определение состава и Al-Si упорядоченности плагиоклазов. В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., «Наука».
- Марфуниин А. С. 1962. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ, вып. 78.
- Сендеров Э. Э., Яськин Г. М. 1976. О стабильности моноклинных полевых шпатов. — «Геохимия», № 7.
- Утсал К. Р. 1971. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 286. Труды по геологии VI, Тарту.

Рис. 9. График Бамбауера для грубой оценки состава плагиоклазов по разности углов отражения рефлексов (Bambauer et al., 1967) $\Delta\theta_1(\text{FeK}\alpha_1) = 2\theta_{131} - 2\theta_{131}$ и $\Delta\theta_2(\text{FeK}\alpha_1) = 2\theta_{241} - 2\theta_{241}$.

Сплошная прямая — функциональная зависимость между $\Delta\theta_1$ и $\Delta\theta_2$ для плагиоклазов с калишпатовым компонентом меньше 0,5—0,8 мол. %.

Точечная прямая — та же для плагиоклазов с калишпатовым компонентом 4 мол. %.

Отмечены составы плагиоклазов:

сплошной линией для упорядоченных (Bambauer et al, 1968)

пунктиром для промежуточных (Harnik, 1969).

- Bailey, S. W. & Taylor, W. H. 1955. The structure of a triclinic potassium feldspar. *Acta Crystallogr.* 8.
- Bambauer, H. U. et al. 1967. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powdered methods. *Schweiz. mineral-petrogr. Mitt.* Bd. 47, H. 1.
- Borg, I. V., and Smith, D. K. 1969. Calculated powder patterns: Part II. Six potassium feldspar. *Amer. Miner.* Vol. 54, No. 1—2.
- Bowen, N. L., and Tuttle, O. F. 1950. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O . *Jour. Geol.* Vol. 58, No. 5.
- Cerny, P., and Maček, J. 1974. Petrology of potassium feldspars in two-lithium bearing pegmatites. *Feldspars. Proc. NATO Adv. Study Inst., Manchester, 1972.* Manchester Univ. Press.
- Goldsmith, J. R., and Laver, F. 1954. The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* Vol. 5, No. 1.
- Eberhard, E. 1967. Zur Synthese der Plagioklase. *Schweizer. mineral-petrogr. Mitt.* Bd. 47.
- Harnik, A. B. 1969. Anorthoklase der Rhombenporphyre des Oslogebietes. *Schweizer. Mineral-petrogr. Mitt.* Bd. 49, H. 3.
- Kroll, H. 1967. Untersuchungen an synthetischen Hoch-Temperatur-Plagioklasen. Diplom-Arbeit, Inst. Min. Univ. Münster, BRD.
- Kuellermer, F. J. 1959. X-ray intensity measurements on perthitic materials I. Theoretical considerations. *Journ. Geol.* Vol. 67, No. 6.
- Kuellermer, F. J. 1960. X-ray intensity measurements on perthitic materials II. Data from natural alkali feldspars. *Journ. Geol.* Vol. 68, No. 3.
- Laves, F. 1960. Al/Si — Verteilungen, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspäte. *Z. Krist.,* 113 (Laue Vol. 117).
- Martin, R. F. 1974. Controls of ordering and subsolidus phase relations in the alkali feldspars. *Feldspars. Proc. NATO Adv. Study Inst., Manchester, 1972.* Manchester Univ. Press.
- Megaw, H. D. 1959. Order and disorder in the feldspars, I. *Mineral. Mag.,* Vol. 32, No. 246.
- Orville, P. M. 1967. Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high solid solution series. *Amer. Miner.* Vol. 52, No. 1—2.
- Smith, J. V. 1972. Critical review of synthesis and occurrence of plagioclase feldspars and a possible phase diagram. *Journ. Geol.* Vol. 80, No. 5.
- Stewart, D. B., and Ribbe, P. H. 1969. Structural explanation for variations in cell parameters of alkali feldspar with Al/Si ordering. *Am. Journ. Sci., Schairer Vol.* 267-A.
- Stewart, D. B., and Wright, T. L. 1974. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained parameters to bulk composition. *Bull. Soc. for Mineral. Cristallogr.* T 97.
- Taylor, W. H. 1962. The structures of the principal feldspars. *Norsk. Geol. Tidsskr.* Vol. 42, II (Feldspar. Vol.).
- Tilling, R. J. 1968. Zonal distribution of variations in structural state of alkali feldspar within the Rader Creek Pluton, Boulder Batholith, Montana. *Journ. of Petrol.* Vol. 9, No. 3.
- Vorma, A. 1971. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in south-eastern Finland. *Bull. Commis. Geol. Finlande.* No. 246.
- Wright, T. L. and Stewart, D. B. 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar. I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2 Θ . *Amer. Miner.* Vol. 53, No. 1—2.
- Wright, T. L. 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar: II. An x-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2 Θ values for three reflections. *Amer. Miner.* Vol. 53, No. 1—2.

INVESTIGATION OF FELDSPARS BY THE X-RAY POWDER METHOD

J. Kirs, K. Utsal

Summary

The methods of preparing and investigating feldspar powder probes under a diffractometer are discussed. The more informative diffraction peak intervals of feldspars are presented using iron radiation.

The structural state of alkali feldspars can be estimated from 2θ values of the (060), ($\bar{2}$ 04), ($\bar{2}$ 01) diffraction peaks by using Stewart & Wrights plot (1974) and by calculating the oblique values from 2θ (131), ($\bar{1}$ 31) diffraction peaks. The sodic composition of alkali feldspar can be estimated from intensity and 2θ ($\bar{2}$ 01) diffraction peaks.

The structural state and the approximate composition of plagioclases can be estimated from 2θ values of the (131), ($\bar{1}$ 31), ($\bar{2}$ 41), (241), (400), (113), (204) diffraction peaks by using diagrams compiled by Smith (1972), Vambauer et al. (1967) and Kamentsev & Blumshtein (Каменцев, Блюмштейн, 1974).

О МЕТОДИКЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГИИ ГРАПТОЛИТОВОГО АРГИЛЛИТА ЭСТОНИИ

К. Утсал, Э. Кивимяги, В. Утсал

Введение

В геологическом разрезе Северной Эстонии выделяется толща темно-коричневых аргиллитов, которая, в виде тюрисалуской пачки, относится к пакерортскому горизонту нижнего ордовика.

На основе литологического изучения аргиллитов в тюрисалуской пачке выделены две разновозрастных фации (Кальо, Кивимяги, 1970). В отличие от западной фации, которая представлена практически только однородными темно-коричневыми горизонтально слоистыми аргиллитами, для таких же аргиллитов восточной фации характерны многочисленные маломощные (до 3—5 см) прослойки песчано-алевритового материала, которые связаны с белым аморфным кремнистым цементом, конкрециями пирита и антраконита. На месторождении фосфоритов Тоолсе, где распространены типичные аргиллиты восточной фации, тюрисалуская пачка по особенностям литологического строения разделяется снизу вверх на четыре слоя (комплекса): А, В, С и Д (Кивимяги, Теедумяз, 1971).

Как следует из вышесказанного, в тюрисалуской пачке, особенно в ее восточной фации, встречаются два резко отличающихся друг от друга типа пород: глинистая порода — однородный темно-коричневый горизонтально слоистый аргиллит (преобладающий тип) и терригенная порода — кварцевый алевролит и песчаник — от мелко — до крупнозернистого. Объектом настоящего более детального минералогического изучения является первый тип породы — аргиллит.

Минералогические исследования аргиллита до последнего времени почти не проводились, потому что не удавалось использовать те методы подготовки образцов для рентгеновских и электронномикроскопических исследований, которые обще-

приняты при исследовании глинистых пород. На первом этапе было необходимо разработать методы диспергирования образцов диктионемового аргиллита таким образом, чтобы не нарушить структуры глинистых минералов и получить более достоверные результаты гранулометрического состава.

Ранние литературные данные (Luha, 1946) показывают, что в диктионемовом аргиллите присутствует до 20% органического вещества в виде разных масел-керогенов. Они связывают минеральное вещество в аргиллите, в результате чего образцы не размокают в воде и не дают устойчивой суспензии для приготовления нормальных ориентированных препаратов на стекле, необходимых при дифрактометрических исследованиях глинистых минералов в разных фракциях аргиллита.

Только после различной химической обработки диктионемового аргиллита удалось получить устойчивые суспензии и выделить 5 фракций $< 1 \mu$.

Перед исследованиями предполагали присутствие в тонкой фракции монтмориллонита, с которым, возможно, связаны редкие элементы. Поэтому особое внимание в данной статье обратили именно на изучение фракции $< 1 \mu$.

Для установления минерального состава аргиллита в целом и в разных фракциях использовались рентгеновские методы исследования, а для характеристики морфологических особенностей частиц $< 2 \mu$ — электронномикроскопические исследования.

Для региональной характеристики аргиллита были выбраны 2 образца из западной фации (№ D-273 и D-278; скважина № 4 около Элламаа), 2 образца — из переходной зоны (№ V_m-3011 и D_m-3017; скважина ф-137 около Вийтна) и 3 образца — из восточной фации (№ D_m-10, D_m-13 и D_m-14; скважина № 519 на месторождении Тоолсе).

Образцы для характеристики минерального состава граптолитового аргиллита были собраны сотрудником Управления геологии СМ ЭССР Э. Кивимяги.

Все химические обработки образцов и гранулометрические анализы проводились в кабинете минералогии ТГУ под руководством ст. инженера-химика В. Утсала, а рентгеновские исследования — под руководством ст. научного сотрудника К. Утсала. Электронномикроскопические исследования тонкой фракции $< 2 \mu$ и их фотографирование проводились на электронном микроскопе УМВД-100 в Центральной Медицинской лаборатории ТГУ ст. научным сотрудником Ю. Кярнером, а полученные снимки интерпретированы нами.

1. Методика исследования

Методика дезинтеграции диктионемового аргиллита состоит из следующих этапов:

1. Механическое дробление диктионемового аргиллита до порошка размером меньше 0,1 мм.

2. Выделение органического вещества пергидролем.

Другие способы удаления органического вещества различными органическими растворителями оказались менее эффективными.

3. Выделение аморфных окислов железа и алюминия по методу Мира и Джексона (Mehra, Jackson, 1960), усовершенствованному нами в том смысле, что вместо дитионита натрия использовали отбеливатель для белья (производство завода «Флора» гор. Таллин).

4. Выделение аморфного кремнезема 2N раствором едкого натрия.

После вышеуказанных химических обработок выбранные пробы подвергали гранулометрическому анализу, чтобы выделить из образцов следующие фракции:

1. фр. $< 0,2 \mu$
2. фр. $0,2 - 0,35 \mu$
3. фр. $0,35 - 0,50 \mu$
4. фр. $0,50 - 0,75 \mu$
5. фр. $0,75 - 1,0 \mu$
6. фр. $1,0 - 2,0 \mu$
7. фр. $2,0 - 5,0 \mu$
8. фр. $5,0 - 10,0 \mu$
9. фр. $10,0 - 100,0 \mu$.

Первые шесть фракций до 2μ выделяли центрифугированием, а остальные — методом отмучивания. Центрифугирование суспензий проводилось на центрифуге ЦЛС-3 с максимальной скоростью ротора до 6000 об/мин.

Электронномикроскопические исследования диктионемового аргиллита проводились для определения размера и морфологических особенностей частиц в разных фракциях $< 2 \mu$, выделенных центрифугированием. Для этой цели пользовались методом суспензии, реже — методом реплики. Электронномикроскопические наблюдения проводились при увеличении около 15000 раз, а если при исследовании попадались частицы около 2μ и больше, то увеличение уменьшали до 6000 раз. Электронномикроскопические снимки были сделаны с тех мест препарата, которые более всего характеризуют препарат определенной фракции. По размерам частиц установлены пределы фракций на электронномикроскопических снимках.

Неоднократные попытки исследования поверхности раскола диктионемового аргиллита методом угольных реплик не дали качественных электронномикроскопических снимков, так как аргиллит полностью не растворялся в плавиковой кислоте, и

поэтому на угольной реплике остались многие частицы диктионемового аргиллита, в том числе круглые шарики керогена.

Методика рентгенографических исследований глинистых минералов подробно изложена ранее (Утсал, 1968 а и б; 1971; 1972). Поэтому здесь даны только конкретные приемы, используемые при исследовании диктионемового аргиллита.

Все выделенные гранулометрическим анализом фракции меньше 0,002 мм подлежали дифрактометрическому анализу в виде ориентированных препаратов, чтобы установить по базальным рефлексам фазовый состав глинистых минералов и присутствующие в разных фракциях неглинистые минералы. Количественные отношения минералов в разных фракциях обычно устанавливали по дифрактограммам, полученным с неориентированных препаратов. В виде неориентированных препаратов исследовались также остальные фракции 0,001 до 0,1 мм.

Нередко дифрактометрическим методом исследовались пришлифованные поверхности аргиллита. По полученным дифрактограммам можно определить 1) фазовый полуколичественный состав глинистых минералов, 2) доминирующие неглинистые минералы и примеси, 3) степень ориентации глинистых минералов в аргиллите и его микрослоистость (Утсал, 1968 б).

Дифрактометрические исследования проводились на дифрактомерах ДРОН-05 и УРС-50 ИМ с сцинтилляционным счетчиком, а проверка некоторых результатов — на ДРОН-1. При дифрактометрическом анализе применялось отфильтрованное $\text{FeK}\alpha$ и $\text{CoK}\alpha$ — излучение. Фотометод использовался для определения политипной модификации гидрослюда и установления ее характерного рефлекса 060 во фракциях менее 0,001 мм.

2. Гранулометрические и минералогические особенности аргиллита

Изучение аргиллита показало, что в его составе можно выделить три составных компонента:

1. Органическое вещество — ориентировочно — 10—15%;
2. Кристаллическая минеральная фаза — ориентировочно 65—70%;
3. Аморфная неорганическая фаза — около 20%.

Последняя фаза, которая состоит в основном из соединений окислов железа и кремнезема, выделена из аргиллита впервые, но она осталась практически неизученной. Ниже излагаются самые первые результаты изучения гранулометрического и минерального состава кристаллической минеральной фазы, т. е. основного вещества аргиллита.

Результаты гранулометрического анализа (табл. 1) пока-

Таблица 1

Результаты гранулометрического анализа кристаллического вещества аргиллита (в % %)

№ пл	Фракция в μ -ах	№№ проб							Среднее в % %	Пределы колеба- ния	
		D-273	D-278	B _m -3011	D _m -3017	D _m -10	D _m -13	D _m -14		от	до
1	<0,2	14,39	16,09	13,70	14,40	13,91	18,22	18,09	15,54	13,70	18,22
2	0,2 — 0,35	0,59	0,91	0,74	0,48	0,82	1,0	1,27	0,83	0,48	1,27
3	0,35— 0,5	0,73	1,18	1,26	0,76	1,08	1,19	1,42	1,09	0,73	1,42
4	0,5 — 0,75	1,23	1,75	1,94	1,09	1,54	1,59	1,98	1,59	1,09	1,94
5	0,75— 1,0	1,76	2,21	2,79	1,70	2,28	2,38	2,90	2,29	1,70	2,90
6	1,0 — 2,0	5,59	6,71	6,12	5,93	6,09	5,15	6,39	6,0	5,15	6,71
7	2,0 — 5,0	30,38	40,63	42,43	31,49	32,82	32,72	41,34	35,97	30,38	42,43
8	5,0 — 10,0	24,00	12,54	11,56	21,25	17,23	14,72	13,36	16,38	11,56	24,00
9	10,0 —100,0	21,33	18,08	19,46	22,90	24,23	23,05	13,25	20,33	13,25	24,23
	Всего	100,0	100,10	100,00	100,00	100,00	100,02	100,00	100,02		

зывают, что изучаемое вещество состоит полностью из пелитовых и алевритовых частиц, т. е. из частиц мельче 100 μ (0,1 мм). При этом преобладают пелитовые частицы ($<5 \mu$), среднее количество которых составляет 63,3% (пределы колебания от 53,2 до 74,9%). Среди пелитовых частиц встречаются самые мелкие ($<0,2 \mu$) и самые крупные (2—5 μ) фракции. Если учитывать, что органическое и аморфное вещество аргиллита по размерам частиц относится также к пелитовой фракции, то количество последнего в аргиллите увеличивается в среднем до 75%.

В вертикальном разрезе обеих фаций тюрисалуской пачки наблюдается заметное уменьшение алевритовой фракции в аргиллите сверху вниз. Исключением является слой «D» в верхней части разреза восточной фации, где наблюдается также минимальное содержание этой фракции. Обратная зависимость выражается по всем пелитовым фракциям. Особенно ярко это видно по самой мелкой фракции, минимальные содержания которой наблюдаются в слое «D» восточной фации, а самые максимальные — в нижней части разреза этой же фации.

По имеющимся данным средний гранулометрический состав аргиллита тюрисалуской пачки в отдельных районах обеих фаций практически одинаков.

Интересные данные получены в результате **минералогического анализа** отдельных (деяти) выделенных фракций кристаллического минерального вещества аргиллита. Как видно из таблицы 2, самая мелкая пелитовая фракция ($<0,2 \mu$) состоит полностью из смешаннослойного минерала М-ГС, который в генетическом ряду находится между монтмориллонитом и гидрослюдой. Следующие три фракции (до 0,75 μ) практически полностью состоят из нормальных гидрослюд, но во всех этих фракциях присутствует уже некоторое количество кварца и ортоклаза. В следующих двух фракциях (до 2 μ) постепенно уменьшается количество гидрослюды и увеличивается роль кварца и ортоклаза. Следующая крупнопелитовая фракция (2—5 μ) характеризуется уже тремя минералами, из которых все же преобладает еще гидрослюда (в среднем 40,7%) но значительно увеличилась роль кварца (24,2%) и ортоклаза (34,29%). При этом заметно преобладание ортоклаза над кварцем.

Начиная с фракции 5,0—10,0 μ минеральный состав изучаемого образца основательно изменяется. Гидрослюды в этой фракции уже не обнаруживаются. Из породообразующих минералов ортоклаз преобладает над кварцем. Появляются чешуйки слюды (мусковита) и некоторые кристаллики пирита.

Полученные результаты минералогического анализа аргиллитов подтверждают, что 5 μ является естественной границей между пелитовыми и алевритовыми частицами.

