

Latvijas Universitātes
Ģeoloģijas nozares habilitācijas un
promocijas padome

Ģirts Stinkulis

**LATVIJAS DEVONA KLASTISKO-KARBONĀTIEŽU UN
KAĻĶAKMEŅU-DOLOMĪTU PĀREJAS ZONU
SEDIMENTOĻĢIJA UN MINERALOĻĢIJA**



Promocijas darbs ģeoloģijas doktora grāda
iegūšanai vispārīgās ģeoloģijas apakšnozarē

Rīgā 1998

SATURS

	lpp.
IEVADS	3
DEVONA BASEINU FĀCIJAS UN SEDIMENTĀCIJAS APSTĀKĻI	12
PĒTĪJUMU METODIKA	46
Atsegumu, urbumu seržu apraksts un paraugu noņemšana	46
Plānslīpējumu izgatavošana	47
Plānslīpējumu krāsošana	49
Plānslīpējumu apraksts un fotografēšana	50
Rentgendifraktometriskā analīze	52
Elektronu mikroskopija	55
KLASTISKO-KARBONĀTIEŽU PĀREJAS ZONA EIFEĻA STĀVA TRANSGRESĪVAJĀ SLĀŅKOPĀ	58
Nogulumu paveidi	60
Oolīti un pseidoolīti	91
Nogulsnēšanās procesu izmaiņu periodiskums	118
Sedimentācijas apstākļu īpatnības	123
Nogulumu pēcsedimentācijas izmaiņas	130
KARBONĀTUS SATUROŠU KLASTISKO IEŽU UN TO BEZKARBONĀTISKO ANALOGU PĀREJAS ZONA ŽIVETAS STĀVĀ UN FRANAS STĀVA APAKŠDAĻĀ	138
Dolomīta un kalcīta cements smilšakmeņos	138
Karbonāti mālos un aleirolītos	148
Karbonātu minerālu ģenēze un devona baseina faciālā zonalitāte	154
Cementa un konkrēciju pēcsedimentācijas izmaiņas	156
KALĶĀKMĒŅU-DOLOMĪTU PĀREJAS ZONA FRANAS STĀVA GRIEZUMĀ ...	160
Dolomītu veidošanās apstākļi un mūsdienu stāvoklis to pētījumos	162
Dolomitizēto kalņakmeņu paveidi	166
Karbonātiežu pēcsedimentācijas izmaiņas	195
Organismu atlieku dolomitizācija	200
Galveno katjonu attiecības dolomīta kristālrežģī	204
Dolomīta veidošanās aspekti Latvijas Franass stāva karbonātu slāņkopā ...	213
NOSLĒGUMS	217
LĪTERATŪRA	221

IEVADS

Latvijas teritorija pieder klasiskajam devona nogulumu izplatības reģionam, ko ģeoloģiskajā literatūrā sauc par Galveno devona lauku. Tajā plaši atsedzas daudzveidīgi šīs sistēmas nogulumi - smilšakmeņi, aleirolīti, māli, dolomīti, domerīti un ģipši. Daudziem no tiem ir liela praktiskā nozīme kā derīgajiem izrakteniem un pazemes ūdeņu horizontiem, bez tam šo nogulumu krāšņie atsegumi upju un ezeru krastos ir daļa no Latvijas ainavu bagātības.

Devona nogulumi Baltijas vidusdaļā ir izraisījuši paleontologu un citu nozaru ģeologu interesi jau tūlīt pēc devona sistēmas izdalīšanas 1839. gadā, jo jau 1840. gadā L. Buhs un E. Eihvalds konstatējuši šīs sistēmas nogulumus Latvijā attiecīgi pēc brahiopodu un zivju atliekām. G. Helmersena 1841. gadā sastādītajā Krievijas Eiropas daļas ģeoloģiskajā kartē pirmoreiz atspoguļota devona nogulumu izplatība Latvijā. Šajā reģionā tika ievāktas bagātīgās zivju atlieku kolekcijas un krātas ziņas par nogulumu sastāvu, kā rezultātā jau drīz pēc devona izdalīšanas izdarīti pirmie mēģinājumi tā stratigrāfiskās shēmas sastādīšanā: K. Panders 1843. gadā savā kopīgajā darbā ar H. Pfeiferu iedalījis Baltijas devonu 3 stāvos.

K. Grevings 1861. gadā klasificēja devona slāņkopu trijās nodaļās, apakšējā no kurām aptver apakšdevona (tagad: apakšdevona, vidusdevona un augšdevona apakšējās daļas) smilšakmeņus, vidējā nodaļa apvieno dolomītus, bet augšējā - augšdevona smilšakmeņus. Šajā pat darbā K. Grevings pirmais atzīmēja ievērojamas devona nogulumu sastāva atšķirības dažādās to izplatības laukuma daļās. Franas stāva karbonātiskajā daļā viņš izdalījis trīs atšķirīgas fācijas. Velikajas fācijā (Latvijas ziemeļaustrumu daļa un Velikajas upes baseins) dominē kaļķakmeņi, Daugavas fācija (Latvijas centrālā un austrumu daļa) sastāv galvenokārt no dolomītiem, bet Kurzemes fāciju (Rietumlatvija) veido mālaini, bieži arī ģipšaini dolomīti. K. Grevinga konstatētās fācijas labi atbilst mūsdienu priekšstatiem par Franas laikmeta baseinu faciālo zonalitāti.

Šī gadsimta sākumā un vidusdaļā tika ne vien ievērojami detalizēti devona stratigrāfiskais iedalījums, bet arī pieauga informācijas apjoms par nogulumu sastāvu. E. Krauss no 1930. līdz 1934. gadam sniedzis precīzu Latvijas devona nogulumu aprakstu un samērā sīku stratigrāfisko iedalījumu. Daudzus atsegumus ir raksturojis N. Delle 1936. un 1937. gadā, precizējot priekšstatus par devona griezumu. Latvijas austrumu daļā šo slāņkopu ir pētījis H. Bīlenšteins. Devona nogulumu stratigrāfijā liela nozīme bija zivju atlieku pētījumiem, ko laikā no 1930. līdz 1956. gadam veica V. Gross. Iegūtie dati atļāva salīdzināt Latvijas devona nogulumu vecumu ar šīs sistēmas griezumiem Ardēnu-Reinas apgabalā un Skotijā. Krievijas rietumu daļā ar devona pētījumiem šī gadsimta sākum- un vidusposmā nodarbojās D. Naļivkins, R. Hekers, D. Obručevs, Igaunijā - G. Bekers un A. Epiks, bet Lietuvā - J. Dalinkevičius.

Vēlāk - no 40. līdz 60. gadiem - Latvijas devona nogulumu sastāvu, organismu atliekas un faciālo zonalitāti ir pētījis P. Liepiņš. Viņš precizējis šīs sistēmas

stratigrāfisko iedalījumu, vienlaicīgi piešķirot svītām ģeogrāfiskus nosaukumus. V. Kuršs savos darbos (1975, 1992 u.c.) raksturojis klastisko devona nogulumu sastāvu, konkrēciju un citu ieslēgumu kompleksu, paleoģeogrāfiju un faciālo zonalitāti, un izvirzījis daudzus pierādījumus to marīnai ģenēzei - sedimentācijas cikli, kas izsekojami plašā teritorijā, raksturīgs faciālo zonu izvietojums, fosforītu konkrēciju sastopamība u.c.

V. Sorokina publikācijās (1963, 1967, 1978, 1981 u.c.) atspoguļots Austrumeiropas platformas ZR daļas Franas stāva nogulumu sastāvs, organismu kompleksi, griezumu cikliskas uzbūves likumsakarības, faciālā zonalitāte un nogulumu dolomitizācijas īpatnības. L. Savvaitova (1978) veikusi daudzpusīgus Famenas stāva nogulumu pētījumus, kuru rezultātā precizējusi to stratigrāfisko iedalījumu un veidošanās apstākļus. Pēdējos gadu desmitos ir pētīts arī devona mālaino nogulumu sastāvs un veidošanās apstākļi (A. Stinkule), raksturotas Latvijas ģipšu atradnes (I. Apinīte, J. Fedorenko) un dolomītu atradnes (K. Šaraks, V. Hodireva).

Lielu interesi paleontologu vidū visā Baltijā un arī ārpus tās robežām izraisa bagātīgais zivju un bezžokļaiņu atlieku komplekss Latvijas devona nogulumos, kas raksturots E. Lukševiča, Ļ. Ļarskas, I. Upenieces un I. Zupiņa darbos, Igaunijas un Lietuvas pētnieku E. Kurikas, J. Valiukevičius un V. Talimā publikācijās, kā arī vairāku citu valstu paleoģeologu zinātniskajos rakstos.

Visā Latvijas teritorijā ir veikti ģeoloģiskās kartēšanas darbi mērogā 1:200 000 un lielā daļā teritorijas arī mērogā 1:50 000, kuru rezultātā ģeologi A. Gavrilova, L. Birgere, A. Mūrnieks, L. Bendrupe u.c. ieguvuši daudz jaunas informācijas par devona slāņkopas sagulumu, sastāvu, organismu atliekām un veidošanās apstākļiem.

Neskatoties uz augšminētajiem plašajiem un detalizētajiem pētījumiem, vēl aizvien ir precizējami daudzi jautājumi par Latvijas devona nogulumu sedimentācijas apstākļiem un pēcsedimentācijas izmaiņām. To noskaidrošanai ir nozīme gan šīs slāņkopas praktiskas izmantošanas aspektā, gan stratigrāfiskā iedalījuma pilnveidošanā, it sevišķi attiecībā uz vietējām stratigrāfiskajām vienībām.

Baltijas devona slāņkopas veidošanās likumsakarību pētījumos vislielākā nozīme ir mineraloģiskām un sedimentoloģiskām metodēm, jo paleoekoloģiskās analīzes pielietošanai daudzos griezuma intervālos ir pārāk maz organismu atlieku. Tam par iemeslu ir devona sedimentācijas īpatnības: nogulas uzkrājās baseinā ar mainīgu sāļumu un intensīvu drupu materiāla pieplūdi. Klastiskajos nogulumos sastop galvenokārt zivis un bezžokļaiņus, dažas bezmugurkaulnieku grupas, kā arī sporas un putekšņus. Karbonātiežos organismu pārkmeņojumu ir vairāk, taču bieži vien dolomitizācijas rezultātā tie ir izšķīdināti un sakarā ar pārkristalizēšanos ir ieguvuši līdzīgu struktūru kā iežu pamatmasa.

Latvijas devona slāņkopa ir perspektīva tādu minerālu agregātu pētījumiem, kuri veidojušies saistībā ar sedimentācijas baseina ūdeni, jo nogulumu ir samērā vāji litificēti un nav būtiski iespaidoti pēcsedimentācijas procesos. To noteica mierīgais tektoniskais režīms, kas visā fanerozojā valdīja Baltijas un kaimiņreģionu teritorijās - kontinentālās litosfēras plātnes ietvaros. Šajā aspektā Latvijas devona nogulumu

ievērojami atšķiras no stipri cementētajām un pat metamorfizētajām analoga vecuma slāņkopām Lielbritānijā, Apalačos un Arktikā - reģionos, kuri atradās tuvāk litosfēras plātņu saskares zonām.

Pētījumu aktualitātes pamatā ir nepieciešamība precizēt priekšstatus par Latvijas devona nogulumu veidošanās apstākļiem, karbonātu minerālu ģenēzi un pēcsedimentācijas izmaiņām, kā arī dolomitizācijas īpatnībām. Šo problēmu risināšanā svarīgi ir izmantot detalizētu sedimentoloģisko un mineraloģisko pētījumu metodiku, ieskaitot arī mūsdienīgos analīžu veidus.

Lai gan aizvien mazāk šaubu ir par devona klastisko slāņkopu marīnu izcelsmi, tomēr šīs problēmas atrisināšanai vajadzīgi papildus dati, kuri meklējami gan nogulumu sastāvā, gan mikro- un makrotekstūrās, gan arī fāciju secībā baseina ietvaros. Domājams, ka devona periodā Latvijas teritorija bija daļa no plaša epikontinentāla baseina, kurš dažos etapos pat pletās pāri visai Austrumeiropas platformai. Tik plašu epikontinentālu ūdenstilpju mūsdienās nav, tādēļ to nogulumu pētījumos nevar pilnībā izmantot aktuālisma metodi, kas īpaši pasvītro detalizētas un kompleksas pieejas nepieciešamību.

Daudz materiālu ir par klastisko devona nogulumu minerālo sastāvu, taču ievērojami mazāk informācijas iegūts par karbonātiežu minerālu asociācijām un to veidošanās secību. Nav pietiekami pētīta dolomītu veidošanās un to pēcsedimentācijas izmaiņas, kas vēl aizvien ir neatrisināta problēma pat starptautiskajās sedimentologu aprindās. Bez tam visai maz datu ir par Latvijas devona klastiskajos nogulumos sastopamā karbonātu cementa un konkrēciju minerālo sastāvu, veidošanos un izmaiņu procesiem, kuru pētījumi izsauc ne tikai mineraloģisku un petrogrāfisku interesi, bet ir svarīgi arī smilšaini mālaino nogulu sedimentācijas apstākļu precizēšanā.

Nozīmīga ir arī pētījumu metodikas pilnveidošana. Agrākajos gados augšminētie jautājumi visai nedaudz ir apskatīti, pamatojoties uz plānslīpējumu pētījumu datiem. Karbonātiežu minerālā sastāva noteikšanai nelielā mērā ir izmantotas iespējas, ko var sniegt efektīvā plānslīpējumu krāsošanas metode un rentgendifraktometriskā analīze. Līdz šim nebija datu par atsevišķu kristālu ķīmisko sastāvu un virsmas īpatnībām, ko var iegūt ar elektronu mikrosondi un skanējošo elektronu mikroskopu.

Iepriekšējo gadu tematiskie sedimentoloģiskie un mineraloģiskie pētījumi ir veltīti gan devona klastiskajiem nogulumiem, gan karbonātu slāņkopām, taču mazāka uzmanība pievērsta šo nogulumu savstarpējai pārejai ģeoloģiskajā griezumā un izplatības laukumā.

Šī **darba mērķis** bija devona nogulumu sastāva, struktūru, tekstūru un karbonātu minerālu asociāciju pētījumi *klastisko-karbonātiežu un kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonās* ar nolūku precizēt baseinu sedimentācijas apstākļus un iežu pēcsedimentācijas izmaiņas.

Mainīga sastāva slāņkopas - pārejas zonas - izvēlētas par **darba objektu** vairāku apstākļu dēļ. Kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonās sastop pirmos dolomitizācijas procesa iedīgļus - izkliedētus kristālus un to agregātus - kuru izplatība

paralēli slāņojumam, pa plaisām, lēcās vai kāda noteikta sastāva iecirkņos ļauj visprecīzāk novērtēt to veidošanās mehānismu un laiku. Tīru dolomītiežu slāņkopās pirmie dolomīta veidojumi bieži vien nav atšķirami no vēlākām šī minerāla ģenerācijām, kā arī ir iznīcināti pārkristalizēšanās rezultātā. Bez tam pārejas zonās var novērot dolomīta attiecības ar citiem karbonātu minerāliem, kas arī nav iespējams tīru dolomītiežu ķermeņos.

Klastisko-karbonātiežu pārejas zonās ir labas iespējas pētīt karbonātu minerālu, dažādu to sakopojumu un slāņu veidošanās apstākļus smilšakmeņos un mālos. Šajās jauktā sastāva slāņkopās skaidri izdalās karbonātu agregātu izplatības likumsakarības - attiecības ar iežu tekstūrām, saaugums ar kvarcu, laukšpatu un šo minerālu reģenerācijas apmalītēm, asociācija ar dažādiem klastisko iežu tipiem. Attiecības ar klastiskajiem nogulumiem ļauj noskaidrot, vai karbonātu minerāli ir primāri to komponenti, vai veidojušies pēcsedimentācijas procesos.

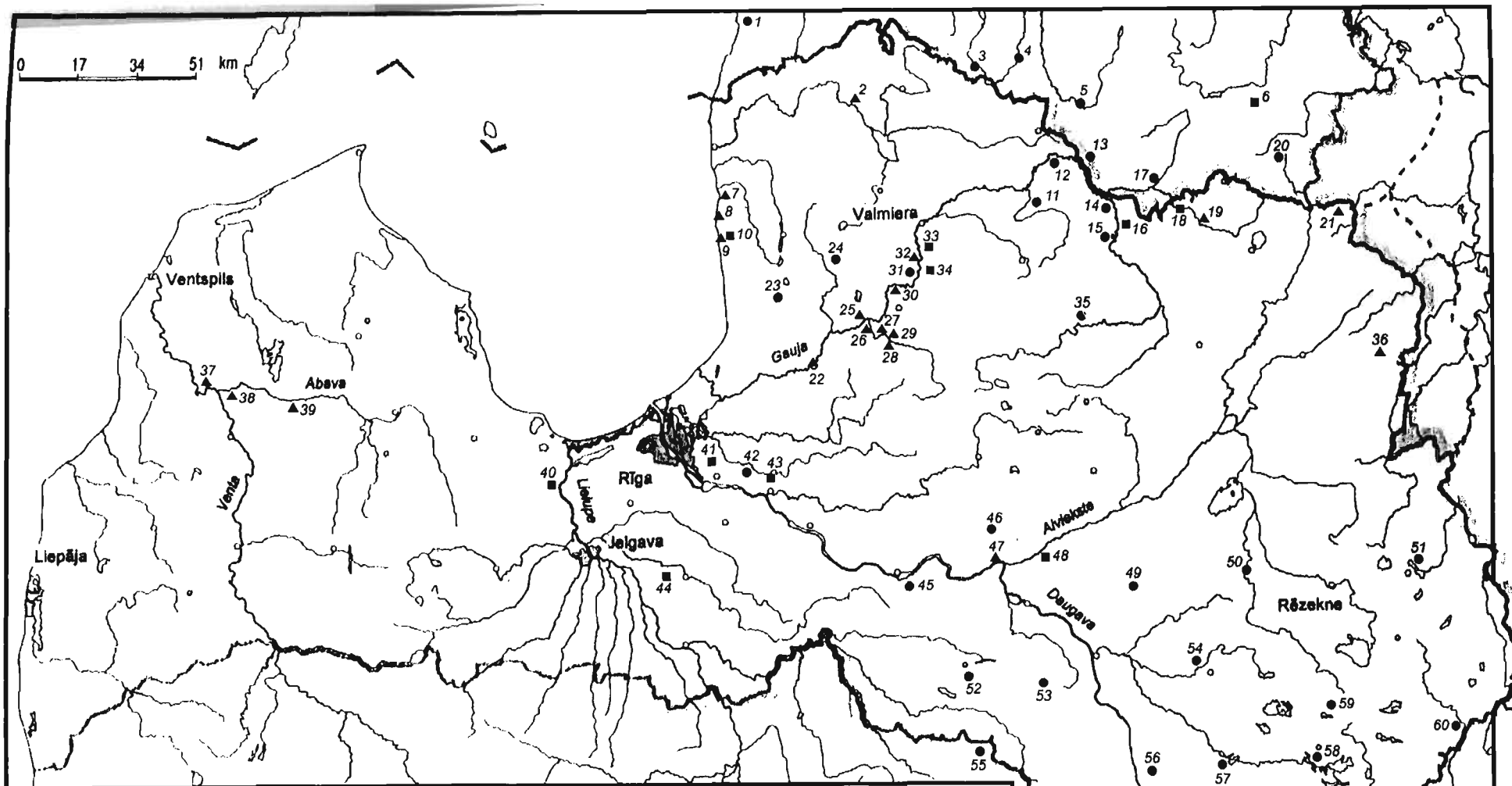
Tādējādi daudzveidīgais pārejas zonu minerālais sastāvs, struktūras un tekstūras iezīmē būtiskas sedimentācijas procesu īpatnības, kuras bieži vien ir grūti izšķirt nogulumos ar viendabīgāku sastāvu. Bez tam mainīga sastāva slāņkopās ir visskaidrāk redzamas griezumam uzbūves likumsakarības, tajā skaitā dažāda mēroga cikliskums.

Darba gaitā tika risināti sekojoši galvenie **uzdevumi**:

- devona smilšakmeņos un mālos sastopamo karbonātu agregātu un starpslāņu izplatības, minerālā sastāva, struktūru un tekstūru pētījumi;
- dolomīta izplatības, agregātu veidu, struktūru, tekstūru un saauguma īpatnību ar citiem minerāliem noskaidrošana devona karbonātiežos;
- dolomīta kristālķīmiski pētījumi devona karbonātiežos;
- karbonātu minerālu veidošanās secības, pēcsedimentācijas izmaiņu un dolomitizācijas procesu analīze;
- klastisko-karbonātiežu un kaļķakmeņu-dolomītu pārejas slāņkopu veidošanās apstākļu un pēcsedimentācijas izmaiņu precizēšana ar nolūku iegūt papildus datus par devona baseinu sedimentācijas apstākļiem un faciālo zonalitāti.

Darbs **pamatojas** uz devona nogulumu pētījumiem 16 atsegumos, 7 karjeru sienās un 4 urbumu serdēs, kā arī 200 plānslīpējumiem, kas izgatavoti LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes ležu laboratorijā. Karbonātu konkrēciju un cementa izplatības raksturošanai devona klastiskajos nogulumos vēl papildus izmantoti 38 urbumu, atsegumu un karjeru apraksti, ko veicis V. Kuršs (1. att.).

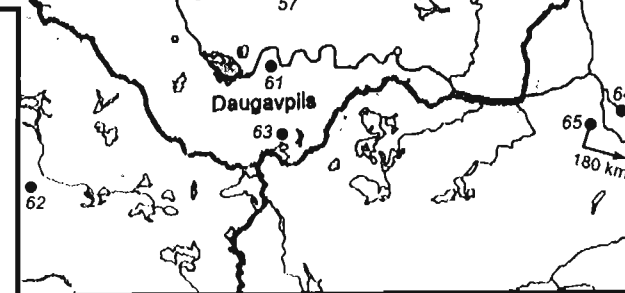
Darbā izmantota publicētā literatūra par Latvijas devona nogulumu sastāvu un veidošanās apstākļiem, kā arī dažādu valstu autoru darbi, ieskaitot pēdējo gadu publikācijas, par klastisko nogulumu un karbonātu sedimentoloģiju, dolomitizācijas problēmu u.c. Sakarā ar darbā skarto jautājumu loku, kas ģeoloģiskās kartēšanas un izpētes darbu atskaitēs apskatīts nedaudz, mazāk lietoti fondu un arhīvu materiāli.



1. att. Darbā izmantoto dabīgo atsegumu, karjeru un urbumu izvietojuma karte.

■ karjeri ▲ atsegumi ● urbumi

Numurēto objektu nosaukumus sk. nākamajā lappusē



Darbā izmantotie atsegumi, karjeri un urbumi, kas rādīti 1. att.:

1 - Hēdemestes urb. (D₂br); 2 - smilšakmeņu atsegumi Mazsalacā (D₂br); 3 - 2. Holdres urb. (D₂br); 4 - Tervas urb. (D₂br); 5 - Tsirguļīnas urb. (D₂br); 6 - Jozu māla karjers (D₂br); 7 - karbonātu ieslēgumus saturošo smilšakmeņu un mālu atsegumu josla Rīgas jūras līča krastā Vitrupē (D₂br); 8 - mālu ar karbonātu konkrēcijām atsegumi Rīgas jūras līča krastā Ķurmragā (D₂br); 9 - smilšakmeņu ar karbonātu cementu atsegumi Rīgas jūras līča krastā Tūjā (D₂br); 10 - Tūjas māla karjers (D₂br); 11 - 9. Vijciema urbums (D₂br, D₃gj); 12 - 2. Iefīču urb. (D₂br); 13 - Lānemetsas urb. (D₂br); 14 - 10. Zvārtavas urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 15 - 6. Palšu urb. (D₂br); 16 - Dārzciema dolomīta karjers (D₃pl); 17 - Ministes urb. (D₂br); 18 - Apes dolomīta karjers (D₃pl); 19 - dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Karvā Vaidavas upes labajā krastā (D₃dg); 20 - Tsistres urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 21 - dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums meliorācijas grāvja sienā Vuķos (D₃dg); 22 - lodīšu smilšakmeņu atsegums Siguldā slēpotāju trases augšdaļā (D₃am); 23 - 10. Vidrižu urb. (D₂br); 24 - 10^a Stalbes urb. (D₃gj); 25 - Kūķu iezis: smilšakmeņu un mālu atsegums (D₃gj, D₃am); 26 - Zvārtes iezis: smilšakmeņu un mālu atsegums (D₃gj); 27 - Ainavu krauja: smilšakmeņu un mālu atsegums (D₃am); 28 - lodīšu smilšakmeņu atsegums Amatas kreisajā krastā aptuveni 500 m leņpus tilta pie Melturiem (D₃am); 29 - lodīšu smilšakmeņu atsegums Amatas labajā krastā Dolomītu kraujas apakšdaļā (D₃am); 30 - Ērgļu klintis: smilšakmeņu atsegums (D₃gj); 31 - 12. Lenču urb. (D₂br); 32 - Sietiņiezis: smilšakmeņu atsegums (D₃st); 33 - Bāles smilts karjers (D₃st); 34 - Lodes māla karjers (D₃ld); 35 - 15. Kalnetīšu urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 36 - dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums mazas lauztuves sienā pie kaļķu ceļa Olutovā (D₃dg); 37 - mālu ar karbonātu konkrēcijām atsegums Ventas labajā krastā 1 km leņpus Paventu mājām (D₂br); 38 - Muižarāju klintis: smilšakmeņu ar karbonātu cementu un karbonātu oļiem atsegums Amatas kreisajā krastā (D₃gj); 39 - smilšakmeņu ar karbonātu cementu atsegumi Īvandes upes gultnē 300 m leņpus apakšējā Īvandes ūdenskrituma (D₃am?); 40 - Kalnciema dolomīta karjers (D₃dg); 41 - Sauriešu ģipša karjers (D₃sl); 42 - 3. Tīnūžu urb. (D₃gj, D₃am); 43 - Kranciema dolomīta karjers; 44 - Akmenscūciņu dolomīta karjers (D₃stp); 45 - 3. Seces urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 46 - XXXI Odzianas urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 47 - dolomītu atsegumi Daugavas labajā krastā Pļaviņās (D₃pl); 48 - Aiviekstes kreisā krasta dolomīta karjers (D₃dg); 49 - 9. Atašienes urb. (D₂rZ, D₂pr, D₂br, D₃gj); 50 - 11. Viļānu urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 51 - 15. Ludzas urb. (D₂rZ, D₂pr, D₂br, D₃gj, D₃am); 52 - IV Viesītes urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 53 - 11. Zasas urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 54 - 17. Anškinas urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 55 - I Jodupes urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 56 - 16. Šķilteru urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 57 - 25. Višķu urb. (D₂pr, D₂rZ); 58 - 22. Šķīpu urb. (D₂br, D₃gj); 59 - 19. Andrupenes urb. (D₂br, D₃gj, D₃am); 60 - 103. Šķaunes urb. (D₂rZ, D₂pr, D₂br, D₃gj); 61 - 17. Elernes urb. (D₂br, D₃gj); 62 - 252. Svedasai urb. (D₂br); 63 - 1. Kumbuļu urb. (D₂br); 64 - 1CT Drisas urb. (D₂rZ, D₂pr); 65 - Liozno urb. (D₂rZ, D₂pr).

Daudzu ārvalstu autoru jaunāko publikāciju anotācijas iepazītas, lietojot CD ROM datu bāzi "SCIENCE Citation Index with Abstracts" Latvijas Akadēmiskajā bibliotēkā. Šajā bibliotēkā tika pasūtīti arī ap 40 disertācijām izmantoto rakstu.

Disertācijas teoētiskā pamatojuma izstrādei un jaunāko uzskatu apgūšanai par karbonātu sedimentāciju, dolomitizāciju un citiem jautājumiem, kā arī mūsdienīgo sedimentoloģijā lietoto pētījumu metožu iepazīšanai nozīmīga bija līdzdalība ar referātiem 18. Eiropas reģionālajā sedimentoloģijas konferencē (Heidelberga, Vācija, 1997. gada septembris) un 15. Starptautiskajā sedimentoloģijas kongresā (Alikante, Spānija, 1998. gada aprīlis). Zināšanu padziļināšanas nolūkos apmeklēti šo pasākumu ietvaros organizētie īsie mācību kursi "Karbonātu pēcsedimentācijas izmaiņas - no struktūru un mikrostruktūru datiem līdz izmaiņām ģeoloģiskās vēstures ilgumā" un

“Karbonātu platformu attīstība un dinamika fanerozoja piemēros, notikumu stratigrāfijas pielietojuma aspekti to pētījumos”, kā arī ģeoloģiskās ekskursijas.

Disertācija **izstrādāta** LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē un LU Ģeoloģijas institūtā prof. Dr. habil. ģeol. V. Kurša vadībā. Darba **rezultāti aprobēti**, piedaloties ar referātiem augšminētajās starptautiskajās konferencēs (viena referāta līdzautors ir V. Kuršs), kā arī Latvijas Universitātes 55. un 56. zinātniskajās konferencēs (1996. un 1997. g.) un LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes doktorandu semināros (1997. un 1998. g.). Pētījumu rezultāti atspoguļoti 2 zinātniskajos rakstos un 5 konferenču tēzēs.

Sedimentoloģiski un mineraloģiski pētījumi pārejas zonās starp atšķirīga sastāva Latvijā iepriekš nav veikti, tādēļ daži termini šajā darbā tiek lietoti pirmoreiz Latvijas ģeoloģiskajā literatūrā. Daudzu plaši izmantotu terminu formulējumā nav sasniegta vienota pieeja. Tādēļ ir lietderīgi apskatīt vairākus šī darba ietvaros svarīgus **terminoloģijas aspektus**.

Vispirms jau jāatzīmē, ka dažādās valstīs tiek atšķirīgi saukta pati mācība par nogulumiežiem. Krievijā un vairākās citās valstīs zinātne par nogulumiežu sastāvu, struktūrām, tekstūrām un ģenēzi ir *LITOLOĢIJA*. Tā apskata arī nogulumiežu pēcsedimentācijas izmaiņas. Litoloģija ietver sevī trīs daļas - nogulumiežu pētījumu metodes, nogulumiežu petrogrāfiju un litoģenēzi (Геологический словарь, 1973). Zinātni par mūsdienu nogulumiem un to veidošanās apstākļiem dažkārt sauc par sedimentoloģiju. Šādā veidā abi augšminētie termini iepriekšējos gados pārsvarā gadījumu ir lietoti arī Latvijā.

Rietumeiropā un Amerikā mācība par mūsdienu un seno nogulumu veidošanos, sastāvu, struktūrām un tekstūrām ir *SEDIMENTOĻĢIJA*. Tā pēta arī nogulu un iežu pēcsedimentācijas izmaiņas. Tādējādi sedimentoloģija šādā nozīmē ir sinonīms augšminētajai litoloģijai. Rietumeiropā, ASV un citur litoloģijai piešķirta cita, šaurāka nozīme - tā ir iežu sastāva raksturojums un makroskopisks apraksts.

Pašlaik darbojas vairākas starptautiskas sedimentologu biedrības, t.sk. Starptautiskā Sedimentologu Asociācija (IAS). Vispasaules un Eiropas sedimentoloģijas konferencēs un kongresos uzmanība tiek veltīta gan mūsdienu nogulsnešanās procesiem un veidojumiem, gan senajiem nogulumiežiem, gan arī to pēcsedimentācijas izmaiņām.

Arī šajā darbā sedimentoloģija tiek apskatīta kā mācība par visiem ģenēzes, sastāva, uzbūves un izmaiņu aspektiem, kas skar mūsdienu un senos nogulumus. Jāatzīmē, ka paša vārda “sedimentoloģija” būtība labāk atbilst mācībai par nogulumiežiem nekā “litoloģija”, kura reizēm aptver arī magmatisko un metamorfo iežu pētījumus: *lithos* grieķu valodā nozīmē “akmens”, kas nav savienojams ar sedimentācijas procesiem un to rezultātu - bieži vien irdenajiem nogulumiem.

Ģeoloģiskajā literatūrā tiek dažādi saprasts arī termins “fācija” - iet runa par magmatisko, metamorfo un nogulumiežu fācijām, tektoniskajām, seismiskajām fācijām utt. Šajā darbā ir apskatītas tikai nogulumiežu fācijas. Arī tās literatūrā tiek formulētas atšķirīgi: fācijas ir nogulumu uzkrāšanās apstākļi; tās ir nogulumu vai iežu

īpatnības, kuras liecina par konkrētiem veidošanās apstākļiem; fācijas ir paši ieži vai nogulas ar raksturīgām īpatnībām, kuras liecina par to veidošanās apstākļiem (Логвиненко, 1974).

Pasaulē plaši atzīta ir R. Mūra lietotā definīcija: "Sedimentogēnā fācija ir jebkura laterāli norobežota dotās stratigrāfiskās vienības daļa, kura pēc savām īpatnībām ievērojami atšķiras no citām šīs vienības daļām". Kā redzams, šī definīcija ir ļoti vispārīga, un "īpatnības" var sevī ietvert visai dažādu skaitu un atšķirīgas nozīmes kritērijus. Pēc būtības tā sakrīt ar jau 1838. gadā pirmoreiz ieviesto fācijas jēdziena formulējumu, kura autors ir A. Gresli.

Nogulumu veidošanās apstākļu precīza interpretācija ir sedimentologu darba galamērķis, bet fāciju izdalīšana - nozīmīgs posms ceļā uz to. Sākumā tiek veikts vienkāršākais un precīzākais darba etaps - nokonturēti atšķirīgu nogulumu izplatības laukumi, noteiktas visas iespējamās to pazīmes - un tikai pēc tam var izdarīt secinājumus par to veidošanās apstākļiem. Tādēļ, domājams, ir pamatotāk kā fācijas galveno pazīmi izvēlēties nogulu sastāvu, un kā interpretāciju iekļaut fācijas nosaukumā nogulu veidošanās apstākļus.

Šajā darbā termina "fācija" lietošanas specifiku nosaka īpatnējie sedimentācijas apstākļi Baltijas devona baseinos, kuri vēl aizvien nav līdz galam skaidri. Sevišķi tas attiecas uz klastiskās sedimentācijas areāliem. Lai gan pēdējos gadu desmitos ir aizvien vairāk pierādījumu par to, ka šie baseini bija epikontinentālas jūras, tomēr jautājums par to marīno vai kontinentālo raksturu vēl aizvien ir diskutabls. Bieži nākas saskarties ar situāciju, kad ir nokonturēts zināma sastāva nogulu izplatības laukums, kas atbilst noteiktai baseina daļai ar viendabīgiem sedimentācijas apstākļiem, taču pēdējos nevar viennozīmīgi interpretēt.

Tādēļ par *FĀCIJU* tiks saukts konkrēts nogulu tips, kam attiecīgajā laikposmā baseinā bijis savs izplatības laukums, un kas ir veidojies vienos un tajos pašos sedimentācijas apstākļos, kuri ne vienmēr ir zināmi. Var pieminēt sekojošus šī termina lietojuma piemērus: smilšu fācija, smilšaini mālaino nogulu fācija, jaukta sastāva klastiski karbonātisko nogulu fācija. Jēdzienā "fācija" ietilpst tikai tās nogulumu īpatnības, kas veidojušās sedimentācijas procesu rezultātā. Pēcsedimentācijas procesu veidotās struktūras un sastāva atšķirības tiek apskatītas atsevišķi. Tad, ja ir zināma pārliedība par fācijas atbilstību konkrētiem sedimentācijas apstākļiem, tās nosaukums tiek papildināts ar šo apstākļu raksturojumu, piemēram, upju deltu smilšu fācija, litorālā līdzenuma domerītu fācija, relatīvi dziļas jūras smilšu un mālu fācija. Jēdziens "*FACIĀLĀ ZONA*" ir plašāks - tas aptver vairākas pēc sastāva un ģenēzes tuvas fācijas.

Par *PĀREJAS ZONU* šajā darbā tiks saukta mainīga sastāva slāņkopa, kas veido pāreju starp nogulumu kompleksi ar atšķirīgu litoloģisko un minerālo sastāvu noteiktas stratigrāfiskās vienības vai vienību ietvaros. Piemēram, Daugavas svītas kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona ir Daugavas svītai piederīga slāņkopa, kas aizņem noteiktu teritoriju Latvijas ziemeļaustrumos un sastāv no kaļķakmeņiem ar dolomīta kristāliem, agregātiem un starpslāņiem. Tā teritoriāli atdala šīs pašas svītas

tīru dolomītu slāņkopu (Rietumlatvija) no tīru kaļķakmeņu slāņkopas (Pleskavas apgabals). Šāda slāņkopa tiek saukta par pārejas zonu neatkarīgi no tā, vai nogulumu sastāvs ir veidojies sedimentācijas procesos, vai pēcsedimentācijas izmaiņu gaitā. Jēdziens "pārejas zona" ir līdzīgs terminam "PĀREJAS FĀCIJA", taču pēdējā ietver sevī tikai tās īpatnības, kuras ir noteikuši sedimentācijas apstākļi.

Bez minētajiem terminiem darbā izmantoti arī vairāki ārvalstu sedimentoloģiskajā literatūrā plaši izplatīti jēdzieni, kuri līdz šim Latvijas ģeoloģiskajā literatūrā nav lietoti vai ir mazlietoti. Daži no šiem terminiem tulkoti latviešu valodā jau iepriekš - nogulumiežu klasifikācijā (Gailīte, Hodireva, Kuršs u.c., 1996), kas rekomendēta ģeoloģiskajiem pētījumiem Latvijā, un kuras redigēšanā un noformēšanā piedalījies arī šī darba autors. Sīkāk šie termini skaidroti attiecīgajās disertācijas nodaļās.

Pateicības. Darba metodikas izvēlē, devona sedimentācijas apstākļu iepazīšanā un visā disertācijas izstrādes gaitā liela nozīme bija tās zinātniskā vadītāja V. Kurša atbalstam. Rentgendifraktometrisko analīzi veica, kā arī tās metodikā un rezultātu interpretācijā ļoti palīdzēja LU Ķīmijas fakultātes lektors A. Actiņš. Elektronu mikrozondes analīzi izpildīja Tallinas Tehniskās Universitātes Materiālu Pētījumu Centra darbinieki V. Mikli un U. Kallavus. Kvalitatīvu plānslīpējumu izgatavošanā liela loma bija RTU docenta O. Baumaņa dāvinātajam epoksīdam. Liels paldies jāsaka arī Kvartārvides laboratorijas vadītājam L. Kalniņai par palīdzību abrazīvo pulveru sagādē un LU Ģeoloģijas institūta pētniekam A. Savvaitovam par slīpēšanas iekārtas un zāģa dāvinājumu.

Nozīmīga bija iežu paraugu un literatūras materiālu apmaiņa ar T. Kīpli (Igaunijas Ģeoloģijas institūts). Ģeologs V. Grāvītis sniedza vērtīgu informāciju par augšdevona dolomitizēto kaļķakmeņu atsegumiem. Valsts ģeoloģijas dienesta vadība deva atļauju iepazīties ar vidusdevona urbumu serdēm, bet urbumu glabātuves vadītājs U. Nulle daudz palīdzēja materiāla atrašanā un pārvietošanā, kā arī piedāvāja siltu telpu darbam aukstajos ziemas mēnešos. Liela nozīme darbā bija paraugiem no dolomitizēto kaļķakmeņu kolekcijām, ko atļāva izmantot LU Ģeoloģijas muzeja darbinieks M. Rudzītis. Viņš arī parādīja interesantus ar karbonātiem cementēto smilšakmeņu atsegumus.

Ļoti svarīgs darba izpildei bija LU Ģeoloģijas institūta (direktors I. Danilāns) sniegtais finansiālais atbalsts braucieniem uz konferencēm, literatūras iegādei un analīžu veikšanai. Daudz jaunu ideju deva domu apmaiņa ar LU Ģeoloģijas institūta un LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes kolēģiem V. Hodirevu, L. Savvaitovu un V. Sorokinu, bet A. Stinkule sniedza gan zinātniskas konsultācijas, gan arī atbalstu darbam un disertanta uzturēšanai pie labas veselības un dzīvesprieka.

DEVONA BASEINU FĀCIJAS UN SEDIMENTĀCIJAS APSTĀKĻI

Devona periods Zemes vēsturē ir pazīstams kā kontinentālu apstākļu un plašu epikontinentālu jūru attīstības posms, un šādā aspektā tas atšķiras no agrākajiem talasokrātiskajiem Zemes ģeoloģiskās vēstures posmiem ordovika un silūra, kuros dominēja atklātas, relatīvi dziļas jūras ar normāla sāļuma ūdeni.

Baseinu rakstura izmaiņas uz agrā paleozoja un devona robežas izpaudās arī Latvijas teritorijā. Ordovikā un silūrā pie mums bija atklāta jūra, kurā netālu no krasta veidojās organogēni karbonātieži un periodiski attīstījās rīfi, bet jo dziļāk, jo nogulas bija mālainākas un nabagākas ar bentosa organismiem. Drupu materiāla pieplūde jūrā bija minimāla. Turpretī, devona periodā izveidojās sekla epikontinentāla jūra, kurā Baltijas vairogs piegādāja lielu apjomu klastiskā materiāla un dzelzs savienojumu, kas noteica nogulumu smilšaini mālaino sastāvu un sarkanbrūno krāsu.

Sedimentācijas režīma maiņu uz silūra un devona robežas Baltijā lielā mērā izraisīja Zemes garozas kustību aktivizēšanās: agrajā paleozojā atsevišķi eksistējošie Austrumeiropas un Ziemeļamerikas kontinenti devonā ekvatora rajonā sakļāvās vienotā Eiramerikas superkontinentā. Plātņu savienojuma vietā, ko mūsdienās iezīmē Apalaču, Grenlandes austrumu piekrastes, Anglijas, Velsas, Skotijas un Rietumnorvēģijas senās kalnu grēdas, notika visai intensīva Zemes garozas pacelšanās. No kalnu reģioniem superkontinenta malasjūrās ieplūda liels daudzums smilšainā un mālainā materiāla, kas padarīja ūdeni duļķainu un uzkrājās nogulās.

Dažādu izmēru tektoniskie pacēlumi ievērojami norobežoja Galvenā devona lauka rietumu daļu no atklātas jūras, tādēļ Baltijas baseinā izveidojās specifisks, mainīgs ūdens sāļuma režīms: upju ūdens pietece izsauca tā krasu pazemināšanos, bet karstajam klimatam raksturīgā spēcīgā iztvaikošana - paaugstināšanos. Sakarā ar atšķirīgo upju ūdens un drupu materiāla pieplūdes apjomu ūdens sāļums devona periodā vairākkārt mainījās, bez tam tas atšķīrās arī dažādās baseina daļās. Sedimentācijas apstākļus epikontinentālajā jūrā vēl papildus sarežģīja vairākkārtējas jūras transgresijas un regresijas.

Visas šīs novirzes no atklātas jūras režīma nelabvēlīgi iespaidoja organismu dzīves apstākļus: duļķainajā ūdenī ar mainīgu sāļumu varēja plaši attīstīties tikai tā laika viskomplicētākie organismi - zivis. No bezmugurkaulniekiem sastop vienīgi pašus izturīgākos pret šādiem apstākļiem - bezslēdzenū brahiopodus (lingulīdus), konhostrakus, ostrakodus, kā arī gliemežus. Vēlajā devonā ūdens sāļums gan dažreiz tuvojās normālam, tad bija arī samazināta drupu materiāla pieplūde, un varēja dzīvot slēdzenū brahiopodi, korāļi, jūras lilijas, sūneņi un citi jūras bezmugurkaulnieki. Sevišķi bagāti ar daudzveidīgām organismu atliekām, kuras bieži ir viens no dominējošajiem iežu komponentiem, ir Pļaviņu un Daugavas svītu kalņakmeņi Latvijas ziemeļaustrumos un kaimiņreģionos - atklātas jūras tuvumā, kura tolaik eksistēja Maskavas sineklīzē.

Mainīgais sedimentācijas režīms bija par iemeslu arī Latvijas devona nogulumu savdabīgajam daudzveidīgajam sastāvam, kas atšķiras gan griezumā, gan izplatības laukumā (1. tab.) - sastop smilšakmeņus, aleirolītus, mālus, dolomītus, domerītus, ģipšus, kaļķakmeņus un citus iežus ar dažādām tekstūrām, graudu un kristālu izmēriem, cementu un ieslēgumiem. Jāatzīmē, ka arī daudzos citos pasaules reģionos devona nogulumi izceļas ar savu kraso faciālo zonalitāti, kuras precīza interpretācija ļauj izdarīt secinājumus par nogulumu ģenēzi.

Pateicoties Latvijas devona nogulumu daudzveidīgajam sastāvam, dažādi to paveidi bieži nomaina viens otru gan ģeoloģiskajā griezumā, gan izplatības laukumā, veidojot atšķirīgas pārejas zonas. Disertācijas darba mērķa izpildei bija svarīgi izvēlēties tādās pārejas zonas, kurās sastop nogulumus ar bagātīgu minerālu, struktūru un tekstūru kompleksu, kas nodrošina pietiekamu faktisko materiālu slāņkopu veidošanās apstākļu un pēcsedimentācijas izmaiņu noskaidrošanai. Nozīmīgi bija arī veikt pētījumus tādās pārejas zonās, kuras iepriekšējo pētījumu gaitā ir labi nokonturētas gan ģeoloģiskajā griezumā, gan nogulumu izplatības laukumā. Bez tam disertācijas darbā apskatītajām mainīga sastāva slāņkopām jābūt tipiskām Latvijas devona griezumiem vai arī atsevišķām to stratigrāfiskajām vienībām, jo tieši tādu zonu pētījumi dotu visvairāk secinājumu, kurus būtu iespējams attiecināt uz citiem, līdzīgiem nogulumu kompleksiem.

Optimālo ģeoloģiskā griezuma intervālu izvēle klastisko-karbonātiežu un kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonu pētījumiem ir diskutēta šajā nodaļā, apskatot pārejas slāņkopu attīstību uz devona baseinu sedimentācijas apstākļu un faciālu fona.

Latvijas devona nogulumi pēc ģeoloģiskā vecuma pārstāv visus septiņus šīs sistēmas stāvus (Lohkovas, Prāgas, Emsas, Eifeļa, Živetas, Franās un Famenas). Šādi reprezentabli griezumi gan ir tikai Rietumlatvijā. Bez tam ir izdalītas arī daudzas reģionālās stratigrāfiskās vienības, kuras iespējams izsekot visā Galvenajā devona laukā: sērijas, horizonti un pat no dažiem metriem līdz metru desmitiem bieži slāņi.

Sakarā ar to, ka šajā darbā veiktie pētījumi attiecas galvenokārt uz Latvijas teritoriju, sedimentācijas baseina attīstība tiek aplūkota atbilstoši vietējo stratigrāfisko vienību - svītu, atsevišķos gadījumos arī pasvītu un ridu - nogulumu veidošanās secībai. Tas nerada kļūdainu iespaidu par baseina attīstību, jo visu vietējo stratigrāfisko vienību robežas sakrīt ar reģionālajām vienībām - horizontiem vai to daļām. Vairumā gadījumā arī to nosaukumi ir vienādi: Burtnieku svīta = Burtnieku horizonts; Pļaviņu svīta = Pļaviņu horizonts (sk. 1. tab.).

Jau no paša agrā devona sākuma - Lohkovas laikmeta - Latvijā iestājās devonam raksturīgais sedimentācijas režīms - dominēja klastisko nogulu uzkrāšanās, un jūru apdzīvoja tikai zivis un reti eirihalīni bezmugurkaulnieki. Taču, no otras puses, devona griezuma pamatnē, kas pieder **Gargždu sērijai**, vēl aizvien ir skaidri izšķiramas silūra baseiniem raksturīgās faciālās zonalitātes iezīmes.

Gargždu laikposmā, salīdzinot ar silūru, samazinājās baseina izmēri, un tas kļuva par lielu sāļu lagūnu, kura bija norobežota no atklātas jūras (Kypшc, 1992). Atšķirībā no silūra, kad gulsnējās mālains karbonāts materiāls, Lokhovas baseinā iekļuva

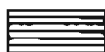
Latvijas devona nogulumu stratigrāfiskā shēma un
ģeoloģiskais griezumš (bez Famenas stāva)

No- da- ļa	Stāvs	Horizonts	Svīta	Nozīmīgākās pasvītas un ridas	Ģeoloģiskais griezumš		
					Rietumlatvija (Latvijas- Lietuvas ieliece)	Austrumlatvija (Latvijas sedliene)	
D ₃	Franas	Amulas	Amulas				
		Stipinu	Stipinu	Bauskas rida Imulas rida			
		Pamūšas	Ogres				
		Katlešu	Katlešu			Nogulumu nav	
		Daugavas	Daugavas	Augšējā pasvīta			
				Vidējā pasvīta			
				Apakšējā pasvīta			
		Dubņiku	Salaspils				
		Pļaviņu	Pļaviņu	4. pasvīta			
				3. pasvīta			
2. pasvīta							
1. pasvīta							
Amatas	Amatas						
Gaujas	Gaujas	Lodes					
		Sietiņu					
D ₂	Žīvetas	Burtnieku	Burtnieku				
	Eifeļa	Arukilas	Arukilas				
		Narvas	Narvas	Augšējā pasvīta			
				Vidējā pasvīta			
Apakšējā pasvīta							
Pēnavas	Pēnavas Rēzeknes						
D ₁	Emsas	Ķemeru	Ķemeru				
	Prāgas				Nogulumu nav		
	Lohkovas	Gārgždu	Gārgždu				

a u g š s i l ū r s



brekcijas

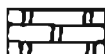


pelēki trekni māli

sedimentācijas pārtraukuma
vai izskalojuma virsmas



konglomerāti un
gravellīti

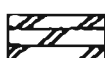


dolomīti

* * * pārskalots dēdējumgarozas
materiāls

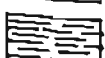


smilšakmeņi



domerīti

∇ ∇ ∇ ģipši un ģipsaini ieži



aleiroīti un māli



kaļķakmeņi

klastisko-karbonātiežu pārejas zonu
pētījumiem izvēlētie griezumā intervāli

kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas
pētījumiem izvēlētais griezumā intervāls

daudz aleirītiskā un smilšainā materiāla kopā ar dzelzs pigmentu, kurš iekrāsoja nogulas. Galvenie Gargždu sērijas nogulumu paveidi ir sarkani dolomītiski aleirolīti, māli, domerīti un smilšakmeņi ar dolomīta un ģipša cementu.

Mūsdienās Latvijas teritorijā Gargždu sērija, domājams, ir saglabājusies tikai atsevišķos nošķirtos laukumos - divos iecirkņos Latvijas-Lietuvas ieliecē (Ziemeļkurzemē un galējos Rietumlatvijas dienvidos) un aptuveni ziemeļu-dienvidu virzienā orientētā joslā, kura stiepjas no Lietuvas caur Austrumlatviju gar Viļakas vaļņa ziemeļrietumu nogāzi līdz pat Dienvidigaunijai, un sašaurinās uz ziemeļiem. Nogulumu mūsdienu izplatības laukuma konfigurācija acīmredzami nesakrīt ar sedimentācijas baseina kontūrām, ko noteica spēcīga denudācija agrā devona vidū un vēlā devona sākumā - Kaledonijas un Hercīnijas tektonisko ciklu mijā. Izplatība nošķirtu laukumu veidā ievērojami apgrūtina slāņkopas faciālās zonalitātes noskaidrošanu, tādēļ zonu robežas, sevišķi baseina vidusdaļā, ir nokonturētas zināmā mērā nosacīti.

Galvenais sanesu avots ir atradies ziemeļos - Baltijas vairoga teritorijā - par ko liecina *faciālā zona ar pārsvarā smilšainu sastāvu* gar Gargždu sērijas izplatības laukuma ziemeļu robežu. Domājams, ka šī zona atbilst lagūnas piekrastes joslai ar ievērojami pazeminātu ūdens sāļumu (Курш, 1992). Tajā sastop gandrīz irdenus smilšakmeņus, kurus cementē māls un Fe savienojumi, atšķirībā no citām zonām, kur par cementu kalpo karbonātu minerāli un ģipsis.

Otra plaša faciālā zona atbilst Latvijas-Lietuvas ielieces ass daļai, kur lagūna, domājams, bija visdziļākā, tādēļ tur uzkrājās galvenokārt *mālaini aleirītiskas nogulas, kas satur arī karbonātu piejaukumu*. Poļu ģeoloģes I. Dadlezas dati liecina, ka Polijas ziemeļaustrumos Gargždu slāņkopai atbilstošajā griezuma daļā (un arī augstāk devona griezumā) klastiskajos nogulumos sastop jūras bezmugurkaulnieku atliekas, kuras pierāda samērā brīvu saistību ar pasaules okeānu. Domājams, ka tieši no šī reģiona jūras ūdeni saņēma arī Baltijas agrā devona baseins. Tomēr Galvenā devona lauka baseina specifiskais ūdens sāļuma režīms liecina par šīs ūdenstilpes ievērojamu nošķirtību no rietumu atklātās jūras. Par barjeru ūdensapmaiņai ir kalpojis Baltkrievijas-Mazuru anteklīzes ziemeļrietumu izcilnis.

Īpatnēja ir trešā faciālā zona gar baseina austrumu un dienvidaustrumu malu, kurā *kopā ar klastiskajām nogulām uzkrājās arī daudz karbonātu un ģipsis*. Šeit izveidojās slāņkopa ar mazāku biežumu nekā citās fācijās. Tajā dominē kavernozi domerīti ar šūnveida-tīklveida tekstūru, kuri satur ģipša lēcas un dzīslīņas. Austrumos šī klastisko-karbonātiežu pārejas zona piekļaujas peneplenizētai sauszemei, ko veido apakšējā paleozoja karbonātieži. Līdzētais kontinents bija tektoniski pasīvs un un praktiski nepiegādāja drupu materiālu, bez tam baseina austrumu daļu mazāk ietekmēja upju ūdens pieplūde no ziemeļiem. Līdz ar to karstā klimata apstākļos ūdens sasniedza piesātinājumu attiecībā pret karbonātu minerāliem, kuri arī nogulsņējās kopā ar mālaino materiālu.

Ūdens sāļuma tuvošanās normālam jūras ūdens sāļumam un drupu materiāla deficīts radīja labvēlīgākus apstākļus organismu dzīvei, tādēļ tieši šajā faciālajā zonā atrod visvairāk zivju, ostrakodu atliekas un citus pārakmeņojumus. Baseina austrumu daļa izraisa interesi ar to, ka ir analoga ordovika un silūra baseinu austrumu joslai (Курш, 1992), kurā tāpat veidojās nogulumi ar augstāku karbonātu saturu un

mazāku biežumu. Ģipšu un lielā mērā arī domerītu klātbūtne Gargždu sērijas nogulumos norāda uz arīda klimata attīstību sedimentācijas baseina ietvaros.

Par Baltijas senāko devona nogulumu veidošanās apstākļiem vēl nav vienota uzskata. Kā jau minēts, nogulas uzkrājās silūra jūras relikta - seklā lagūnas tipa baseinā, par ko liecina nogulu pārskalošanas tekstūras, kā arī žūšanas plaisas mālos un aleirolītos (Kypшc, 1992). V. Narbutas (1984) piešķir lielāku nozīmi kontinentālajiem apstākļiem: sākumā baseins bija lagūna, bet vēlāk izpletās ārpus Baltijas sineklīzes, sasniedza Latvijas ielieci (t.i. - sedlieni) un sakarā ar upju ūdens pieplūdi ieguva lagūnu-kontinentālu režīmu. Pēc viņa viedokļa, baseina paplašināšanās (transgresijas) un krasta oscilācijas bija saistītas ar upju ūdens pieplūdes periodiskumu. V. Vasiļauskas (1967) uzskata apakšdevona sarkanos nogulumus par vatu un māršu (periodiski izžūstošu piekrastes līdzenumu) veidojumiem, un kā pierādījumu šādai ģenēzei atzīmē kunkuļainu dolomītu slāņveida ķermeņus (kaliče), zirņveida dolomīta agregātus, karbonātu sakopojumus gar augu stiebriem u.c. Tomēr ievērojamos attālumos izsekojamie cikli, faciālo zonu secība baseinā, kas līdzīga neapšaubāmi marīno silūra nogulumu fācijām u.c. fakti liecina par Gargždu sērijas nogulumu veidošanos jūrā (Kypшc, 1975, 1992).

Būtu vēlami papildus detalizēti Gargždu laikposma sedimentācijas apstākļu pētījumi, un īpaši savdabīgās austrumu klastisko-karbonātiežu slāņkopas veidošanās apstākļu noskaidrošana, taču devona apakšdaļa ir saglabājusies no denudācijas tikai atsevišķu laukumu veidā, kas ievērojami apgrūtina nogulumu sastāva teritoriālās mainības izsekošanu. Bez tam klastisko-karbonātiežu pārejas zonas nogulumi ir konstatēti urbemos galvenokārt Lietuvas teritorijā, kur arī ir pieejamas šo slāņkopu raksturojošās urbumu serdes un citi materiāli. Tādēļ disertācijas darbā Latvijas devona griezuma bazālā daļa sīkāk netiek raksturota.

Lokhovas laikmetam sekoja sedimentācijas pārtraukums un senāko nogulumu denudācija, kas, domājams, skāra lielu daļu Gargždu sērijas griezuma augšas. Tektoniski aktīvākos reģionos - uz Liepājas-Saldus pacēluma, tā dienvidu nogāzē un Latvijas sedlienē - Gargždu sērija tika izskalota pilnībā un, domājams, vietām denudācija skāra pat silūra slāņkopas augšdaļu. Pāreja starp Gargždu un tam sekojošo Ķemeru laikposmu bija svarīgs lūzumpunkts Baltijas un kaimiņreģionu ģeoloģiskās attīstības vēsturē - pēc pašreizējiem uzskatiem tā ir robeža starp Kaledonijas un hercīno tektoniskajiem cikliem. Šāds secinājums tiek pamatots ar sekojošiem faktiem: abu slāņkopu robeža sakrīt ar ievērojamu sedimentācijas pārtraukumu; Ķemeru svīta transgresīvi uzguļ senākiem nogulumiem; Gargždu un Ķemeru laikposmos atšķirās teritorijas struktūrplāns.