Таблица 2

Средний минеральный состав отдельных фракций кристаллического вещества аргиллита

№ пп	Фракция в м-ах	Минеральный состав (в % %)							Всего
		М-ГС	Разбу- хающая гидро- слюда + гидро- слюда	Слю- да	Хло- рит	Кварц	Орто- клаз	Пирит	
1	<0,2	100	—	—	—	—	—	—	100,00
2	0,2 — 0,35	—	93,57	—	1,43	2,14	2,86	—	100,00
3	0,35 — 0,5	—	92,14	—	—	5,00	2,86	—	100,00
4	0,5 — 0,75	—	93,57	—	—	2,14	4,29	—	100,00
5	0,75 — 1,0	—	84,29	—	—	7,14	8,57	—	100,00
6	1,0 — 2,0	—	76,43	—	1,43	8,00	14,14	—	100,00
7	2,0 — 5,0	—	40,71	—	0,71	24,29	34,29	—	100,00
8	5,0 — 10,0	—	—	19,29	—	35,43	43,71	1,57	100,00
9	10,0 — 100,0	—	—	10,29	0,57	37,86	50,14	1,00	99,86

Последняя крупноалевритовая фракция (10,0—100,0 м) состоит уже практически полностью из ортоклаза и кварца. Заметно содержание мусковита и пирита.

Хлорит в изученных фракциях встречается довольно редко. Относительно больше его наблюдается в слое «D» восточной фации.

Вышеприведенный характерный минеральный состав отдельных фракций наблюдается у всех аргиллитов, отобранных из разных фаций или из разных уровней тюрисалуской пачки.

Результаты гранулометрического и минералогического анализа изучаемых образцов по выделенным фракциям позволяют нам высчитать средний минеральный состав всего кристаллического вещества аргиллита, а также отдельно по изученным пробам (см. таблица 3).

Из приведенной таблицы видно, что основными порообразующими минералами в изучаемой кристаллической фазе являются:

1. Разные 10 Å-ые минералы (монтмориллонит-гидрослюда, разбухающая гидрослюда, нормальная гидрослюда, и слюда-мусковит) — 45,52%;

2. Полевые шпаты (ортоклаз) — 30,54%;

3. Кварц — 22,96%.

Уточнения требует содержание пирита (0,43%) и хлорита (0,5%), так как полуколичественное рентгенографическое определение этих минералов в порошке породы дает результаты значительно выше — соответственно 5,0% и 3,0%. Возможно,

Средний минеральный состав кристаллического вещества аргиллита

	№№ образца	Минеральный состав (в %)							Всего
		М-ГС	Гидро- слюда + разбу- хающая гидро- слюда	Слюда	Хло- рит	Кварц	Орто- клаз	Пи- рит	
1	D _m — 10	13,91	22,59	9,12	0,04	24,90	29,44	—	100,00
2	D _m — 13	18,22	24,39	6,15	—	20,67	30,59	—	100,02
3	D _m — 14	18,09	31,68	3,33	—	16,51	29,59	0,67	99,87
4	B _m —3011	13,70	29,61	5,19	3,51	20,51	27,25	0,02	99,79
5	D _m —3017	14,40	20,56	5,43	—	20,69	38,28	0,64	100,00
6	D — 273	14,39	17,86	6,37	—	32,48	27,75	1,15	100,00
7	D — 278	16,09	25,22	2,35	0,05	24,96	30,88	0,54	100,09
	Среднее	15,54	24,56	5,42	0,51	22,96	30,54	0,43	99,96
	Пределы колебания	13,7— 18,22	17,86— 31,68	2,35— 9,12	0,04— 3,51	16,51— 32,48	27,52— 38,28	0,02— 1,15	

что заметное количество пирита растворяется при выделении из породы аморфного вещества.

На основе имеющихся данных вычислен следующий ориентировочный средний минералогический состав аргиллита:

1. Глинистые минералы	30%
2. Ортоклаз	20%
3. Кварц	15%
4. Аморфное вещество + пирит	20%
5. Органическое вещество	15%
Всего: 100%	

При этом процентное соотношение глинистых минералов в среднем следующее:

1. Гидрослюда + гидр. ГС	16,0%	от всей породы
2. Разбухающая гидрослюда + М-ГС	10,0%	—,,—
3. Слюда (мусковит)	3,5%	—,,—
4. Хлорит	0,5%	—,,—
Всего: 30,0%		

Приведенный минеральный состав аргиллита соответствует результатам химического анализа породы. В таблице 4 дана взаимосвязь между главными породообразующими минералами и основными химическими компонентами аргиллита. При этом необходимо учесть, что некоторое количество SiO₂, Al₂O₃ и F₂O₃ входит в состав малоизученного аморфного вещества.

Связь между главными породообразующими минералами и основными химическими компонентами аргиллита

Основные химические компоненты	Среднее содержание в породе	Минералы и их среднее содержание в породе					
		кварц 15%	ортоклаз 20%	гидрослюды 26%	мусковит 3,5%	хлорит 0,5%	пирит 0,5—5,0%
SiO ₂	48—52%	+	+	+	+	+	
Al ₂ O ₃	10—12%		++	+	++	+	
K ₂ O	6—7%		+	+	+		
MgO	1%			(+)		+	
Fe ₂ O ₃ общ.	5—6%			(+)		+	+
S общ.	2—3%						+

Необходимо также отметить, что в ходе проведенных минералогических исследований в аргиллите не обнаружено Al-K квасцов. Следовательно, название «квасцовые сланцы», которое употребляется в литературе для аргиллитов нижнего ордовика в Швеции, не обосновано для материалов Эстонии.

Учитывая характер гранулометрического и минерального состава, изучаемая порода представляет собой **полиминеральный аргиллит**.

Вышеописанный общий минеральный состав характеризует аргиллит как западной, так и восточной фации на всех уровнях тюрисалусской пачки. На этом фоне наблюдаются некоторые небольшие, но закономерные изменения в содержании отдельных минеральных компонентов (см. табл. 3). Самый интересный минерал в аргиллите — это монтмориллонит-гидрослюда, встречающаяся только в самой мелкой мономинеральной фракции <0,2 м. Количество этого минерала в кристаллическом веществе аргиллита от 13,7% до 18,22% (среднее содержание 15,54%). Как в западной, так и в восточной фации наблюдается общее увеличение содержания этого минерала в аргиллите сверху вниз по вертикальному разрезу пачки. Среднее содержание названного минерала по всей пачке увеличивается с западной к восточной фации. Но при этом самое минимальное содержание монтмориллонит-гидрослюды определено в слое «D» восточной фации, где нормальная гидрослюда встречается в довольно больших количествах. В отличие от глинистых минералов количество кварца в аргиллите увеличивается снизу вверх по вертикальному разрезу обеих фаций, только в слое «D» восточной фации его количество ниже среднего. Среднее содержание кварца в аргиллите увеличивается также, как глинистых минералов, с востока на запад. Интересно отметить, что коли-

чество кварцевого материала в виде алевритовых и песчаных прослоев в аргиллите в целом увеличивается по всей тюрисалуской пачке, наоборот, с запада на восток. Содержание ортоклаза в аргиллите довольно своеобразное: в западной фации его содержание увеличивается сверху вниз; в восточной фации практически одинаково по вертикальному разрезу пачки; среднее содержание ортоклаза в аргиллите наибольшее в переходной зоне двух фаций.

3. Структурные и морфологические особенности гидрослюд в разных фракциях

Благодаря точному гранулометрическому анализу аргиллита удалось исследовать структурные и морфологические особенности гидрослюд в разных фракциях.

Следует отметить, что для упрощения математической обработки результатов нами произвольно приняты за гидрослюды все 10 Å-ые минералы с d 9,93—10,49 Å, хотя, по существу, межплоскостные расстояния более 10,1 Å уже указывают на присутствие в образце смешаннослойного минерала типа монтмориллонит-гидрослюды (М-ГС), где количество монтмориллонитовых слоев в изученных нами аргиллитах от 5 до 20%. В то же время межплоскостное расстояние 9,98—10,0 Å является характерным для слюд мусковитового ряда.

Чтобы охарактеризовать структурные особенности гидрослюд по дифрактограммам ориентированных препаратов, для разделения гидрослюд можно использовать следующие признаки:

1. Межплоскостные расстояния первого базального рефлекса в Å-ах;
2. Полуширину первого базального рефлекса в градусах Θ .

$$3. \text{ Относительные интенсивности } \frac{J_{\text{ГС}001}}{J_{\text{ГС}002}}.$$

$$4. \text{ Относительные интенсивности } \frac{J_{\text{ГС}001}}{J_{\text{ГС}005}}.$$

5. Сумму относительных интенсивностей $\sum \text{ГС}_{001}$, где $l = 1$ до 5, и интенсивности первого рефлекса 001, принятого за 100.

Последний признак трудно использовать, если во фракциях аргиллита присутствует кварц, дающий характерный рефлекс с d 3,34 Å, совпадающий с рефлексом гидрослюды 003. В этом случае критерием для установления кварца в препарате является межплоскостное расстояние 4,26 Å. Этот рефлекс учитывался при введении поправок в значение $J_{\text{ГС}003}$ за счет кварца.

Чтобы охарактеризовать гидрослюды в разных фракциях, первый признак условно разделили на следующие группы:

1. Слюды с $d=9,93—9,99 \text{ \AA}$ ($\pm 0,03 \text{ \AA}$);
2. Настоящие гидрослюды (ГС) с $d=10,0—10,10 \text{ \AA}$ ($\pm 0,03 \text{ \AA}$);
3. Гидратизированные ГС с $d=10,11—10,20 \text{ \AA}$ ($\pm 0,03 \text{ \AA}$);
4. Разбухающие ГС с $d=10,21—10,30 \text{ \AA}$ ($\pm 0,03 \text{ \AA}$);
5. Смешаннослойные минералы типа М-ГС с $d \geq 10,31 \text{ \AA}$.

В аргиллите тюрисалусской пачки установлены все перечисленные разновидности 10 Å-ого минерала. По соответствующим межплоскостным расстояниям первого базального рефлекса гидрослюды в разных фракциях составлен график на рис. 1.

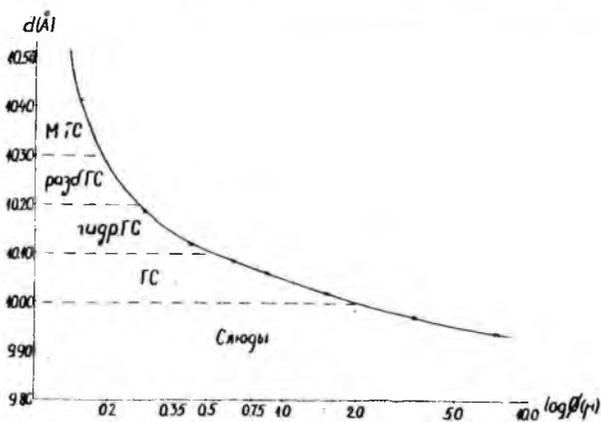


Рис. 1. Зависимость межплоскостного расстояния от размера частиц.

По данным, приведенным на рис. 1, можно сделать вывод, что значение d является функцией от количества монтмориллонитизированных слоев в структуре гидрослюды.

В зависимости от замещений катиона K^+ и молекулы воды в структуре гидрослюды, закономерно изменяются также интенсивности базальных рефлексов.

Если слюды (мусковитового ряда) и настоящие гидрослюды характеризуются очень сильными базальными рефлексами 001 и 003, то у гидратизированных и особенно у разбухающих гидрослюд интенсивность рефлекса 003 заметно уменьшается. Такую же тенденцию имеют смешаннослойные образования типа монтмориллонит-гидрослюда и особенно монтмориллонит.

Чтобы более объективно охарактеризовать по дифрактограммам структурные особенности гидрослюды в разных фракциях, пришлось с большой точностью измерить межплоскостное расстояние первого базального рефлекса около 10 Å.

Для характеристики формы рефлекса около 10 \AA можно измерить полуширину этого рефлекса на дифрактограмме. Результаты этих измерений излагаются на графике, рис. 2. Для составления графиков были использованы средние значения 7 образцов.

На рис. 1 и 2 видна общая закономерность, заключающаяся в том, что межплоскостные расстояния и полуширина первого базального рефлекса гидрослюда постепенно уменьшается в сторону более крупных фракций.

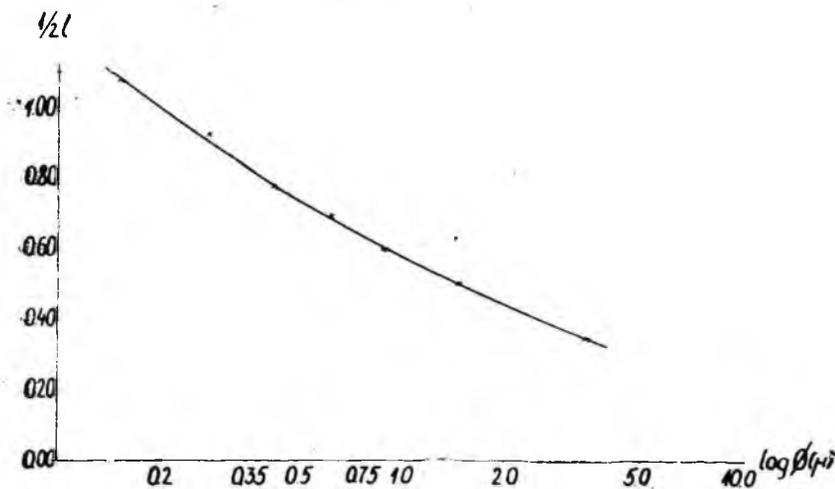


Рис. 2. Зависимость полуширины рефлекса от размера частиц.

Теоретически известно, что более тонкие частицы должны давать на дифрактограмме более широкие рефлексы — самые большие значения полуширины (Klug, Alexander, 1954). Такая закономерность хорошо видна на рис. 2. Относительно плавный ход кривой на рис. 2 указывает на качественный эксперимент выделения разных фракций центрифугированием и методом отмучивания.

Если придерживаться межплоскостных расстояний ранее разделенных групп гидрослюда, то на рис. 1 можно увидеть, как изменяется средний минеральный состав аргиллита в разных фракциях:

1. Для фракции $< 0,2 \text{ μ}$ характерным является смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда.
2. Разбухающая гидрослюда встречается главным образом во фракции около $0,2 \text{ μ}$.
3. Гидратизированная гидрослюда характерна для фракции около $0,3 \text{ μ}$.

4. Настоящие гидрослюды присущи фракции около 1 μ и реже также фракции 2—5 μ и 0,2—0,5 μ .

5. Слюды характерны для фракции 2—5 μ и больше.

Фактические данные эксперимента, изображенные на рис. 1 в виде крестиков, показали, что они образуют более или менее плавную кривую. Это дало возможность найти для нее математическое уравнение, по которому и вырисована сплошная линия.

Выравнивание эмпирического ряда регрессии межплоскостного расстояния первого базального рефлекса гидрослюды (y) по размеру ее частиц (x) способом наименьших квадратов дало следующее уравнение:

$$y' = 10,0116 - 0,0000831x_1 + \frac{0,3876}{x_1}, \text{ где}$$

$$x_1 = \frac{x}{0,1} = 10x.$$

Выравнивание проводили по уравнению гиперболы вида:

$$y = a + bx + \frac{c}{x}, \text{ принятом на основании рассмотрения эмпи-$$

рической кривой.

Так как по условиям эксперимента чрезвычайно трудно подобрать размеры частиц гидрослюды, различающиеся на одну и ту же величину, значения функции были получены через различные неодинаковые промежутки аргумента.

Но это обстоятельство не препятствует выравниванию эмпирических рядов, если оно проводится общим способом наименьших квадратов.

Применение других признаков ГС для характеристики ее структурных особенностей оказалось менее эффективным.

Использовать отношение $\frac{J_{ГС_{001}}}{J_{ГС_{005}}}$ и сумму относительных ин-

тенсивностей базальных рефлексов $\Sigma ГС_{001}$ для характеристики гидрослюд в разных фракциях не удалось, так как во многих фракциях (кроме фр. $< 0,2 \mu$) присутствовали кварц и полевой шпат, мешающие измерению абсолютных интенсивностей рефлексов гидрослюды (003); (004) и (005).

Но опираясь на ранние исследования, можно с уверенностью сказать, что смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда и разбухающие гидрослюды характеризуются значениями $\Sigma ГС_{001}$ менее 200. Конкретные определения $\Sigma ГС_{001}$ для фр. $< 0,2 \mu$ в диктионемовом аргиллите дали значения 183—200. В то время как для гидратизированных, настоящих гидрослюд и для слюд мусковитового ряда это значение всегда свыше 200 (220—250).