Prāgas un Emsas laikmetos, kam Latvijā atbilst **Ķemeru svīta**, seklā jūrā atsāka uzkrāties pārsvarā klastiskas nogulas. Svītas griezumu pamatnē dominē pelēki slīpslāņoti un viļņoti slāņoti smilšakmeņi un aleirolīti ar pārrogļotiem augu atlieku fragmentiem, kuri satur 0,1-2 m biezas tumšpelēku mālu starpkārtas, bet griezumu augšdaļā ir izplatīti sarkanbrūni aleirolīti un māli. Šāda griezumu uzbūve - smilšaini

nogulumi apakšdaļā (atbilst jūras transgresijai) un mālaini nogulumi augšdaļā (atbilst jūras regresijai) ir raksturīga vairumam svītu apakš-augšdevona klastiskajā slāņkopā.

Ķemeru svītas nogulumi ir sastopami gandrīz visā Latvijas teritorijā, izņemot austrumu daļu un nelielu laukumu pie Talsiem (Liepājas-Saldus pacēluma saskares zonā ar Kurzemes ieplaku). Ķemeru svītas izplatības laukums neapšaubāmi ir plašāks un regulārāks nekā Gargždu sērijai, un vienīgi austrumu virzienā tas nestiepijas tik tālu kā Gargždu sērijas nogulumu aizņemtā teritorija.

Ķemeru svītas faciālā zonalitāte vēl nav pietiekami pētīta, taču noskaidrots, ka baseina centrālajā daļā (Rietumlatvija, Ziemeļrietumu Lietuva un piegulošā Baltijas jūras akvatorija) uzkrājās pārsvarā *mālaini aleirītiskas nogulas*, uz ziemeļiem - tuvāk sanesu avotam - *pieauga smilšainā materiāla loma*, bet galējos ziemeļaustrumos izsekojama trešā faciālā zona, kur *mijās smilšaini un mālaini karbonātiskas nogulas, t.i. - pieauga karbonātiskums*. Kā redzams, arī Ķemeru svītas nogulumos ir novērojamas visu triju Gargždu laikposmam raksturīgo faciālo zonu iezīmes. Klastiski karbonātisko nogulu faciālā zonā 10. Mazsalacas urbumā konstatēti īpatnēji zaļganpelēki domerīti ar bagātīgu, nevienmērīgi (vērpetveidīgi) izkļiedētu smilšainā materiāla piemaisījumu, kuri ir līdzīgi Rēzeknes svītas raksturīgajam iežu tipam (Курш, 1992).

Uzskati par Ķemeru svītas nogulumu ģenēzi ir krasi atšķirīgi. V. Vasiļauskas (1967), līdzīgi kā Gargždu sēriju, nosauc Ķemeru svītas nogulumus par periodiski izžūstošu piekrastes līdzenumu veidojumiem. Pēc V. Narbuta viedokļa (1984), Ķemeru laikposma nogulumi ir veidojušies kontinentālā zemienē, kur pieplūda upju ūdeņi un valdīja mēreni humīds klimats ar plaši attīstītu dēdēšanas produktu un pašu nogulumu kaolinizāciju.

Taču pēc V. Kurša pētījumiem (1975, 1992), Ķemeru svītai raksturīgā plašā teritorijā izsekojamā cikliska uzbūve un faciālo zonu izvietojums liecina par šīs slāņkopas marīnu ģenēzi. Bez tam, lai gan Ķemeru svītas nogulumos sastop dēdējumgarozas produktus, tie vēl nebūt neliecina par humīdu klimatu sedimentācijas baseinā. Pret dēdēšanu izturīgo komponentu saturs un nogulumu krāsa mainās rietumu-austrumu virzienā un liecina par sanesu avota dēdēšanas pakāpes atšķirībām un humīdu klimatu tā austrumu blokos, nevis pierāda mitra un karsta klimata eksistenci baseinā. Šī pati parādība ir labi novērojama arī Burtnieku un Gaujas svītu nogulumos.

Ķemeru svītas nogulumu veidošanās apstākļi prasa papildus datus, bet to turpmāku pētījumu perspektīvas pagaidām apgrūtina neskaidrais svītas stratigrāfiskais apjoms un teritoriālā izplatība. Tas attiecas arī uz klastisko-karbonātiežu pārejas zonu baseina austrumu malā, kura tādēļ nav izvēlēta detalizētiem pētījumiem šī darba ietvaros. Ķemeru laikposmam sekoja ievērojama senāko nogulumu denudācija, bet sedimentācijas procesi, kuros piedalījās galvenokārt klastiskais materiāls, atsākās jau vidusdevonā.

Eifeļa laikmeta jūras transgresīvajam attīstības posmam atbilst **Rēzeknes un Pērnavas svītas**. Transgresija bija plaša - pirmoreiz devonā jūra, kura uzvirzījās no dienvidrietumiem, šķērsoja Viļakas valni un ieplūda Maskavas sineklīzē (Нарбутас, 1984; Курш, 1992).

Atklāta jūra ar normālam tuvu sāļumu, acīmredzot, eksistēja uz dienvidrietumiem no Baltijas, ko pierāda I. Dadlezas konstatētā marīno bezmugurkaulnieku klātbūtne šim laikposmam atbilstošajos smilšaini mālainajos nogulumos Polijas ziemeļaustrumu daļā (2. att.). Līdzīgi kā agrajā devonā, Baltijas teritoriju aizņēma epikontinentāls baseins, kurā upes ienesa daudz drupu materiāla no galvenā (ziemeļu) sanesu avota. Taču Rēzeknes-Pērnavas laikposmu sedimentācijas apstākļiem raksturīgs zināms savdabīgums, ko noteica plašāka jūras transgresija un Viļakas vaļņa attīstība.

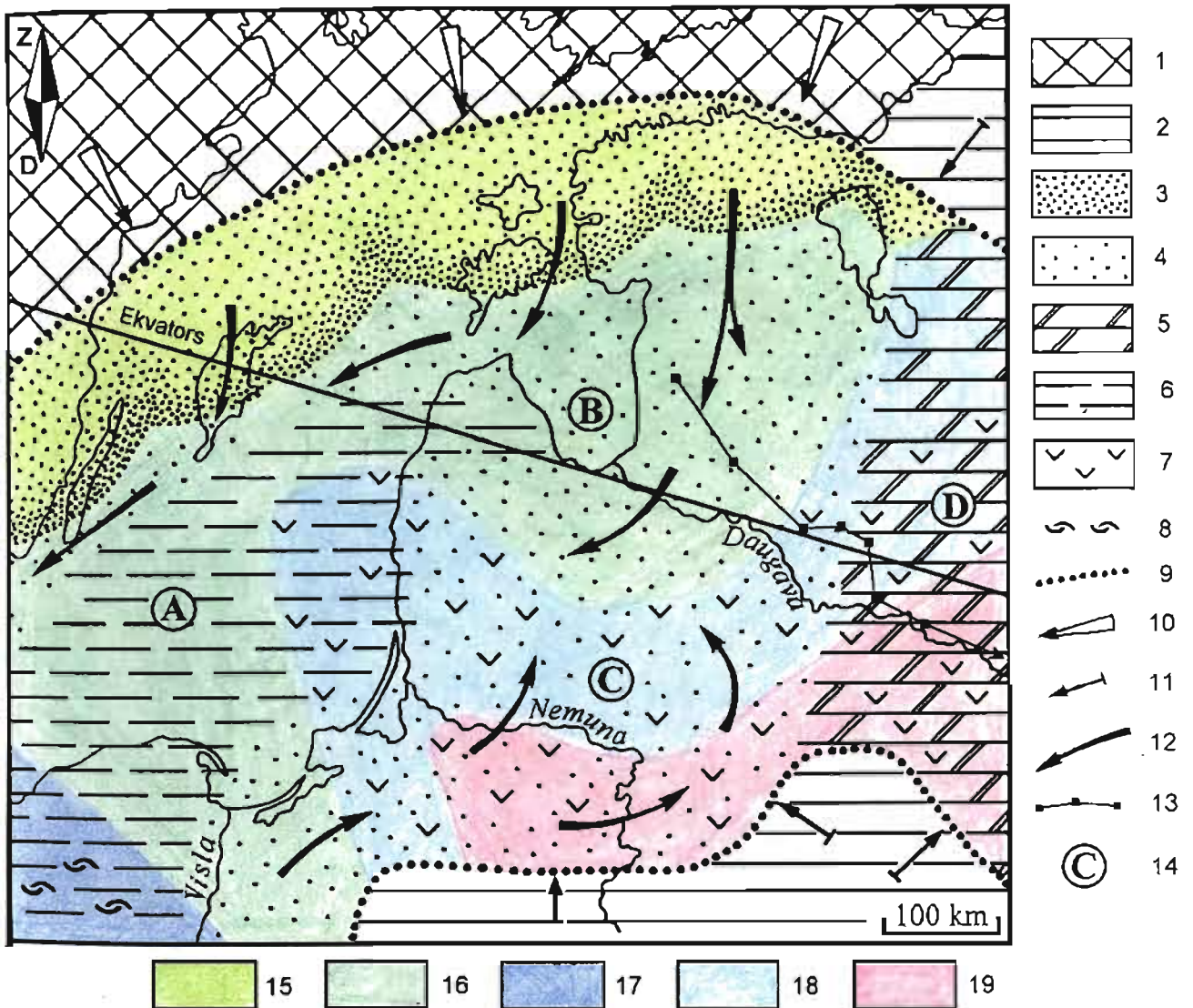
Vistuvāk atklātajai jūrai atradās epikontinentālā baseina rietumu daļa (Rietumlatvijas vidiene, galējie Lietuvas rietumi un Baltijas jūras centrālā daļa), kura, acīmredzot, izcēlās ar vislielāko dziļumu un mazaktīvu hidrodinamisko režīmu, tādēļ tur kopā ar smiltīm uzkrājās arī daudz mālainu nogulumu (2. att.: faciālā zona A).

Spēcīga upju ūdens pieplūde no ziemeļiem pazemināja jūras sāļumu un ienesa tajā lielu smilšainā materiāla apjomu, tāpēc baseina ziemeļu malā un plašā teritorijā uz dienvidiem (t.sk. Viduslatvijā aptuveni līdz robežai ar Lietuvu) *dominēja smilšainas nogulas* (faciālā zona B), kas pēcsedimentācijas procesos pārveidojās par vāji cementētiem smilšakmeņiem. Šīs faciālās zonas centrālā daļa - Gulbenes ieplaka - kalpoja par smilšu nosēdu baseinu, kur jūras dibena grimšanas dēļ slāņkopas biezums pieauga līdz 70 m. Citur Baltijas teritorijā Rēzeknes un Pērnavas svītas kopā parasti ir tikai 20-40 m biezas. Slāņslāņojuma orientācijas mērījumi dabīgo atsegumu rajonā Dienvidigaunijā liecina, ka baseina centrālajā daļā straumes plūda galvenokārt no ziemeļiem uz dienvidiem.

Arī jūras dienvidu daļā veidojās līdzīgas *smilšainas nogulas*, taču šo laukumu nesasniedza upju ūdens pieplūde, tādēļ smilšakmeņiem raksturīgs *dolomīta un ģipša cements* (faciālā zona C). Jāatzīmē, ka Rēzeknes-Pērnavas svītas ir viens no smilšainākajiem devona intervāliem - lielākajā Latvijas teritorijas daļā kopējais smilts saturs nogulumos pārsniedz 70 %, nereti pat 90 % (Kуршс, 1992).

Baseina austrumu daļā sedimentācijas režīmu diktēja līdzīgi apstākļi kā agrajā devonā: Baltijas vairoga austrumu bloku dienvidu malā stiepās peneplenizēta sauszeme, ko veidoja ordovika un silūra kalņakmeņi un dolomīti; sakarā ar līdzenu reljefu un karbonātisko sastāvu tā piegādāja nelielu daudzumu klastiskā materiāla baseina austrumu daļai, kur uzkrājās *jaukta sastāva klastiski karbonātiskas nogulas ar ģipša piejaukumu*. Rēzeknes un Pērnavas laikposmos šī austrumu klastiski karbonātisko nogulu faciālā zona kļuva tik plaša kā nevienā citā devona laikposmā.

Tam par pamatu lielā mērā bija Viļakas vaļņa attīstība hercīnā cikla sākumā baseina austrumu daļā. Šī pozitīvā konsedimentācijas struktūra atvirzīja sanesu plūsmu, kura šķērsoja baseina centrālo daļu, un bija par iemeslu tam, lai samazinātos jūras dziļums. Pateicoties ierobežotajam kontaktam ar baseina centrālo daļu un neapšaubāmi arīdajam klimatam, ūdens spēcīgi iztvaikoja un sasniedza piesātinājumu attiecībā pret karbonātiem un ģipsi, kuri arī izgulsnējās lielā daudzumā (Kurshs, Stinkulis, 1998). Sakarā ar baseina seklumu izveidojās nogulumu slāņkopa ar nelielu biezumu - tikai 20-30 m (3. att.) un pat 16 m.

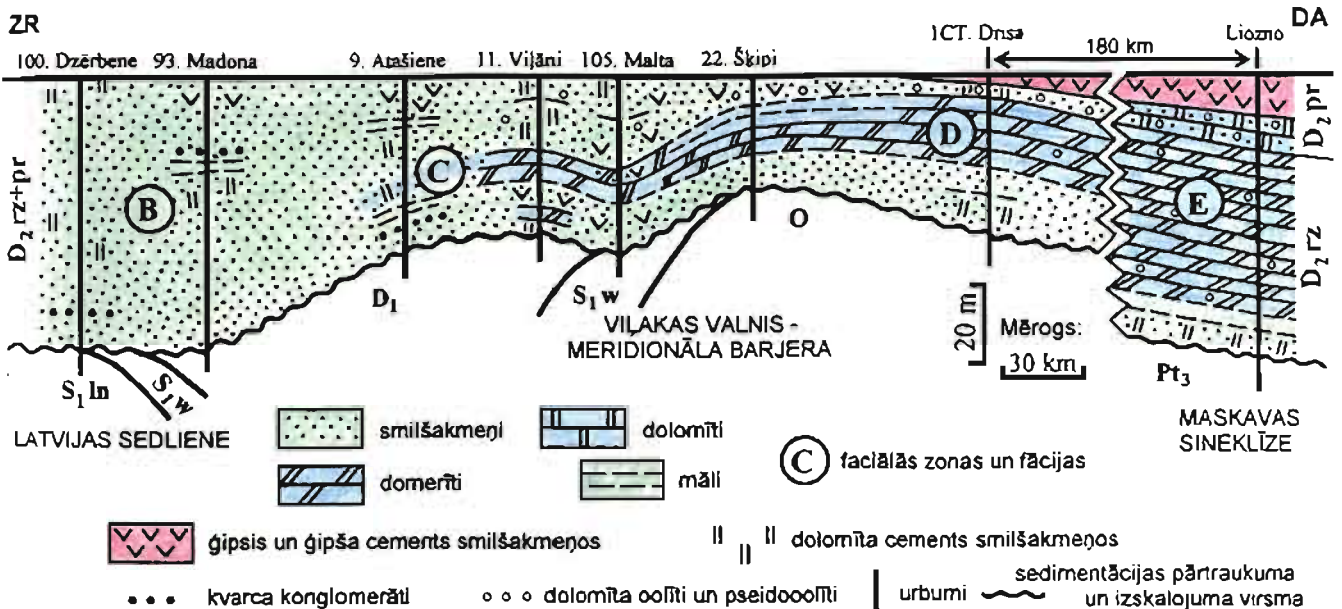


2. att. Rēzeknes un Pärnavas laikposmu sedimentācijas baseinu paleogeogrāfiskā karte (Kurshs, Stinkulis, 1998). *Dominējošie denudācijas areāli*: 1 - vidēji sadēdējuša drupu materiāla cilmavoti; 2 - peneplenizēta sauszeme, kas sastāv no apakšējā paleozoja karbonātiežiem un piegādā nelielu drupu materiāla daudzumu. *Dominējošo akumulācijas areālu nogulas*: 3 - deltu zonas un jūras piekrastes zonas pārsvarā smilšainas; 4 - relatīvi seklas jūras pārsvarā smilšainas; 5 - relatīvi seklas jūras mālaini karbonātiskas; 6 - relatīvi dziļas jūras mālaini aleirītiskas; 7 - ģipšainā materiāla piejaukums; 8 - jūras bezmugurkaulnieku atliekas; 9 - dominējošo denudācijas un akumulācijas areālu robežas. *Klastiskā materiāla pieplūdes virzieni baseinā*: 10 - galvenie; 11 - mazāk nozīmīgie; 12 - baseinu dibenstraumju sistēma. 13 - ģeoloģiskais griezumš, kas rādīts 3. attēlā; 14 - faciālās zonas un fācijas, kuras sīkāk raksturotas tekstā. *Dominējošais ūdens sāļums*: 15 - ievērojami pazemināts; 16 - pazemināts; 17 - tuvs normālam jūras ūdens sāļumam; 18 - mainīgs, periodiski paaugstināts; 19 - mainīgs, periodiski ievērojami paaugstināts.

Klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā var izdalīt divas fācijas. Uz paša Vijakas vaļņa attīstījās *smilšainu domerītu fācija* (2. un 3. att.: fācija D). Tai atbilst visai daudzveidīga sastāva slāņkopa: kopā ar smilšakmeņiem, kuros šeit ir daudz ģipša cementa un karbonātu piejaukuma, liela loma ir smilšainu zaļganpelēku domerītu slāņiem. Smilts piejaukums ir nevienmērīgs - vērpvetveidīgs. Savdabīgi, ka

bieži vien domerītos sastop rupjus kvarca un laukšpata graudus, kuri pēc granulometriskā sastāva krasi atšķiras no to mālaini karbonātiskās pamatmasas.

Uz austrumiem no Viļakas valņa - Maskavas sineklīzes galējos rietumos - nogulu karbonātiskums vēl arvien pieaug, un izveidojās *domerītu fācija* (3. att.: fācija E). Tajā dominē ģipšaini domerīti ar dolomīta oolītiem un pseidooolītiem, bez tam griezumu augšdaļā parādās ģipša slānis, kura biezums arī pieaug austrumu virzienā.



3. att. Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumu ģeoloģiskais griezumums pa līniju Latvijas sedliene - Viļakas valnis - Maskavas sineklīzes rietumu daļa (Kurshs, Stinkulis, 1998). Griezuma atrašanās vietu sk. 2. att.

Jāatzīmē, ka augšminētās smilšaino domerītu un domerītu fācijas gan pēc izvietojuma baseinā, gan pēc kopējā nogulumu sastāva ļoti atgādina līdzīgu faciālo zonu Gargždu laikposma baseina austrumu malā. Tomēr apakšdevona pārejas zonas nogulumi izceļas ar nevienmērīgu karbonātu sadalījumu un dominējošām šūnveida-tīkveida tekstūrām, kas praktiski nav vērojams vidusdevona pamatnes jaukta sastāva slāņkopā. Līdz ar to pastāv iespēja, ka Gargždu un Rēzeknes-Pērnavas laikposmu pārejas zonas ir veidojušās atšķirīgos apstākļos. Šo atšķirību noskaidrošana neietilpa disertācijas darba uzdevumos.

Maskavas sineklīzes centrālajā daļā Morsovas laikposma sākumā (t.i. Rēzeknes-Pērnavas laikposma otrajā pusē) jau notika intensīva evaporītu veidošanās (Aleksiev, Kononova, Nikishin, 1996; Тихомиров, 1995). Urbumā pie Tulas šajā griezumā daļā konstatēta 60 m bieza akmenssāls slāņkopa ar sulfātiežu un dolomītu starpslāņiem. Domājams, ka akmenssāls veidojās desmitiem tūkstošu kvadrātkilometru platībā, bet virzienā uz baseina malām to nomainīja sākumā anhidrīts, bet pašā perifērijā - dolomīts. Iespējams, ka vienīgā vieta, no kurienes plašajā Maskavas sineklīzes evaporītu baseinā pieplūda ūdens ar zemāku sāļumu, bija Baltijas epikontinentālā jūra. A. Aleksievs, L. Kononova un M. Nikišins (1996) norāda, ka evaporītu baseins, iespējams, ir veidojies Novomoskovskas-Vjazmas riftā. Šie pētnieki atzīmē, ka rifts visai drīz ir pārtraucis savu attīstību, bet atjaunojis to vēlajā Famenas laikmetā, kad to aizpildījusi līdz 15-30 m bieza ģipšu slāņkopa. Eifeļa laikmeta sākumā jūra plaši transgresēja arī Austrumeiropas platformas austrumos, un tajā veidojās kalnākmēni ar bagātīgu organismu atlieku kompleksu, taču šī jūra nesavienojās ar Maskavas

sinekļīzes baseinu, jo abas ūdenstilpes atdalīja ziemeļ-ziemeļaustrumu virzienā orientēts pacēlums, kurš bija pārmantots vēl no Kaledonijas tektoniskā cikla (Тихомиров, 1995).

Svarīgi atzīmēt, ka Latvijas austrumdaļā - uz Viļakas vaļņa - smilšaini mālaini karbonātiskajos nogulumos ir labi izsekojama griezumā cikliska uzbūve, un šeit ir vairāk zivju atlieku, kas ļauj apskatāmo slāņkopu iedalīt divās daļās - Rēzeknes svītā (apakšā) un Pērnavas svītā (augšā) - kas labi redzams 3. att. Turpretī smilšainajos un mālainajos Latvijas centrālās un rietumdaļas griezumos sīkāku iedalījumu parasti ir grūti veikt, tādēļ Eifeļa stāva pamatnes slāņkopu apvieno nesadalītās Rēzeknes-Pērnavas svītās. Jāteic gan, ka pēc V. Kurša datiem (1992) arī 55. Talsu urbūmā (uz Talsu paleovaļņa) Rēzeknes-Pērnavas nogulumos var izdalīt divus ciklus. Apakšējais no tiem, domājams, pēc vecuma atbilst Rēzeknes svītai un satur aleirolītus ar vienmērīgu dolomīta sadalījumu. Griezumā pamatnē atrastas zivju *Thursius talsiensis* atliekas, kuras ir liels retums šajā reģionā, bet sastopamas karbonātiskajās austrumu fācijās, kur nogulumi arī pārsedz seno pacēlumu - Viļakas valni. Tādējādi mālaini karbonātiskās nogulas uzkrājās uz paaugstinātām reljefa formām ne tikai baseina austrumos, bet arī citās tā daļās, kas apliecina baseina dibena pacēlumu dominējošo lomu no sanesu avota plūstošo straumju noslāpēšanā.

Jāsecina, ka Eifeļa laikmeta cikla transgresīvajai daļai - Rēzeknes un Pērnavas laikposmiem - visā Austrumeiropas platformā bija raksturīga krasa faciālā mainība, un arī šo slāņkopu griezumā sastop daudzveidīgus nogulumus. Viedokļi par Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumu ģenēzi aptuveni sakrīt - tos uzskata par marīniem veidojumiem. Tomēr, lai gan ir labi zināmas dažādu fāciju attiecības baseinā, nav pietiekami daudz datu par sedimentācijas apstākļu īpatnībām dažādās baseina daļās.

Sevišķi interesanta detalizētiem pētījumiem ir klastisko-karbonātiežu pārejas zona Baltijas austrumos, kurā atzīmēti daudzveidīga sastāva nogulumi ar īpatnējām tekstūrām un ieslēgumiem, tajā skaitā dolomīta oolītiem un pseidoolītiem. Ir jāprecizē vairāki šīs pārejas slāņkopas sastāva un veidošanās aspekti, kā galvenos no kuriem varētu atzīmēt sekojošus: nav pietiekams datu apjoms par dažāda sastāva nogulumu secības likumsakarībām griezumā un izplatību pārejas zonas teritorijā; ir nepieciešami karbonātu minerālu izplatības, struktūru un to veidoto agregātu papildus pētījumi, kas dotu informāciju par to ģenēzi un pēcsedimentācijas izmaiņām; īpašus mineralogiskus un petrogrāfiskus pētījumus jāvelta karbonātu oolītiem un pseidoolītiem, kuri augstā koncentrācijā ir sastopami tikai Rēzeknes un Pērnavas svītās; svarīgi ir noskaidrot, kādi faktori (plūdmaiņu režīms, viļņošanās, straumes vai citi) regulēja sedimentācijas procesus klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā; jāprecizē, kādu procesu rezultātā domērtos nonāca rupjie kvarca graudi, un kas bija to cilmavots.

Sakarā ar daudzveidīgo, mainīgo nogulumu sastāvu un labi nokonturētajām robežām klastisko-karbonātiežu pārejas zona Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos Baltijas austrumos ir izvēlēta sedimentoloģiski mineralogiskiem pētījumiem disertācijas darba ietvaros. Liela nozīme ir arī tam, ka šīs pārejas zonas

nogulumi ir pārstāvēti vairāku Latvijas teritorijā veiktu urbumu serdēs, kuras atrodas Katlakalna urbumu glabātuvē.

Rēzeknes un Pērnavas laikposmiem sekoja Eifeļa laikmeta baseina maksimālā paplašināšanās, kad seklā jūrā veidojās **Narvas svītas** nogulumi. Ievērojami samazinājās klastiskā materiāla pieplūde jūrā, un mālaini karbonātiskā Narvas svīta ar biežumu ne mazāk kā 100 m ir Austrumeiropas platformas lielākajā daļā pazīstams reperhorizonts, kurš atdala divus pārsvarā klastisko nogulumu kompleksus - apakš- vidusdevona un vidus- augšdevona slāņkopas. Narvas svītu galvenokārt pēc litoloģiskām pazīmēm iedala trijās pasvītās, kurām atbilstošus nogulumus var izsekot visā platformā.

Apakšējā pasvīta atbilst Narvas cikla transgresīvajai daļai, un to veido pelēki un zaļganpelēki, baseina malās nereti sarkanpelēki, karbonātiski māli, smilšaini domerīti un dolomīti. *Latvijas rietumdaļā*, bet it sevišķi Rietumlietuvā, šīs pasvītas domerītos un mālos sastop smilšakmeņu starpkārtas un smilšu frakcijas piejaukumu, kas liecina par devona griezumiem neparasta klastiskā materiāla cilmavota atrašanos rietumos vai dienvidrietumos.

Narvas svītas pamatnē iegul savdabīga mālaini karbonātiska no dažiem desmitiem centimetru līdz 1,5 m bieza brekcija ("Narvas brekcija"), kuras izcelsmi parasti skaidro ar noslīdeņu procesiem uz baseina dibena pacēlumu nogāzēm, kuri skāruši arī Pērnavas svītas augšdaļu. Tādēļ svītu robeža dažkārt ir nelīdzena, un apakšējās Narvas pasvītas biežums - mainīgs (Kypшc, 1975, 1992). Lielākajā teritorijas daļā, izņemot Igaunijas-Latvijas monoklināli un dažus citus mazākus laukumus, apakšējās Narvas pasvītas nogulumi ir ģipšaini, pie tam, domājams, sastop gan sedimentogēnu, gan dia- un kataģenētisku ģipsi. Primāru ģipšainu nogulu klātbūtne liecina par paaugstinātu baseina sāļumu un, līdzīgi agrākajiem devona laikposmiem, norāda uz arīda klimata attīstību baseinā.

Vidējā pasvīta atbilst Narvas laikposma maksimālajai transgresijai, kad baseins ieguva brīvāku kontaktu ar atklātu jūru austrumos. Tā ir karbonātiskākā svītas griezuma daļa un sastāv no pelēkiem un zaļganpelēkiem domerītiem, karbonātiskiem māliem un dolomītiem, kuri veido sīkriteisku slāņmiju. Vidējā pasvīta izceļas Narvas svītā arī ar maksimāli izturētu sastāvu visā savā izplatības laukumā. Jāatzīmē gan, ka *rietumos* pieaug smilšainā un mālaini aleirītiskā materiāla saturs, bet *dienvidaustrumos* (uz Viļakas vaļņa un austrumos no tā) palielinās pasvītas griezuma karbonātiskums, un tās vidusdaļu veido dolomītu un domerītu ritmiska slāņmija. Ritmus bieži noslēdz kavernozi dolomīti ar slāņu biežumu 10-30 cm, kuri satur daudz gliemežu, lingulīdu un zivju atlieku.

Pateicoties atklātas jūras tuvumam, austrumu daļā vidējās pasvītas nogulumi nav ģipšaini, bet dienvidu un dienvidrietumu virzienā tajā arvien pieaug ģipšaino nogulumu saturs, kas norāda uz paaugstinātu baseina sāļumu. Latvijas-Lietuvas ielieces ass daļā bieži sastop smilšakmeņus ar anhidrīta dzīslīnām un cementu. Anhidrīts ir agrīns salīdzinot ar ģipši, kurš vietām aizvieto anhidrīta konkrēcijas no ārmalas (Kypшc, 1992). Domājams, ka sulfātu minerāli Narvas svītas nogulumos pēc ģenēzes ir primāri, ko pierāda to izplatība vienos un tajos pašos griezuma intervālos plašā teritorijā, sulfātu satura negatīva korelācija ar organismu atlieku izplatību, kā arī šo minerālu biežā sastopamība mālaini karbonātiskos, gandrīz ūdensnecaurlaidīgos nogulumos (Kypшc, 1992).

Igaunijas-Latvijas monoklināles teritorijā nogulumos palielinās kopējais smilts un aleirīta saturs, bet griezuma augšdaļā - pat līdz 1-1,5 m biezu smilšaini aleirītisku slāņu loma. Domājams, ka klastisko materiālu piensēja upju ūdeņi no Baltijas

vairoga, kuri vienlaicīgi pazemināja baseina sāļumu, tādēļ nogulumu, līdzīgi austrumu rajoniem, ir bezgipsaini.

Augšējā pasvīta atbilst Narvas laikposma baseina regresijai; tā ir vissmilšainākā Narvas svītas daļa un sastāv no karbonātiskiem aleirolītiem un māliem, domerītiem, kā arī smilšakmeņiem. Pasvītas izplatības laukuma *ziemeļu daļā* (tajā skaitā arī Igaunijas dienvidos) ir daudz sarkanu smilšainu un aleirītisku nogulumu, kas norāda uz sanesu avota atrašanos ziemeļos. Vēlajā Narvas laikposmā vairs nebija jūtams rietumu sanesu avots, vāji izpaudās arī karbonātiskās sedimentācijas lomas pieaugums austrumos un dienvidaustrumos.

Sulfātu minerālus augšējā Narvas pasvītā sastop tikai galējos dienvidrietumos, kur tie veido smilšakmeņu cementu slāņkopas augšdaļā zem perma nogulumiem. Iespējams, ka sulfātu cementa avots bija perma evaporītu baseina ūdeņi, kuri iefiltrējās porainajos devona smilšakmeņos no augšas (Курш, 1992). Jāatzīmē, ka augšējā pasvīta izceļas Narvas svītā ar organismu atlieku - zivju, bezžokļaiņu, lingulīdu un konhostraku - maksimālu izplatību, ko, domājams, noteica to dzīves apstākļu uzlabošanās baseina regresīvajā fāzē, kad saldūdens pieplūde no ziemeļiem kļuva stiprāka un izsauca baseina ūdens paaugstinātā sāļuma tuvošanās normālam jūras ūdens sāļumam. Īpaši bagāts ar organismu atliekām ir līdz 1,2 m biezs dolomitizētu kaļķakmeņu slānis ar bagātīgu jūras organismu kompleksu Latvijas-Lietuvas ieleces dienvidu daļā, kurš, domājams, veidojies, jūrai īslaicīgi transgresējot no dienvidiem.

Narvas laikposmā jūra pletās rietumu-austrumu virzienā pa visu Austrumeiropas platformu, un pirmoreiz devonā platformas rietumu daļas baseins savienojās ar Volgas-Urālu reģiona ūdenstilpi. Kā jau minēts, lielākajā platformas daļā arī nogulu sastāvs bija līdzīgs - mālaini karbonātisks. S. Tihomirovs (1995) šādu platformas "pārkārtošanos" skaidro ar agrāk izveidojušos pacēlumu sabrukšanu, ko noteica ievērojamu spriegumu rašanās Zemes garozā. Šo spriegumu pazīmes - uzbīdījumi pamatklintāja kristāliskajos iežos, zvīņveida krokas kembrija nogulumos, starp kembrija krokām iespiesti un citādi deformēti vidusdevona nogulumi - pēc viņa datiem, atrodamas Kalugas pacēlumā, kurš attīstījies triju lūzumu krustpunktā.

Narvas laikposms atzīmēts kā vidusdevona visdziļākās jūras etaps Maskavas sineklīzei sastādītajā jūras līmeņa līknē (Aleksiev, Kononova, Nikishin, 1996), taču globālajā devona jūras līmeņa līknē (Johnson, Klapper, Sandberg, 1985) šis laikposms īpaši neizdalās, bet atrodas aizvien pieaugoša dziļuma stadijas starpposmā. Šīs stadijas sākums ir agrais devons, bet kulminācija (maksimālais jūras dziļums) - Franas laikmeta vidusdaļā.

Narvas svītas nogulumu marīnā ģenēze šaubas nerada. Kā atzīmējuši J. Valiukevičius, V. Kuršs un L. Savvaitova (1981), Narvas laikposma baseins savas maksimālās attīstības laikā bija līdzīgs ordovika-silūra jūrai: Baltijas austrumdaļas faciālajām zonām tāpat ir raksturīgs paaugstināts karbonātiskums un mazāks slāņkopu biezums. Neskatoties uz pārsvarā klastisko sastāvu, līdzīgas tendences vērojamas arī Gargždu, Ķemeru un Rēzeknes-Pērnavas svītās. Sakarā ar viendabīgo nogulumu sastāvu un vāji izteiktajām pārejas zonām Eifeļa laikmeta transgresijas nogulumu šī darba ietvaros netika pētīti.

Eifeļa cikla regresīvajā fāzē izveidojās galvenokārt klastiskie **Arukilas svītas** nogulumi - aleirolīti, smilšakmeņi un māli, kuru sanesu avots atradās ziemeļos no baseina. Dienvidu-dienvidrietumu sanesu avota ietekme, acīmredzot, bija minimāla. Minerālu asociāciju izmaiņas rietumu-austrumu virzienā, kuras ir visai raksturīgas Ķemeru, Gaujas un Burtnieku svītām, šajā svītā ir vāji izteiktas. Arī Arukilas svītas faciālā zonalitāte nav krasa. Pēc laukuma lielāko *baseina centrālo daļu* (Centrālā un Dienvidrietumlatvija, Rietumlietuva) aizņēma aleirītu un smilšu faciālā zona, bet *uz ziemeļiem* (sanesu avota tuvumā), kā arī Baldones un Viļakas pacēlumu rajonā pieauga smilšainā materiāla saturs.

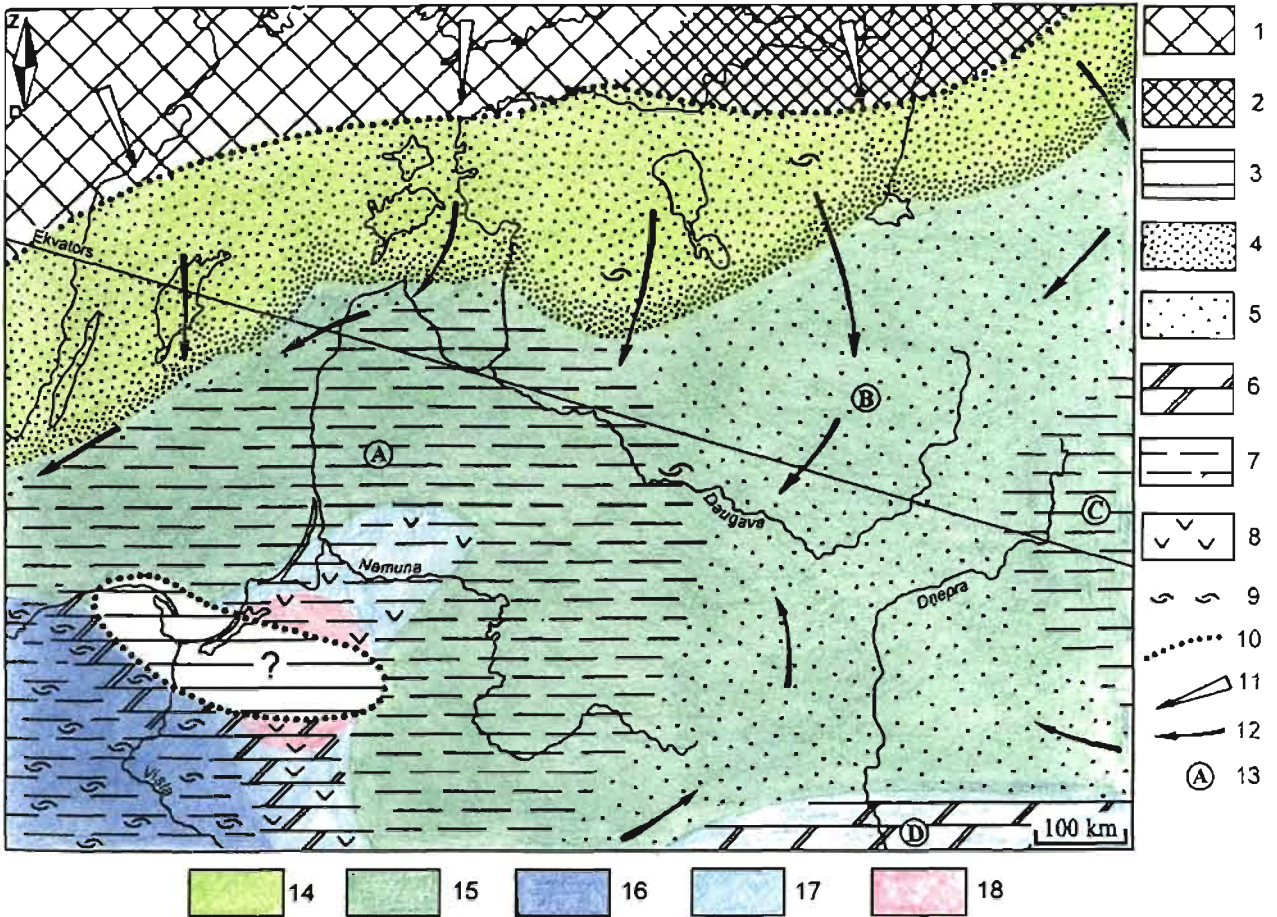
Latvijas-Lietuvas ieliecē un Latvijas sedlienē visi Arukilas svītas iežu tipi satur karbonātu minerālu agregātus. Smilšakmeņos tas ir karbonātu cements, bet aleirolītos - kunkuļi, dzīslīņas un konkrēcijas ar sarežģītu formu. Salīdzinot ar jaunākajiem Burtnieku un Gaujas svītu nogulumiem, Arukilas svītas klastiskajos iežos karbonātu ieslēgumus var izsekot tālāk uz austrumiem. Tikai uz Viļakas vaļņa un austrumos no tā - Maskavas sineklīzē - šajā svītā dominē bezkarbonātiski nogulumi. Arukilas svīta nav optimāls griezuma intervāls karbonātu agregātu pētījumiem klastiskajos nogulumos, jo karbonātu konkrēciju un cementa izplatība ir samērā vienmērīga visā Latvijas teritorijā - tā neuzrāda sedimentoloģisku pētījumu aspektā interesanto saistību ar konkrētām baseina daļām. Bez tam šī svīta it ne visai plaši pārstāvēta atsegumos, tādēļ disertācijas darba ietvaros nav sīkāk pētīta.

Jūras līmeņa līknē, kas sastādīta Maskavas sineklīzei (Aleksēv, Kononova, Nikishin, 1996), Arukilas laikposms atbilst Eifeļa laikmeta regresīvajai daļai, kas sakrīt ar datiem par Baltiju, taču jūras līmenis tajā bija ievērojami augstāks nekā sekojošajā - Burtnieku laikposmā.

Živetas laikmetā Baltijas teritorijā bez īpašām izmaiņām turpinājās klastisko nogulu uzkrāšanās. Živetas stāva nogulumus apvieno **Burtnieku svītā**, kuras griezumiem ir cikliska uzbūve, kas līdzīga vairumam stratigrāfisko vienību devona klastiskajā slāņkopā: pamatnē ir sarkani smilšakmeņi, augstāk seko smilšakmeņu un aleirolītu slāņmija, bet griezuma augšdaļu veido māli un aleirolīti. S. Tihomirows (1995) atzīmē, ka starp Arukilas un Burtnieku laikposmiem ir bijis ievērojams sedimentācijas pārtraukums.

Burtnieku svītā ir spilgti izteiktas klastisko iežu minerālā sastāva un krāsas faciālās izmaiņas, kas detalizētāk apskatītas tālāk - Gaujas svītas raksturojumā. Arī karbonātu sadalījums Burtnieku svītā ir nevienmērīgs: Rietumlatvijā un Centrālajā Latvijā smilšakmeņos ir karbonātu cements, kas veido plātnes un agregātus ar neregulāru formu, bet mālos un aleirolītos sastop sazarotas karbonātu konkrēcijas un dzīslīņas; Latvijas galējos austrumos un tālāk uz austrumiem nogulumi ir gandrīz bezkarbonātiski. Tādējādi visa Burtnieku svīta Latvijas teritorijā būtībā ir plaša klastisko-karbonātiežu pārejas zona - atšķirīga no tās, kas izveidojās baseina austrumu malā vidusdevona sākumā un agrajā devonā.

Ne tikai minerālais sastāvs un karbonātu sadalījums mainās Burtnieku svītas izplatības laukumā - arī pašu klastisko nogulumu tipu laterālās izmaiņas ir visai izteiktas un atspoguļo krasu baseina faciālo zonalitāti (4. att.). Ar atklātu jūru Burtnieku laikposma ūdenstilpe bija savienota dienvidrietumos, ko pierāda marīnu bezmugurkaulnieku atradumi līdzīga vecuma nogulumos Polijas ziemeļaustrumos. Lielāko Galvenā devona lauka daļu aizņēma sekls baseins ar pazeminātu sāļumu. Latvijas-Lietuvas ielieces ass daļā, kas atradās vistuvāk atklātai jūrai, uzkrājās *mālaini aleirītiskas un smilšainas nogulas* aptuveni attiecībā 1:1, bez tam līdzīgas nogulas veidojās arī uz austrumiem no Latvijas - Maskavas sineklīzē (4. att.: faciālās zonas A un C). Starp abiem šiem laukumiem visai plašā, aptuveni meridionālā joslā, kura stiepās cauri gandrīz visam baseinam no Ilmeņa līdz pat Baltkrievijas austrumu daļai, uzkrājās *galvenokārt smilšains materiāls* (faciālā zona B).



4. att. Burtnieku un Gaujas laikposmu sedimentācijas baseinu paleogeogrāfiskā karte (Kypurc, 1992). *Dominējošie denudācijas areāli:* 1 - vidēji sadēdējuša drupu materiāla cilmavoti; 2 - pārskalota kaolīnīta tipa dēdējumgarozas materiāla cilmavots; 3 - peneplenizēta sauszeme, kas sastāv no apakšējā paleozoja karbonātiežiem un piegādā nelielu drupu materiāla daudzumu. *Dominējošo akumulācijas areālu nogulas:* 4 - deltu zonas un jūras piekrastes zonas pārsvarā smilšainas; 5 - relatīvi seklas jūras pārsvarā smilšainas; 6 - relatīvi seklas jūras mālaini karbonātiskas; 7 - relatīvi dziļas jūras mālaini aleirītiskas; 8 - ģipšainā materiāla piejaukums; 9 - jūras bezmugurkaulnieku atliekas; 10 - dominējošo denudācijas un akumulācijas areālu robežas. 11 - galvenie klastiskā materiāla pieplūdes virzieni baseinā; 12 - baseinu dibenstraumju sistēma; 13 - faciālās zonas, kuras sīkāk raksturotas tekstā. *Dominējošais ūdens sāļums:* 14 - ievērojami pazemināts; 15 - pazemināts; 16 - tuvs normālam jūras ūdens sāļumam; 17 - mainīgs, periodiski paaugstināts; 18 - mainīgs, periodiski ievērojami paaugstināts.

Baseina ziemeļu malā gar galveno sanesu avotu - Baltijas vairogu - domājams, eksistēja plašs aluviāls un deltu līdzenums, kā arī deltu zemūdens daļas nogulumu zona (sk. 4. att.). Pirmais no tiem pirmskvartāra denudācijas dēļ nav saglabājies, bet *deltu zona* ir izsekrojama neliela laukuma veidā izplatības laukuma ziemeļaustrumu daļā un tajā *dominēja smilšainais materiāls, lai gan uzkrājās arī mālainas nogulas*. Deltu veidojumu eksistenci lielā mērā pierāda svītas augšdaļas sīkdisperso pelēko mālu lēcu attiecības ar zemāk iegulošajiem smilšakmeņiem. Lai gan šādas mālu lēcas ir vāji apzinātas un nokonturētas tikai Jozu karjerā Igaunijā, to nesaskaņotais kontakts ar apakšējo smilšakmeņu slāņkopu, kritums 2-3° leņķī uz dienvidaustrumiem (sanesu plūsmas virzienā) un izķīlēšanās, kā arī analogija ar

detalizētāk pētītajiem mālu ķermeņiem Lodes mālu karjerā (augšdevona Lodes svīta) norāda, ka lēcas aizpilda noslīdeņu depresijas (Курш, 1992). Noslīdeņu veidojumi ir visai tipiski nestabilajai deltu videi. Jozu karjera mālos sastop arī interesantas fosforīta konkrēcijas un citus ieslēgumus. Savdabīgais konkrēciju komplekss norāda uz jūras ūdens ietekmi nogulumu veidošanās gaitā.

Kā jau minēts iepriekš, agrā devona un vidusdevona Eifeja laikmeta sākumposma baseinu austrumu un dienvidaustrumu daļās izveidojās vēl viena īpatnēja mālaini karbonātiska faciāla (sk. 2. att.: faciāla D). Jāatzīmē, ka šādas faciālas iezīmes ir izsekojamas arī Burtnieku laikposma baseinā, taču mālaini karbonātiskās nogulas (domerīti) veidojās jau pašos galējos dienvidaustrumos, Voronežas anteklīzes nogāzē (sk. 4. att.: faciālā zona D). Iespējams, ka šīs faciālās zonas ievērojamā nobīde uz dienvidiem ir saistīta gan ar devona baseina pakāpenisku paplašināšanos, gan arī intensīvāku saldūdens un drupu materiāla pieplūdi no sanesu avota ziemeļos.

Vēl jāpiezīmē, ka vienlaikus ar galveno drupu materiāla cilmavotu - Baltijas vairogu - Burtnieku laikposmā eksistēja lokāls sanesu avots baseina dienvidrietumu daļā, kas konstatēts pēc izskalojuma virsmu klātbūtnes griezumos, kā arī smilšu saturs pieauguma nogulumos minētajā virzienā. Šis sanesu avots, iespējams, apgrūtināja ūdens pieplūdi no atklātas jūras Baltijas epikontinentālajā baseinā un, tādējādi, noteica sedimentācijas režīmu tajā. Burtnieku svītas faciālajā zonalitātē Galvenajā devona laukā saskatāma līdzība ar Gargžu un Rēzeknes-Pērnavas svītu faciālām, kas liecina par vienotu virzību devona baseinu attīstībā.

Pēc S. Tihomirova datiem (1995), uz dienvidaustrumiem no Maskavas - visā Austrumeiropas platformas dienvidaustrumu daļā - Burtnieku laikposmā veidojās mālaini karbonātiskas nogulas, un to karbonātiskums pieauga šajā pat virzienā. Pie Saratovas uz lokālajiem pacēlumiem attīstījās pat nelieli rifu masīvi, kas liecina par normālam tuvu ūdens sāļumu. S. Tihomirovs atzīmē arī, ka Živetas laikposma beigās Timānā un Dņepras-Donas ieplakā norisinājās vulkāniskie procesi, kuri bieži asociēja ar rietumu-austrumu virzienā orientētajām lūzumu zonām.

Burtnieku svītas bezkarbonātisko klastisko nogulumu un to karbonātus saturošo analogu pārejas zona ir visai piemērota detalizētiem mineralogiskiem un sedimentologiskiem pētījumiem, jo karbonātu ieslēgumu saturs ir augsts, to izplatība teritoriāli mainās un slāņkopa ir pārstāvēta daudzos atsegumos. Labi pētīta ir arī attiecīgā laikposma baseina faciālā zonalitāte.

Jaunu vēlā devona Franas laikmeta transgresiju iesāk **Gaujas svītas** nogulumi, kuri pārsedz izskalotu Burtnieku svītas virsmu. Kaut arī abas stratigrāfiskās vienības atdala sedimentācijas pārtraukums, Gaujas svīta gan pēc sastāva, gan faciālās zonalitātes ir līdzīga Burtnieku svītai (sk. 4. att.). Abas tās ir klastiskās slāņkopas, kuru griezuma apakšdaļās dominē smilšakmeņi, bet augšdaļās veido māli un aleirolīti.

Raksturīgi, ka Gaujas svītas klastisko nogulumu minerālais sastāvs un krāsa, līdzīgi Ķemeru un Burtnieku svītām, mainās rietumu-austrumu virzienā. Pie šī fakta jāpakavējas sīkāk, jo tam ir zināma saistība ar disertācijā apskatīto karbonātu izplatību. Latvijas rietumdaļā un kaimiņreģionos smilšakmeņu vieglajā frakcijā dominē kvarcs, taču arī dēdēšanas procesos mazāk izturīgā laukšpata saturs ir visai augsts, bet smagajā frakcijā kopā ar cirkonu, turmalīnu un staurolītu sastop pret dēdēšanu vidēji izturīgos minerālus - granātus un apatītu. Turpretī Latvijas ziemeļaustrumos un tālāk uz austrumiem smilšakmeņos ir pret dēdēšanu ļoti izturīgu minerālu asociācija - vieglajā frakcijā kvarcs ar nelielu laukšpata piejaukumu, bet smagajā frakcijā pārsvarā cirkons, turmalīns un staurolīts. Mālainajos iežos Rietumlatvijā no māla minerāliem sastop gandrīz tikai illītu ar nelielu kaolinīta, retāk hlorīta piejaukumu, bet Austrumlatvijā blakus dominējošajam illītam ir arī diezgan

augsts kaolinīta saturs - līdz pat aptuveni 40 % pie Latvijas austrumu robežas. Kaolinīts ir labi pazīstams ķīmiskās dēdēšanas indikators. Rietumlatvijā Gaujas svītas nogulumi gandrīz viscaur ir sarkani, bet austrumos ir gan sarkani, gan pelēki smilšakmeņi, un kopā ar sarkanajiem māliem sastop arī pelēkus, ļoti sīkdispersus mālu paveidus.

V. Kuršs (1975, 1992) pierāda, ka minerālu asociāciju un nogulumu krāsas izmaiņas ir sekas atšķirīgai dēdēšanas pakāpei dažādos sanesu avota blokos. Baltijas vairoga centrālie un rietumu bloki devonā aktīvi cēlās, un vidēji sadēdējis drupu materiāls visai drīz tika ienests sedimentācijas baseinā, kur nogulsnējās. Savukārt, sanesu avota austrumu blokos valdīja mierīgāks tektoniskais režīms, tāpēc izveidojās attīstīta illīta-kaolinīta tipa dēdējumgaroza, un drupu materiāls pirms nokļūšanas baseinā bija jau ievērojami sadēdējis.

Jāatzīmē, ka rietumu (vidēji sadēdējušā materiāla) un austrumu (pārskatītās dēdējumgarozas materiāla) zonu robežu atrašanās vietas dažādās devona svītās nesakrīt. Piemēram, Gaujas svītā minētā robeža atrodas stipri tālāk uz rietumiem nekā Burtnieku svītā. Sevišķi izteikta šī atšķirība ir svītu izplatības laukumu ziemeļu daļā, kur Gaujas svītā gaišie smilšakmeņi un sarkanie māli ar pelēku, sīkdispersu mālu lēcām ir izsekojami uz rietumiem līdz pat aptuveni Cēsu meridiānam, bet Burtnieku svītā - tikai līdz Vertsjerva ezeram Dienvidigaunijā. Pateicoties raksturīgo iežu tipu izplatībai, Gaujas horizonts, kas Rietumlatvijā pilnā apjomā atbilst Gaujas svītai, Latvijas ziemeļaustrumos tiek iedalīts divās rūpnieciski nozīmīgās slāņkopās: *Sietiņu svītā* ar gaišpelēkajiem smilšakmeņiem (apakšā) un *Lodes svītā* ar sarkanajiem māliem un aleirolītiem, kuros sastop pelēku sīkdispersu mālu lēcas (augšā).

Līdzīgi klastisko nogulumu minerālu asociācijām un krāsai mainās arī karbonātu cementa saturs smilšakmeņos un karbonātu konkrēciju saturs mālainajos nogulumos - rietumos tas ir augstāks, bet virzienā uz austrumiem samazinās, līdz karbonātu agregāti gandrīz pilnīgi izzūd. Tādējādi pēc karbonātu ieslēgumu teritoriālajām izmaiņām Gaujas svītas nogulumi ļoti līdzinās Burtnieku svītas smilšakmeņiem un mālainajiem iežiem.

Ne tikai minerālā sastāva, karbonātu satura un krāsas, bet arī pašu iežu tipu izmaiņas Gaujas svītas izplatības laukumā ir labi izteiktas un parāda kraso baseina faciālo zonalitāti, kura ļoti atgādina Burtnieku laikposma faciālas (sk. 4. att.). Latvijas-Lietuvas ielieces ass daļā seklā jūrā uzkrājās sarkanas mālaini aleirītiskas nogulas ar karbonātu piejaukumu. Tās veidojās divu sedimentācijas ciklu laikā, kuru sākumā dominēja smilšainais materiāls, bet beigās uzkrājās mālaina slāņkopa. Virzienā uz baseina malas daļām pieauga smilts piejaukums, samazinājās karbonātiskums, un Gaujas svītas sīkāks iedalījums sāk radīt problēmas. Uz Viļakas vaļņa un tālāk uz austrumiem pieauga nogulu smilšainība, bet vēl tālāk austrumu virzienā - Maskavas sineklīzē - atkal bija samērā daudz mālaino nogulu.

Domājams, ka gar Gaujas laikposma baseina ziemeļu malu bija izsekojama zemūdens deltu nogulu zona, kura uz ziemeļiem pārgāja aluviālos veidojumos. Acīmredzot, vēlāka denudācija ir iznīcinājusi ievērojamu deltu faciālas daļu, un šīs savdabīgās vides nogulumi ir saglabājušies tikai svītas izplatības laukuma ziemeļaustrumu daļā. Deltu zemūdens daļas slāņkopu veido sarežģīta dažādu nogulumu tipu mija, taču tās griezumā skaidri izdalās divas daļas. Apakšā iegul vidēj- un smalkgraudaini slīpslāņoti smilšakmeņi, kuri veidojušies samērā ātrās vienvirziena, no ziemeļiem uz ziemeļaustrumiem plūstošās straumēs (Sietiņu svīta), bet augšējais griezumā intervāls sastāv no mainīga hidrodinamiskā režīma un nogulsnēšanās ātruma apstākļos veidotiem māliem un aleirolītiem ar smilšakmeņu starpkārtām (Lodes svīta). Šai faciālajai zonai ir raksturīgi daudzveidīgi, Lodes un

Pečoru māla karjeros samērā labi nokonturēti noslīdeņu veidojumi, kuri arī lielā mērā pierāda nogulumu veidošanos deltu apstākļos.

Pēc V. Kurša datiem (1992), noslīdeņu veidojumus sastop 2-3 līmeņos Sietiņu svītas smilšakmeņu augšējā virsmā un to pārsedzošajā Lodes svītas mālu slāņkopā. Šiem veidojumiem ir pusmēness forma ar izliekto pusi uz ziemeļiem (pretēji sanesu plūsmas virzienam) un līdz pat 70-90° leņķī stāvas nogāzes. Noslīdot ar ūdeni piesātināto nogulu blokiem, izveidojās depresijas, kurās bieži valdīja pilnīgi mierīgs hidrodinamiskais režīms, tādēļ nogulsņējās ļoti sīkdispersi pelēki ilīta māli ar ievērojamu kaolinīta piemaisījumu. Nereti mālos var novērot ritmisku slāņojumu, kur atsevišķu ritmu biezums ir no 5 cm līdz 20-25 cm. Mierīgie nogulsņēšanās apstākļi un citi, vēl līdz galam nenoskaidroti faktori, noteica arī īpatnēju un bagātīgu tafocenožu izveidošanos noslīdeņu depresiju pelēkajos mālos - Lodes karjerā vairākās vietās tajos konstatēti veseli pieaugušu bruņuzivju un to mazuļu skeleti, kas jau gadu desmitiem ir Latvijas un ārvalstu paleontologu interešu lokā.

Lodes svītas mālos sastop īpatnēju ieslēgumu kompleksu: fosforīta, fosfātu-dzelzs savienojumu, dzelzs savienojumu un mangāna savienojumu (psilomelāna?) konkrēcijas, kā arī melnus ogļainus svina, molibdēna un citu elementu sakopojumus. Fosforīta konkrēcijas, kā arī tajās konstatētais augstais retzemju elementu saturs, ir viens no Gaujas svītas nogulumu marīnās ģenēzes pierādījumiem.