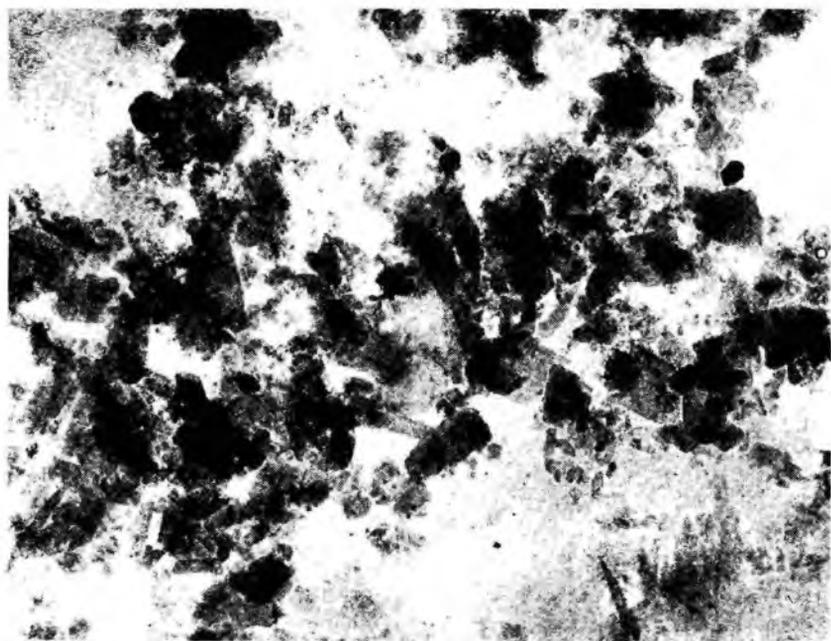
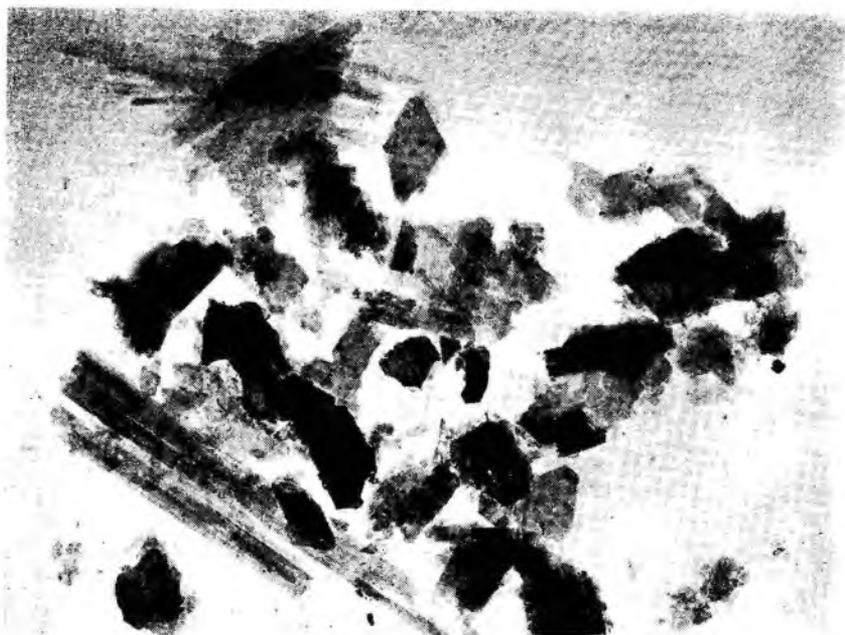
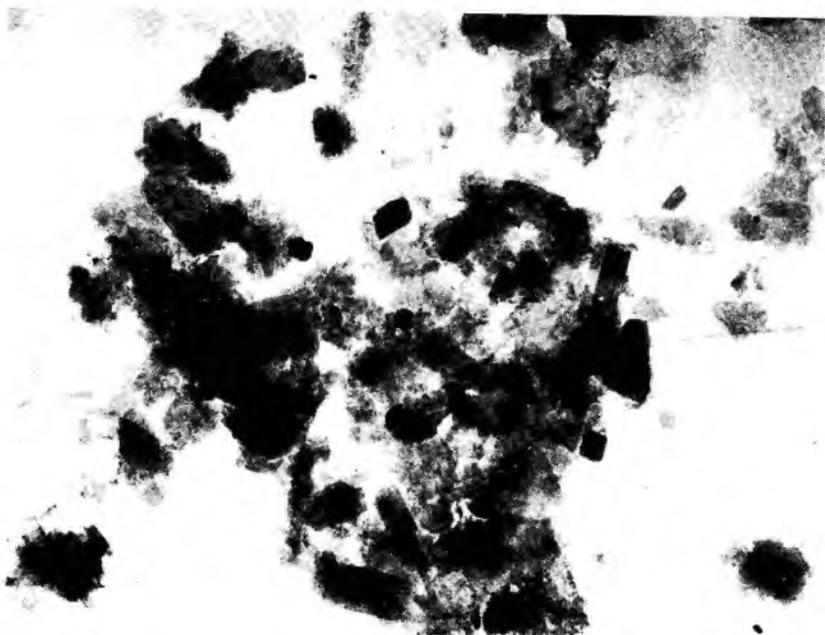


Рис. 3а-б-в. Электронмикроскопические снимки разных фракций армилита: а) фр. $\leq 0,2$ м; б) фр. $0,2 - 0,35$ м; в) фр. $0,35 - 0,5$ м.



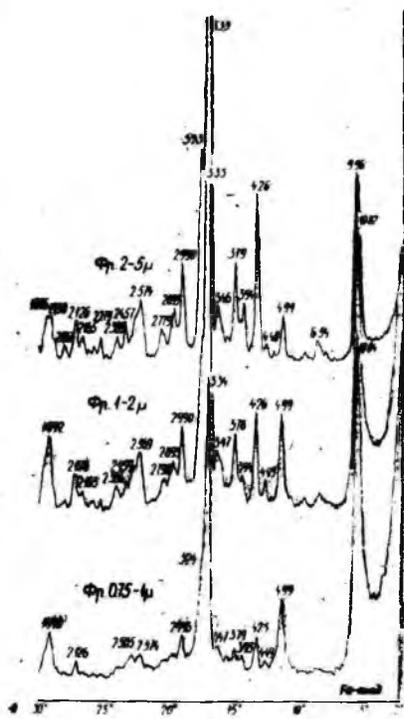
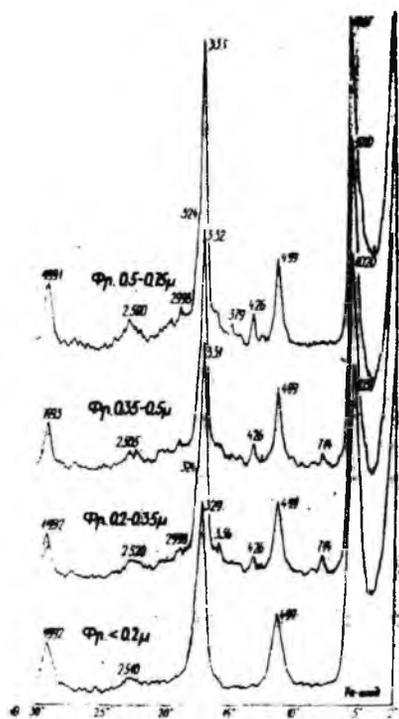


Рис. 4. Дифрактограммы разных фракций аргиллита (фр. < 0,2 — 0,75 μ).

Рис. 5. Дифрактограммы разных фракций аргиллита (фр. 0,75 — 5 μ).

Отношения интенсивностей $\frac{J_{\text{ГС}_{\text{окт}}}}{J_{\text{ГС}_{\text{гид}}}}$ для смешаннослойных

М-ГС и разбухающих ГС имеют значения больше 6. В изученных нами образцах диктионемового аргиллита во фр. < 0,2 μ определяли отношение $\frac{J_{\text{ГС}_{\text{окт}}}}{J_{\text{ГС}_{\text{гид}}}} = 7 - 11$. Для настоящих гидро-

слюдов и мусковита это значение обычно равно 3—5.

Во фракциях < 2 μ отношение $\frac{J_{\text{ГС}_{\text{окт}}}}{J_{\text{ГС}_{\text{гид}}}}$ изменяется мало —

3,3—4,4. В сущности, это отношение косвенно указывает на изменчивость количества железа в октаэдрической сетке гидрослюды.

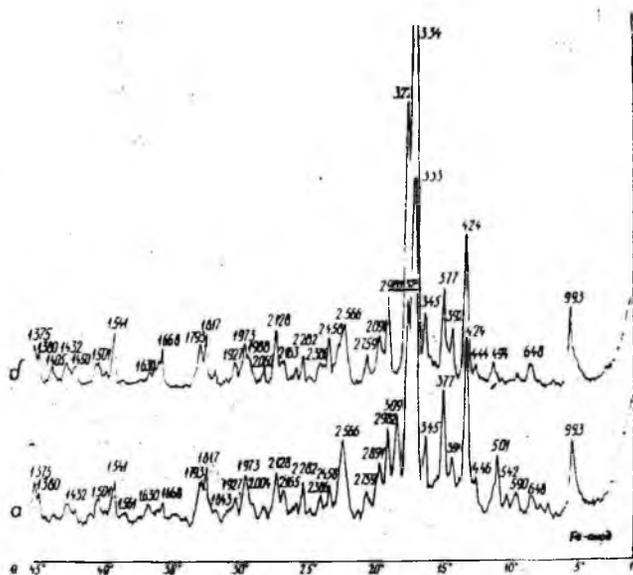


Рис. 6. Дифрактограммы разных фракций аргиллита (фр. 5—100 μ).

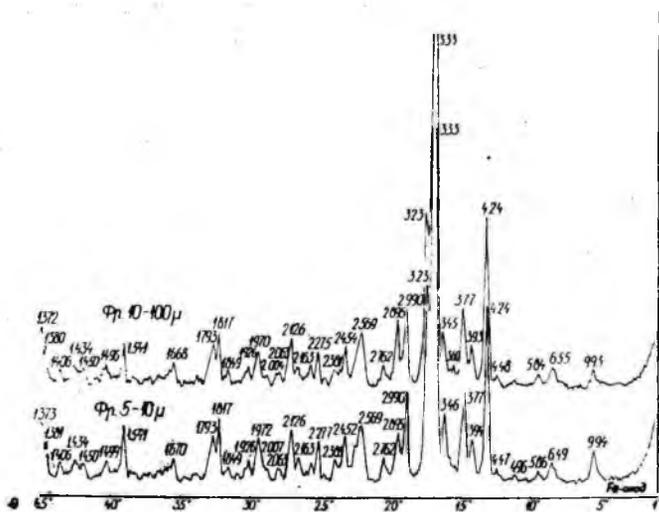


Рис. 7. Дифрактограммы порошка аргиллита а) до химической обработки; б) после химической обработки.

У биотитов, богатых железом, это отношение около 50 и более, а для мусковита — 2—3.

К сожалению, все эти цифровые данные не имеют абсолютного значения, а зависят от режима используемого дифрактометра. Но если не изменять режим дифрактометра, то эти данные вполне сопоставимы при анализе разновидностей гидрослюда.

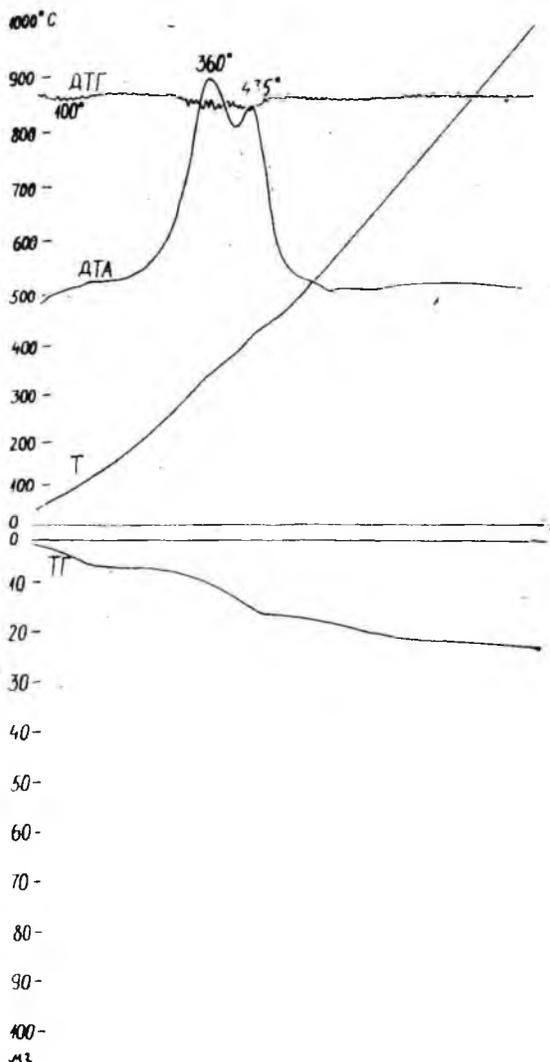


Рис. 8. Дериватограмма химически обработанного граптолитового аргиллита.

Ниже приводится морфологическая и рентгенографическая характеристика гидрослюд по отдельным фракциям.

фр. $<0,2 \mu$

Электронномикроскопические наблюдения показали, что в этой фракции присутствуют многочисленные полупрозрачные и прозрачные частицы монтмориллонит-гидрослюд. Преобладают изометрические частицы. Единичные удлиненные пластинки несколько расщеплены. Характерно, что контуры частиц в основном четко выражены, но на некоторых снимках можно найти частицы монтмориллонит-гидрослюды и с более расплывчатыми краями. Изредка в этой фракции встречаются непрозрачные частицы пирита и кварца.

Дифрактограммы фр. $<0,2 \mu$ характеризуются очень сильным базальным рефлексом с d 10,20—10,49 Å. Такое значение характерно для неупорядоченного смешаннослойного минерала монтмориллонит-гидрослюды. Остальные рефлексы менее интенсивные, но видны все пять порядков с d 4,99; 3,29—3,31 Å, 2,50—2,51 и 1,990—1,995 Å. По этим рефлексам можно установить наличие в этой фракции только монтмориллонит-гидрослюды. Относительно широкие пики на дифрактограмме указывают на то, что частицы монтмориллонит-гидрослюды очень тонкодисперсные (см. рис. 3а).

Дополнительные исследования фотометодом показали, что монтмориллонит-гидрослюда в этой фракции является диоктаэдрическим минералом с полиморфной низкотемпературной модификацией I M d.

фр. 0,2—0,35 μ

На электронномикроскопических снимках видны в основном полупрозрачные и прозрачные изометрические формы частицы, но присутствуют также удлиненно-пластинчатые разбухающие и гидратизированные гидрослюды. Их трудно различить по электронномикроскопическим снимкам (см. рис. 3б). Нередко контуры частиц угловатые, прямые и сравнительно хорошо выраженные. Некоторые удлиненные частицы слегка расщепленные. На многих снимках встречаются также некоторые пластинки, по-видимому, каолинита, псевдогексагональность которых неодинаково выражена. На всех снимках видны непрозрачные кубические зерна пирита, а некоторые почти непрозрачные изометрические мелкие зерна принадлежат кварцу. Дифрактограммы этой фракции заметно отличаются от фракции $<0,2 \mu$. Первый базальный рефлекс имеет значение с d 10,10—10,20 Å, что указывает на уменьшение монтмориллонитовых слоев в структуре гидрослюды. По межплоскостным расстояниям первого

базального рефлекса эта фракция характеризуется разбухающей и гидратизированной гидрослюдами. Кроме рефлексов глинистых минералов с $d=4,99; 3,33; 2,564; 2,500$ и $1,992 \text{ \AA}$, на дифрактограмме можно установить рефлексы кварца с $d=4,26$ и $3,33 \text{ \AA}$ и слабые рефлексы полевого шпата с $d=3,24$ и $2,998 \text{ \AA}$.

фр. $0,35-0,50 \text{ \mu}$

На электронномикроскопических снимках видны полупрозрачные и прозрачные изометрические и удлиненно-пластинчатые частицы гидрослюд с четкими угловатыми и прямыми контурами. Размеры их варьируют. Изометрические частицы обычно размерами от $0,3-0,5 \text{ \mu}$, а длина удлиненных пластинок до $1,8 \text{ \mu}$. Некоторые удлиненные пластинки расщепленные (см. рис. 3в). Кроме глинистых минералов в этой фракции можно наблюдать непрозрачные кубические кристаллы пирита и почти непрозрачные изометрической формы частицы кварца. Возможно, что некоторые полупрозрачные пластинки с довольно хорошо выраженной псевдогексагональностью принадлежат каолиниту.

Дифрактограммы этой фракции характеризуются чистой гидрослюдой с нормальными значениями $d=10,10; 4,99; 3,32; 2,505$ и $1,992 \text{ \AA}$. Относительные интенсивности рефлексов гидрослюды также в пределах норм. Редко в виде примеси присутствует кварц, установленный по слабому пику с $d=4,26 \text{ \AA}$.

Порошковая рентгенограмма также показывает, что в этой фракции присутствует диоктаэдрическая гидрослюда мусковитового ряда, имеющая полиморфную модификацию $\Gamma M d$. По рентгенограммам можно установить следы кварца и полевого шпата.

фр. $0,5-0,75 \text{ \mu}$

Минеральный состав этой фракции заметно изменяется по сравнению с более мелкой фракцией. Нередко во фракциях $0,5-0,75 \text{ \mu}$ и более наблюдаются агрегаты глинистых и неглинистых минералов. Поэтому характеризовать их по электронномикроскопическим снимкам трудно.

Хотя в этой фракции $0,5-0,75 \text{ \mu}$ также доминирует гидрослюда, по дифрактограммам можно установить заметное количество кварца и полевого шпата. Также следует отметить примесь хлорита, который редко встречается в более мелких фракциях. Для этой фракции уже характерно то, что на дифрактограммах самый сильный рефлекс имеет межплоскостное расстояние $3,33 \text{ \AA}$. Здесь накладываются три рефлекса: третий порядок гидрослюды, кварц и полевой шпат, вследствие чего

интенсивность этого пика превышает интенсивность первого базального рефлекса гидрослюда с $d=10,04$. Хлорит устанавливается по рефлексам с $d=14,24$; $7,14$ и $3,51$ Å. Присутствие кварца можно определить уже по многим рефлексам с $d=4,26$; $3,33$; $2,457$ и $2,126$ Å. Полевой шпат также можно установить на дифрактограмме по следующим рефлексам: $6,55$; $5,93$; $3,95$; $3,79$; $3,47$; $3,24$; $2,99$; $2,391$ и $2,063$ Å. Некоторые рефлексы полевого шпата совпадают с рефлексами кварца — $4,24$ и $3,33$ Å. Характерными для полевого шпата являются рефлексы с $d=3,24$ и $6,55$ Å. По очень слабому рефлексу с $d=2,880$ Å можно предполагать присутствие доломита в виде примеси.

фр. 0,75—1,0 μ

Минеральный состав этой фракции почти не отличается от состава фракции 0,5—0,75 μ . Только количество кварца и, возможно, полевого шпата немного увеличивается. Следы хлорита также устанавливаются более точно, чем во фракции 0,5—0,75 μ . По межплоскостным расстояниям гидрослюда уже частично замещается слюдой мусковитового ряда. Установлению структурных особенностей в этой и более крупных фракциях мешают кварц и полевой шпат.

фр. 1—2 μ

В этой фракции доминирует еще гидрослюда мусковитового ряда с характерными рефлексам с $d=9,93$; $4,98$ и $1,992$ Å. Количество кварца и полевого шпата значительное. В виде примеси присутствуют хлорит и доломит.

фр. >2 μ

Во фракциях более 2 μ дифракционная картина заметно изменяется по сравнению с более мелкими фракциями. В то же время минеральный состав остается прежним, только изменяются количественные отношения, как уже сказано выше. Заметные увеличения количества кварца и полевого шпата (ортоклаза) устанавливаются по интенсивностям рефлексов с d 4,24; 3,33 и 3,23 Å.

Некоторые характерные электронномикроскопические снимки для фракции $<0,2$ μ , 0,2—0,35 μ и 0,35—0,5 μ приведены на рис. 3а, б, в. Характерные дифрактограммы для выделенных 9 фракций порошка пород и до и после химической обработки аргиллита приведены на рис. 4—7. Девиватограмма химически обработанного траптолитового аргиллита приведена на рис. 9.

4. О генезисе

Благодаря рентгенографическим и дополнительным электронномикроскопическим исследованиям образцов по фракциям удалось выяснить также некоторые вопросы генезиса минералов аргиллита.

Основными терригенными минералами аргиллита являются кварц, ортоклаз и слюда (мусковит). Эти типичные продукты выветривания гранитов сносились в бассейн осадкообразования с запада, где в пределах крампинского геосинклинала распространялись выходы изверженных пород. Часть терригенного кварца сносилась также от окружающего пленеплена, т. е. с севера, востока и юга, где распространялись кембрийские отложения (песчаные алевролиты и «синие глины»). Частично возможно и аутигенное происхождение кварца и ортоклаза, особенно последнего, находящихся в самых мелких фракциях породы, где обычно терригенного материала не наблюдается. На аутигенное происхождение полевого шпата указывают слишком острые пики ортоклаза на дифрактограммах, полученных из фракции $< 0,001$ мм.

Значительное количество слюды мусковитового ряда в ходе постседиментационных процессов превратилось в разные гидрослюды, в составе которых количество калия меньше, чем в мусковите. Таким образом в среде образовался избыток К. Основные глинистые минералы аргиллита — разные гидрослюды — имеют двойное происхождение. Большая часть из них сносилась в бассейн, как терригенные минералы, в основном с окружающего пленеплена, где обнажались кембрийские «синие глины». По электронномикроскопическим снимкам они характеризуются изометрической формой, расплывчатыми и изношенными краями, которые образовались во время транспортировки в водной среде. Такие гидрослюды встречаются в разных фракциях от 0,2 до 2 μ . По данным рентгенографических исследований, они представлены нормальными и гидратизированными гидрослюдами. Возможно, что в самых тонких фракциях они уже превратились в разбухающую гидрослюду.

Вторая часть гидрослюды — аутигенная. По электронномикроскопическим наблюдениям для аутигенной гидрослюды характерны удлиненные, узкие и тонкие пластинки (рис. 3в), которые образовались на базе мусковита в процессах диа- и катагенеза. Рентгенографические исследования показывают, что они являются нормальными гидрослюдами и встречаются главным образом во фракциях 0,35 до 1 μ . Вследствие того, что пластинки аутигенной гидрослюды очень тонкие и в то же время узкие, длинные и гибкие, при центрифугировании они падают в более мелкие фракции, как это видно на рис. 3в.

Можно предположить, что в бассейн седиментации сноси-

лось также определенное количество слюды, богатой железом и магнием, — биотита, который в ходе постседиментационных процессов превратился в хлорит. Таким образом, хлорит можно рассматривать как новообразование, встречающееся во фракциях более 0,5 μ . Обычно пластинки хлорита на электронно-микроскопических снимках менее прозрачны и часто более расщепленные, чем гидрослюды.

В результате вулканической деятельности в геосинклинале на западе в бассейн осадконакопления попало довольно значительное количество (около 10% от всего осадочного вещества) очень тонкого вулканического пепла, который явился исходным материалом для образования аутигенного монтмориллонита. Последний в процессах диа- и катагенеза превращался в смешаннослойный минерал монтмориллонит-гидрослюда и разбухающую гидрослюда. При этом дефицит калия покрывался калием, который высвобождался при превращении мусковита и гидрослюды.

Следует отметить, что смешаннослойные минералы монтмориллонит-гидрослюды и разбухающие гидрослюды, обычно изучаемые нами в осадочных породах (метабентониты, кембрийские, девонские и четвертичные глины), имеют изометрические пластинки с расплывчатыми краями, но в диктионемовом аргиллите они с более резкими и менее изношенными краями.

Общая схема парагенетического ряда превращений аутигенных глинистых минералов следующая: вулканический пепел → коллоиды → монтмориллонит → неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда → разбухающая гидрослюда → гидратизированная гидрослюда → нормальная гидрослюда 1 M d.

В указанном ряде рентгеновскими методами уверенно установлены последние 4 члена, а наличие аморфной фазы, в виде вулканического стекла, сложных органических соединений и разных коллоидов, можно учитывать только косвенно по форме линии фона на дифрактограмме, снятой с порошка аргиллита (рис. 7). Определение количественных отношений аморфной фазы в аргиллите рентгеновскими методами требует дальнейших, тщательных исследований. Сейчас можно только предполагать, что в стадии раннего диагенеза образовались стойкие высокомолекулярные органические соединения, которые, как показал наш опыт, не растворяются в обычных органических растворителях и в плавиковой кислоте.

В виде аутигенных минералов в аргиллите присутствуют еще пирит, реже — гипс и франколит.

ЛИТЕРАТУРА

- Кадыо Д., Кивимяги Э. 1970. О распределении граптолитов в диатомовом сланце Эстонии и разнородности его фации. Изв. АН Эстонской ССР. Том 19, Химия Геология. № 4.
- Кивимяги Э., Теедумяэ А. 1971. Результаты комплексной оценки вскрытых пород месторождения фосфоритов Тоолсе. Изв. АН Эстонской ССР. Том 20. Химия, Геология. № 3.
- Утсал К. 1968а. О рентгенографическом исследовании глинистых минералов среднедевонских отложений Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 221. Труды по геологии V. Тарту.
- Утсал К. 1968б. Исследование микроструктуры глинистых пород дифрактометрическим методом. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 221. Труды по геологии V, Тарту.
- Утсал К. 1971. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 286. Труды по геологии VI, Тарту.
- Утсал К. Р. 1971. О подготовке образцов глин для дифрактометрического анализа. Рентгенография минерального сырья, сб. 8. М.
- Мейга, О. Р., and Jackson, M. Z. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by dithionate citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and clay minerals.
- Luha, A. 1946. Eesti NSV maavarad. Tartu Riikliku Ülikooli Geoloogilised Tööd 2. Tartu.

ABOUT THE METHOD OF INVESTIGATING ESTONIAN GRAPTOLITHIC ARGILLITE AND ITS MINERALOGY

K. Utsal, E. Kivimägi, V. Utsal

Summary

In the course of the investigation of a graptolithic argillite a new method of dispersing rocks was worked out so as to make possible the investigation of the mineral content of different fractions. The samples from the boreholes No. 519, No. Ф-134 and No. 4 were established to consist of organic material (about 15%), oxides of amorphous iron, aluminium and silica (about 20%) and the crystalline mineral phase (about 65—70%). In the course of a granulometric analysis the crystalline phase was divided into 9 fractions. The first six fractions with particle sizes of less than 0.2μ to 2μ were separated by means of centrifugation, the remainder of the fractions were separated by elutriation. The mineralogical content of all the fractions was determined roentgenographically. The following crystalline phases were established: different minerals with a lattice spacing of 10 \AA , chlorite, orthoclase, quartz and pyrite. The minerals with a 10 \AA lattice spacing make up about 45% of the crystalline phase and the following constituent parts of these minerals were determined:

1. Montmorillonite-hydramicas with a disordered mixed-layer

structure. These minerals occurred in the fraction with particle sizes less than 0.2μ , and their characteristic lattice spacing d is more than 10.31 \AA ;

2. Expansive hydromicas with $d = 10.21$ to 10.30 \AA — in a fraction of about $0.2p$;

3. Hydrated hydromicas with $d = 10.11$ to 10.20 \AA — in a fraction of about 0.2μ ;

4. Genuine hydromicas with $d = 10.0$ to 10.10 \AA — in a fraction of about 1μ ;

5. Micas with $d = 9.93$ to 9.99 \AA , these are typical of minerals with a fraction of 2 to 5μ or more.

The mathematical treatment of the characteristics of the structural data about the minerals with a 10 \AA lattice spacing revealed a hyperbolic relationship between the d value of the first basal reflexion and the size of particles. This relationship is presented in Fig. 2 and in the form of an equation.

For the characterization of the specific morphological features of the particles in fractions with grain sizes up to 2μ an electron-microscope was used.

The main terrigenous minerals in argillites are quartz, orthoclase and mica (muscovite). In the course of postsedimentation processes a remarkable amount of mica in the muscovitic series were transformed into different hydromicas. The last mentioned minerals are of double origin. The main amount of hydromicas, like other terrigenous minerals, were carried into the sedimentation basin chiefly from the surrounding peneplain, where the Cambrian "blue clays" were left exposed. These hydromicas are of a characteristic isometrical form.

The second part of hydromicas is of an authigenic origin. The crystallites of these hydromicas have a characteristic bladed habit, which was formed during the processes of dia- and katagenesis on the basis of muscovite.

In the courses of post-sedimentation processes biotite was transformed into chlorite.

As a result of igneous activity, and adequate amount of very fine volcanic ash — initial material for the formation of authigenic montmorillonite — fell into the sedimentation basin. During the processes of dia- and katagenesis volcanic ash was transformed into a disordered mixed-layer mineral montmorillonite-hydromica and into different specific hydromicas.

Some other minerals of authigenic origin occur in argillite — pyrite, and more seldom gypsum and francolite.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАОЛИНИТА И ГИДРОСЛЮДЫ И ИХ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ В РАЗНЫХ ФРАКЦИЯХ ГЛИН В КАРЬЕРЕ ЙООЗУ

К. Утсал, В. Утсал

Глины месторождения Йоозу (в южной части Эстонии) относятся к буртниекиским слоям тартуского горизонта — D_{2tr}^{br} . Более 75 лет они используются различными организациями для производства керамических изделий.

Глины залегают среди песчаников в виде линз различных размеров. В разрезе одной линзы, полезной мощностью до 8 м, нами собраны почти с равномерным интервалом 17 образцов. Большинство образцов представлены плотными темно-серыми глинами, чередующимися с более светлыми алевролитовыми глинами. Рентгендифрактометрические определения каолинита и гидрослюды в этих образцах (фр. $<0,001$ мм) показали, что количество каолинита в пределах одного разреза изменяется от 35% (Й-12) до 60% (Й-5). Соответствующие дифрактограммы приведены на рис. 1. Самый верхний образец в разрезе обозначен Й-1 и самый нижний — Й-17. Остальные образцы размещаются в порядке номеров сверху вниз.

Темно-серые глинистые препараты (фр. $<0,001$) после прокаливания становятся более светлыми и кремовыми. Более наглядно это можно фиксировать на спектрофотометрических кривых рис. 2а, соответствующие дифрактограммы приведены на рис. 2б. Кремовый тон прокаленного препарата указывает на присутствие трехвалентного железа, а осветление произошло вследствие органического вещества.

Электронномикроскопические исследования методом реплики показали, что в образцах кроме каолинита и гидрослюды присутствуют еще кубики пирита размерами $0,1-0,2$ м, и круглые шарики размером около $0,1$ м, которые, по-видимому, относятся к микроспорам.

Многолетние рентгендифрактометрические исследования каолинит-гидрослюдистых глин Эстонии показали, что количественные отношения указанных глинистых минералов закономерно

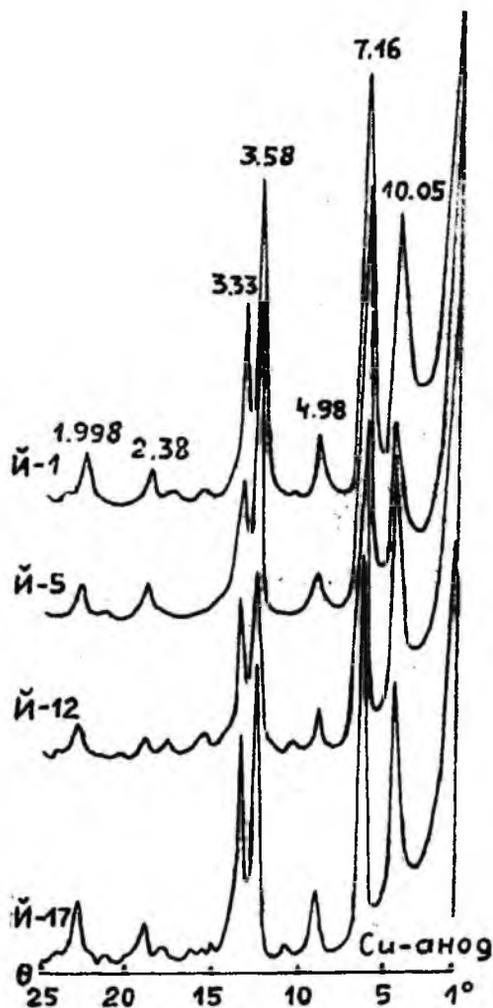


Рис. 1. Дифрактограммы с ориентированных препаратов.

изменяются в разных фракциях. Для более точного установления этих закономерностей, из коллекции образцов месторождения Йоозу выделяли следующие 10 фракций.

- | | |
|------------------------|------------------|
| 1. Менше 0,0002 мм | (6000 обор./мин) |
| 2. 0,0002 — 0,00035 мм | (5000 обор./мин) |
| 3. 0,00035 — 0,0005 мм | (4000 обор./мин) |
| 4. 0,0005 — 0,00075 мм | (3000 обор./мин) |

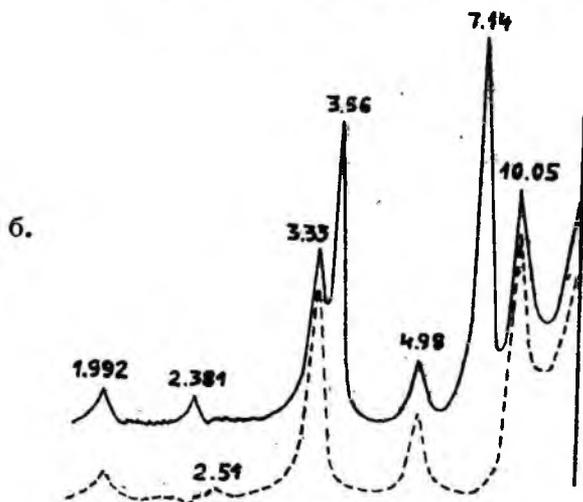
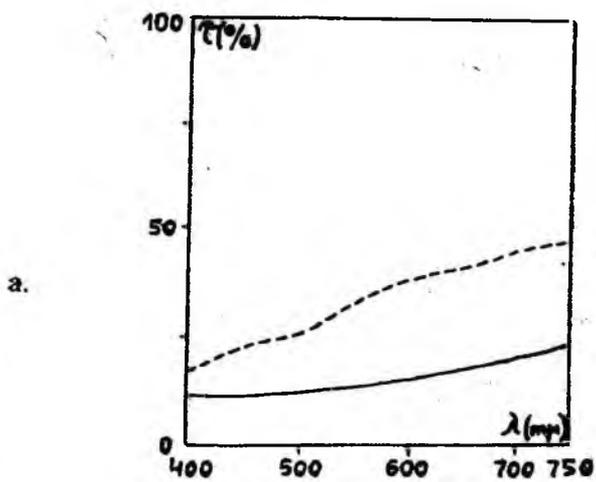


Рис. 2. Спектрофотометрические кривые (а) и дифрактограммы (б) природного и прокаленного препарата при температуре 500°C в течение 2 часов (обр. П-13).

5.	0,00075—0,001	мм	(2000 обор./мин)
6.	0,001 —0,002	мм	(1000 обор./мин)
7.	0,002 —0,005	мм	
8.	0,005 —0,01	мм	
9.	0,01 —0,1	мм	
10.	0,1 —1,0	мм	

Первые шесть фракций были выделены на центрифуге ЦЛС-31М. Для полного выделения одной фракции приходилось центрифугировать ее до 40 раз. Время центрифугирования, при указанных оборотах в минуту, всегда равнялось 10 минутам.

После каждого центрифугирования и выливания фракций, оставшихся в суспензии, к образцам в пробирках центрифуги добавляли дистиллированную воду и затем взбалтывали на сконструированном нами механическом вибрационном диспергаторе в течение 10 минут.

Фракции, выделяемые центрифугированием, исследовались в виде ориентированных препаратов дифрактометрическим методом. Фракции более 0,002 мм выделяли методом отмучивания и последнюю фракцию просеивали через сито с отверстиями 0,1 мм. Эти четыре фракции также исследовались дифрактометрическим методом, но уже в виде неориентированных препаратов (Утсал, 1971^a, 1971^b).

Размер частиц каолинита и гидрослюды в разных фракциях меньше 0,002 мм определяли под электронным микроскопом УЭМВ-100В методом суспензии. На рис. 3 приведены электронномикроскопические снимки одного образца по шести фракциям. На этих снимках частицы более изометрической формы и с расплывчатыми краями принадлежат гидрослуде, частицы с более острыми краями относятся к каолиниту. Размеры частиц больше 0,002 мм определены по общепринятой методике (Викулова, 1957).

Весовые соотношения разных фракций устанавливали взвешиванием на аналитических весах, чтобы охарактеризовать granulометрический состав изученных образцов (табл. 1).

Систематические исследования глинистых минералов на базе месторождения глин Йоозу показали, что количество каолинита во фракции меньше 0,0002 мм всегда самое минимальное, а гидрослюды — максимальное. В более чистых глинах содержание каолинита достигает максимального значения во фракции 0,0005—0,00075 мм, в то же время в более алевритовых глинах оно постепенно возрастает до фракции 0,002 мм и затем опять уменьшается. Более наглядно это видно на рис. 5, где на ординат оси откладывали количество каолинита в процентах, а на абсциссе — разные фракции до 0,002 мм. Как видно из рис. 5, количество каолинита в пределах одного образца, но в разных фракциях может колебаться от 37% до 61% — обр. Йоозу 9 — алевритовая глина, а в более глинистых образцах — от 56% до 71% — обр. Йоозу 5.