Nav izslēgts, ka arī Gaujas laikposmā eksistēja mālaini karbonātiskā fācija pašos galējos baseina dienvidaustrumos, kura Burtnieku svītas nogulumos konstatēta Voronežas anteklīzes nogāzē. Iespējams, ka Gaujas laikposmā, līdzīgi Burtnieku laikposmam, eksistēja lokāls sanesu avots baseina dienvidrietumu daļā, kas piegādāja nedaudz smilšainā materiāla un apgrūtināja ūdens pieplūdi no atklātas jūras.

Dienvidaustrumu Latvijā (Krāslavas apkārtnē Daugavas labajā krastā pie Adamovas un tālāk uz austrumiem - Rosicas upes krastā pie Koskovcu dzirnavām) uz Gaujas svītas izskatās virsmas tieši zem kvartāra nogulumiem, vienā gadījumā arī pašos Gaujas svītas smilšakmeņos, konstatētas kramainas konkrēcijas ar marīnu organismu - stromatoporātu, slēdzeņu brahiopodu, rugozu (?) atliekām (Куршс, 1975, 1992).

Gaujas laikposmā jūra plaši transgresēja Austrumeiropas platformā. Gandrīz viscaur, tajā skaitā Baltijas teritorijā, ūdenī ar pazeminātu sāļumu veidojās smilšainas un mālainas nogulas, un tikai pašos platformas austrumos jūras sāļums bija tuvs normālam, un uzkrājās mālaini karbonātisks materiāls, un dzīvoja marīni bezmugurkaulnieki. Laikposma beigās vairāki reģioni pacēlās un nogulumi tika izskaloti (Тихомиров, 1995).

Gaujas svīta ir visai piemērots objekts karbonātu agregātu izplatības likumsakarību precizēšanai smilšakmeņos un mālainajos iežos. To nosaka gan sedimentoloģisko pētījumu aspektā interesantās karbonātu satura izmaiņas baseina ietvaros, gan arī nogulumu labā atsegtība un detalizēti pētītā faciālā zonalitāte, kas nodar par labu pamatu slāņkopas veidošanās apstākļu un pēcsedimentācijas izmaiņu pētījumiem. Līdz ar to šī devona griezuma daļa izvēlēta par vienu no disertācijas darba objektiem.

Gaujas laikposmam sekoja jauna seklās devona jūras transgresija, kuras laikā izveidojās **Amatas svītas** nogulumi. Turpinājās pārsvarā klastiskā sedimentācija, tomēr pieauga arī karbonātu saturs. Domājams, ka baseina dibens vienmērīgi grima, jo Amatas svītas nogulumu biezums - 20-30 m - maz mainās plašajā izplatības laukumā un tikai pie ziemeļu robežas sasniedz 40-44 m. Šī laikposma transgresija bija plašāka nekā iepriekšējos etapos, jo izplatības laukuma ziemeļaustrumu daļā

Amatas svītas nogulumi ar sedimentācijas pārtraukuma vai izskalojuma virsmu pārsedz senākas slāņkopas, pat ordovika nogulumus.

Galvenais sanesu avots, līdzīgi senākiem etapiem, atradās ziemeļos - Baltijas vairoga teritorijā. Nogulu minerālais sastāvs baseinā bija samērā pastāvīgs un, domājams, liecina par dēdējumgarozu nozīmes samazināšanos sanesu avota austrumdaļā, kas atšķir Amatas laikposmu no Ķemeru, Burtnieku un Gaujas laikposmiem. Iespējams, ka drupu materiāla sastāva viendabīgumu baseina teritorijā ietekmēja arī salīdzinoši mainīgie straumju virzieni. Karbonātu saturs Amatas svītā ir augstāks nekā Burtnieku un Gaujas svītām, tomēr izplatības laukumā mainās tām līdzīgi. Rietumos karbonātu viscaur ir daudz, un smilšakmeņos tie veido masīvus, plātņveida un lodīšveida cementa agregātus, bet mālainajos iežos dzīslīņas un konkrēcijas. Austrumlatvijā karbonātu saturs ievērojami samazinās, bet tālāk uz austrumiem - Lugas un Oredežas baseinos - pēc V. Kurša datiem (1992) tie pilnīgi izzūd.

Amatas laikposma straumju virziens nebija tik pastāvīgs kā iepriekšējos devona sedimentācijas etapos, kad izteikti dominēja no ziemeļiem plūstošas straumes. Laikposma sākumā dominēja devona baseiniem netradicionālas plūsmas, kuras nāca no dienvidrietumiem un dienvidiem. Vēlāk, laikposma vidū, kad izveidojās pēc biežuma dominējošā Amatas svītas daļa, attīstījās raksturīgās no ziemeļiem plūstošās straumes, taču to virzieniem bija ievērojama izkliede. Laikposma beigās straumes atkal pārsvarā plūda no dienvidrietumiem. Domājams, ka šādu atšķirīgu straumju orientāciju noteica sanesu plūsmas apjoma samazināšanās. Ja agrākajos etapos ar smilšaino materiālu bagātas, ātras straumes plūda no sanesu avota pa paleonogāzi un turpināja savu virzību baseinā, tad Amatas laikposmā apsīka svaiga drupu materiāla pieplūde, un baseinā izveidojās sarežģīta straumju sistēma, ieskaitot garenplūsmas paralēli krastam (Курш, 1992).

Baseinam bija raksturīgas divas faciālās zonas. *Latvijas-Lietuvas ielieces ass daļā un Maskavas sineklīzē* veidojās seklūdens aleirīti un smiltis. Uz ziemeļiem, *tuvojoties galvenajam sanesu avotam*, ūdens bija vēl seklāks, un šeit jau izteikti dominēja smilšainās nogulas. Par iepriekšējos laikposmos atzīmētā dienvidrietumu sanesu avota eksistenci vai iztrūkumu Amatas laikposmā datu ir maz.

Amatas laikposma jūras transgresija skāra plašus Austrumeiropas platformas reģionus. Laikposma gaitā aizvien tālāk uz rietumiem izpletās jūra ar normālu ūdens sāļumu un mālaini karbonātiskām nogulām, kura Gaujas laikposmā atradās tikai pašos platformas austrumos. Platformas austrumdaļā mālaini karbonātiskajās Amatas laikposma nogulās bija augsts organiskās vielas saturs, kas liecina par lielu jūras dziļumu. Atsevišķos momentos organiskās vielas koncentrācija mālaini karbonātiskajās nogulās bija tika augsta, ka pēcsedimentācijas procesos no tām izveidojās degslānekļi. Pēc S. Tihomirova datiem (1995) Amatas laikposma beigās plašā Austrumeiropas platformas teritorijā uzkrājās nogulas ar ļoti izturētu biežumu, bet Voronežas kristāliskā masīva augšdaļā un Tokmovas masīva nogāzēs to sastāvā ietilpa dzelzs savienojumu oolīti.

Amatas svīta, kura būtībā ir plaša klastisko-karbonātiežu pārejas zona, izraisa interesi disertācijas darba ietvaros veicamajiem pētījumiem, jo izceļas ar īpaši augstu karbonātu cementa un konkrēciju saturu. Jau sen Amatas svītā ir pazīstami t.s. "lodīšu smilšakmeņi" - smilšakmeņi ar lodveidīgiem karbonātu cementa agregātiem - kuri plaši atsedzas un ir pieejami pētījumiem vairāku Latvijas upju, it sevišķi Amatas krastos. Karbonātu veidojumiem ir raksturīga daudzveidīga forma un izplatība, kas norāda uz iespējamām to struktūru un minerālā sastāva atšķirībām. Līdz ar to Amatas svīta kopā ar Burtnieku un Gaujas svītām ir izvēlēta karbonātus saturošu

klastisko iežu un to bezkarbonātisko analogu pārejas zonas sedimentoloģiskiem un mineraloģiskiem pētījumiem.

Amatas laikposms Baltijā un kaimiņreģionos noslēdz devona klastiskās sedimentācijas etapu, kurš turpinājās jau no paša devona perioda sākuma, izņemot maksimālo jūras transgresiju Narvas laikposmā, kad izveidojās mālaini karbonātiskas nogulas. **Pļaviņu svītas** nogulumi - galvenokārt dolomīti ar domerītu, kaļķakmeņu, smilšakmeņu, aleirolītu un mālu starpkārtām - aizsāk jaunu klastiski karbonātiskas sedimentācijas posmu, kurš ilga līdz pat Franas laikmeta beigām un pēc zināmām baseina rakstura izmaiņām turpinājās arī Famenas laikmetā. Pļaviņu laikposmā vēl aizvien eksistēja sekls epikontinentāls baseins, taču ievērojami apsīka drupu materiāla un saldūdens pieplūde no Baltijas vairoga.

Baseinā izveidojās savdabīga faciālā zonalitāte, kura atšķīrās no iepriekšējo devona etapu baseinu fācijām (5. att.), un ar zināmām izmaiņām bija izsekojama turpmākajās Franas laikmeta stadijās, domājams, līdz pat Katlešu laikposmam.

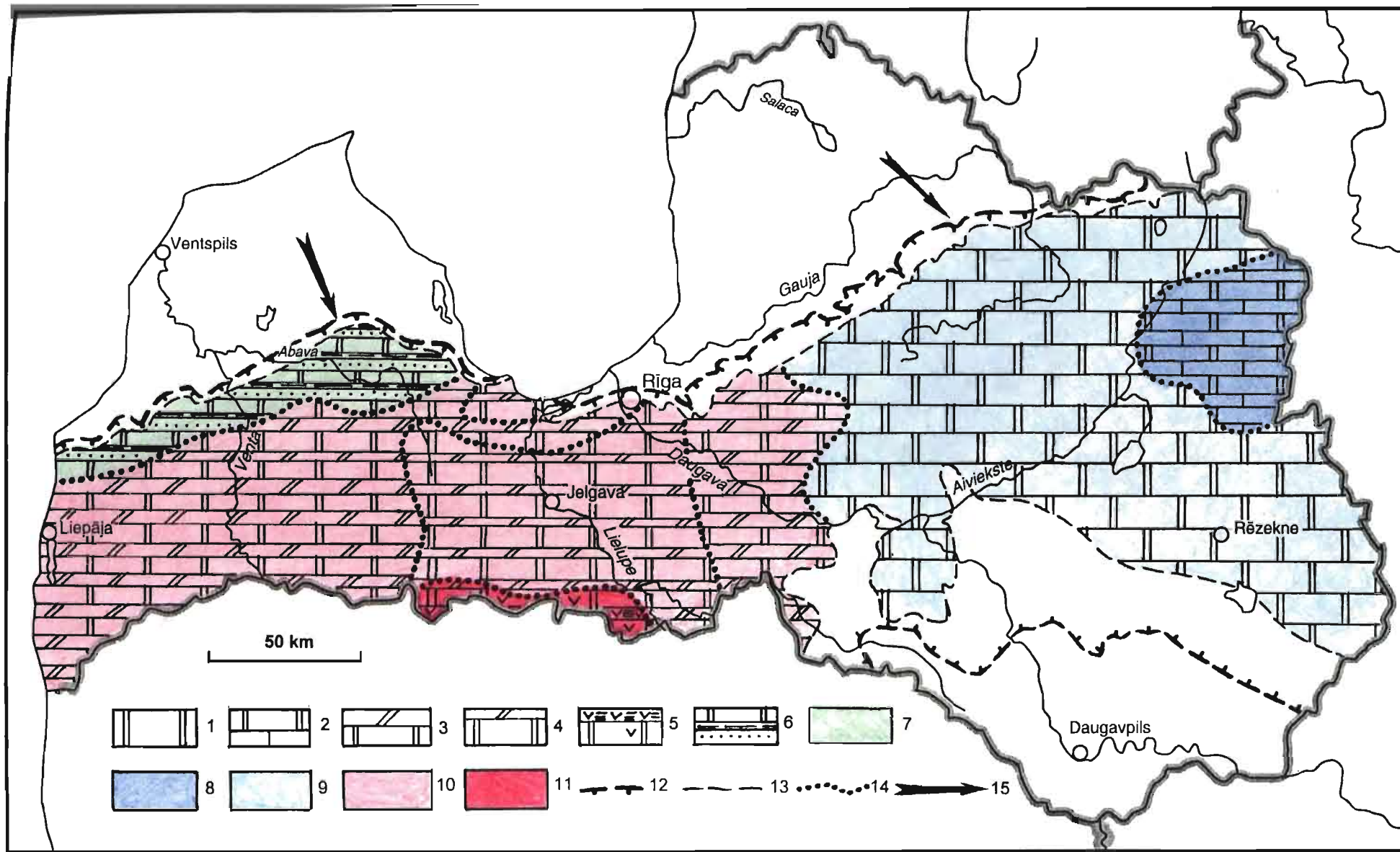
Latvijas galējos austrumos, Veļikajas upes baseinā un kaimiņreģionos veidojās nogulumi, kuri ir tipiski atklātiem baseiniem ar normālam tuvu ūdens sāļumu: kaļķakmeņi ar bagātīgu jūras bezmugurkaulnieku kompleksu - slēdzeņu brahiopodiem, gliemenēm, gliemežiem, galvkājiem, jūras liliņām, stromatoporātiem, tabulātu un rugozu koralljiem. Tas pierāda, ka epikontinentālā ūdenstilpe bija savienota ar atklātu jūru austrumos (Лиениньш, 1963b; Сорокин, 1978, 1981 u.c.).

Jāatzīmē, ka jau 1861. gadā K. Grevinga šajā reģionā pēc augšminētajām nogulumu sastāva īpatnībām ir izdalījis īpašu faciālo zonu - Veļikajas fāciju.

Domājams, ka tālāk uz rietumiem baseins aizvien sašaurinājās un norobežojās no atklātas jūras, tāpēc epizodiski nedaudz paaugstinājās tā ūdens sāļums. Atbilstoši tam mainās nogulumu sastāvs - Austrum- un Centrālajā Latvijā jau dominē dolomīti (Daugavas fācija pēc K. Grevinga). Organismu daudzveidība gan šeit tikai nedaudz atpaliek no kaļķakmeņu fācijas. Īpaši jāatzīmē, ka starp Veļikajas un Daugavas fācijām (Latvijas ziemeļaustrumi, Krievijas pierobežas reģioni un Igaunijas dienvidaustrumi) sastop plašu kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonu: virzienā no austrumiem uz rietumiem kaļķakmeņos pakāpeniski pieaug izkliedētu dolomīta kristālu, to agregātu un dolomīta slāņu saturs, līdz kamēr tie pāriet tīros dolomītiežos (6. att.).

Latvijas rietumos un Lietuvas ziemeļrietumos, acīmredzot, eksistēja sekls līcis vai lagūna, kurā atklātas jūras ietekme jau bija jūtama minimāli - veidojās dolomīti, domerīti un māli ar ģipša lēcām un starpkārtām, un dzīvoja reti, visai specifiski organismi - aļģes, bezslēdzeņu brahiopodi (lingulīdi), konhostraki un zivis (Kurzemes fācija pēc K. Grevinga). Domājams, ka gan nogulumu sastāvs, gan pārsvarā eirihalnās organismu grupas liecina par paaugstinātu ūdens sāļumu šajā baseina daļā.

Pļaviņu svītu pēc iežu sastāva, organismu kompleksa atšķirībām, kā arī griezumam cikliskas uzbūves likumsakarībām iedala 4 pasvītās.



5. att. Pļaviņu svītas litoloģiski faciālā shēma (pēc T. Arharovas un L. Birgeres, 1979, shematizēta). Apzīmējumus skatīt nākamajā lpp.

5. att. apzīmējumi:

Litoloģiski faciālie kompleksi: 1 - dolomīti (80-95 %); 2 - dolomīti (40-75 %) un kaļķakmeņi (20-45 %); 3 - dolomīti (50-75 %) un domerīti (20-35 %); 4 - dolomīti (75-85 %) un domerīti (līdz 15 %); 5 - dolomīti (līdz 65 %) un māli (10-30 %) ar ģipša piejaukumu; 6 - dolomīti (50-60 %), domerīti (līdz 20 %), smilšakmeņi un māli (līdz 30 %). *Dominējošais ūdens sāļums:* 7 - pazemināts; 8 - tuvs normālam jūras sāļumam; 9 - tuvs normālam jūras sāļumam, bet periodiski paaugstināts; 10 - paaugstināts; 11 - ievērojami paaugstināts. 12 - Pļaviņu svītas mūsdienu izplatības laukuma robeža; 13 - robeža laukumam, kur Pļaviņu svīta ir izplatīta pilnā apjomā; 14 - litoloģiski faciālo kompleksu robežas; 15 - dominējošais sanesu plūsmas virziens.

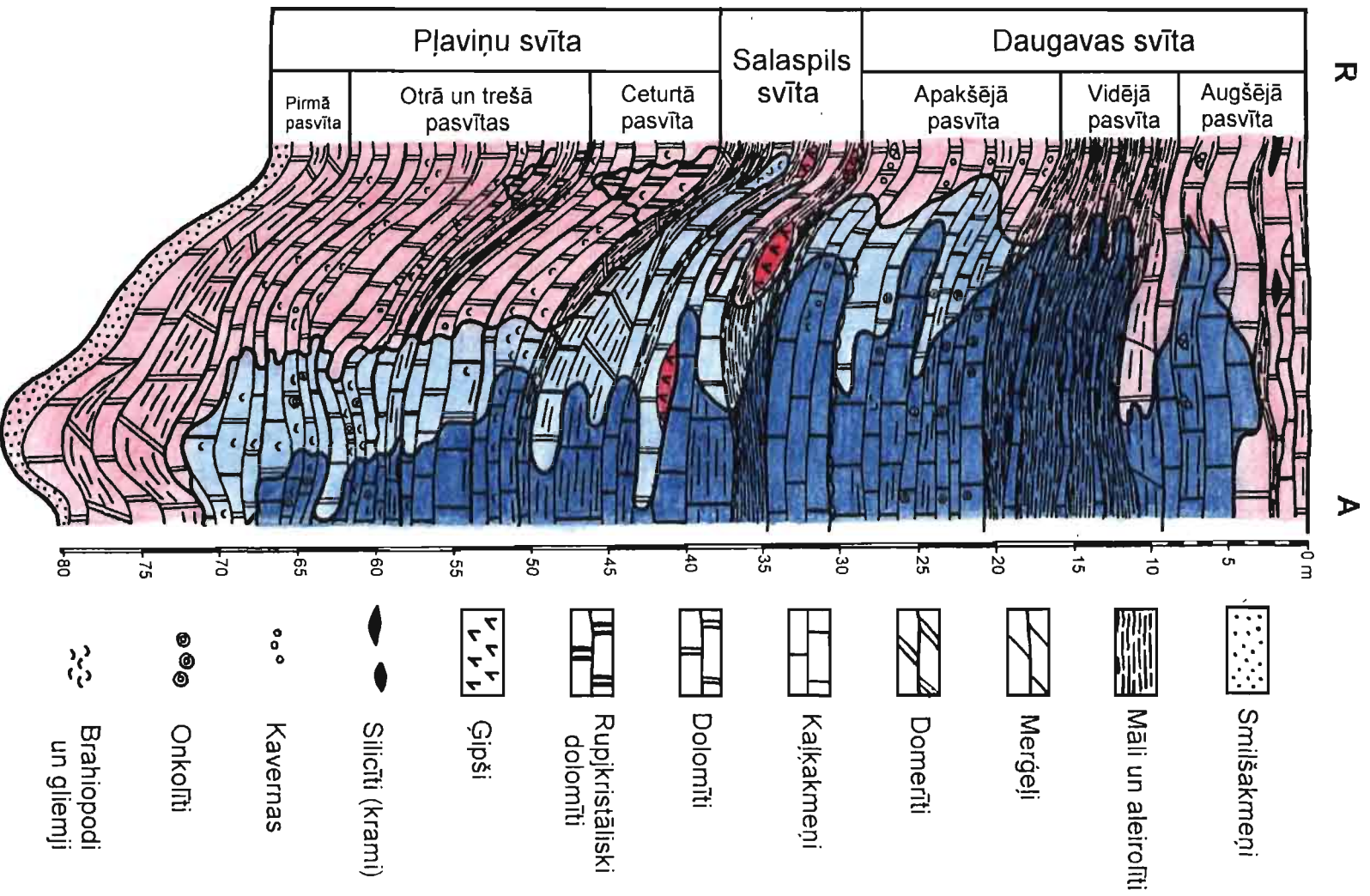
Pirmā pasvīta sastāv no domerītiem, māliem, smilšakmeņiem un dolomītiem; tās veidošanās laikā vēl turpinājās iepriekšējam - Amatas laikposmam - raksturīgā ievērojamā drupu materiāla pieplūde no Baltijas vairoga. Latvijas-Lietuvas ieliecē pirmās pasvītas apakšdaļā parādās pat no 0,2 m līdz 5-6 m biezs smilšakmeņu slānis. Otrās, trešās un ceturtais pasvītu nogulumu veidošanās laikā jūra transgresēja plašāk, un vienlaicīgi samazinājās drupu materiāla pieplūde no Baltijas vairoga, tādēļ izveidojās mālaini karbonātiska slāņkopa: dominē dolomīti, mazāk sastop domerītus un klastiskos iežus. Pēc V. Sorokina datiem (1978, 1981), katru pasvītu var iedalīt arī vairākos zemāka ranga ciklos (minētais autors tos apskata kā ritmus): pirmo - 3, otro - 8, trešo - 6, ceturto - 6.

Cikliskuma aspektu devona baseinu attīstībā ir vērts apskatīt nedaudz sīkāk. Iepriekš tika atzīmēts, ka gandrīz visu klastiskajā devona slāņkopā izdalīto svītu apakšdaļas ir smilšainas un atbilst jūras transgresijām, bet augšdaļās dominē mālaini nogulumi, kas veidojušies regresiju laikā. Tādējādi katra no šīm svītām, kura atbilst līdzīga apjoma hronostratigrāfiskajai vienībai - horizontam - ir viens cikls. Atsevišķos griezumos ir skaidri redzami arī zemāka ranga cikli un pat, iespējams, sezonāli ritmi, taču to korelācija lielākā attālumā ir problemātiska.

Arī Franas stāva vidus- un augšdaļai (Pļaviņu-Amulas svītām) ir cikliska uzbūve, kura kopā ar raksturīgajiem organismu kompleksiem tiek izmantota par pamatu šīs griezuma daļas stratigrāfiskajam iedalījumam (Сорокин, 1978, 1981). Nogulumu veidošanās periodiskais raksturs ir vērojams gan svītu (horizontu), gan pat augstāka ranga griezumu intervālu uzbūvē, gan arī mazāka mēroga ciklos ar biežumu no metra daļām līdz aptuveni 5 m. Pļaviņu svītas nogulumos zemākā ranga ciklu apakšdaļās dominē karbonātieži ar relatīvi daudzveidīgu organismu kompleksu (austrumos kaļķakmeņi, uz rietumiem - dolomīti), tām raksturīgs plašā teritorijā izturēts biežums un sastāvs. Ciklu augšdaļās ir mālainākas, starp karbonātiežiem dominē sīkslāņoti dolomīti, ievērojami nabadzīgāks ir organismu komplekss (pārsvarā eirihaļinās grupas), nogulumu sastāvs faciāli krasi mainās, bet biežums ir atkarīgs no atrašanās uz dažādām paleostruktūrām: ieplakās lielāks, uz vaļņiem mazāks. Tas liecina, ka ciklu apakšdaļas atbilst jūras transgresijām, bet augšdaļas - regresijām. Dažkārt ciklu pamatnē ir drupieži - konglomerāti, brekčijas, gravelīti, kuri sastāv no zemāk iegulošo iežu atlūzām un liecina par izskalojumu transgresijas sākumposmā.

Pļaviņu svītā pirmoreiz parādās Franas stāva vidusdaļai raksturīgie daudzveidīgie dolomītu paveidi, kuri ir apvienoti divās ģenētiskajās grupās. Šīs grupas ir labi zināmas arī augstāk iegulošo Salaspils un Daugavas svītu nogulumos.

Vienā no tām ir apvienoti smalk- un mikrograudaini sedimentogēni diaģenētiski (?) "mirdzoši" dolomīti, kā arī mikro- un kriptograudaini sedimentogēni (?) zemjaini, krītveidīgi un porcelānveidīgi dolomīti. V. Sorokins (1978) precīzi pamato šo dolomītu paveidu agrīno ģenēzi: tajos ir tikai retas eirihaļinū organismu atliekas vai arī organismu atlieku vispār nav; tie veido slāņus ar izturētu ķīmisko sastāvu; tajos nav pazīmju, kas liecinātu par kaļķakmens aizvietošanos ar dolomītu; zemjainajiem un krītveidīgajiem paveidiem raksturīgs ļoti sīks slāņojums un plātņainība. Arī R. Ulste (1963) nonākusi pie secinājumiem par viendabīgāko, smalkkristāliskāko, ar organismu atliekām nabadzīgo slāņveida dolomītu veidošanos sedimentācijas baseina ūdens ietekmē.



6. att. Franca stāva karbonātikās daļas ģeoloģiskais griezumus Gulbenes iepļakā (Трпавитич, 1967, shematizēts).

Nemot vērā mūsdienu pieredzi, bez labi pamatotiem pierādījumiem nebūtu visai precīzi runāt par sedimentogēniem vai primāriem dolomītiem. Pasaules sedimentoloģiskajā literatūrā pirmskvartāra nogulumos nereti ir atzīmēti ļoti agrīni dolomīti, kuru ģenēze ir saistīta tieši ar jūras ūdens iedarbību, kas vienīgi nedaudz modificējis savu sastāvu nogulās. Šādi slāņveida dolomīti angļu valodā tiek saukti par "penecontemporaneous", t.i. - "gandrīz vienlaicīgie". Domājams, ka tie pēc ģenēzes ir līdzīgi minētajai Latvijas devona nogulumos aprakstītajai dolomītu grupai. Tādēļ pēc veidošanās apstākļiem šos dolomītus visprecīzāk būtu saukt par "*agrīni diaģenētiskajiem dolomītiem*", kas izslēdz vārdu "sedimentogēns", bet vienlaikus norāda to saistību ar nogulu poru ūdeņiem - modificētu sedimentācijas baseina ūdeni.

Otrai grupai pieder t.s. kvarcīt-, marmor- un smilšakmeņveida metasomatiskie dolomīti, kuri sastāv no līdzīgu izmēru nepareizi daudzšķautņainiem un romboedriskiem, bieži zonāliem dolomīta kristāliem ar ciešu saaugumu, kā arī nevienmērīgu sadalījumu. Šajā dolomītu paveidā sastop samērā daudzveidīgas organismu atliekas un darbības pazīmes. Leži ir ievērojami poraini un kavernozi, nereti tiem ir reliktas organogēnas un organogēni detritiskas struktūras un citas no primārā kaļķakmens pārmantotas īpatnības. Dolomītus ar reliktu organogēno struktūru sastop tieši virs vai zem sīkslāņoto dolomītu slāņiem, bet to izplatība nav atkarīga no ģipšu sastopamības vai trūkuma. Pamatojoties uz šādām izplatības īpatnībām, V. Sorokins (1978) secinājis, ka organogēnie un organogēni detritiskie kaļķakmeņi dolomitizēti magnija savienojumu migrācijas rezultātā no augstāk vai zemāk iegulošajiem sīkslāņotajiem dolomītiem. Kaļķakmeņu dolomitizācijas intensitāte ir bijusi atkarīga no magnija satura sīkslāņoto dolomītu slāņos, kā arī to migrācijas iespējām, ko vietām kavējuši māla starpslāņi. Savukārt, R. Ulste (1963) atzīmējusi, ka organogēnie kaļķakmeņi jau sedimentogēnē saturējuši paaugstinātu magnija savienojumu saturu, un to pārgrupēšanās izsaukusi dolomitizāciju diaģenēzes stadijā.

Termina "metasomatoze" būtība labi saskan ar šo dolomītu domājamo veidošanās mehānismu, taču vairāk attiecas uz aizvietošanās procesiem metamorfisma procesos. Arī biežāk citētajā ārvalstu literatūrā, kas veltīta dolomitizācijas procesiem (Morrow, 1982a; Machel, Mountjoy, 1986; Hardie, 1987; Tucker, Wright, 1990), tiek lietoti termini "dolomites of replacement origin" vai "replacive dolomites", kam latviešu valodā atbilst termins "aizvietošanās dolomīti", bet nekur tie netiek saukti par metasomatiskajiem dolomītiem. Bez tam ķīmijā ir labi pazīstams tāds vielu mijiedarbības mehānisms kā aizvietošanās reakcijas. Taču abi jēdzieni - gan "aizvietošanās", gan "metasomatoze" - ir pārāk vispārīgi minētās dolomītu grupas apzīmēšanai, jo lielākā daļa dolomītu Zemes ģeoloģiskās attīstības vēsturē un, ļoti iespējams, arī visi Latvijas dolomīti ir veidojušies kalcija karbonāta nogulu vai kaļķakmeņu aizvietošanās rezultātā.

Jautājums ir tikai, kurā nogulu vai iežu izmaiņu stadijā dolomitizācijas process ir norisinājies. Iespējams arī, ka dolomitizācija ir aptvērusi vairākas stadijas. Kā parāda tālāk aprakstītie dolomitizēto kaļķakmeņu pētījumi, bieži vien dolomitizācija ir notikusi jau litificētos iežos visdrīzāk kataģenēzes stadijā, bet nereti pastāv iespēja, ka šis process ir sācies diaģenēzē. Līdz ar tiek piedāvāts saukt šo dolomītu grupu par *diaģenētiski kataģenētiskajiem dolomītiem*.

Abu dolomītu grupu izplatība sakrīt ar baseinu zonalitāti. Dolomīti ar reliktu organogēno struktūru dominē Latvijas centrālajā un austrumu daļā, kas atradās netālu no atklātas jūras, bet sīkslāņoto, ar organismu atliekām nabadzīgo agrīni diaģenētisko dolomītu saturs pieaug virzienā uz Rietumlatviju, kas pierāda to saistību ar paaugstināta sāļuma ūdeni. Bez tam, kā jau minēts, pirmā dolomītu grupa asociē ar dažus metrus biezo ciklu transgresīvajām pamatnēm, bet sīkslāņotie dolomīti dominē to augšdaļās, kas atbilst jūras regresijai.

Pļaviņu laikposma gaitā jūra ar normālu ūdens sāļumu uzvirzījās aizvien plašākiem Austrumeiropas platformas reģioniem, par ko liecina dominējošie nogulumieži - kaļķakmeņi ar daudzveidīgām jūras bezmugurkaulnieku atliekām. Augšējā Pļaviņu pasvīta atbilst pat maksimālajai vēlā devona jūras transgresijai, jo tās sastāvā marīnie karbonātiskie nogulumi ar bagātīgu bezmugurkaulnieku kompleksu ir izsekojami visplašākajos reģionos (Сорокин, 1978, 1981; Тихомиров, 1995). Arī Latvijā Pļaviņu laikposma beigu stadijā šādi nogulumi ir izplatīti vistālāk uz rietumiem. Platformas austrumu daļā (Volgas-Urālu reģionā) Pļaviņu laikposmā veidojās mālaini karbonātiskas nogulas ar organiskās vielas piejaukumu.

Pļaviņu svītas iežu sastāvs un organismu komplekss neapšaubāmi pierāda šīs slāņkopas marīno ģenēzi. Daudz materiālu iegūts par Pļaviņu laikposma faciālo zonalitāti un faktoriem, kas to regulējuši. Tomēr mazāk datu ir gan par šīs svītas, gan

citū Franas stāva griezumā daļu karbonātiežu minerālo sastāvu un minerālu veidošanās secību - jautājumiem, kas ir svarīgi gan nogulu sedimentācijas apstākļu, gan to pēcsedimentācijas izmaiņu precizēšanai. Papildus pētījumi ir īpaši nepieciešami, lai risinātu karbonātiežu dolomitizācijas problēmu, kura rada interesi ne tikai saistībā Baltijas devona nogulumu ģenēzi, bet iegūst plašāku nozīmi sakarā ar pasaulē aktuālajiem un neskaidrajiem jautājumiem par dolomīta veidošanās mehānismu, fizikāli ķīmiskajiem faktoriem u.c.

Ļaviņu svīta ir perspektīva minēto problēmu pētījumiem sakarā ar plašo izplatību Latvijas teritorijā, labi nokonturēto faciālo zonalitāti, kā arī dominējošajiem nogulumu tipiem - tīriem karbonātiežiem. Nogulumu sastāvs ir svarīgs tādā aspektā, ka kaļķakmeņus un dolomītus ar nelielu mālainā materiāla piejaukumu lielākā mērā nekā to mālainos un ģipšainos analogus ir ietekmējusi karbonātu minerālu savstarpēja aizvietošanās, kristalizācija un pārkristalizēšanās. Bez tam tīri karbonātieži ir ideāls materiāls plānslīpējumu izgatavošanai. Lai pētītu dolomīta attiecības ar citiem karbonātu minerāliem, sevišķu interesi izsauc augšminētā kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona, kura ir arī izvēlēta par vienu no disertācijas darba objektiem.

Salaspils svītas nogulumi - domerītu, mālu, dolomītu un ģipšu slāņmija - ir veidojušies seklā jūrā, līčos un lagūnās ievērojamas baseina regresijas laikposmā, kad pazeminājās jūras līmenis un sedimentācijas režīmu aizvien vairāk ietekmēja meridionālās paleostruktūras baseina dibenā - Viļakas, Subates-Kokneses, Baldones u.c. vaļņi. Pozitīvās reljefa formas kavēja ūdensapmaiņu ar atklātu jūru, tādēļ arī daļēji klimata apstākļos ūdens iztvaikošanas rezultātā paaugstinājās tā sāļums, kas noteica specifisko nogulumu sastāvu, tajā skaitā ģipša veidošanos.

Paaugstinātā ūdens sāļuma dēļ Salaspils svītas nogulumos sastop galvenokārt eirihālīnas augu un dzīvnieku grupas: aļģes, bezslēdzeņu brahiopodus (lingulīdus), konhostrakus, ostrakodus un zivis. Ģipšainajās griezumā daļās, protams, organismu nav vispār. Salīdzinājumam jāatceras daudzveidīgais Ļaviņu svītas organismu komplekss, kura attīstību sekmēja baseina brīvais kontakts ar atklātu jūru.

Pateicoties baseina regresijai un daudzu konsedimentācijas struktūru eksistencei, dažādās baseina daļās atšķīrās sedimentācijas režīms, un izveidojās krāsa un intensīvi mainīga faciālā zonalitāte (7. att.), kura atšķīrās no samērā plašajām Ļaviņu svītas faciālām. Tomēr faciālās zonalitātes pamatiezīmes Salaspils laikposmā saglabājās.

Galvenā devona lauka austrumos un dienvidaustrumos - Lovates, Šeloņas un Veļikajas upju baseinos (Krievija) - veidojās mergēļi, kaļķakmeņi un māli. Nogulumos var izsekot retas plānas organogēnu kaļķakmeņu starpkārtnas ar marīnu bezmugurkaulnieku atliekām, kuras liecina par jūras transgresiju no austrumiem (Сорокин, 1978). Latvijas galējos ziemeļaustrumos arī dominē mālaini karbonātiski nogulumi, taču kaļķakmeņus un mergēļus rietumu virzienā pakāpeniski nomaina dolomitizēti kaļķakmeņi, dolomīti un domerīti ar samērā nabadzīgu organismu

kompleksu. Tādējādi arī Salaspils svītā sastop kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonu, kura atrodas aptuveni tajā pašā reģionā kā Pļaviņu svītā.

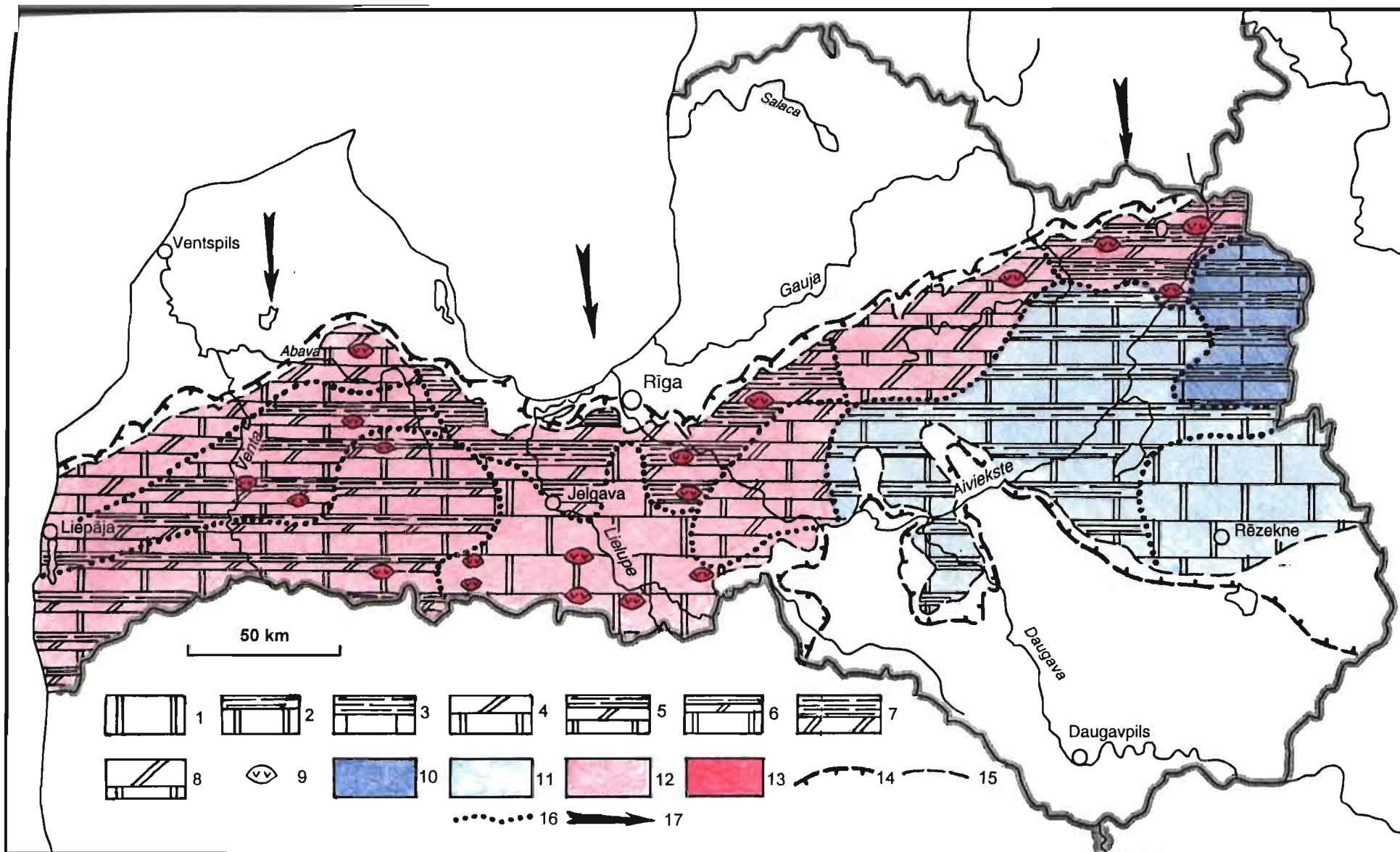
Latvijas sedlienē Salaspils svītā pārsvarā sastop dolomītus, mālainus dolomītus un domerītus. Griezums šeit ir karbonātiskāks nekā Latvijas-Lietuvas ieliecē - sedlienes dienvidaustrumos dolomītu saturs sasniedz pat 90 % (Биргер и др., 1979). Vismālainākie nogulumi, savukārt, veidojās pie Rīgas-Pleskavas kāples, kas atbilst pašreizējai svītas izplatības ziemeļu robežai (sk. 7. att.). Jāatzīmē, ka starp Salaspils svītas dolomītiem visā teritorijā dominē slēpt-, mikro- un smalkkristāliskie agrīni diaģenētiskie paveidi. Salīdzinājumam jāatceras, ka Pļaviņu svītā tie dominē ciklu regresīvajās daļās, un tādējādi vēlreiz uzsver Salaspils svītas regresīvo attīstību. Atsevišķās vietās gar Rīgas-Pleskavas kāpli, kā arī Viļakas vaļņa ziemeļu daļā izveidojās ģipša iegulas. Ģipsis nogulsņējās lokālās depresijās (lagūnās), kuras no atklātāka baseina daļēji norobežoja dažāda mēroga pozitīvas struktūras.

Latvijas-Lietuvas ieliecē veidojās domerīti, dolomīti un māli, vairākās vietās arī ģipša iegulas, bet rietumu daļā (Latvijas dienvidrietumos un Lietuvas ziemeļrietumos) kopā ar ģipsi sastop anhidrītu, kura saturs pieaug dienvidrietumu virzienā. Šķiedru ģipšos sastop vienīgo Latvijas stroncija minerālu celestīnu. Mālainākie griezumī Latvijas-Lietuvas ieliecē, līdzīgi Latvijas sedlienei, atrodas ziemeļu daļā.

Sakarā ar ģipšaino nogulumu ievērojamo šķīdību Salaspils svītas nogulumus ir ievērojami skārušas tādas pēcsedimentācijas izmaiņas kā senais un mūsdienu karsts. Senie (pirmskvartāra) karsta veidojumi - brekčijas un sekundārie kaļķakmeņi - ir sevišķi izplatīti uz pozitīvām paleostruktūrām: Vitebskas-Porhovas, Viļakas, Subates-Kokneses vaļņiem u.c. Sekundārie kaļķakmeņi ir veidojušies dedolomitizācijas (dolomīta aizvietošanās ar kalcītu) rezultātā (Сорокин, 1967).

Sedimentācijas apstākļi stipri mainījās ne tikai baseina teritorijā, bet arī Salaspils svītas nogulumu veidošanās laikā, tādēļ šīs svītas griezumam ir neviendabīga uzbūve. Iespējams, ka mainīgos sedimentācijas apstākļus regulēja tektonisko kustību attīstība, kura arī noteica baseina regresiju. Vairākos darbos (Лиепиньш, 1963a; Биргер и др., 1979) minēts, ka svīta sastāv no 3 ridām, kuras var izsekot visā Latvijas teritorijā: apakšējā un augšējā ridas sastāv no karbonātiskiem māliem un domerītiem ar mālainu dolomītu starpslāņiem, bet vidējā rida - no ģipšiem un dolomītiem vai dolomītiem.

Svītas ģipšainajos griezumos Rīgas apkārtnē ir izdalīti 52 ģipšu, ģipšdolomītu, domerītu, dolomītu un mālu slāņi, kuri izsekojami vairāku kilometru un pat desmitu kilometru attālumā. V. Sorokins (1978, 1981) atzīmējis, ka Salaspils svīta sastāv no 4 cikliem (pēc autora datiem - ritmiem), kuri korelējami gan Latvijā, gan kaimiņreģionos. Lai gan Salaspils svītas nogulumi ir mālaināki un ģipšaināki nekā Pļaviņu svītas slāņkopa, ciklu uzbūve ir līdzīga - to apakšdaļas atbilst plašākai jūras attīstībai, bet augšdaļas veidojušās regresiju laikposmos.



7. att. Salaspils svītas litoloģiski faciālā shēma (pēc T. Arharovas un L. Birgeres, 1979, shematizēta). Apzīmējumus skatīt nākamajā lpp.

7. att. apzīmējumi:

Litoloģiski faciālie kompleksi: 1 - dolomīti (līdz 90 %); 2 - dolomīti (40-75 %) un māli (līdz 40 %); 3 - kaļķakmeņi (līdz 40 %), māli un domerīti (līdz 60 %); 4 - domerīti (līdz 50 %) un dolomīti (līdz 30 %); 5 - dolomīti (līdz 30 %), domerīti (līdz 30 %) un māli (līdz 30 %); 6 - dolomīti (līdz 60 %), māli (līdz 20 %) un domerīti (līdz 20 %); 7 - māli (līdz 60 %) un domerīti (līdz 40 %); 8 - domerīti (līdz 70 %) un dolomīti (līdz 25 %); 9 - ģipšu iegulas. *Dominējošais ūdens sāļums:* 10 - tuvs normālam jūras sāļumam; 11 - tuvs normālam jūras sāļumam, bet periodiski paaugstināts; 12 - paaugstināts; 13 - ievērojami paaugstināts. 14 - Salaspils svītas mūsdienu izplatības laukuma robeža; 15 - robeža laukumam, kur Salaspils svīta ir izplatīta pilnā apjomā; 16 - litoloģiski faciālo kompleksu robežas; 17 - dominējošais sanesu plūsmas virziens.

Pamatojoties uz ķīmiskās analīzes datiem, V. Sorokins (1978) secinājis, ka jau Gulbenes ieplakas rietumos ritmu regresīvajās daļās ir *paaugstināts magnija saturs* (papildus dolomīta sastāvā ietilpstošajam magnijam), kas atbilst magnēzīta piejaukumam, bet Rietumlatvijā (Remtes un Zālenieku urbumos) agrīni diaġenētiskajos dolomītos atzīmēts magnēzīta piejaukums pat līdz 25-32 %. Atsaucoties uz S. Koreņevska mutisku ziņojumu, atzīmēts, ka Salaspils svītas kārtainajos ģipšos sastop arī bišofītu. Paaugstinātais magnija sastāvs galvenokārt ir konstatēts tādos nogulumos, kuri veidojušies paaugstināta sāļuma ūdenī un bieži asociē ar evaporītiem. Pamatojoties uz ķīmisko analīzi, līdzīgi dati par magnēzīta saturu 20-30 % (un pat vairāk) Salaspils svītas karbonātiskos aleirolītos un mālos, kā arī Pļaviņu svītas mālaini karbonātiskajos nogulumos, ir minēti arī atskaitē par ģeoloģisko kartēšanu Kurzemes ziemeļos (Talsi, Kolka) mērogā 1:50 000 (Трацевский, Архарова, Кунда и др., 1993).

Domājams, ka jautājums par paaugstināto magnija saturu tomēr prasa papildus pētījumus, jo šis elements ietilpst arī vairāku māla minerālu sastāvā, it sevišķi hlorīta kristālrežģī, un labi zināma ir hlorīta asociācija ar evaporītu nogulumiem. Ķīmiskās analīzes gaitā ir iespējama daļēja māla minerālu šķīšana kopā ar karbonātiem (īpaši šķīst hlorīts), kas var būt par iemeslu kļūdainai paaugstinātā magnija satura interpretācijai.

Latvijas devona nogulumos hlorīts ir atzīmēts tieši tajās māla slāņkopās, kuras asociē ar ģipšainiem nogulumiem, piemēram, pēc rentgendifraktometriskās analīzes datiem, līdz 9 % hlorīta ir Salaspils svītas nogulumu mālainajā frakcijā Jūdažu apkārtnē (Stinkulis, 1993). Par to, vai attiecīgais māla minerāls ir dzelzs vai magnija hlorīts, pagaidām nav datu. Bez tam ar rentgendifraktometriskās metodes palīdzību tika pārbaudīti trešās Pļaviņu pasvītas dolomīti Daugavas krastā Pļaviņu apkārtnē, kuros tāpat kā Salaspils svītā, pēc ķīmisko analīžu datiem ir atzīmēts paaugstināts $MgCO_3$ saturs - līdz 3-7 % virs dolomītā ietilpstošās koncentrācijas (Сорокин, 1978). Magnēzīts šeit netika konstatēts. Šim minerālam raksturīgais d_{104} atstarojums nav redzams arī rentgendifraktogrammās, kas veiktas Salaspils svītas ģipšainajiem un mālainajiem dolomītiem no Sauriešu atradnes. Iespējams, ka paaugstināto magnija saturu ir izsaukuši gan māla minerāli, gan citi savienojumi. Pastāv varbūtība, ka bijušas arī kādas cita rakstura kļūdas ķīmiskajā analīzē - magnija satura noteikšanā.

Salaspils svītas kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona Latvijas ziemeļaustrumos un kaimiņreģionos ir mālaināka pēc sastāva nekā līdzīgās pārejas slāņkopas Pļaviņu un Daugavas svītās (sk. 6. att.), kas apgrūtina karbonātu minerālu attiecību pētījumus. Taču kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas šo triju stratigrāfisko vienību ietvaros ir analogas pēc izplatības un ģenēzes, tādēļ apskatītas kopā kā viens disertācijas darba objekts.

Salaspils laikposmā ne tikai Baltijas teritorijā, bet arī visā Austrumeiropas platformā notika jūras regresija, kā rezultātā sašaurinājās normāla ūdens sāļuma jūras nogulumu - organogēnu kaļķakmeņu - izplatības laukums. Maskavas sineklīzē gan vēl aizvien šādi nogulumi dominēja (Тихомиров, 1995). Globālajā jūras līmeņa līknē Salaspils laikposms neizdalās kā regresijas etaps (Johnson, Klapper, Sandberg, 1985; Alekseev, Kononova, Nikishin, 1996).

Daugavas svītas nogulumi - pārsvarā dolomīti, kuri mijas ar domerītiem, māliem, kaļķakmeņiem un ģipšiem - ir veidojušies jaunas plašas jūras transgresijas laikā. Sakarā ar jūras padziļināšanos transgresijas rezultātā, kļuva mazāk jūtama meridionālo paleovaļņu ietekme, un notika brīvāka ūdensapmaiņa ar Maskavas sineklīzes atklāto jūru. Iespējams, ka samazinājās arī vaļņu konsedimentācijas tektoniskās pacelšanās aktivitāte. Tādēļ Daugavas svītai raksturīga mazāka faciālā mainība nekā Salaspils svītai un gan pēc sastāva, gan faciālās zonalitātes tā līdzinās Pļaviņu svītai (sk. 5. att.).

Daugavas laikposmā baseins uzvirzījās no Maskavas sineklīzes. Tādēļ gluži kā Pļaviņu svītā, arī Daugavas svītā Latvijas galējos ziemeļaustrumos dominē hemogēni un organogēni kaļķakmeņi, pie tam tos sastop vistālāk uz rietumiem, salīdzinot ar citām svītām Franā stāva karbonātiskajā daļā (sk. 6. att.). Sevišķi šajā ziņā izceļas apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļa, kurā kaļķakmeņu fācija aizņem gandrīz visu Gulbenes ieplakas austrumdaļu (Гравитис, 1967). Rietumu virzienā kaļķakmeņos pakāpeniski pieaug dolomitizācijas pakāpe - parādās izkļiedēti zonāli dolomīta kristāli, to agregāti un slāņi. Daugavas svītas kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona gan pēc nogulumu rakstura, gan teritoriālās izplatības ir analoga līdzīgām zonām Franā stāva karbonātiskās daļas pamatnē.

Centrālajā un Austrumlatvijā Daugavas svītā ietilpst galvenokārt diaģenētiski kataģenētiskie dolomīti ar domerītu starpkārtām, bet Rietumlatvijā Daugavas svītai raksturīga agrīni diaģenētisko dolomītu, domerītu un mālu slāņmija. Uz rietumiem no Baldones vaļņa vietām izveidojās norobežoti baseini, kuros karstajā un sausajā klimatā iztvaikošanas rezultātā ūdens periodiski kļuva piesātināts attiecībā pret ģipsi, kas izgulsnējās kopā ar mālaini karbonātisko materiālu. Tādēļ šajā teritorijā nogulumos samērā plaši sastop ģipšdolomīta un ģipša lēcas un starpslāņus ar biežumu līdz pat 2,6 m (Биргеп и др., 1979). Ģipšu nekur nav svītas izplatības laukuma ziemeļu daļā sakarā ar saldūdens pieplūdi no sanesu avota, kura tomēr bija necīga, un būtiski neietekmēja paaugstināto baseina ūdens sāļumu.

Daugavas svītas nogulumos sastop tādus savdabīgus veidojumus kā autigēnie silicīti. Apakšējā Daugavas pasvītā konstatēti seši dolomīta slāņi, kuri bagātināti ar silicītu konkrēcijām, vidējā pasvītā šāds slānis ir viens, bet augšējā pasvītā - četri. Silicītu slāņi ar biežumu 2-32 cm ir konstatēti tikai Latvijas ziemeļaustrumos (Гравитис, 1963; Лиепиньш, 1963b). Plaši sastop pārkratomas organismu atliekas (korāļus, gliemežus, brahiopodus, stromatoporātus), kā arī mikroskopiskus kvarca, kvarcīna un halcedona agregātus - dzīslīņas, žeodes un sekrēcijas (Сорокин, 1963). Jautājumā par SiO₂ avotu

minēto pētnieku domas dalās: jūras ūdens varēja bagātināties ar šo komponentu no sanesu avota dēdēšanas produktiem, hidrotermālo procesu rezultātā, vai arī uz tā rēķina, ka baseina regresijas gaitā saglabājās tikai sākotnēji dzijākie, ar SiO₂ bagātākie ūdens "slāņi".

Pēc iežu sastāva un organismu atliekām svītu iedala 3 pasvītās: apakšējā sastāv no dolomītiem ar domerītu starpslāņiem, vidējā ir mālaināka, un tajā mijas domerīti, māli un dolomīti, bet augšējā pasvītā dominē dolomīti. Slāņkopu var iedalīt arī sīkāk, un pēc V. Sorokina pētījumiem (1978, 1981), apakšējā pasvītā var izdalīt 7, vidējā - 3, bet augšējā - 6 ciklus. Zemākā ranga ciklu uzbūve ir līdzīga jau aprakstītajiem Pļaviņu svītas cikliem. Jāatzīmē, ka gan visām Daugavas pasvītām, gan zemākā ranga cikliem ir lielāks biežums paleoieplakās, bet mazāks - uz vaļņiem un lokālajām struktūrām. It sevišķi tas jūtams pasvītu un ciklu regresīvajās augšdaļās, jo uz pozitīvām paleostruktūrām jūras regresiju posmos sevišķi bieži notika sedimentācijas pārtraukumi un nogulumu izskalošana.

Latvijas austrumu un centrālajā daļā baseinam bija diezgan brīva ūdensapmaiņa ar Maskavas sineklīzes jūru, tādēļ Daugavas svītai šajā teritorijā ir raksturīgs bagātīgs organismu komplekss: slēdžu brahiopodi, gliemeži, gliemenes, galvkāji, stromatoporāti, sūkļi, tabulāti, četrstarkoralli, aļģes, umbellas u.c. Ļoti bagātīgi organismu sakopojumi - Saulkalnes sēklis - izveidojās uz Baldones vaļņa, kur atrodami gliemežu *Platyschisma*, *Naticopsis*, galvkāju un pie substrāta piestipriņošos stromatoporātu pārkmeņojumi, bet sēkļa perifērijā sastop brahiopodu, gliemežu un sfērisku, brīvi ripojošu stromatoporātu atliekas. Rietumlatvijā ūdenim bieži bija paaugstināts sāļums, un jūras iemītnieku eksistence bija stipri apgrūtināta. Tādēļ šeit saglabājās tikai eirihālīnie (spējīgi dzīvot dažāda sāļuma ūdenī) organismi - gliemenes, linguļdi, zivis, aļģes u.c. Arī to īpatņu skaits bija neliels.

Daugavas laikposma sedimentācijas apstākļi bija līdzīgi Pļaviņu laikposma apstākļiem ne tikai Baltijā, bet arī visā Austrumeiropas platformā. Sakarā ar jūras transgresiju, plašā teritorijā veidojās organogēnas karbonātiskas nogulas, bet Volgas-Urālu reģionā uzkrājās mālaini karbonātisks materiāls ar organiskās vielas piejaukumu. Volgas-Urālu reģionā šādas nogulas dominēja jau kopš Amatas laikposma. Jāatzīmē, ka Daugavas laikposma vidusdaļas jūras regresija, kas izpaudās Baltijā, pēc S. Tihomirova datiem (1995) bija jūtama visā Austrumeiropas platformā - baseins kļuva šaurāks, un veidojās mālainākas nogulas ar nabadzīgāku organismu kompleksu.

Kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona Daugavas svītas nogulumos izsauc lielu interesi šī darba ietvaros, jo līdzīgi analogai slāņkopai Pļaviņu svītā, sastāv galvenokārt no tīriem karbonātiem un izceļas ar lielu nogulumu sastāva, struktūru un tekstūru daudzveidību. Bez tam, atšķirībā no senākām Franas stāva kaļķakmeņu-dolomītu pārejas slāņkopām, tā Latvijas teritorijā ir sastopama arī dažos atsegumos Alūksnes rajonā (Karva, Vuķi) un Balvu rajonā (Olutova). Tā tika izvēlēta par vienu no disertācijas objektiem kopā ar līdzīgas ģenēzes un izplatības jaukta sastāva kaļķakmeņu-dolomītu slāņkopām Pļaviņu un Salaspils svītu nogulumos.

Nepieciešamību apskatīt kopā Pļaviņu, Salaspils un Daugavas svītu pārejas zonas nosaka arī darbā izmantotā faktiskā materiāla specifika - pētījumi lielā mērā pamatojās uz atsevišķiem paraugiem no šī gadsimta 30.-jos gados ievāktajām kolekcijām, kuriem ne vienmēr ir zināma piederība konkrētai stratigrāfiskajai vienībai.

Katlešu svītas nogulumi - galvenokārt zilganpelēki, sarkani un raibi māli un domerīti ar aleirolītu, smilšakmeņu un dolomītu starpslāņiem - ir veidojušies jūras regresijas laikposmā. Daugavas laikposmam sekoja sedimentācijas pārtraukums un senāku nogulumu izskalošana, tādēļ Latvijas austrumu, centrālajā un ziemeļaustrumu daļā Katlešu svītas pamatnē sastop konglomerātu vai brekčiju. Vienīgi Latvijas dienvidrietumos pāreja starp Daugavas un Katlešu svītām ir

pakāpeniska. Katlešu laikposma baseins pārmantoja faciālās zonalitātes galvenās iezīmes no Pļaviņu-Daugavas sedimentācijas areāliem, bet tās atšķīrās no nākamā - Ogres laikposma. Sakarā ar baseina regresiju, fācijas ir visai mainīgas, tomēr intensīvā šo nogulumu denudācija Ogres laikposma sākumā neļauj tās pētīt visās detaļās.