Количественные соотношения каолинита и гидрослюды определяли по специально изготовленному графику. Последний был составлен по искусственным смесям каолинит-гидрослюда с интервалами в 10%. Эталоном для изготовления искусственных смесей выбирали мономинеральные фракции гидрослюды и као-

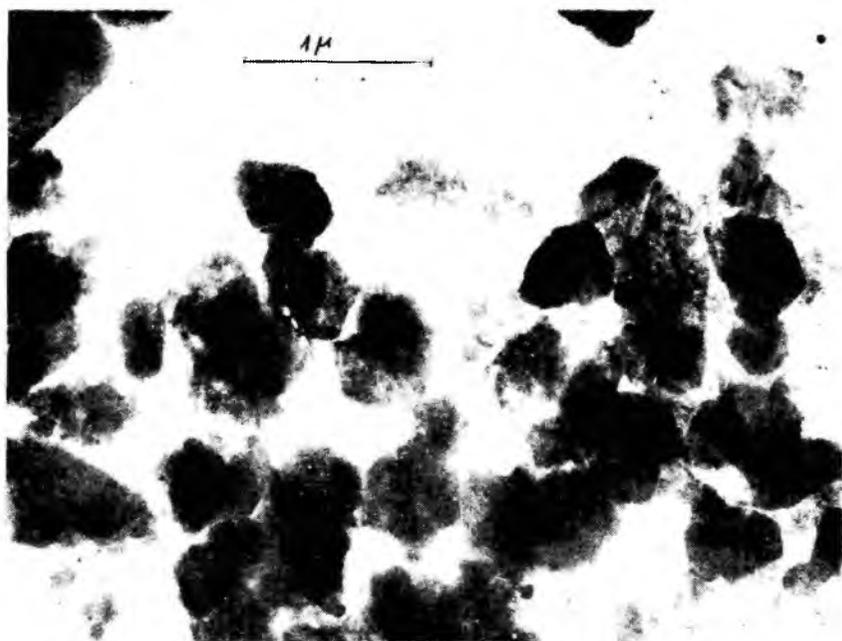
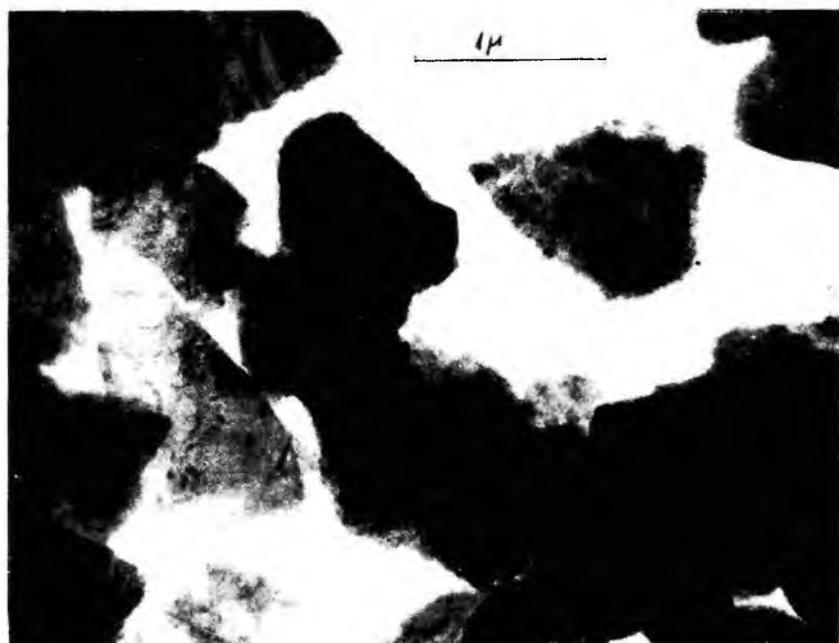
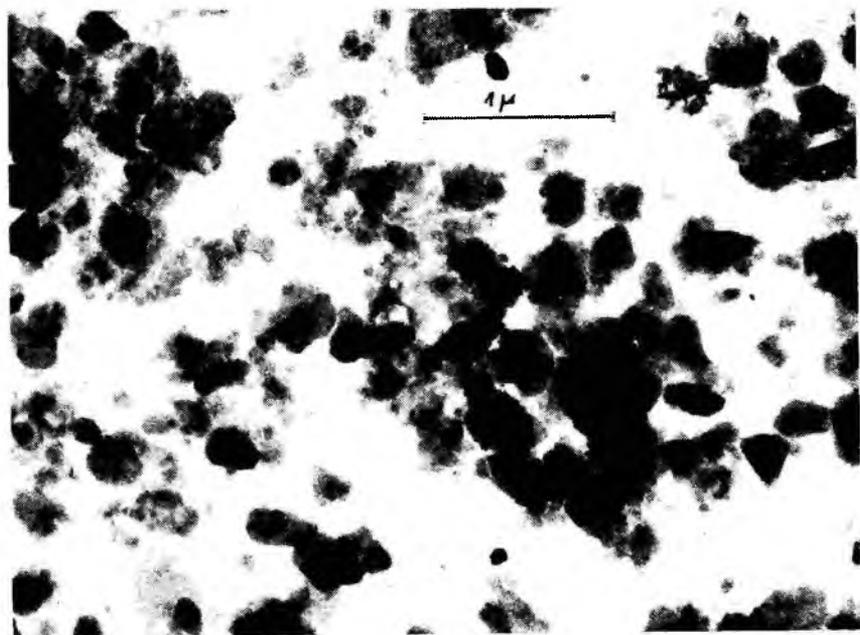
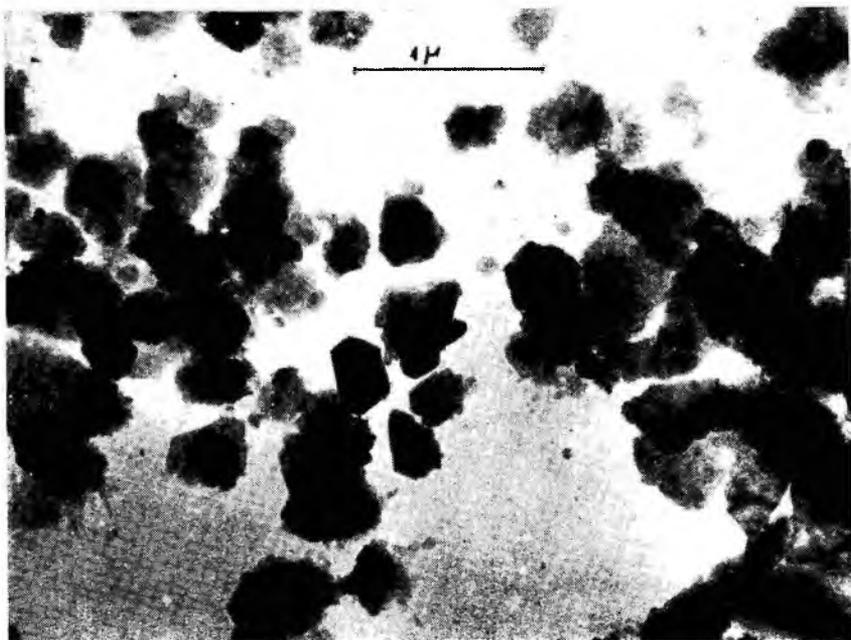


Рис. 3 (I, II, III, IV, V, VI). Электронномикроскопические снимки образцов П-6 по шести фракциям.



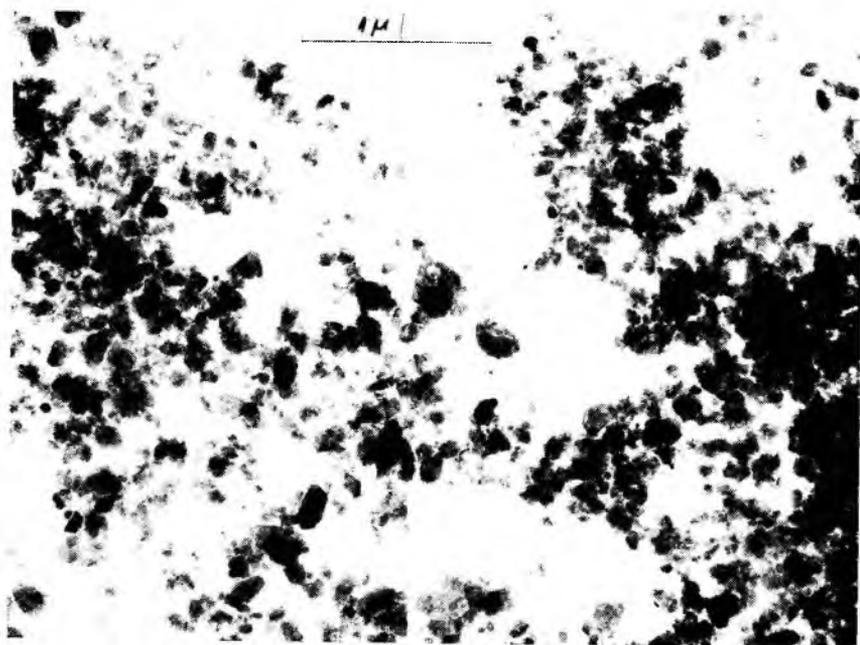
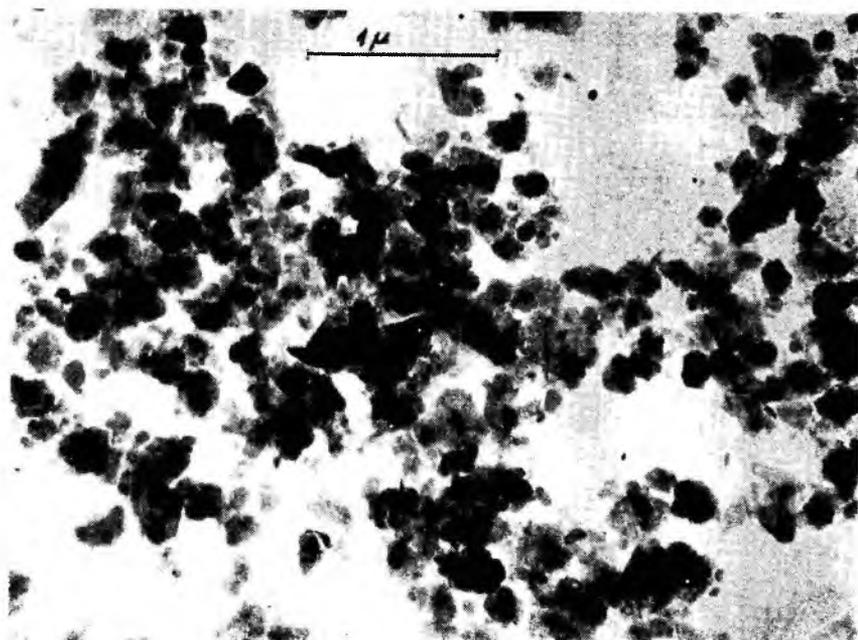


Таблица 1

Результаты гранулометрического состава образцов из месторождения Йоозу (в % %-ах)

№ обр.	Фр. <0,0002 мм	Фр. 0,0002 —0,00035 мм	Фр. 0,00035 —0,0005 мм	Фр. 0,0005 —0,00075 мм	Фр. 0,00075 —0,001 мм	Фр. 0,001 —0,002 мм	Фр. 0,002 —0,005 мм	Фр. 0,005 —0,01 мм	Фр. 0,01 —0,1 мм	Фр. 0,1 —1,0 мм
	И— 2	20,51	4,97	6,28	6,10	8,26	11,22	21,27	5,61	14,6
И— 5	24,6	6,2	8,0	7,8	11,3	14,4	16,9	3,5	7,2	0,1
И— 6	25,1	6,1	8,1	7,6	10,6	13,6	18,9	3,2	6,5	0,3
И— 7	6,8	1,0	1,3	1,3	1,6	2,1	4,4	2,1	59,9	19,5
И— 9	6,6	1,3	1,8	1,8	2,4	2,9	4,8	3,2	47,2	28,0
И—12	10,1	1,8	2,7	2,9	4,0	4,7	4,6	4,2	62,4	2,6
И—16	15,2	4,0	5,4	5,4	7,5	8,0	11,8	5,2	36,4	1,1

Таблица 2

Изменение межплоскостного расстояния и полуширины рефлекса 10 Å-ого минерала по фракциям

№ обр.	Фр. <0,0002 мм		Фр. 0,0002— 0,00035 мм		Фр. 0,00035— 0,0005 мм		Фр. 0,0005— 0,00075 мм		Фр. 0,00075— 0,001 мм		Фр. 0,001— 0,002 мм	
	d	1/2 l	d	1/2 l	d	1/2 l	d	1/2 l	d	1/2 l	d	1/2 l
И— 2	10,45	1,40	10,33	1,00	10,29	0,98	10,20	0,92	10,10	0,68	10,02	0,61
И— 5	10,45	1,25	10,25	1,18	10,14	0,90	10,10	1,00	10,10	0,60	10,07	0,59
И— 6	10,39	1,37	10,33	1,14	10,20	1,09	10,14	0,86	10,02	0,70	10,02	0,54
И— 7	10,69	1,70	10,55	1,3	10,49	1,15	10,29	1,10	10,25	0,95	10,10	0,84
И— 9	10,86	1,80	10,49	1,3	10,39	1,20	10,33	1,10	10,29	0,87	10,10	0,65
И—12	10,53	1,40	10,39	1,20	10,37	1,10	10,25	1,05	10,20	0,85	10,07	0,61
И—16	10,65	1,50	10,29	1,20	10,29	1,20	10,25	1,00	10,25	0,89	10,10	0,73

линита фракцией меньше 0,001 мм, которые по дифрактограммам и электронномикроскопическим снимкам похожи на каолинит и гидрослюда месторождения глин Йоозу. Этот график приведен на рис. 4. Для определения по этому графику количества каолинита в процентах необходимо на дифрактограмме ориентированного препарата измерить интенсивности первых базальных рефлексов каолинита (K_{001}) и гидрослюда ($ГC_{001}$). Интенсивности мы измеряли по высоте пиков над фоном и затем установили соотношение $Y = \frac{IK_{001}}{IGC_{001}}$. Зная значение этих

соотношений, можно уже по графику определить количество каолинита в двухкомпонентных системах.

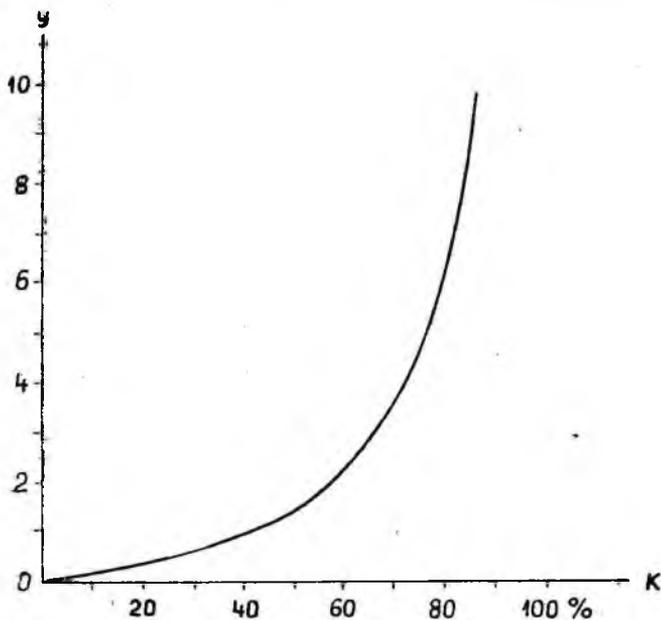


Рис. 4. График для определения количества каолинита в системе каолинит-гидрослюда.

Анализ изменения межплоскостного расстояния первого базального рефлекса гидрослюда показал, что межплоскостные расстояния закономерно изменяются от фракции к фракции. Межплоскостные расстояния 10 Å-го минерала постепенно уменьшаются в сторону более грубых фракций. Если во фракции меньше 0,0002 мм 10 Å-ый минерал характеризуется значением d около 10,5 Å и более, то во фракции больше 0,01 мм этот рефлекс имеет d менее 10 Å.

По существу, во фракции меньше 0,0002 мм мы имеем дело с неупорядоченными смешаннослойными образованиями типа монтмориллонит-гидрослюда, которые после обработки глицерином дают рефлекс с $d=9,93 \text{ \AA}$. После термической обработки при температуре 500°C в течение 2 часов отмечается также сокращение межплоскостного расстояния до $10,0 \text{ \AA}$. В то же время во фракции более 0,01 мм 10 \AA -ый минерал уже представлен тонкодисперсным мусковитом.

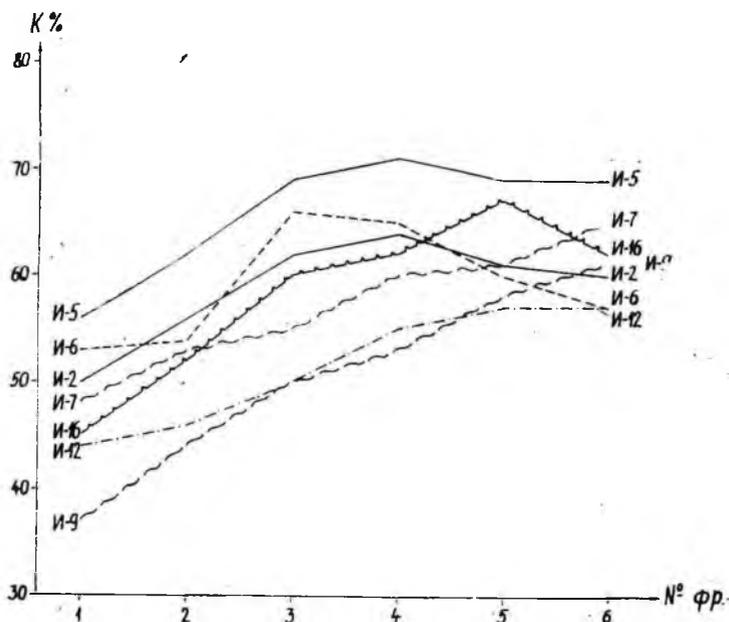


Рис. 5. Зависимость количества каолинита от размера фракции.

Во всех фракциях 10 \AA минерал является диоктаэдрическим с $d = 1,495-1,500 \text{ \AA}$.

Также изменяется полиморфная модификация $1 M d$, характерная для первых фракций (до $0,00075 \text{ мм}$), а $1 M$ — для других фракций — до $0,01 \text{ мм}$. Во фракциях больше $0,01 \text{ мм}$ установление полиморфной модификации затруднительно, так как в них всегда присутствуют кварц и полевые шпаты.

Изменение межплоскостного расстояния d (в \AA -ах) и полуширины рефлекса 10 \AA -ого минерала $1/2 l$ (в градусах Θ для Fe-анода) по фракциям приведено в таблице 2.

Если придерживаться разделенных нами ранее групп 10 \AA -ых минералов (см. предыдущую статью этого сборника — Киви-

мяги, Утсал К., Утсал В. и Утсал К., Утсал В., 1976) в глинах из месторождения Йоозу, то можно выделить следующие разновидности:

1. Смешаннослойные минералы типа монтмориллонит-гидрослюда с $d=10,31-10,86 \text{ \AA}$;
2. Разбухающие гидрослюды с $d=10,21-10,30 \text{ \AA}$;
3. Гидратизированные гидрослюды с $d=10,11-10,20 \text{ \AA}$;
4. Настоящие гидрослюды с $d=10,0-10,10 \text{ \AA}$ и
5. Слюды с $d=9,93-9,99 \text{ \AA}$.

Как видно из таблицы 2, все эти разновидности в пределах одного образца связаны с определенными фракциями.

Обычно при массовых исследованиях, где изучается только одна фракция менее 1 или 2 микронов, 10 \AA пик считается гидрослюдой или иллитом.

В то же время анализ межплоскостных расстояний каолинита показал, что они практически не изменяются в разных фракциях.

Исследования полуширины базальных рефлексов гидрослюды (10 \AA -ые минералы) показали, что максимальные значения всегда имеет первый базальный рефлекс гидрослюды во фракции $0,0002 \text{ мм}$. Эти величины постепенно уменьшаются в сторону более грубых фракций. Если при исследовании 10 \AA -ых минералов установлено уменьшение полуширины первого базального рефлекса от фракции менее $0,0002$ до $1,0 \text{ мм}$ примерно в 10 раз, то для каолинитов полуширина рефлекса 001 уменьшается только в 2 раза.

Из этого можно сделать вывод, что 7 \AA минерал в виде каолинита в терригенных осадках при транспортировке более устойчив, чем 10 \AA -ые минералы.

Вышеуказанные закономерности для 10 \AA -ого минерала установлены нами в более молодых отложениях (четвертичные морены и ленточные глины) и в старых (ордовикские диктione-мовые сланцы) отложениях Эстонии (Утсал К. и Утсал В., 1976).

Этими исследованиями удалось установить, почему первый базальный рефлекс гидрослюды иногда имеет асимметричную форму, если исследовать только фракцию около $0,001 \text{ мм}$ и меньше. В этом случае на дифрактограмме получают суммарный рефлекс, который состоит из многих рефлексов, не разделяемый даже современными дифрактометрами. Поэтому местоположение максимума 10 \AA -ого минерала определяется гранулометрическим составом глин во фракции меньше $0,001 \text{ мм}$.

ЛИТЕРАТУРА

- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Под рук. М. Ф. Викуловой. М., 1957.
- Утсал К. 1971а. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 286. Труды по геологии VI, Тарту.
- Утсал К. Р. 1971б. О подготовке образцов глин для дифрактометрического анализа. Рентгенография минерального сырья, сб. 8. М.
- Утсал К. Р., Утсал В. И. 1976. Количественное распределение каолинита и гидрослюды в разных фракциях и их структурные особенности. Тезисы докладов XI Всесоюзного Совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. 26 ноября — 29 ноября 1975 года, в Ленинграде. М.

QUANTITATIVE DISTRIBUTION OF KAOLINITE AND HYDROMICA AND THEIR STRUCTURAL CHARACTERISTICS IN DIFFERENT FRACTIONS OF CLAYS FROM THE PIT OF JOOSU

K. Utsal, V. Utsal

Summary

On the basis on numerous x-ray investigations of the different fractions of kaolinitic-hydromicaceous clays from Estonia and Latvia and from other regions some regular changes in the quantitative ratios of these clay minerals were established. In the course of the investigations the samples were divided into the following 10 size fractions according to particle sizes.

1. Particles less than 0.0002 mm.
2. 0.0002 to 0.00035 mm.
3. 0.00035 to 0.0005 mm.
4. 0.0005 to 0.00075 mm.
5. 0.00075 to 0.001 mm.
6. 0.001 to 0.002 mm.
7. 0.002 to 0.005 mm.
8. 0.005 to 0.01 mm.
9. 0.01 to 0.1 mm.
10. 0.1 to 1.0 mm.

The first six fractions were separated by means of centrifugation and the oriented specimens were examined with a diffractometric technique.

In the case of fractions Nos 7 to 10 sedimentary fractionation and sieving through a 150-mesh screen were used. The unoriented specimens from the powders of these fractions were also examined with a diffractometric technique.

The particle sizes of kaolinite and hydromica in fractions Nos

1 to 6 were determined with an electron microscope using the suspension technique. The quantities of different fractions in a sample were weighed on an analytical chemical balance and the corresponding quantitative ratios were calculated.

In the following the results of the systematic investigations of clay minerals from the pit of Joosu (South Estonia) are summarized.

Fractions No. 1 always contained the largest amount of hydromica, the amount of kaolinite in this fraction was minimal. In clays of high purity the kaolinite content attained its highest value in fraction No. 4, whereas in more aleuritic clays the kaolinite content at first increased with increasing particle sizes, reaching the highest value in fraction No. 6. and then decreased in more coarse fractions. In the rocks of the Joosu pit the kaolinite content in the fraction with particle sizes less than 0.001 mm ranged between 35 and 60%. In the case of a given sample the kaolinite content in fractions of different size, varies between 37 and 54% (sample Joosu 9 — aleuritic clay).

It was established that the interplanar spacings (d values) corresponding to the first basal reflections of hydromica and kaolinite as well as the half-widths of these reflections depend on the sizes of particles in the specimen.

The d value of a 10-Å mineral decreased with increasing particle sizes in the fraction. In fraction No. 1 d_{001} hydromica had a value of about 10.5 Å or more, whereas in fraction No. 10 the corresponding d value is less than 10.0 Å. Actually a mica with a such d value belongs to the muscovite series. It must be mentioned that the d values for kaolinite remained almost unchanged in different fractions.

The half-width of the basal reflection (d_{001}) of the hydromica attained its highest value in fraction No. 1. In more coarse fractions the half-width of this basal reflection decreased gradually. It was established that the d_{001} of hydromica decreased about 10 times in fractions Nos. 1 to 10, whereas the corresponding decrease in the case of kaolinite was only about 2 times.

These investigations helped to establish why the first basal reflection of hydromica in some cases may be of asymmetrical form. When investigating samples with particle sizes of about 0.001 mm or less variations in the particle sizes of hydromica may result in asymmetry of the d_{001} reflection.

О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЭСТОНИИ

В. Ванамб, Т. Кууспалу, К. Утсал

Главные черты минералогии догдовской коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии рассматривались ранее (Кууспалу и др., 1971). Настоящая статья является продолжением этой работы в свете новых данных и совсем в другом плане. Цель ее — характеристика минералогической зональности коры выветривания, а также обсуждение некоторых факторов, определяющих особенности состава и зональности коры выветривания. Работа базируется на рентгенографических определениях глинистых минералов из фракции $< 0,001$ мм общим количеством 753; по сравнению с предыдущей работой использованы новые данные (404 дифрактометрических определения из 14 глубоких скважин).

Некоторые вопросы распространения глинистых минералов

В глинистой фракции древней коры выветривания обнаружены следующие минералы: каолинит, хлорит, монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда, монтмориллонит, монтмориллонит-хлорит, шамозит, сепиолит, вермикулит и тальк (Кууспалу и др., 1971). Следует отметить, что последними исследованиями новых минеральных фаз не выявлено. Мало изменилась также частота встречаемости отдельных минералов (ср. Кууспалу и др., 1971, рис. 23, стр. 106 и рис. 1). Эти изменения заключаются в некотором увеличении доли каолинита, а также хлорита и монтмориллонит-гидрослюды по сравнению с гидрослюдой (рис. 1). Близость двух графиков, по-видимому, указывает на достаточную представительность коллекции изученных проб.

Из встреченных глинистых минералов сепиолит, вермикулит и тальк зафиксированы в единичных случаях и в особых гене-

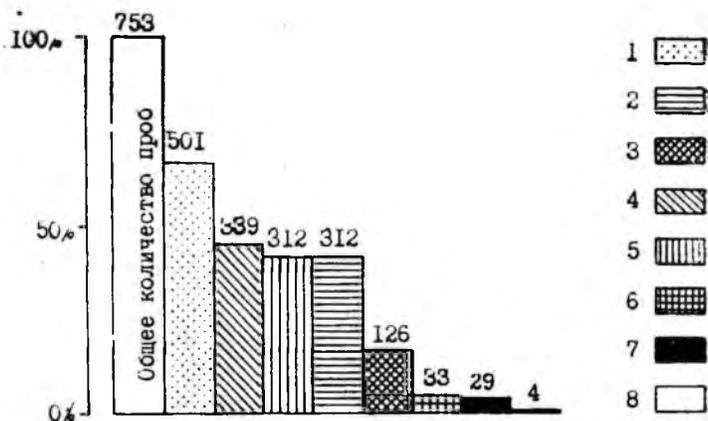


Рис. 1. Встречаемость глинистых минералов во фракции 0,001 мм из коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. данные 753 дифрактометрических определений из 45 скважин.

1 - каолинит, 2 - гидрослюда, 3 - монтмориллонит, 4 - хлорит, 5 - монтмориллонит-гидрослюда, 6 - монтмориллонит-хлорит, 7 - шамозит, 8 - остальные.

тических условиях; шамозит развит локально в верхних горизонтах профиля коры выветривания в небольших количествах и образовался, по имеющимся данным, как наложенный минерал в период захоронения коры выветривания (Кууспалу и др., 1971). Следовательно, при характеристике зональности коры выветривания эти минералы не нужно учитывать. Остальные 6 глинистых минералов — каолинит, хлорит, монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда, монтмориллонит и монтмориллонит-хлорит — встречаются регулярно, размещаются в профиле закономерно, создавая минералогическую зональность коры выветривания.

Как подчеркивалось ранее (Кууспалу и др., 1971; Kuuspalu, 1976), оцененная по дифрактограммам частота встречаемости главных компонентов глинистой фракции в силу многих причин, отчасти методических, не отражает истинные количественные соотношения этих компонентов. Оценка количественных соотношений позволила прийти к выводу, что глинистые минералы можно разбить на 4 группы (в порядке общего количества): 1) каолинит (преобладающий), 2) монтмориллонит-гидрослюда, хлорит и гидрослюда (весьма распространенные), 3) сапонитовый монтмориллонит (обычный минерал нижних горизонтов профиля коры выветривания основных пород), 4) монтмориллонит-хлорит (сравнительно экзотический минерал в нижней части профиля коры основных пород).

Таким образом, по продуктам конечного выветривания кора выветривания кристаллических пород фундамента Эстонии является каолинитовой.

Особо нужно остановиться на вопросе о наличии свободных окислов-гидроокислов алюминия. До сих пор они нам не встречались, несмотря на то, что были проведены специальные исследования наиболее выветрелых пород, в том числе пород основного состава, несущих богатую импрегнацию окислов-гидроокислов железа (скв. Кахала 11, Вока 315, Азери 249, Улясте 47п и др.). В глинистой фракции всех этих проб преобладающим минералом оказался каолинит, нередко с примесью гидрослюда, второстепенными — гематит и гетит в варьирующихся количествах. Присутствие свободных коллоидных соединений глинозема нереально, вследствие высокого возраста коры выветривания. Кристаллические же фазы глинозема, согласно результатам изучения проб из других регионов, определяются под дифрактометром сравнительно легко. Следовательно, в свете имеющихся данных перспективы на бокситоносность догдовской горы выветривания Эстонии следует оценить отрицательно. Правда, в литературе имеется заметка о микроскопической находке гиббсита в осадочных породах кровли коры выветривания скв. Лаанеметса 70 (Трубина, 1969). Осадки автор относит к гдовской свите; исходя из этого делается вывод, что «... догдовская (кора выветривания — Т. К.) достигла развития железисто-каолинитовой зоны, возможно, с гиббситом» (Трубина, 1969, стр. 105). В то же время другие исследователи, изучавшие эти отложения, относят их к тискреской свите кембрия (Каяк, 1962; Каплан, Хазанович, 1969).

Характеристика зональности коры выветривания

Закономерно распределение глинистых минералов в профиле коры выветривания как в конкретных разрезах, так и статистически, если пользоваться понятием о степени выветривания пород (Кууспалу и др., 1971). Из конкретных разрезов зональность хорошо проявлена в профиле скв. Отепя 2, Тапа, Каагвере 1, Тюрсамяэ Ф7, Вока Ф2, Вийвиконна 44п (Кууспалу и др., 1971), Сигула Ф124, Сакусааре Ф126, Ванакюла Ф130 и ряде других. В зависимости от локальных условий характер зональности несколько видоизменяется. Чтобы выяснить общие тенденции вертикального размещения глинистых компонентов, нами составлена сводная диаграмма, характеризующая частоту встречаемости главных минералов по группам пород, степеням выветривания и содержаниям в смеси (рис. 2).

Минералогический состав глинистых продуктов и характер зональности, в первую очередь, зависят от состава материнской

породы. В предыдущей работе (Кууспалу и др. 1971) профили разбивались на 9 групп, при этом имелись в виду наиболее распространенные разности кристаллических пород докембрия Эстонии. Если же исходить из состава глинистой фракции элювия, то четко выделяются только три группы исходных пород породы кислого, среднего и основного составов. В первую группу входят граниты, гранито-гнейсы и гнейсы биотит-плагиоклаз-калишпат-кварцевого состава. Вторая группа гетерогенна, к ней отнесены биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы, по химическому составу приблизительно соответствующие андезитам-диоритам, а также высокоглиноземистые гнейсы с ассоциацией биотит-силлиманит-гранат-кордиерит-плагиоклаз-калишпат-кварц. Очень близок еще состав элювия магнетитовых кварцитов (ассоциация амфибол-пироксен-гранат-магнетит-кварц), однако они при составлении рис. 2 не учитывались. В третью группу включены амфиболиты, амфибол-пироксеновые гнейсы, габбро и серпентиниты.

Основные черты зональности сведены на рис. 2 и 3 и в табл. 1. На рис. 2 приведены статистические данные, характеризующие частоту встречаемости главных глинистых минералов по группам пород, степеням выветривания и содержаниям в смеси.

В верхней половине рис. 3 изображены идеализированные профили этих же групп, составленные с учетом данных о встречаемости глинистых минералов по степеням выветривания. При этом степени выветривания тождественны зонам по вертикали. Разумеется, такой прием является весьма грубым, но, как нам представляется, оправдывает себя при прослеживании основных закономерностей зональности. В нижней половине рисунка приведены конкретные примеры профилей трех групп.

На рис. 3 видно, что глинистые минералы в разрезе размещены в общем закономерно, но редко образуют мономинеральные зоны. Поскольку в общем (статистически) степень выветривания уменьшается в глубину, то закономерное размещение глинистых минералов отражает зональность по вертикали. Наиболее определенное положение в профиле занимают монтмориллонит, монтмориллонит-хлорит, монтмориллонит-гидрослюда и каолинит. Менее четко распределены хлорит и гидрослюда, что во многом обусловлено их полигенетичностью. Отчетливо прослеживается также тенденция осложнения состава элювия по мере перехода от кислых пород к основным.

Отдельные зоны глинистых минералов следует выделить и наименовать по ассоциациям преобладающих глинистых компонентов.

Своеобразным маркирующим горизонтом в коре выветривания является зона карбонатизации. Зона карбонатизации устанавливается почти во всех профилях, но яснее она проявляется

Краткая характеристика минералогической зональности использованных разрезов

№№ скважины и типы пород	Фундамент вскрыт в интервале	Мощ- ность вывет- ривания	Тип коры выветрива- ния	Характеристика коры выветривания по зонам		
				мощ- ность	зоны глинистых минералов	степень выветри- вания
1	2	3	4	5	6	7
I Кислые породы						
1. Вийвиконна 44п	269,50—309,30	38,80+	промежуточн.	38,80+	гидроslюдисто-каолинитовая	I и II
2. Вока 315	217,60—350,70	10,90	сквозной	10,90	каолинитовая	II и III
3. Кийу Ф114	200,50—280,30	13,00	—, —	3,0	монтмориллонит-гидроslюдисто- каолинитовая	I
				10,0	гидроslюдисто-каолинитовая (с хлоритом)	I и II
4. Кингиссепп СГ2	543,10—571,50	10,90	промежуточн.	10,90	гидроslюдисто-каолинитовая	I и II
5. Куртна Ф15	277,20—382,10	104,90+	—, —	104,90+	каолинитовая (с примесью ГС, М-ГС, X)	
6. Нэеме Ф115	127,7 — 207,90	3	сквозной	—	монтмориллонит-гидроslюдисто- каолинитовая	0—I
				3	гидроslюдисто-каолинитовая	I—III
7. Сакусааре Ф136	229,0 — 306,70	24,0	промежуточн.	10,0	монтмориллонит-гидроslюдисто- каолинитовая (+X)	I—II
				5,6	гидроslюдисто-каолинитовая	II
				8,4	каолинитовая	II—III
8. Эльва	502,8 — 558,0	15,50	—, —		монтмориллонит-гидроslюдисто- каолинитовая (+ГС)	I и II
II Средние породы						
9. Ванакюла Ф130	202,4 — 252,5	15,7	промежуточн.	6,1	каолинитовая с хлоритом каолинитовая хлорито-монтмориллонит- гидроslюдистая	I

1	2	3	4	5	6	7
				0,9 3,0 5,7	хлорито-каолинито-гидрослюдистая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая каолинитовая	II III—II
10. Ваки 66п	405,20—492,00	14,50	— —		гидрослюдистая	I
11. Каазиксааре Ф8	245,70—389,20	100,00	— —		монтмориллонит-гидрослюдистая каолинитовая	II, I III, II
12. Каритса Ф137	230,0 —326,0	25,3	— —		монтмориллонит-хлоритовая гидрослюдо-монтмориллонито- хлоритовая монтмориллонит-гидрослюдисто- хлоритовая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая каолинитовая	
13. Мустайыэ 311А	264,50—378,60	+108,50	промежуточн.	85 м	монтмориллонит-хлоритовая монтмориллонит-гидрослюдисто- каолинитовая	I и II I и II
14. Ныммевески Ф129	171,0 —266,4	7,8	сквозной	2,9	гидрослюдо-хлоритовая (по трещи- нам)	
				4,9	монтмориллонит-гидрослюдисто- каолинитовая	I, II II
15. Пээри Ф18	261,20—346,50	40,0	промежуточн.		каолинито-гидрослюдистая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая	I
16. Туду 318	301,00—426,20	125,20+	— —		каолинитовая гидрослюдисто-каолинитовая (с хлоритом и монтмориллонит- гидрослюдой)	II, III
17. Тюрсамяэ Ф7	226,0 —269,00	14,40	сквозной	4,2	каолинито-монтмориллонито- гидрослюдистая	II и I
				6,0	каолинитовая	III, II

1	2	3	4	5	6	7
18. Ягала Ф110	199,8 —	77,7	промежуточн.	26,6	хлоритово-гидрослюдистая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая	0 и I II и I
Основные породы						
19. Варбла 502	523,4 —545,1	4,0	сквозной	~5 м 3,30	монтмориллонитовая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая	0 II
20. Вильянди 91	494,40—532,00	16,05	промежуточн.	0,7	каолинитовая монтмориллонитовая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая	0 и I
21. Кейла 117	214,00—237,70	7,0	—„—	5,8	монтмориллонитовая монтмориллонит-гидрослюдисто- каолинитовая и хлоритовая	0 I, II
22. Каагвере 1	473,00—499,40	6,80				
23. Отепя 2	606,80—649,40	24,20	—„—	1,0	гидрослюдисто-каолинитовая монтмориллонит-хлоритовая хлорито-монтмориллонит- гидрослюдистая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая каолинитовая	I—III II I III
24. Пярну	490,60—564,80	17,40		2,7		
25. Ристикюла 174	569,60—632,30	7,00		11,3		
26. Селисте 173	568,00—623,30	15,00	—„—	6,0	монтмориллонитовая хлорито-гидрослюдистая монтмориллонит-гидрослюдисто- каолинитовая	0 I, II II
				17,1 11,5		

1	2	3	4	5	6	7
27. Сигула Ф124	223,2—316,0	21,8	— „ —	0,7 10,30 7,30	монтмориллонитовая монтмориллонит-хлоритовая монтмориллонитовая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая	0 I I, II - I, III
28. Тапа	311,40—366,60	14,10	сквозной	1,50 7,2	каолинитовая каолинито-монтмориллонит- гидрослюдистая	II, III
29. Тоотси 175	435,0—491,60	27,60	промежуточн.	1,4 3,0 4,7 4,9 1,5	каолинитовая монтмориллонитовая хлорито-гидрослюдистая монтмориллонитовая (верхняя) гидрослюдисто-монтмориллонит- хлоритовая	0 и I I I, II I, II
				0,3 10,0	монтмориллонит-гидрослюдистая каолинитовая	I, II III, IV