Pēc V. Sorokina datiem (1981), Katlešu svītas apakšdaļa sastāv no 3 cikliem, kuru laikā lielākajā baseina daļā veidojās mālaini karbonātiskas nogulas, ko periodiski nomainīja aleirīti, smiltis un karbonātisks materiāls. Gar nogulumu pašreizējās izplatības laukuma ziemeļu malu (teritorijā, kas no dienvidiem piekļaujas Rīgas-Pleskavas un Matkules kāplēm), dominēja smiltis un māli, turpretī Latvijas dienvidrietumos un Lietuvas ziemeļos mālaini karbonātiskie nogulumi vietām ir ģipšaini.

Svītas augšdaļa ir saglabājusies no denudācijas tikai nelielu "salu" veidā gar Rīgas-Pleskavas kāples dienvidu malu. Tā sastāv no ķieģeļsarkaniem, ķiršsarkaniem vai raibiem māliem ar mālainu aleirolītu un domerītu starpkārtām. Sīkāk pētīti šie māli ir Kupravas māla karjerā, kur Katlešu svītas mālainā daļa veido praktiski visu svītas griezumam ar biezumu 40-56 m. Biezā mālainā slāņkopa pēc sastāva atgādina Gaujas horizonta Lodes svītu, taču atšķiras no tās ar laukumā izturēto sastāvu - slāņkopas apakš- un augšdaļu veido māli, bet vidusdaļā ir izsekojams smilšu slānis, kura biezums nedaudz mainās sakarā sedimentogēniem noslīdeņu procesiem tā veidošanās laikā.

Sakarā ar mainīgo baseina sāļumu organismu atlieku Katlešu svītas nogulumos ir maz - sastop tikai zivis, konhostrakus, linguīdus, ostrakodus, kā arī devona nogulumos kopumā maz raksturīgās kramainās sūkļu spīkulas. Normālam tuva ūdens sāļuma liecinieki - slēdzeņu brahiopodi - konstatēti tikai Galvenā devona lauka austrumu daļā.

Katlešu laikposmā un vēlākajos devona etapos, ieskaitot Famenas laikmetu, Maskavas sineklīzē un uz dienvidaustrumiem no tās eksistēja jūra ar normālam tuvu ūdens sāļumu, kur veidojās karbonātiskas un mālaini karbonātiskas nogulas ar samērā daudzveidīgām organismu atliekām (Тихомиров, 1995). Pārējās Austrumeiropas platformas daļās sedimentācijas apstākļi dažādos etapos atšķīrās, un sīkāk šajā nodaļā netiks apskatīti.

Sakarā ar neskaidro faciālo zonalitāti un ne visai spilgti izteiktajām klastisko-karbonātiežu un kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonām Katlešu svīta šī darba ietvaros netika pētīta.

Ogres svīta izceļas Franās stāva karbonātiskajā daļā ar savu smilšainību un sastāv no smilšakmeņiem, aleirolītiem, domerītiem, smilšainiem dolomītiem, māliem un ģipšiem. Ogres svīta atbilst jaunai jūras transgresijai: tā pārsedz Katlešu svītas nogulumus ar stratigrāfisku un vietām, galvenokārt uz paleovalņiem, leņķisku diskordanci. Dažos laukumos Latvijas ziemeļrietumu un ziemeļaustrumu daļā tā tieši uzguļ Daugavas svītas nogulumus.

Pēc V. Sorokina pētījumu rezultātiem (1978, 1981), Ogres laikposma sākumu iezīmē krasi litoloģiski faciālās un paleoģeogrāfiskās zonalitātes pārkārtošanās, ko izsauca vēlajā devonā ievērojamākās tektoniskā struktūrplāna izmaiņas visā Austrumeiropas platformas ziemeļrietumu daļā. Pretēji Daugavas-Katlešu, un iespējams, arī Amatas laikposmam, kad baseins transgresēja no austrumiem, Ogres

laikposma jūra, domājams, uzvirzījās no dienvidrietumiem. Tā, acīmredzot, bija savienota ar Maskavas sineklīzes baseinu, taču periodiski, pateicoties pacēlumiem Subates-Kokneses un, it sevišķi, Viļakas vaļņa apkārtnē, atdalījās no tā. Ogres laikposmā eksistēja sekla jūra ar intensīvu klastiskā materiāla pieplūdi no galvenā sanesu avota ziemeļos.

Ogres svītai, līdzīgi Pļaviņu-Katlešu svītām, ir raksturīga cikliska uzbūve: ciklu apakšdaļās iegūj teritoriāli izturēti smilšakmeņu slāņi, kuri Latvijas dienvidrietumos un Lietuvā, kā arī Lovates upes baseinā (Krievija) pāriet smilšainos dolomītos, bet augšdaļas veido intensīvi faciāli mainīga mālu, aleirolītu, domerītu, mālainu un smilšainu dolomītu, ģipšdolomītu un ģipšainu mālu slāņmija. V. Sorokins atzīmējis, ka ciklu apakšdaļas atbilst jūras transgresijām, bet augšdaļas - regresijām, tādēļ pēdējās ir faciāli mainīgākas. Ogres svītas nogulumi ir ģipšaini tikai Latvijas dienvidrietumos, bez tam arī karbonātiskums vairākos griezuma intervālos pieaug šajā virzienā. Šīs slāņkopas faciālās zonalitātes pētījumus apgrūtina tās nevienmērīgā izplatība Centrālajā un Austrumlatvijā. Jūras ūdens sāļums Ogres laikposmā bija mainīgs - pazemināts klastisko nogulu veidošanās laikā, bet paaugstināts karbonātiski ģipšainā materiāla uzkrāšanās epizodēs.

Ogres upes baseinā un Austrumlatvijā Ogres laikposma vidusdaļā kopā ar citām nogulām veidojās sīpslāņoti smilšakmeņi ar bagātīgu kalcīta un dolomīta cementu, kuri bieži pāriet dolomīt-smilšakmeņos. Šajos iezos, kuri pazīstami kā Rembates dolomīt-smilšakmeņi (izmantoti apdares materiāliem un būvakmeņiem), mijas no viena milimetra līdz dažiem centimetriem biezas iesarkani violetas, ar dolomītu bagātākas kārtiņas, un zaļganpelēkas, smilšainas kārtiņas (Mellis O., Mellis I., 1943). Neparasti ir tas, ka Rembates dolomīt-smilšakmeņos pēc O. un I. Meļļu datiem var novērot aptuveni 4 % tāda minerāla kā glaukonīts, kas ir zināms kā tipisks marīnu apstākļu indikators. Pārējās Latvijas devona griezuma daļās glaukonītu sastop minimāli, tāpēc būtu nozīmīgi veikt šī minerāla izplatības un ģenēzes papildus pētījumus Ogres svītā, izmantojot rentgendifraktometrisko analīzi un citas mūsdienīgas metodes. Taču tāda veida pētījumi nebija šī darba uzdevums.

Jautājumā par Ogres laikposma vietu devona baseinu attīstībā plašākos reģionos dažādu autoru dati nesakrīt. Maskavas sineklīzei konstruētajā jūras līmeņa līknē Ogres svītas sākumposmam atbilst krasi jūras regresija, bet vidusdaļai un augšdaļai (kā arī nākamās - Stipinu svītas - apakšdaļai) - ievērojamākā transgresija visā devona periodā (Aleksēv, Kononova, Nikishin, 1996). Arī globālajā jūras līmeņa līknē (Johnson, Klapper, Sandberg, 1985) tieši šajā etapā ir atzīmēta maksimālā devona jūras transgresija. Savukārt, V. Sorokina pētījumi Galvenajā devona laukā (1978, 1981) liecina par ievērojamu struktūrplāna pārkārtošanos un transgresiju jau Ogres laikposma pašā sākumā, un maksimālo devona jūras transgresiju Pļaviņu laikposma beigu daļā. Līdzīgi uzskati ir pausti arī S. Tihomirova darbā (1995) par visu Austrumeiropas platformu.

Ogres svītai atbilst interesantas ar karbonātiem cementēto smilšakmeņu un to bezkarbonātisko analogu pārejas zonas, kuras, iespējams, atšķiras pēc sastāva un uzbūves no senākajos nogulumos sastopamajām pārejas slāņkopām. Ogres svītas klastisko-karbonātiežu pārejas zonām būtu vērtami īpaši sedimentoloģiski un mineraloģiski pētījumi, taču sakarā ar iespējamo papildus paraugu ievākšanas un apstrādes darbu lielo apjomu tās netika izvēlētas par disertācijas objektu.

Transgresīva baseina attīstība bija raksturīga **Stipinu svītas** nogulumu veidošanās laikposmam. Šīs svītas sastāvā dominē karbonātiski jūras nogulumi - dolomīti un domerīti ar smilšakmeņu, aleirolītu, mālu un ģipšu starpkārtām. Tie izplatīti galvenokārt Rietumlatvijā, bet Latvijas austrumos pēc denudācijas ir saglabājušies tikai kā atsevišķi relikti, pārsvarā Gulbenes ieplakā.

Stipinu svītas nogulumi veidojās jūrā, kura transgresēja no dienvidiem un dienvidrietumiem - Polijas-Vācijas baseina. Jūras centrālajā daļā minimāli pieplūda klastiskais materiāls, un sāļums bija tuvs normālam, tādēļ veidojās karbonātiskas nogulas, un dzīvoja daudzveidīgi organismi. Latvijas teritorijā vistuvāk atklātai jūrai atradās Kurzemes dienvidu, it sevišķi dienvidaustrumu daļa, šeit dominē dolomīti ar samērā bagātīgu organismu kompleksu, griezumi ir vispilnīgākie un ar maksimālo biezumu - 18 m. Krasta virzienā (uz ziemeļiem) pieaug gan smilšainā, gan mālainā materiāla saturs - griezumu veido dolomīti, domerīti, māli, smilšakmeņi un aleirolīti. Īpaši augsts klastiskā materiāla saturs ir uz dažādiem paleopacēlumiem, kur bija jūtama viļņu un straumju darbība.

Uz dienvidiem no Ļīnijas Kabile-Saldus-Zebrene, kā arī uz ziemeļiem no Ļīnijas Liepāja-Krote-Kuldīga sastop ģipša starpkārtnas un lēcas (Биргер и др., 1979). Kā to atzīmējis V. Sorokins (1981), Stipinu jūras transgresija attīstījās pulsāciju veidā un, domājams, savu maksimumu sasniedza Bauskas laikposmā, kad marīnas karbonātiskas nogulas ar organismu atliekām veidojās visā Latvijas teritorijā līdz pat Veļikajas upes baseinam. Pēc tam gan denudācijas rezultātā Centrālajā un Austrumlatvijā šie nogulumi tika lielā mērā izskaloti, un līdz mūsdienām ir saglabājušies tikai atsevišķu "salu" veidā.

Stipinu svītā, it sevišķi tās augšdaļā, Lietuvas un Dienvidlatvijas karbonātiskajos jūras nogulumos ir samērā daudzveidīgas bezmugurkaulnieku atliekas - slēdzeņu brahiopodi, gliemeži u.c. Mālaini un smilšaini karbonātiskajos nogulumos, kuri veidojās tuvāk krastam, organismu komplekss ir nabadzīgāks, un to pārstāv tikai pret sāļuma izmaiņām izturīgākie (eirihālīnie) organismi - ostrakodi, lingulīdi un zivis.

Stipinu svītas augšdaļā (Bauskas ridā), kas atbilst baseina maksimālajai transgresijai, dominē dolomīti, un tā pēc sastāva ir līdzīga Pļaviņu un Daugavas svītām, kuras arī ir plašu jūras transgresiju slāņkopas. Taču, atšķirībā no abām šīm stratigrāfiskajām vienībām, Stipinu svītā kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona ir izplatīta tikai vietām Lietuvas teritorijā, un lielākoties to pārsedz jaunāki devona nogulumi, tādēļ šajā darbā minētais griezuma intervāls netika detalizēti pētīts.

Amulas svītas smilšakmeņi, aleirolīti, māli, dolomīti un domerīti ar ģipša lēcām un starpkārtām ir veidojušies Franas laikmeta jūras regresijas laikā, un tos sastop tikai Latvijas dienvidrietumu daļā. Izplatības laukuma ziemeļdaļā Amulas svīta pārsedz Stipinu svītu ar izskalojumu, bet uz dienvidiem pāreja starp abām svītām ir pakāpeniska.

Amulas svītas nogulumi ir veidojušies seklā jūrā un lagūnās (Лиепиньш, 1963b). Sedimentācijas apstākļi bieži mainījās, un bija atšķirīgi dažādās baseina daļās. Izplatības laukuma ziemeļos un ziemeļrietumos kopā ar dominējošajiem dolomītiem un domerītiem veidojās arī smilšaini mālainas nogulas. Uz pacēlumiem aktīvā viļņu un straumju darbība gandrīz neļāva nogulsnēties mālainajam materiālam, tāpēc uzkrājās smilšaini karbonātiskas nogulas, bet ieplakās veidojās domerīti un māli. Visvairāk smilšaino nogulu bija uz Degoles lokālā pacēluma un Saldus vaļņa. Gar izplatības laukuma ziemeļu daļu, domājams, sakarā ar saldūdens pieplūdi no netālu esošā krasta, nogulumos nav ģipša. Nelielā iecirknī uz ziemeļiem no

Dienvīdskandavas lokālā pacēluma (pie Vārmes un Zemītes) uzkrājās galvenokārt māli, mazāk veidojās karbonātiskas nogulas. Uz dienvidiem un dienvidrietumiem pieaug svītas karbonātiskums - tā sastāv no dolomītiem, domerītiem un māliem - kas norāda uz atklātas jūras eksistenci šajā virzienā no Baltijas. Nogulumi ir ģipšaini, it sevišķi teritorijas dienvidaušumos (gar Baldones kāpli), kā arī dienvidrietumos (uz dienvidiem no Liepājas-Saldus kāples).

Domājams, ka sanesu avots Amulas laikposmā atradās ziemeļos, par ko liecina smilšainības palielināšanās šajā virzienā un bezģipšaini griezumī gar svītas izplatības laukuma ziemeļu robežu. Amulas laikposma baseina dziļums bija neliels, uz ko norāda ģipša ieslēgumi un starpkārtas, kā arī žūšanas plaisas mālos un mālajos aleirolītos. Sakarā ar mainīgo baseina sāļumu, Amulas laikposmā dzīvoja galvenokārt eirihālīnie organismi - zivis un lingulīdi; attīstījās arī augi.

Amulas svītā bieži sastop jaukta sastāva nogulumu slāņkopas, taču tās ir ļoti daudzveidīgas, nav plašas un ir nedaudz sastopamas atsegumos, tādēļ disertācijas darbā netika pētītas.

Amulas laikposma baseina regresija noslēdza Franas laikmetu. Nākamajā, **Famenas laikmetā**, veidojās daudzveidīgi nogulumi - smilšakmeņi, dolomīti, domerīti, māli, aleirolīti, kaļķakmeņi u.c. - kuri veido slāņmiju ar sarežģītu uzbūvi, un ir izplatīti tikai Latvijas dienvidrietumos (Latvijas-Lietuvas ieliecē).

Famenas laikmeta sedimentācijas baseins atradās Latvijas-Lietuvas ieliecē, un rietumos-dienvidrietumos tas periodiski savienojās ar atklātu jūru (līdzīgi Franas laikmeta jūrai, sākot ar Ogres laikposmu). Maksimālo transgresiju etapos tas, iespējams, caur Pripetes ielieci ieguva kontaktu arī ar Viduskrievijas jūru. Baseina centrālā daļa, domājams, atradās Lietuvas rietumu daļā un tālāk uz rietumiem-dienvidrietumiem. Par to liecina organogēnu kaļķakmeņu - normāla sāļuma jūras nogulumu - satura pieaugums šajā virzienā.

Galvenais sanesu avots bija ziemeļos no sedimentācijas baseina, ko pierāda nogulumu smilšainības palielināšanās šajā virzienā (Савваитова, 1977; Жейба, Савваитова, 1981). Jāatzīmē, ka Famenas laikmeta un Franas laikmeta beiguposma (Stipinu un Amulas laikposmu, iespējams, arī Ogres laikposma) baseinu faciālā zonalitāte bija līdzīga Franas laikmeta sākuma un vidusdaļas (Pļaviņu-Katlešu laikposmu) fācijām, vienīgi zonu izvietojums sakarā ar atšķirīgo jūras transgresijas virzienu bija gandrīz pretējs: Pļaviņu-Katlešu laikposmos organogēnu kaļķakmeņu saturs pieaug austrumu virzienā, bet klastiskā materiāla un dolomīta proporcija - rietumu virzienā, turpretī Stipinu-Amulas laikposmos un Famenas laikmetā organogēnie kaļķakmeņi dominē dienvidrietumos, bet smilšainie, mālainie un dolomītiskie nogulumi - ziemeļos.

Famenas stāvam ir raksturīgas gan kaļķakmeņu-dolomītu, gan klastisko-karbonātiežu pārejas zonas, kas sakarā ar raibo sastāvu un specifisko, senākiem devona nogulumiem neraksturīgo faciālo zonalitāti šajā darbā netiek apskatītas, bet ir interesants un perspektīvs griezuma intervāls līdzīgas ievirzes pētījumiem nākotnē.

Līdz ar to *par sedimentoloģisku un mineraloģisku pētījumu objektiem disertācijas darba ietvaros ir izvēlētas trīs pārejas zonas un devona griezuma intervāli*: klastisko-karbonātiežu pārejas zona Eifeļa stāva transgresīvajā slāņkopā (Rēzeknes un Pēnavas svītās); karbonātus saturošu klastisko iežu un to bezkarbonātisko analogu pārejas zona Živetas stāvā un Franās stāva apakšdaļā (Burtnieku, Gaujas un Amatas svītās); kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona Franās stāva griezumā (Pļaviņu, Salaspils un Daugavas svītās). Katras augšminētās pārejas zonas pētījumu rezultāti ir apskatīti īpašā disertācijas nodaļā, bet nākamajā nodaļā sīkāk analizēta darba metodika.

PĒTĪJUMU METODIKA

Nogulumu paveidi, tekstūras un struktūras katrā no pētītajām pārejas slāņkopām ievērojami atšķiras, bez tam dažāda ir darba objektu izplatība un pieejamība atsegumos. Katrā no trim raksturotajām pārejas zonām ir arī citāds maz pētīto un neskaidro jautājumu loks. Viss augšminētais noteica darba metodikas izvēli - lai gan kopumā lietotas līdzīgas pētījumu metodes, tomēr katrā no trim objektiem bija atšķirīgs uzsvars uz atsegumu, urbumu seržu aprakstu, plānslīpējumu pētījumiem vai fizikāli ķīmiskajām metodēm.

Atsegumu, urbumu seržu apraksts un paraugu noņemšana

Pētījumu metodikas ievirzi *klastisko-karbonātiežu pārejas zonā Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos Austrumbaltijā* noteica tas, ka šī slāņkopa iegul vairāku simtu metru dziļumā, nekur neatsedzas Zemes virspusē, un ir konstatēta aptuveni 10 dziļurbumos. Šī vecuma nogulumi vietām veido atsegumus Pērnavas upes baseinā Igaunijas teritorijā, taču sastāv tur no slīpslāņotiem smilšakmeņiem, kas pieder krasi atšķirīgai fācijai.

Tādēļ pētījumu pamatā bija materiāls, kas iegūts no urbumu serdēm. Nogulumu aprakstam un paraugu noņemšanai izraudzīti četri urbumi - 103. Šķaunes, 15. Ludzas, 25. Višķu un 9. Atašienes urbums. Šādā secībā tie ir izvietoti virzienā no pārejas zonas centrālās daļas uz rietumiem - paralēli nogulumu sastāva viskrasāko izmaiņu virzienam. Jau uz robežas starp pārejas zonu un smilšaino nogulumu izplatības laukumu atrodas 9. Atašienes urbums, kurš tika izvēlēts, lai noskaidrotu karbonātu agregātu īpatnības baseina daļā, kur ātrās straumēs un pazemināta sāļuma ūdenī uzkrājās liels daudzums klastiskā materiāla. Urbumu atrašanās vietas skatāmas faktiskā materiāla kartē (sk. 1. att.).

Katlakalna urbumu seržu glabātuvē Rēzeknes un Pērnavas svītas nogulumi aprakstīti un zīmēti visu četru urbumu serdēs, kā rezultātā izdalīti slāņi ar atšķirīgu sastāvu, tekstūrām un karbonātu saturu. Slāņu robežas precizētas un dažādu griezumu intervālu dziļums novērtēts pēc karotāžas līknēm. No katra urbuma serdes noņemti apmēram 10 nelieli paraudziņi plānslīpējumu izgatavošanai.

Lai gūtu priekšstatu par nogulumu sastāva izmaiņām dienvidaustrumu virzienā no smilšaino domerītu fācijas, kur Eifeļa laikmeta sākumā bija vēl mazāka drupu materiāla pieplūde un augstāks baseina sāļums, izmantoti 10 plānslīpējumi no V. Kurša kolekcijas, kuri izgatavoti no 1CT Drisas un Liozno urbumu (Baltkrievijas ziemeļu daļa) seržu paraugiem.

Klastisko-karbonātiežu pārejas zona Burtnieku, Gaujas un Amatas svītu nogulumos ir ļoti plaša un aizņem gandrīz visu Latvijas teritoriju, bet tās nogulumi ir izplatīti daudzos atsegumos un vairākos karjeros, kas radīja labvēlīgus apstākļus faktiskā materiāla iegūšanai. Karbonātu cements un konkrēcijas pētīti atsegumos to

klasiskajos izplatības rajonos - Abavas un Ventas krastos posmā Renda-Nabes ezers (D₂br, D₃gj un D₃am), Rīgas jūras līča krastos posmā Tūja-Dzeņi (D₂br), Tūjas māla karjerā (D₂br), Amatas krastos posmā Melturu tilts-Dolomītu krauja (D₃am) un Kautraka gravās netālu no Siguldas (D₃am). Šajos reģionos tika aprakstīti un zīmēti atsegumi, pētītas karbonātu veidojumu attiecības ar dažāda rupjuma klastiskajiem nogulumiem un to tekstūriezīmēm, kā arī noņemti cementa agregātu un konkrēciju paraugi. Lai noskaidrotu karbonātu konkrēciju un cementa teritoriālo izplatību devona smilšakmeņos un mālos, papildus izmantoti arī vairāku desmitu urbumu, atsegumu un karjeru apraksti, ko veicis V. Kuršs.

Kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona Daugavas, Salaspils un Pļaviņu svītu nogulumos arī ir samērā plaša, tomēr atsegumos Latvijas teritorijā ir vāji pārstāvēta. Apmeklēti un noparaugoti visi zināmie Franās stāva jaukta sastāva kaļķakmeņu-dolomītu rindas iežu atsegumi - Vaidavas labajā krastā Karvā, Alūksnes rajonā (D₃dg₁); meliorācijas grāvja sienās Vuķos, Pededzes pagastā, Alūksnes rajonā (D₃dg); veca karjera sienās pie kaļķu cepļa Olutovā, Medņevas pagastā, Balvu rajonā (D₃dg₃).

Lai aptvertu pēc iespējas plašāku dolomitizēto kaļķakmeņu paveidu spektru, darbā izmantoti arī 17 paraugi no E. Krausa, H. Bīlenšteina un citu šī gadsmīta pirmās puses pētnieku ievāktajām Austrumlatvijas un kaimiņreģionu Franās stāva karbonātiežu kolekcijām, kuras tagad atrodas LU Ģeoloģijas muzejā. Nozīmīgi bija arī igauņu sedimentologa T. Kīpli dāvinātie Pļaviņu svītas dolomitizēto kaļķakmeņu 8 paraugi no Hino urbuma Igaunijas dienvidaustrumos. Lai precizētu iemeslus literatūrā atzīmētajam *paaugstinātajam magnija saturam*, noparaugoti trešās Pļaviņu pasvītas sīkplātņainie dolomīti Daugavas labajā krastā Pļaviņās.

Bez tam *dolomīta kristālrežģa īpatnību* noskaidrošanai iegūti paraugi no daudzveidīgiem Franās stāva dolomītu paveidiem sekojošos Latvijas dolomīta karjeros: Ape (D₃pl), Dārzciems (D₃pl), Aiviekstes kreisais krasts (D₃dg), Kranciems (D₃dg), Kalnciems (D₃dg) un Akmenscūciņas (D₃stp). Paraugi iegūti arī no Sauriešu ģipša karjera (D₃sl).

Plānslīpējumu izgatavošana

Daudzi šī darba rezultāti un secinājumi pamatojās uz plānslīpējumu pētījumiem, tādēļ pareizai to izgatavošanas metodikai bija liela nozīme. Darbs veikts LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes ležu laboratorijā, kur no visiem izdalītajiem nogulumu un karbonātu agregātu paveidiem pagatavoti 200 plānslīpējumi.

Vispirms ar elektrisko zāģi, kura ripas ārējā mala impregnēta ar sīkiem dimanta graudiņiem, no makroparaugiem *nozāģētas plāksnītes, kas tālāk slīpētas ar korunda pulveri* uz elektriskās slīpēšanas ierīces, bet beigu stadijā apstrādātas uz stikla ar roku, izmantojot ļoti smalku korunda pulveri.

Preparātu kvalitāti lielā mērā nosaka gludi noslīpētās *ieža plāksnītes pielīmēšana pie stikliņa*. Šim nolūkam izmanto vielas, kuru laušanas koeficients ir ļoti tuvs stiklam.

Iepriekšējos gadu desmitos Latvijā tika praktizēta plānslīpējumu līmēšana ar Kanādas balzāmu (Kanādas egles sveķiem) vai ciedru balzāmu (sveķiem). Līmēšana neprasija daudz laika, un starp ieža plāksnīti un stikliņu praktiski neveidojās burbuļi.

Diemžēl ar balzāmu līmētos plānslīpējumus nevar izmantot elektronu mikrozondes analīzei. Šī viela iztvaiko analīzes gaitā, iedarbojoties spēcīgai elektriskajai strāvai, kas var ietekmēt rezultātu precizitāti, kā arī novest pie iekārtas bojāšanās. Bez tam sveķi ar laiku kļūst trausli un maina krāsu (Miller, 1988). Tādēļ mūsdienās plānslīpējumu piesūcināšanai un līmēšanai lieto epoksīda līmes. Elektronu mikrozondes analīze ir nozīmīga metode karbonātu minerālu sastāva pētījumos, tādēļ arī šī darba ietvaros apgūta plānslīpējumu līmēšana ar epoksīdu.

Epoksīdam ir jābūt tīram, caurspīdīgam un pietiekami šķidram, lai tas neveidotu gaisa burbuļus starp stikliņu un ieža plāksnīti. Tādēļ plānslīpējumu izgatavošanā neder parastie saimnieciskām vajadzībām nopērkamie Latvijas un Igaunijas ražojuma epoksīdi (pirmais ir ar smalka drupu materiāla piejaukumu, bet otrs granulēts, tādēļ nav caurspīdīgs). Samērā laba ir "Bison" firmas standarta epoksīda līme (Bison Epoxy-Standard), kura ir caurspīdīga un ļoti izturīga, bet samērā viskoza, un pat pēc spēcīgas karsēšanas bieži vien satur daudzus burbuļus. Viskvalitatīvākais bija RTU docenta Dr. O. Baumaņa dāvinātais Remmers firmas (Vācija) epoksīds - tas ir tīrs, caurspīdīgs un diezgan šķidr. Ieža plāksnītes līmētas ar epoksīdu pie 26 x 46 x 1,5-2 mm lieliem *priekšmetstikliņiem*. Sakarā ar izmantošanu elektronu mikrozondes analīzei un dažkārt nepieciešamo virsmas papildu apstrādi vai krāsošanu, *plānslīpējumi netika pārsegti ar segstikliņu*.

Labus rezultātus deva *plānslīpējumu virsmas pulēšana* ar hroma pulveri vai dimanta pastu uz voiloka ripas, izmantojot ūdeni. Lietojot hroma pulveri (Cr_2O_3 saturs vairāk nekā 99,0%, marka ОКП 26 1121 105 2 10), visa plānslīpējuma virsma labi nopulējās aptuveni 20 minūšu laikā. Plānslīpējumam ir jābūt ļoti gludam un pulētam, lai sekmīgi izpildītu elektronu mikrozondes analīzi, bez tam šādā veidā sagatavoti preparāti ir tikpat dzidri un caurspīdīgi kā pārsegtie. Tiem nav nepieciešama ūdens vai glicerīna uzpilināšana dzidruma palielināšanai. Vienīgi tādā gadījumā, ja plānslīpējumā ir komponenti ar krasi atšķirību izturību (piemēram, karbonātu minerāli un māls), un to savstarpējās attiecības ir svarīgas tālākiem pētījumiem, pulēšana nav rekomendējama, jo tā spēcīgāk abradē vājākos komponentus.