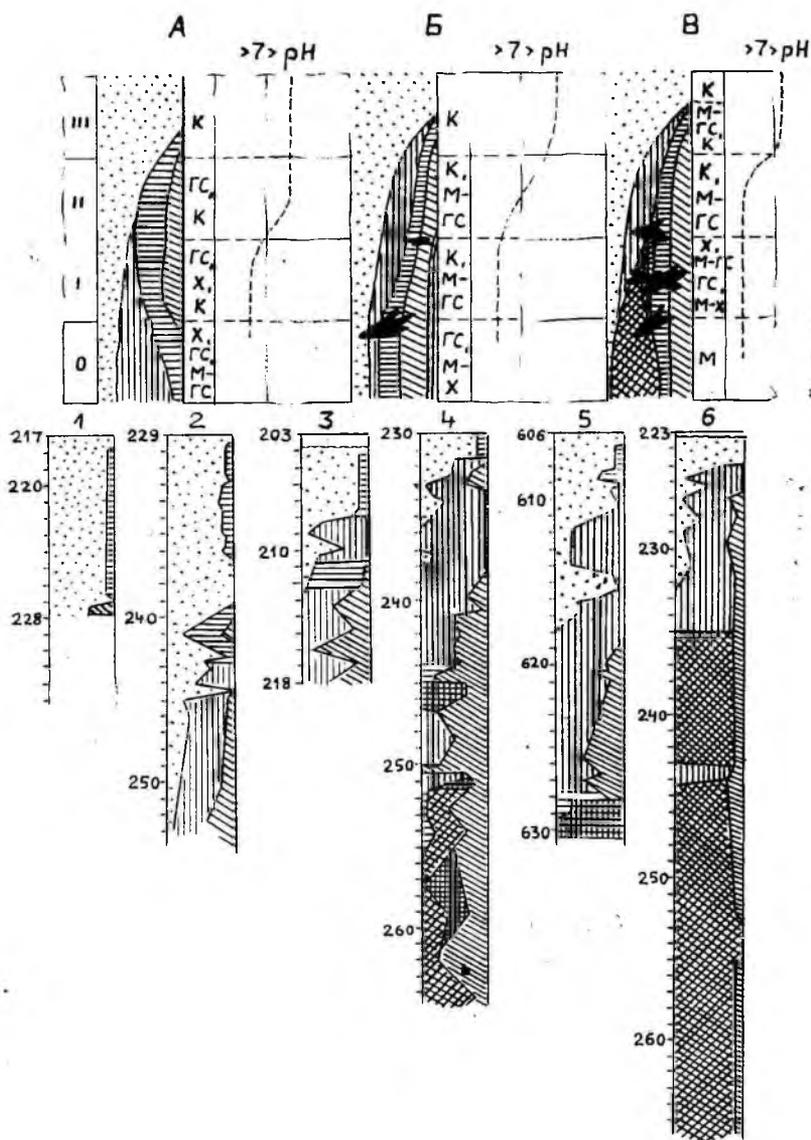


Рис. 3. Схема зональности глинистых минералов в коре выветривания фундамента Эстонии.

А — идеализированная схема минералогической зональности коры пород кислого состава. Б — идеализированная схема минералогической зональности коры пород среднего состава. В — идеализированная схема минералогической зональности коры пород основного состава.

Номера профилей конкретных разрезов:

в коре выветривания пород среднего и основного состава. Зона карбонатизации выражается в распространении на определенной глубине, среди пород начального разложения, прожилок карбоната — доломита, реже — кальцита и анкерита (?). В коре выветривания пород среднего и основного состава с карбонатом нередко ассоциируют колломорфные агрегаты синтетических гидрослюда и монтмориллонита, иногда также корочки колломорфного кварца. Положение зоны карбонатизации тесно связано с общей минералогической зональностью: выше зоны карбонатизации распространена монтмориллонит-гидрослюда, в пределах ее и ниже развит монтмориллонит-хлорит, только ниже — монтмориллонит. Указанный характер зоны карбонатизации позволяет рассматривать ее как зону цементации.

Кора выветривания кислых пород во фракции менее 0,001 мм содержит четыре глинистых минерала: монтмориллонит-гидрослюда, хлорит, гидрослюда и каолинит. Монтмориллонит-гидрослюда приурочена к средней и нижней частям разрезов. Но необходимо отметить, что монтмориллонит-гидрослюда не является постоянным компонентом коры выветривания кислых пород, а встречается весьма спорадически в некоторых разрезах, таких как Сакусааре (Ф136), Нэме (Ф115), Кийу (Ф114), Эльва и Куртна (Ф15). Хлорит и гидрослюда приурочены к нижним горизонтам, каолинит — преимущественно к верхнему. Обычно выделяются три зоны (снизу вверх): гидрослюдисто-хлоритовая или же монтмориллонит-гидрослюдисто-хлоритовая, гидрослюдисто-каолинитовая и каолинитовая (рис. 3). Зона карбонатизации проявлена слабо, в виде редких тонких карбонатных жил в нижней части коры выветривания. Строение профиля коры выветривания проще и зональность выражена слабее, чем у пород среднего и основного состава.

Верхние бесструктурные горизонты (III степень выветривания), сохранившиеся только в части разрезов, слагаются из одного каолинита или каолинита с очень небольшой примесью (5, иногда 10%) гидрослюда (Вока 315, Сакусааре Ф136). Гли-

кислого состава: 1 — Вока 315, 2 — Сакусааре Ф136; среднего состава: 3 — Ванакюла Ф130, 4 — Каритса Ф137; основного состава: 5 — Отепя 2, 6 — Сигула Ф124.

Степень выветривания:

- III — существенно глинистые породы, потерявшие исходную структуру и текстуру;
 - II — сильновыветрелые породы, разрыхленные, слагаемые глинистыми продуктами с небольшой примесью устойчивых и реликтовых минералов;
 - I — разлагающиеся минералы претерпели частичное изменение;
 - 0 — порода практически свежая, гипергенные минералы развиты гнездами и по стенкам трещин.
1. К — каолинит; 2. ГС — гидрослюда; 3. Х — хлорит; 4. М-ГС — монтмориллонит-гидрослюда; 5. М-Х — монтмориллонит-хлорит; 6. М — монтмориллонит.

нистая масса белая, серовато-белая, иногда, в случае пропитывания окислами-гидроокислами железа, бурая и буро-красная.

Структурный элювий (II и в частности I степень выветривания) кислых пород в качестве глинистых минералов обычно содержит каолинит (40—80%) и гидрослюда (10—40%) (Нээме Ф115, Сакусааре Ф136, Кингиссепя СГ2, Вийвиконна 44п, Вока 315), иногда с примесью хлорита (до 30%) или почти каолинитовая со случайной примесью хлорита (Эльва).

Самые нижние горизонты разрезов сложены слабыветрелыми породами (I и 0 степень) и слагаются из гидрослюда (60%) и хлорита (40%) (Вока 315) или монтмориллонит-гидрослюда (70—50%), каолинита (30—10%) и хлорита (40—10%) (Сакусааре Ф136, Эльва) и монтмориллонит-гидрослюда (80—40%) и каолинита (60—20%) (Нээме Ф115, Кийу Ф114).

Элювий пород среднего состава характеризуется появлением, наряду с хлоритом, гидрослюдой и каолинитом, смешанно-слоистых образований монтмориллонит-хлорита и монтмориллонит-гидрослюда, а в некоторых разрезах также и монтмориллонита. Монтмориллонит-хлорит представлен разностями различной степени упорядочения, в том числе упорядоченным типом. Монтмориллонит-хлорит имеет ограниченное объемное распространение, но он всегда встречается в определенной части профиля — в пределах или ниже зоны карбонатизации, которая здесь более или менее четко выражена. Монтмориллонит-гидрослюда с 10—30% разбухающих слоев, неупорядоченная; она наблюдается выше по разрезу, совместно с гидрослюдой и каолинитом или с одним каолинитом, и является характерной для коры выветривания пород среднего состава. Обычно выделяются следующие зоны (снизу вверх): монтмориллонит-хлоритовая (или гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовая), каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинитовая. Непостоянным членом разреза коры выветривания средних пород в нижней части выступает монтмориллонит.

Зо́на карбонатизации проявлена довольно заметно, в виде тонких карбонатных жил в нижней и средней частях коры выветривания. Доля каолинита в коре выветривания средних пород меньше, чем в коре кислых пород. Большое распространение имеют смешаннослойная монтмориллонит-гидрослюда, реже — монтмориллонит-хлорит.

Верхние бесструктурные горизонты, сохранившиеся, в частности, в таких разрезах скважин, как Ванакюла Ф130, Каазиксааре Ф8, Каритса Ф137, Ныммевески Ф129, Тюрсамяэ Ф7, слагаются из каолинита или каолинита с небольшой примесью (5, иногда 15%) гидрослюда. Глинистая масса пестроцветная, реже — серая.

Структурный элювий (II и в частично I степени) средних

пород в качестве глинистых минералов содержит преимущественно смешаннослойную монтмориллонит-гидрослюда (30—90%) и каолинит (25—70%) (скв. Ванакюла Ф130, Ныммевески Ф129, Тюрсамяэ Ф7, Ягала Ф110, Мустайыэ 311А). Иногда в этой части разреза монтмориллонит-гидрослюда (50—95%) присутствует вместе с хлоритом (5—50%) (скв. Каритса Ф137). Характерным и типичным минералом в структурном элювии является монтмориллонит-гидрослюда. Ее присутствие придает породе зеленоватый цвет.

В слабовыветрелой части разреза коры выветривания пород среднего состава характерным минералом является смешаннослойный монтмориллонит-хлорит (скв. Мустайыэ 311А, Каритса Ф137).

Но не всегда разрез коры выветривания выведен так строго по схеме. Часто не наблюдается монтмориллонит-хлоритовой зоны, а присутствует хлоритово-гидрослюдистая зона (скв. Ягала Ф110, Ныммевески Ф129, Ванакюла Ф130).

В элювии основных-ультраосновных пород прибавляется еще одна малоустойчивая постоянная фаза — железисто-магnezийный (сапонитовый?) монтмориллонит. Он встречается, как правило, ниже зоны карбонатизации и зоны монтмориллонит-хлорита — в зоне начального разложения. Остальные глинистые минералы аналогичны минералам профилей второй группы: монтмориллонит-хлорит, хлорит, гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюда, каолинит. Зона карбонатизации обычно хорошо выражена. Последовательность основных зон снизу вверх: монтмориллонитовая, гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовая, каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинитовая. Иногда между гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовой и каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистой зонами выделяется еще монтмориллонит-гидрослюдисто-хлоритовая зона (скв. Каагвере 1, Отепя 2) или же монтмориллонитовая зона. Зоны карбонатизации проявлены четко в виде прожилков (до 1,5 см) розоватого и белого доломита, кальцита и анкерита.

Кора выветривания в этом типе пород каолинитово-монтмориллонит-гидрослюдистая. Верхние бесструктурные горизонты (III степень), сохранившиеся при эрозии, слагаются из каолинита (зона каолинита) с очень небольшой примесью хлорита (до 5%) (Тоотси 175, Сигула Ф124) или гидрослюда (5—15%). Глинистая масса белая, зеленовато-серая, фиолетово-коричневая.

Структурный элювий (II, частично I степень выветренности) основных пород в качестве глинистых минералов обычно содержит с сильным преобладанием монтмориллонит-гидрослюда (30—90%) и каолинит (10—70%) (скв. Варбла 502, Сигула Ф124) иногда с примесью хлорита (5%), в скв. Отепя 2 до 60%. Смешаннослойная монтмориллонит-гидрослюда является

характерным минералом в коре выветривания основных пород для II и частично III и I степени выветрелых пород. Иногда монтмориллонит-гидрослюда в нижней части зоны замещается разбухающей разновидностью гидрослюды (скв. Сигула Ф124). Эта зона каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая является очень характерной для коры выветривания основных пород.

Далее вниз по разрезу наблюдается зона гидрослюдисто-монтмориллонит-хлорита (скв. Отепя 2). В этой зоне монтмориллонит-хлорит наблюдается как единственный глинистый новообразованный минерал или же совместно с гидрослюдой (10—20%).

Для ряда разрезов сразу за каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистой зоной следует верхняя монтмориллонитовая зона (Тоотси 175, Варбла 502, Селисте 173, Каагвере 1). Монтмориллонит (триоктаэдрический железисто-магнезиального типа — сапонит) наблюдается здесь мономинерально (Тоотси 175, Варбла 502) или же с примесью хлорита (10—15%) (скв. Сигула Ф124) и гидрослюды (10%) (скв. Каагвере).

Вниз по разрезу иногда (скв. Тоотси 175, Сигула Ф124) наблюдается зона монтмориллонит-хлорита с примесью хлорита и монтмориллонит-гидрослюды. Самая нижняя монтмориллонитовая зона является характерной для коры выветривания основных пород (скв. Тоотси 175, Сигула Ф124, Селисте 173, Отепя 2). Порода здесь почти свежая, гипергенные изменения наблюдаются в виде гнезд и по трещинам. Монтмориллонит присутствует мономинерально или же с небольшой примесью хлорита (до 10%) и гидрослюды.

Итак, различия в составе элювия трех групп исходных пород проявляются в нижних горизонтах коры выветривания. Продукты конечной стадии выветривания, представленные верхней зоной, одинаковые — каолинитовые. В ряде случаев существенно каолинитовая зона размыта (скв. Вийвиконна 44п, Куртна Ф15, Кингисепп СГ2, Ристикюла 174, Ягала Ф110, Суру Ф112 и др.). Наиболее полно каолинитовая зона развита в разрезах скважин Вока 315, Вока Ф2, Каазиксааре Ф8, Тапа, Отепя, Имасту Ф140, Сигула Ф124, Ныммевески Ф129, Сакусааре Ф136. В этих разрезах верхняя часть каолинитовой зоны пропитана окислами-гидроокислами железа. По рентгенографическим данным последние представлены тонкодисперсным гематитом и гетитом.

Описанная правильная зональность обычно не наблюдается в коре выветривания толщ, слагаемых из резко различных типов пород. Состав глинистых продуктов здесь изменчив в зависимости от характера переслаивания исходных пород и степени выветривания. Иногда это приводит к повторению зон по профилю (скв. Хяядемэсте 172). При низкой степени разложения на составе элювия могут отражаться и небольшие неоднородно-

сти исходных пород, обусловленные изменчивостью количественного минералогического состава. Так, в профиле скв. Вийвиконна 44п появление хлорита и высокие содержания гидрослюда характерны для прослоев биотит-плагиоклаз-кварцевого микрогнейса. За счет обедненных биотитом и плагиоклазом теневых мигматитов и биотит-плагиоклаз-микроклиновых гранитов образуется гидрослюдисто-каолинитовый элювий. С другой стороны, при высоких степенях выветривания прослой существенно отличного исходного минерального состава может проследиваться в составе глинистой фракции. Например, в разрезе скв. Отепя 2, материнские породы которого представлены переслаивающимися серпентинитами и биотит-гиперстенowymi гнейсами, примечательна полная или почти полная каолинизация маломощных прослоев серпентинита верхней части профиля.

Значительный отпечаток на общий характер коры выветривания накладывает степень тектонического раздробления кристаллических пород. От нее прежде всего зависят мощность коры выветривания, мощность отдельных зон и расположение их в разрезе. Сравнивая между собой выделенные нами крайние типы профилей — сквозные и трещинные, можно заключить следующее: сквозная кора обладает относительно малой мощностью порядка нескольких метров и полно развитой верхней (каолинитовой) зоной, по сравнению с нижними; зональность обычно четко выражена; степень выветрелости пород постепенно уменьшается в глубину (профили скв. Тапа, Вока 315, Вока Ф2, Тюрсамяэ Ф7, Варбла 502, Ныммевески Ф129, Нээме Ф115, Кийу Ф114). Наоборот, в профилях трещинного типа мощность элювия достигает 30—50 м, редко — 100 м и более (табл. 1); зональность неясно выражена; по разрезу зоны могут повторяться; большую часть разреза составляют промежуточные и нижние зоны. Примеры: скв. Вийвиконна 44п; Мустайяэ 311^а; Суру Ф112 и др. В профилях промежуточного типа мощность является более значительной по сравнению со сквозной корой, порядка 13—25 м, реже — до 77 м; верхняя каолинитовая и промежуточные зоны (каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая) хорошо развиты аналогично сквозному типу; менее выражены нижние зоны. Примеры: скв. Ягала Ф110, Каритса Ф137, Ванакюла Ф130, Эльва, Сигула Ф124, Отепя 2, Тоотси 175 и др.

Кроме степени тектонического раздробления кристаллических пород и петрографических свойств пород, на формирование догдовской коры выветривания кристаллического фундамента свой отпечаток накладывали гидрогеолого-геохимические особенности грунтовых и поверхностных вод, геоморфологические условия рельефа местности, климатические условия территории, палеогеография, которые здесь мы не будем рассматри-

вать: Эрозионные процессы приводят к сносу верхних, наиболее выветрелых горизонтов коры выветривания (Kuuspalu, 1976).

Заключение

В силу определенных геолого-тектонических, гидрогеолого-геохимических, палеогеографических, геоморфологических и климатических условий территории, на кристаллических породах фундамента Эстонии образуется кора выветривания площадного типа, повсеместно встречаемая в исследуемом районе. В наиболее полно представленных разрезах коры выветривания наблюдается хорошо выраженная минералогическая зональность (3—5 зон), заключающаяся в последовательной закономерной смене одних зон другими, следуя снизу вверх по разрезу. В тех разрезах, где часть элювия размыта, наблюдается только одна или две зоны. Исследование вещественного состава коры выветривания проведено по трем разновидностям пород: кислым, средним и основным. Анализ полученных данных показывает, что зональное размещение глинистых минералов в профиле коры выветривания кристаллических пород является закономерным. В коре выветривания кислых пород наблюдаются три зоны (снизу вверх): гидрослюдисто-хлоритовая (или монтмориллонит-гидрослюдисто-хлоритовая), гидрослюдисто-каолинитовая и каолинитовая. В элювии пород среднего состава выделяются следующие зоны: монтмориллонит-хлоритовая (или гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовая), каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинитовая. В элювии пород основного состава последовательность зон снизу вверх является следующей: монтмориллонитовая, гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовая, каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинитовая.

По наличию или отсутствию отдельных зон глинистых минералов можно приблизительно оценивать глубину эрозии глинистых продуктов перед отложением вендских или кембрийских толщ. При анализе палеогеографических условий этого времени можно учитывать также данные зональности.

ЛИТЕРАТУРА

- Кууспалу Т., Ванамб В., Утсал К. 1971. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 286. Труды по геологии VI, стр. 52—163. Тарту.
- Kuuspalu, T. 1976. Aluskorra murenemiskoorik lasuvate sette kivimite savi-fraktsiooni allikana. (Mõningaid probleeme). Geoloogilised märkmed, 3. ENSV TA Looduseuurijate Selts, lk. 77—82. Tallinn.

- Каяк К. Ф. 1962. К геологии Юго-Восточной Эстонии (по данным глубокого бурения). Труды Института Геологии АН ЭССР, X. Геология палеозоя. Таллин.
- Каплан А. А. Хазанович К. К. 1969. К вопросу об истории тектонического развития Локновского поднятия. В сб.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинате».
- Трубина К. Н. 1969. Западный блок Русской платформы. — В кн.: Додевонские коры выветривания Русской платформы. М., «Наука».

ON THE MINERALOGICAL ZONING OF THE CRUST OF WEATHERING OF THE ESTONIAN CRYSTALLINE BASEMENT

V. Vanamb, T. Kuuspalu, K. Utsal

Summary

In the present work the mineralogical zoning of the crust of weathering of the Estonian crystalline basement is characterised. The factual data used consist of the results of an x-ray investigation of 753 samples from 29 boreholes (Figs. 1 and 2).

The clay minerals in the fraction with a grain size less than 0.001 mm can be classified into four groups on the basis of the quantitative phase analysis: 1) kaolinite (dominating); 2) montmorillonite-hydromica, chlorite and hydromica (quite widespread); 3) trioctahedral montmorillonite (it is a common mineral in the lower part of the crust of weathering of basic rocks; 4) montmorillonite-chlorite (an exotic mineral in the lower part of the crust of weathering of basic rocks).

When the degree of weathering is considered, the regularity in the occurrence of clay minerals in the crust of weathering becomes evident both in a given section and as well statistically.

Mineralogical zoning is well observed in the Otepää 2, Tapa, Kaagvere 1, Sigulda Ф 124, Vanaküla Ф 130 and in some other borehole sections of the crust of weathering.

To clearing the general trends in the vertical allocation of clay minerals in sections a graph was drawn (fig. 3), which characterizes the frequency of occurrence of clay minerals in terms of a rock type, the degree of weathering and the quantitative content. The sections of the crust of weathering are divided into 3 groups according to their compositional rocks: 1) acid rocks (granites, granite-gneisses, biotite-feldspar-gneisses), 2) rocks with an intermediate composition (biotite-amphibole-gneisses, gneisses with a high content of aluminium oxide) — these rocks approximately correspond to andesite-diorite — and 3) basic rocks (amphibolites, amphibole-pyroxene-gneisses, gabbros and serpentinites).

The idealized profiles of the crust of weathering of these rock groups as well as the ones referred to particular boreholes are given in Fig. 4. It can be seen that montmorillonites, montmorillonite-chlorites, montmorillonite-hydromica and kaolinite can be characterized with certain places in the sections. Due to the great variety of polygenetic forms of hydromica and of chlorite, the occurrence of these minerals is not so distinctly characterizable.

Four clay minerals were identified in the crust of weathering of the acid rocks: montmorillonite-hydromica (with a sporadic distribution), chlorite, hydromica and kaolinite. A zonality consisting of three parts is distinguished (from bottom to top): 1) hydromica-chlorite, 2) hydromica-kaolinite, 3) kaolinite.

Along with chlorite, hydromica and kaolinite, the characteristic minerals in the section of the crust of weathering of the rocks with an average composition are montmorillonite-chlorite, montmorillonite-hydromica and montmorillonite (exotically). The following mineralogical zones can be distinguished (from bottom to top): 1) montmorillonitic-chloritic or hydromicaceous-montmorillonitic-chloritic, 2) kaolinitic-montmorillonitic-hydromicaceous, 3) kaolinitic.

In the crust of weathering of the basic rocks trioctahedral montmorillonite is always present. The following mineralogical zones can be distinguished in the crust of weathering (from bottom to top): montmorillonitic, hydromicaceous-montmorillonitic-chloritic, kaolinitic-montmorillonitic-hydromicaceous and kaolinitic.

Some circumstances leading to mineralogical zoning such as the composition of rocks, tectonic splitting etc. are discussed in more detail.

УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ

I. (Уч. зап. ТГУ № 75). А. Рымусокс, Академик Ф. Б. Шмидт — основатель геологии Эстонии. — А. Рымусокс. *Strophomenoidea* ордовика и силура Эстонии I. Род *Sowerbyella* Jones. — А. Ораспыльд. Некоторые представители надсемейства *Orthacea* из верхнего ордовика Эстонии. — Р. Мянниль. Новые представители рода *Porpocrinus* из среднего ордовика Эстонии. — Х. Тедер. О термолуминесценции карбонатных пород верхнего ордовика Эстонии. — Э. Лыокене. Геоморфология северной части Сакалаской возвышенности. — К. Каяк. Геология долины реки Вяйке-Эмайги.

II. (Уч. зап. ТГУ № 153). А. Рымусокс. Некоторые брахиоподы из ордовика Эстонии. — А. Ораспыльд. О некоторых текстурах карбонатных пород харьюской серии (верхний ордовик) в Эстонии.

III. (Уч. зап. ТГУ № 168). Х. Вийдинг. Некоторые методические вопросы литолого-минералогического анализа песчано-алевритовых пород Прибалтики. — Э. Лауенкрапча. К вопросу о методике исследования терригенной части каменноугольных отложений в пределах северо-западной части Польско-Литовской впадины. — В. Василяускас. К вопросу выявления минералогического состава швентойской и тартуской свит девона Литвы. — Ю. Паап. Колебания литолого-минералогического состава песчаников девона Эстонии на фоне косослоистой текстуры. — А. Тамме. О некоторых диа- и эпигенетических явлениях в среднедевонских отложениях Эстонии. — А. Раукас. Опыт применения минералогического анализа при исследовании четвертичных отложений Эстонии. — В. Рясина-Каждан. Зависимость минералогического состава и закономерности его распределения от гранулометрии и фациального типа современных аллювиальных отложений (на примере р. Волги). — Резолюция первого семинара минералогов Прибалтики.

IV. (Уч. зап. ТГУ № 213). Е. Лыокене. *Alliklubja levik ja iseloom*. *Haanja kõrgustikul*. — Е. Лыокене. *Allikasetete levik ja iseloom Otepää kõrgustikul*.

V. (Уч. зап. ТГУ № 221). К. Утсал. О рентгенографическом исследовании глинистых минералов среднедевонских отложений Эстонии. — К. Утсал. Исследование минерального состава поверхностей скольжения глинистых пород среднего девона Эстонской ССР с помощью дифрактометрического анализа. — К. Утсал. Исследование микрослонности глинистых пород дифрактометрическим методом. — К. Утсал. Переоборудование стандартной рентгеновской камеры РКД-57,3 мм для изучения глинистых минералов. — А. Лоог. О литологии песчано-алевритовой толщи пакерортского горизонта на полосе выхода.

VI. (Уч. зап. ТГУ № 286). К. Утсал. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами. — Т. Кууспалу, В. Ванамб, К. Утсал. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. — Э. Лыокене, К. Утсал. О минеральном составе и возрасте голоценовых пресноводных карбонатных пород в Южной Эстонии.

VII. (Уч. зап. ТГУ № 359). А. Рымусокс, А. Лоог, Э. Кивимяги. О геологии и фауне юльгаской пачки (нижний тремадок Северной Эстонии). — А. Ораспыльд. Литологическая характеристика пиргуского горизонта в Южной Эстонии. — А. Ораспыльд. Литология поркуниского горизонта в Эстонии. — Т. Кууспалу. Граниты рапакви кристаллического фундамента Эстонии. — Т. Кууспалу, В. Ванамб. К минералогии полиметаллической минерализации в валунах из карьера Лазва.

SISUKORD. ОГЛАВЛЕНИЕ. CONTENTS.

A. Rõõmusoks. Eesti kohanimed stratigraafilises nomenklatuuris	3
A. Ры́мусокс. Названия местностей Эстонии в стратиграфической номенклатуре. <i>Резюме</i>	42
A. Rõõmusoks. Estonian place names in the stratigraphical nomenclature. <i>Summary</i>	43
A. Лоог. К геохимии постседиментационного минералообразования в граптолитовых аргиллитах тремадока Северной Эстонии	44
A. Loog. On the geochemistry of postsedimentary mineralformation North-Estonian in the graptolithic argillites of Tremadoc. <i>Summary</i>	49
A. Ораспыльд, Э. Кала. Литология вормсиского горизонта в Эстонии	51
A. Oraspõld, E. Kala. Lithology of the Vormsi stage in Estonia. <i>Summary</i>	74
A. Ораспыльд. Литологическая характеристика пограничных слоев вормсиского и пиргуского горизонтов в средней части Эстонии	75
A. Oraspõld. Lithological characterisation of the boundary beds of the Vormsi and Pirgu stages in Central Estonia. <i>Summary</i>	90
A. Ораспыльд. О литологии поркуниского горизонта в Центральной Латвии	91
A. Oraspõld. On the lithology of the Porkuni stage in Central Latvia. <i>Summary</i>	98
Ю. Кирс. К. Утсал. Методика рентгеновского исследования полевых шпатов методом порошка	100
J. Kirs, K. Utsal. Investigation of feldspars by the X-ray powder method. <i>Summary</i>	100
К. Утсал, Э. Кивимяги, В. Утсал. О методике исследования и минералогии граптолитового аргиллита Эстонии	116
K. Utsal, E. Kivimägi, V. Utsal. About the method of investigating Estonian graptolithic argillite and its mineralogy. <i>Summary</i>	137
К. Утсал, В. Утсал. Количественное распределение каолинита и гидрослюда и их структурные особенности в разных фракциях глины в карьере Йоосу	139
K. Utsal, V. Utsal. Quantitative distribution of kaolinite and hydromica and their structural characteristics in different fractions of clays from the pit of Joosu. <i>Summary</i>	147
В. Ванамб, Т. Кууспалу, К. Утсал. О минералогической зональности коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии	149
V. Vanamb, T. Kuuspalu, K. Utsal. On the mineralogical zoning of the crust of weathering of the Estonian crystalline basement. <i>Summary</i>	165

УДК 551.7 : 551.732—734 : 551.79(474.2)

НАЗВАНИЯ МЕСТНОСТЕЙ ЭСТОНИИ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ

А. Рымусокс

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 3—41.

Список названий местностей Эстонии, использованных в стратиграфии коренных и четвертичных отложений, указанные в литературе до 31 декабря 1977 года.

УДК 552.521;551.733.1(474.2)

К ГЕОХИМИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО МИНЕРАЛОБРАЗОВАНИЯ В ГРАПТОЛИТОВЫХ АГРИЛЛИТАХ ТРЕМАДОКА СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

А. Лоог

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 44—49.

В статье рассмотрена последовательность и условия образования постседиментационных минералов кремнезёма, карбонатов и сульфидов в граптолитовых аргиллитах и их влияние на перераспределение ванадия и молибдена.

Диagenетические образования кремня и карбонатов не являются концентраторами, только аутигенный пирит концентрировал молибден.

Библ. — 5 назв.

УДК 552.54 : 551.733.1(474.2)

ЛИТОЛОГИЯ ВОРМСИСКОГО ГОРИЗОНТА В ЭСТОНИИ

А. Ораспыльд и Э. Кала

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 51—73.

Вормсиский горизонт на территории Эстонии представлен в основном кыргессаареской (детритистые глинистые известняки и известняки) и тудулиннаской (детритистые известковые и глинистые мергели и отчасти средне- и сильноглинистые известняки) свитами. Кыргессаареская свита распространена преимущественно в северной, переходной (Средняя Эстония) и в северной части (Южная Эстония) осевой структурно-фациальных зонах.

Ограниченно в юго-восточной части Эстонии распространена фьяскаская свита (аргиллиты и аргиллитоподобные глины).

Рис. — 12; библ. — 15 назв.

УДК 552.54 : 551.733.1 (474.2)

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ВОРМСИСКОГО И ПИРГУСКОГО ГОРИЗОНТОВ В СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ЭСТОНИИ

А. Ораспыльд

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 75—89.

В средней части Эстонии (переходная структурно-фациальная зона) вормсийский горизонт сложен в основном известковыми и глинистыми мергелями, в которых встречаются прослои глинистых известняков. Нижняя часть пиргуского горизонта представлена красновато-коричневыми и пестроцветными глинистыми известняками (юнсторпская свита) и светло-серыми и зеленовато-серыми с фиолетовыми пятнами слабо- и среднеглинистыми известняками с глаукоцитом (тоотсиская свита).

Рис. — 7; библиография — 3 назв.

УДК 552.54 : 551.733.1 (474.3)

О ЛИТОЛОГИИ ПОРКУНИСКОГО ГОРИЗОНТА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЛАТВИИ

А. Ораспыльд

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 91—98.

Поркунский горизонт в Центральной Латвии охарактеризован более высокой глинистостью карбонатных пород по сравнению с этим горизонтом в Западной Латвии. В изученных разрезах (скв. Балдоне, Дзербене, Таурпе, Нитауре, Алуксне) горизонт сложен довольно однообразными известковыми мергелями и домеритами, а также микро- и тонкослонстыми мергелями и глинистыми известняками, в которых увеличено содержание обломочного кварца песчаной, но особенно алевритовой размерности.

Рис. — 2; библиография — 7 назв.

МЕТОДИКА РЕНТГЕНОВСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ МЕТОДОМ ПОРОШКА

Ю. Кирс, К. Утсал

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 100—114.

В статье излагается методика подготовки и съёмки порошковых проб полевых шпатов на дифрактометре. Приводятся наиболее информативные интервалы 2 θ рентгеновских рефлексов в полевых шпатах при железном излучении.

Оценка структурного состояния щелочного полевого шпата проводится по 2 θ рефлексов ($\overline{060}$), ($\overline{204}$), ($\overline{201}$), ($\overline{131}$) и ($\overline{1\bar{3}1}$): с определением степени упорядоченности по диаграмме Стюарта-Райта (Stewart & Wright, 1974) и вычисленной степени триклинности. По интенсивности и 2 θ пиков ($\overline{201}$) определяется содержание альбитового компонента в щелочном полевоом шпате.

Структурное состояние и ориентировочный состав плагиоклаза определяется по 2 θ рефлексов ($\overline{131}$), ($\overline{1\bar{3}1}$), ($\overline{241}$), ($\overline{2\bar{4}1}$), ($\overline{400}$), ($\overline{113}$), ($\overline{204}$). Для этого используются диаграммы Смита (Smith, 1972), Бамбауера и др. (Bambauer et al, 1967), Каменцева и Блюмштейна (1974).

О МЕТОДИКЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГИИ ГРАПТОЛИТОВОГО АРГИЛЛИТА ЭСТОНИИ

К. Утсал,

Э. Кивимяги,

В. Утсал

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 116—137.

В первой части статьи описывается методика дезинтеграции диктионемового аргиллита. При гранулометрическом анализе выделяли 9 фракций, которые исследовались дифрактометрическим методом. Электронномикроскопические исследования диктионемового аргиллита проводились для определения размера и морфологических особенностей частиц разных фракций меньше 0,002 мм. В составе аргиллита можно выделить три составных компонента: 1. Органическое вещество — ориентировочно 10—15%; 2. Кристаллическая минеральная фаза — 65—70%; 3. Аморфная неорганическая фаза — около 20%.

Основными породообразующими минералами в изучаемой кристаллической фазе являются: 1. Разные 10 А-ые минералы (монтмориллонит-гидрослюда, разбухающая гидрослюда, гидрослюда и слюда-мусковит) — 45,52%; 2. Полевые шпаты (ортоклаз) — 30,54%; 3. Кварц — 22,96%; 4. Хлорит — 0,5%; 5. Пирит — 0,43%. В виде следов встречаются гипс и франколит. Более подробно характеризуются структурные и морфологические особенности гидрослюд в разных фракциях. Выделяются пять признаков, определяемые по дифрактограммам ориентированных препаратов. В ходе исследования установлены некоторые математические закономерности между значениями межплоскостных расстояний первого базального рефлекса гидрослюда и полушириной этого рефлекса, в зависимости от размера частиц.

В конце статьи излагаются некоторые вопросы генезиса минералов аргиллита на основе рентгенографических и электронномикроскопических исследований.

Табл. — 4; рис. — 8; библ. — 8 назв.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАОЛИНИТА И ГИДРОСЛЮДЫ И ИХ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ В РАЗНЫХ ФРАКЦИЯХ ГЛИН В КАРЬЕРЕ ЙООЗУ

К. Утсал, В. Утсал

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 139—147.

Рассматриваются способы выделения из одного образца следующих 10 фракций: 1. меньше 0,0002 мм; 2. 0,0002—0,00035 мм; 3. 0,00035—0,0005 мм; 4. 0,0005—0,00075 мм; 5. 0,00075—0,001 мм; 6. 0,001—0,002 мм; 7. 0,002—0,005 мм; 8. 0,005—0,01 мм; 9. 0,01—0,1 мм; 10. 0,1—1,0 мм. Фазовый состав и количественные отношения каолинита и гидрослюда в разных фракциях определены дифрактометрическим методом. Установлено, что количество каолинита в пределах одного образца (алеуритовая глина), но в разных фракциях может колебаться от 37% до 61%, в более глинистых образцах — от 56% до 71%. Межплоскостные расстояния первого базального рефлекса 10 А-го минерала закономерно уменьшаются в сторону более грубых фракций от 10,8 А до 9,93 А, в то же время полуширина этого рефлекса уменьшается от фракции менее 0,0002 до 1,0 мм примерно в 10 раз. Этими исследованиями удалось установить, почему первый базальный рефлекс гидрослюда иногда имеет асимметричную форму, если исследовать только фракцию около 0,001 мм и меньше. Местоположение максимума 10 А-го минерала определяется гранулометрическим составом глин во фракции меньше 0,001 мм.

Табл. — 2; рис. — 5; библи. — 4 назв.

О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЭСТОНИИ

В. Ванамб,

Т. Кууспалу,

К. Утсал

Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 527, Тарту, 1980, с. 149—165.

В статье дается характеристика минералогической зональности догдской коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. В силу определенных геолого-тектонических, гидрогеолого-геохимических, палеогеографических и др. условий территории образуется кора выветривания площадного типа. В наиболее полно представленных разрезах коры выветривания наблюдается хорошо выраженная минералогическая зональность (от 3 до 5 зон), которая заключается в последовательной закономерной смене одних зон другими, следуя снизу вверх по разрезу. Исследование вещественного состава коры выветривания проведено по трем разновидностям пород: кислым, средним, основным. В коре выветривания кислых пород наблюдаются три зоны (снизу вверх): гидрослюдисто-хлоритовая, гидрослюдисто-каолинитовая и каолинитовая. В элювии пород среднего состава выделяются следующие зоны: монтмориллонит-хлоритовая (или гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовая), каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинитовая. В элювии пород основного состава последовательность зон снизу вверх следующая: монтмориллонитовая, гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовая, каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинитовая.

Табл. — 1; рис. — 3; библи. — 5 назв.