Plānslīpējumu izgatavošanas metodiku ir nepieciešams pilnveidot. Viena no galvenajām problēmām ir optimālas vielas izvēle irdeno paraugu cementēšanai pirms līmēšanas, kas ir svarīgs nosacījums kvalitatīva preparāta iegūšanai. Iesaka lietot vienu un to pašu vielu gan paraugu cementēšanai, gan līmēšanai (Miller, 1988). Vislabāk ieža poras tika piesūcinātas, uzlejot jau minēto Remmers firmas epoksīdu ne visai stipri uzkarstētam paraugam un turot to uz plītiņas līdz epoksīda sacietēšanai. Vēl sekmīgāka, bez šaubām, būtu iežu piesūcināšana vakuumbūvē.

Grūtības radās parauga slīpēšanas procesā jau pēc cementēšanas - epoksīds sakarā ar savu elastīgumu vāji slīpējas un veido izciļņus ieža plāksnītes virsmā, kurai jābūt pilnīgi gludai. Lai to novērstu, jāpanāk, lai epoksīds slīpētos vienlīdz ātri ar

paraugu. Viens risinājums varētu būt tāda epoksīda lietošana, kurš pēc sacietēšanas kļūst trausls, nevis elastīgs. Cita izeja, iespējams, ir abrazīvas ripas vai smilšpapīram līdzīga materiāla lietošana ripai uzberamā abrazīvā pulvera vietā.

Kvalitatīvi plānslīpējumi tika iegūti, vārot ieža gabaliņus kanifolijā un līmējot pie stikliņa ar epoksīdu. Taču kanifolija cements, līdzīgi tādām līmvielām kā Kanādas vai ciedru balzāmi, padara preparātu nederīgu elektronu mikrozondu analīzei.

Plānslīpējumu krāsošana

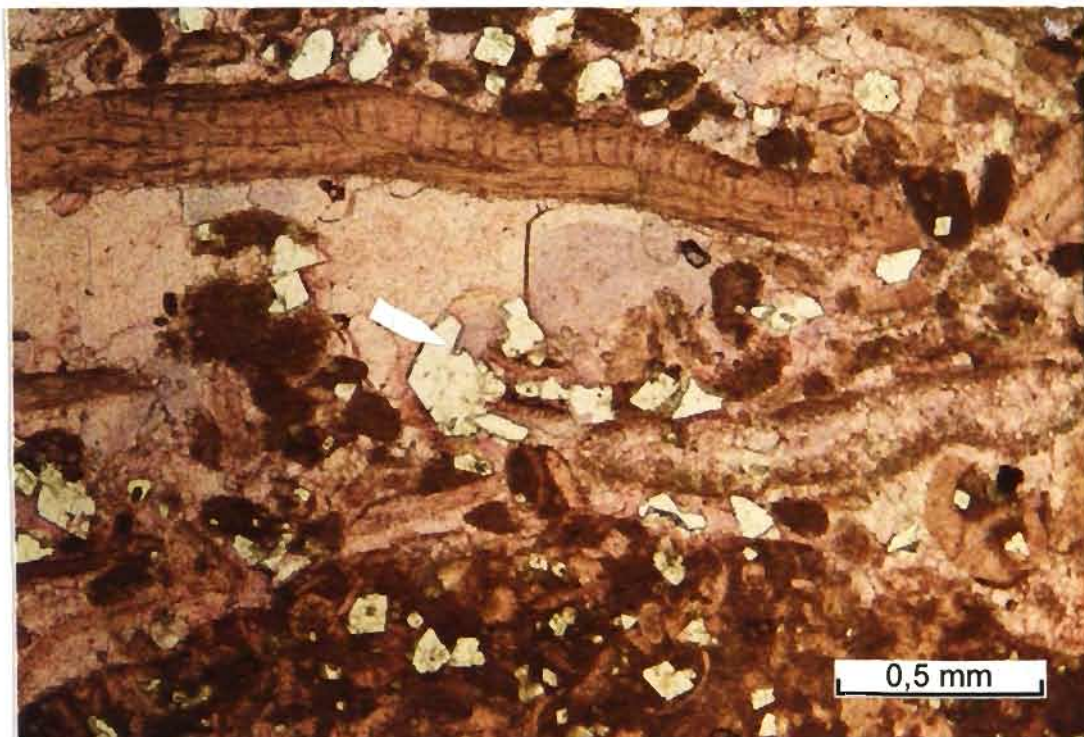
Šī metode ir ieguvusi plašu atzinību karbonātiežu pētījumos, jo ļauj atšķirt daudzus karbonātu minerālus pat niecīgu izmēru kristālos polarizācijas mikroskopā. Viens no karbonātiežu krāsošanas metodikas pamatlicējiem Dž. Frīdmans jau 1959. gadā ieviesis tagad plaši pazīstamo reaktīvu - alizarīna-S šķīdumu vājas koncentrācijas sāļsskābē - kas ļauj labi atšķirt kalcītu no citiem karbonātu minerāliem. Ir zināmi dažādi šķīdumi karbonātu krāsošanai, bet šajā darbā lietots kombinētais reaktīvs, ko ieteicis L. Šterenbergs (1966). Darba gaitā vienīgi bija lietderīgi L. Šterenberga aprakstītajā krāsotajā trīsreiz palielināt viena komponenta - alizarīna-S koncentrāciju. Līdz ar to *kombinētajam reaktīvam* bija sekojošs sastāvs: 1 g HCl (5%), 0,04 g alizarīna-S, 0,02 g sarkanās asinssāls un 21 g ūdens - kopā aptuveni 22 g. Reaktīvs ilgas glabāšanas laikā zaudē savas īpašības, tādēļ pastāvīgi lietojot, to ieteicams reizi mēnesī mainīt.

Ar kombinēto reaktīvu *kalcīts* krāsojas koši sarkans, *dzelzainais kalcīts* sārti violets, bet *dolomīts* nekrāsojas. Šī reaktīva lietošanas pieredze daudzveidīga sastāva karbonātisko mangāna rūdu pētījumos kembrija sistēmas Usas atradnē Rietumsibīrijā liecina, ka tas krāso arī *ankerītu* $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$, kurš kļūst no gaišzila līdz tumšzilam. Līdz ar to ļoti iespējams, ka kombinētais reaktīvs piešķir zilu nokrāsu arī *dolomītam ar paaugstinātu dzelzs saturu*, kas gan pēc šķīdības, gan kristālrežģa uzbūves ir ļoti tuvs ankerītam.

Pētītajos Latvijas devona nogulumos kombinētais reaktīvs labi ļāva atšķirt kalcītu no dolomīta. Nereti kopā ar kalcītu konstatēts arī dzelzainais kalcīts (8. un 9. att.). Dzelzainais dolomīts vai ankerīts netika atrasti. Jāatzīmē, ka kombinētais reaktīvs nekrāso vēl vairākus karbonātu minerālus, piemēram, magnezītu, rodohrozītu un siderītu, kurus tādējādi nevar atšķirt no dolomīta. Taču ir maz ticams, ka karbonāti ar augstu dzelzs vai mangāna saturu ir sastopami Latvijas devona slāņkopā, par ko liecina arī šajā darbā veiktā rentgendifraktometriskā analīze. Šī pati analīze neuzrādīja arī magnezītu, lai gan pēdējais iepriekš ir atzīmēts Franā stāva dolomītos.

Vislabākos rezultātus izdevās iegūt, *vēl pirms līmēšanas krāsojot to ieža plāksnītes pusi, kura tiks piestiprināta pie stikliņa*, kā tas ir rekomendēts literatūrā (Эсцен, 1987). Līmēšanas gaitā krāsojums tikai retos gadījumos nedaudz izplūst, turpretī tiek iegūtas vairākas priekšrocības: krāsa nenoiet mehāniskas iedarbības un ūdens vai glicerīna atkārtotas uzliešanas rezultātā (kā liecina pieredze, tā ļoti labi

saglabājas vismaz 2 gadus); krāsotu plānslīpējumu var sekmīgi pulēt. Atsevišķas detaļas nepieciešamības gadījumā var vēlāk izcelt, krāsojot plānslīpējuma virsmu.



8 att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: dolomitizēts organogēns kaļķakmens. Vislielākie dolomīta (pelēkais) kristāli ir veidojušies malās kavemām, kuras vēlāk aizpildījis pilnkristālisks¹ kalcīts ar nelielu dzelzs saturu (sarkanais). Vietām kopā ar to ir veidojies arī dzelzainais kalcīts (sārti violetais), kurš vietām, atšķirībā no kalcīta ar nelielu dzelzs saturu, korodējis dolomīta kristālus (norādīts ar bultiņu). Abu kalcīta paveidu kontakti nesakrīt ar kristālu robežām, kas liecina par kristālu ķīmiskā sastāva izmaiņām to augšanas gaitā. Paraugs no E. Krausa ievāktās Latvijas ziemeļaustrumu Franas stāva karbonātiežu kolekcijas. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paralēli.

Plānslīpējumu apraksts un fotografēšana

Iežu pētījumi plānslīpējumos bija viena no galvenajām šī darba metodēm. No katra izdalītā nogulumu vai karbonātu agregātu paveida ir izgatavots vismaz viens, bet pārsvarā gadījumu - vairāki plānslīpējumi.

Sevišķi svarīga nozīme plānslīpējumu aprakstam bija Franas stāva kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas nogulumu pētījumos, jo Latvijas teritorijā tie ir vāji atsegti, un pētījumiem izmantoti galvenokārt daudzi atsevišķi paraudziņi, bieži pat bez stratigrāfiskas piesaistes. Taču plānslīpējumu apraksts kopā ar attiecīgo makroparaugu pētījumiem binokulārajā mikroskopā ļāva sekmīgi izpildīt šī darba uzdevumus - raksturot dolomīta izplatības formas, attiecības ar citiem karbonātu

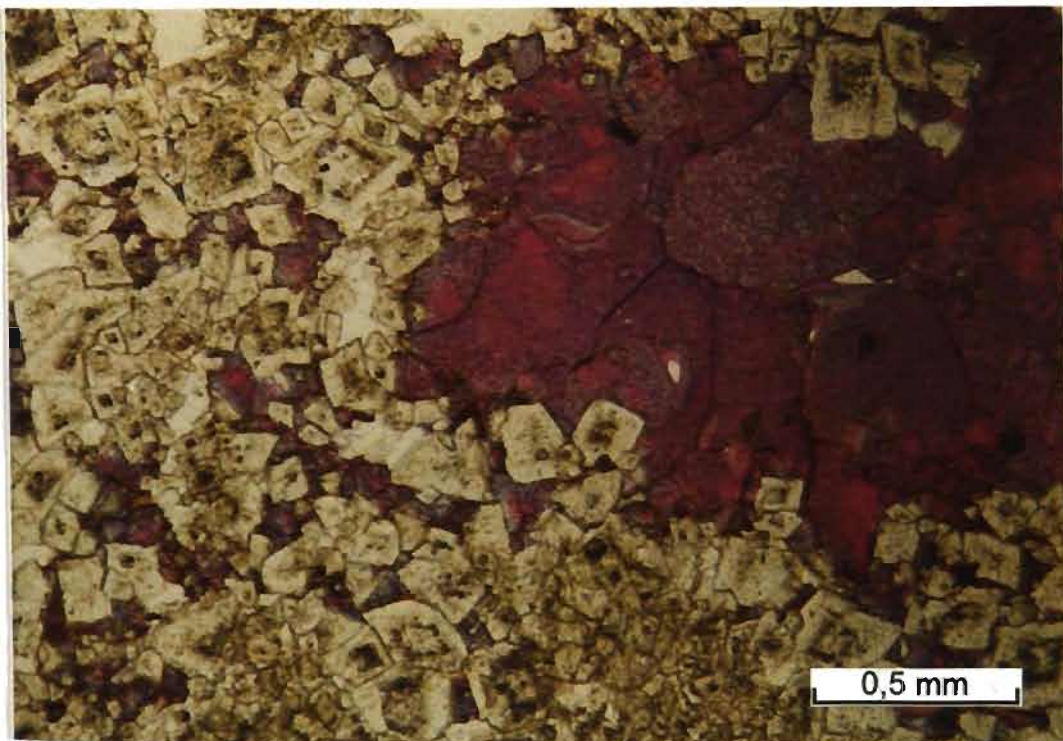
¹ Par *PILNKRISTĀLISKIEM* (angļu valodā *sparry*, *sparrite*) karbonātu minerālus dēvē tad, ja to kristālu diametrs pārsniedz 0,01-0,02 mm (Folk, 1959, 1962; Dunham, 1962).

minerāliem un precizēt karbonātu minerālu veidošanās secību. Bez tam ar epoksīdu līmētie un pēc tam pulētie plānslīpējumi bija noderīgi elektronu mikrozondes analīzei - precīzai metodei individuālu kristālu ķīmiskā sastāva noteikšanai, kas arī ietilpa šī darba uzdevumos.

Plānslīpējumi aprakstīti, izmantojot *polarizācijas mikroskopus* МИН-8 un ПОЛАМ Р-312. Dažādu nogulumu sastāvdaļu saturs ir aptuveni novērtēts vizuāli.

Jāatzīmē, ka dažāda sastāva nogulumu struktūru un mikrotekstūru pētījumos lietderīgi bija pētīt plānslīpējumus gan polarizācijas, gan *binokulārajā mikroskopā*. Polarizācijas mikroskopā var konstatēt smalkas dažādu komponentu uzbūves detaļas, bet binokulārajā mikroskopā ievērojami lielākā redzes laukā var labi izšķirt šo komponentu attiecības un nogulumu mikrotekstūras. Pētot plānslīpējumus binokulārajā mikroskopā, ieteicams tos skatīties gan uz balta, gan melna fona.

Karbonātiežu kristālu izmēru raksturošanai izmantota Latvijas nogulumiežu pētījumiem rekomendētā klasifikācija (Gailīte, Hodireva, Kuršs u.c., 1996): ļoti rupjkristāliski 5-1 mm; rupjkristāliski 1-0,25 mm; vidējkristāliski 0,25-0,1 mm; smalkkristāliski 0,1-0,05 mm; ļoti smalkkristāliski 0,05-0,01 mm; mikrokristāliski 0,01-0,005 mm; slēptkristāliski <0,005 mm. Arī drupieži iedalīti pēc ieteikumiem, kas sniegti augšminētajā darbā.



9. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: vidēj-rupjkristālisks kalcītdolomīts. Attēla lielākajā daļā redzama vidēj-rupjkristāliska dolomīta lēca, bet tā apakšdaļā - smalkkristāliska dolomīta lēca. Labajā malā var novērot rupjkristāliska kalcīta iecirkni, kurš sastāv pārsvarā no dzelzainā kalcīta (sārti violetais), bet bieži sastop arī kalcītu ar nelielu dzelzs saturu (sarkanais). Abu kalcīta paveidu kontakti nesakrīt ar kristālu robežām. Apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Karvā. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paralēli.

Darbā iekļautas daudzas **plānslīpējumu mikrofotogrāfijas**, kuras iegūtas, pievienojot spoguļkameras fotoaparātu "Zenit" ar noņemtu objektīvu mikroskopam МИН-8 ar noņemtu okulāru. Izmantotas krāsainās, t.sk. diapozitīvu, filmas ar jūtību 100 ASA. Mikroskopa apgaismojumu nepieciešams noregulēt tuvu maksimālajai intensitātei, un tad, ja tiek lietota kvēldiega elektropuldze, obligāti izmantot zilu filtru, lai fotogrāfijā iegūtu pareizas krāsas.

Sekmīgākie rezultāti tika sasniegti, katru kadru trīsreiz atkārtojot ar dažādu ekspozīcijas laiku: 1/30 sekundes, aptuveni 1/2 sekundes un 3-4 sekundes (bez analizatora gaišiem un vidēji gaišiem plānslīpējumiem); aptuveni 1/2 sekundes, 3-4 sekundes un 8-10 sekundes (bez analizatora tumšiem plānslīpējumiem un ar ieslēgtu analizatoru visos gadījumos). Šādā režīmā vismaz vienam no trim kadriem būs pietiekami kvalitatīvas krāsas un kontrastainība. Labākās mikrofotogrāfijas iegūtas, ja mikroskopam lietots 9 x vai 20 x objektīvs - mazākā palielinājumā grūti izvairīties no nevienmērīgi apgaismota redzes lauka, bet lielākā palielinājumā attēls kļūst izplūdis.

Rentgendifraktometriskā analīze

Karbonātiežu pētījumos jau vairākus gadu desmitus tiek sekmīgi lietota rentgendifraktometriskā (turpmāk RD) analīze. Šī metode izmantota arī Franas stāva kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas nogulumu pētījumos, lai raksturotu minerāla dolomīta kristālrežģa izmērus. Dažādu katjonu saturs būtiski iespaido karbonātu minerālu kristālrežģa izmērus, tādēļ kristālrežģa parametru noteikšana ļauj spriest par kristālu ķīmisko sastāvu.

Lai gūtu labu priekšstatu par minerāla dolomīta kristālrežģa izmēriem Franas stāva karbonātiežu slāņkopā, analizēti 95 paraugi no Pļaviņu, Salaspils, Daugavas un Stipinu svītu nogulumiem. Šajā skaitā ietilpst 59 paraugi no kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas Latvijas ziemeļaustrumos, Igaunijas dienvidaustrumos un Krievijas Pleskavas apgabala rietumos, kā arī 36 paraugi no tīriem dolomītiežiem bez primārā kalcīta reliktiem Latvijas austrumu, centrālajā un rietumu daļā. Papildus analizēti arī divi Amatas svītas smilšakmeņu paraugi ar dolomīta cementu. Analīzei izmantoti pulverveida paraugi, kas iegūti, saberžot porcelāna piestā nelielus iežu gabaliņus.

RD analīzi LU Ķīmijas fakultātē veica Dr. chem. A. Actiņš, lietojot difraktometru DRON-3 ar FeK starojumu. Analīze izpildīta vairākos etapos, kas raksturoti zemāk.

Sākumā pārbaudīti 10 krasi atšķirīgas struktūras un sastāva dolomīti un dolomitizētie kaļķakmeņi, lai konstatētu iespējamās dolomīta kristālrežģa izmēru variācijas. Iegūtas RD līknes plašā leņķu intervālā, un pēc to datiem izrēķinātas gan *dolomīta kristālrežģa a un c asu vērtības*, gan *galvenā dolomīta refleksa d_{104} vērtības*. Kristālrežģa a un c asu noteikšanai ir nepieciešami pēc iespējas vairāki pīķi RD līknēs, un aprēķini gan ir samērā precīzi, taču visai laikietilpīgi. Savukārt, galvenā dolomīta atstarojuma d_{104} uzņemšana un pozīcijas noteikšana ir mazāk precīza, bet

ātra metode. Konstatēts, ka izdalās divi minerāla dolomīta paveidi ar ievērojami atšķirīgiem kristālrežģa izmēriem, kas labi parādās gan a un c asu, gan d_{104} refleksa mērījumos.

Nākamajā etapā veikti plašāki pētījumi. Lai paaugstinātu darba produktivitāti un analizētu pēc iespējas lielāku paraugu skaitu, RD līkne uzņemta palēnināti *tikai galvenā dolomīta refleksa d_{104} intervālā*. Šādā veidā pārbaudīti visi atlikušie 87 karbonātiežu paraugi. Arī pēc lielas paraugu kopas analīzes labi izdalījās abi augšminētie dolomīta paveidi, kuriem d_{104} vērtības ir attiecīgi 2,888-2,891 Å un 2,899-2,906 Å (10. att.). Analīzes kļūda ir 0,002-0,005 Å, tādēļ abas grupas atšķiras viena no otras ar augstu ticamības pakāpi. Dažiem otra dolomīta paveida ($d_{104}=2,899-2,906$ Å) paraugiem d_{104} reflekss RD līknē ir asimetrisks.

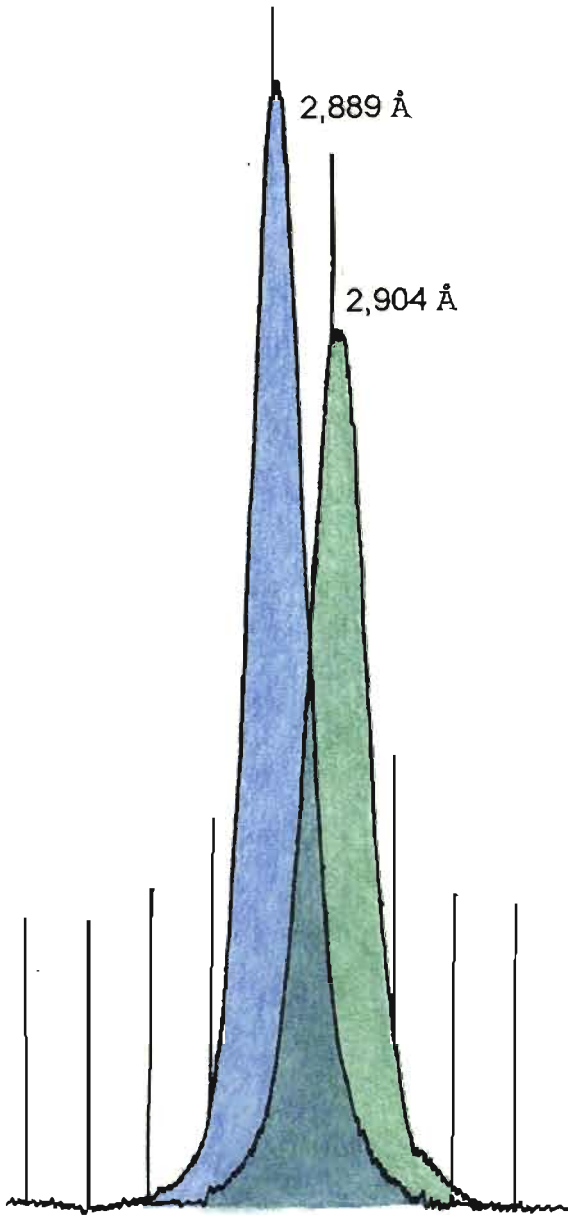
Lai pārliecinātos par to, vai asimetriskie pīķi nenorāda uz abu dolomīta paveidu sastopamību vienā paraugā un pārejas paveidu eksistenci, pēdējā darba etapā veikta *dolomīta refleksa d_{104} dalīšana*. Šim nolūkam izvēlēti vairāki paraugi ar maksimālo minētā refleksa asimetriju. Tiem uzņemtas RD līknes ļoti palēninātā režīmā, koordinātes ievadītas datorā, un refleksi dalīti ar LU Ķīmijas fakultātē izstrādātu spektru dalīšanas programmu ITER31. Programma veic parametru piemeklēšanu, tuvinot minimālai eksperimentālo un teorētiski aprēķināto punktu starpību kvadrātu summu. Konstatēts, ka dažkārt vienā paraugā tik tiešām ir sastopami abi dolomīta paveidi, taču pārejas paveidi ar d_{104} vērtībām 2,891-2,899 Å netika noteikti.

Nemot vērā elektronu mikrozondes datus par nelielu Fe^{2+} un Mn^{2+} katjonu piejaukumu, secināts, ka dolomīta kristālrežģa paplašināšanos (t.i. d_{104} vērtības atšķirības) izsauc tikai Ca^{2+} un Mg^{2+} saturs variācijas, kā tas vairumā gadījumu atzīmēts arī literatūrā. Pēc d_{104} vērtībām tika izrēķināts Ca^{2+} saturs dolomītā (attiecībā pret kopējo katjonu saturu), izmantojot plaši zināmo D. Lamsdena metodiku (1979): CaCO_3 (mol%) = $Md + B$, kur M ir 333,33 un B ir -911,99. Šajā aprēķinā D. Lamsdens, pamatojoties uz Dž. Goldsmita un D. Grafa datiem, pieņēmis, ka d_{104} vērtība 2,886 Å atbilst CaCO_3 saturam 50,0 mol%, bet d_{104} vērtība 2,901 Å - CaCO_3 saturam 55,0 mol%.

Jāatzīmē, ka RD metodes izmantošana Ca/Mg attiecības noteikšanā dolomītos ir kritizēta R. Rīdera un Č. Šeparda (1984) darbā. Šie autori salīdzinājuši RD analīzes rezultātā iegūtos datus ar elektronu mikrozondes analīzes rezultātiem un konstatējuši, ka laba sakritība starp tiem eksistē tikai intervālā 53,5-56,2 mol% CaCO_3 , bet intervālā 50-52,5 mol% CaCO_3 rezultāta kļūda var sasniegt pat 2,5 mol%.

Gan RD, gan elektronu mikrozondes analīzes rezultātus var ietekmēt arī mikrona daļas lielu *mikrostruktūru* klātbūtne dolomīta kristālos, kas atzīmēta vairākos literatūras avotos (Van Tendeloo, Wenk, Gronsky, 1985; Венк, Барбер, Ридер, 1987; Frisia, 1994). Šajos ultramikroskopiskajos veidojumos Ca^{2+} saturs nereti atšķiras par vairākiem procentiem, kam abas augšminētās analīzes vai nu dod vidējo rezultātu, vai arī pieļauj cita veida neprecizitātes. Mikrostruktūru pētīšanai un to

ķīmiskā sastāva novērtēšanai izmanto transmisijas elektronu mikroskopu un analītisko elektronu mikroskopu, kam ir augstas izmaksas galvenokārt sakarā ar sarežģītu paraugu sagatavošanas metodiku. Šajā darbā transmisijas elektronu mikroskopija nav lietota.



10. att. Abu dolomīta paveidu tipiski d_{104} refleksi rentgendifraktogrammā: 2,889 Å - gandrīz stehiometriskais dolomīts; 2,904 Å - kalcija dolomīts. Redzams, ka to izvietojums līknē ievērojami atšķiras, kas dod labas iespējas konstatēt abus dolomīta paveidus pēc vienkāršotas analīzes metodikas - nosakot tikai d_{104} atstarojumus.

Neskatoties uz augšminēto, RD metodes neapšaubāma priekšrocība ir tās ātrums un relatīvi nelielās izmaksas. Precizitāti var paaugstināt ar lielāku mērījumu skaitu un datu kontroli, lietojot citu metodi - piemēram, elektronu mikrosondi.

RD analīze veikta arī sešiem *mālainu sīkplātņainu dolomītu paraugiem no trešās Pļaviņu pasvītas nogulumiem* atsegumos Daugavas labajā krastā Pļaviņās ar mērķi precizēt to minerālo sastāvu. Šajos nogulumos pēc ķīmiskās analīzes datiem

atzīmēts paaugstināts magnija saturs līdz vairākiem procentiem virs minerāla dolomīta sastāvā ietilpstošā (Сорокин, 1978). Katram paraugam uzņemta RD līkne augstas jutības režīmā plašā leņķu intervālā, lai konstatētu iespējamo magnēzīta piejaukumu, kā arī spriestu par citu minerālu sastopamību. Ne magnēzīts, ne citi minerāli (neskaitot dolomītu) ar augstu magnija saturu netika konstatēti.

Elektronu mikroskopija

Latvijā karbonātiežu pētījumos ir plaši lietota ķīmiskā analīze, kas sniedz informāciju par to kopējo ķīmisko sastāvu un ļauj novērtēt arī minerālo sastāvu. Taču tā neļauj izdarīt secinājumus par atsevišķu minerālu sastāva niansēm, kas ir svarīgi to veidošanās apstākļu un pēcsedimentācijas izmaiņu noskaidrošanai. Pasaulē atzīta metode individuālu kristālu ķīmiskā sastāva noteikšanai ir **elektronu mikrozondu analīze**. Tā izmantota arī šajā darbā, lai noskaidrotu galveno katjonu saturu dolomīta un kalcīta kristālrežģī Franasa stāva karbonātu slāņkopā.

Īpaša loma šai analīzei bija *dolomīta kristālu ķīmiskā sastāva noteikšanā*, jo tā deva precīzus datus par katjonu saturu atsevišķos kristālos un kalpoja iepriekšveiktās rentgendifraktometriskās analīzes rezultātu pārrēķinu kontrolei. Analīzei izmantoti 6 plānslīpējumi ar pulētu virsmu, kuri līmēti ar epoksīdu. Četri no tiem atbilst kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas nogulumiem, kur pēc RD analīzes datiem dolomītam ir paplašināts kristālrežģis, bet divi izgatavoti no Apes un Kranciema atradņu tīru dolomītu paraugiem, kuriem RD analīze uzrādīja ideālam tuvus kristālrežģa parametrus.

Elektronu mikrozondu analīzi veica Dr. habil. chem. U. Kallavus un M. Nat. Sci. V. Mikli Tallinas Tehniskās Universitātes Materiālu Pētījumu Centrā. Izmantota firmas "Jeol" mikrozonde JXA-840A, kura darbojas komplektā ar skanējošo elektronu mikroskopu JSM-840A un spektrometru Link AN 10/95S. Mikrozondu darba režīms bija sekojošs - spriegums 13-20 kV, zondes strāva 2 nA un viena mērījuma laiks 100 sekundes.

Standarta plānslīpējumi ir pārāk lieli ievietošanai analīzes iekārtā, un tos jāsamazina, lai maksimālais izmērs nepārsniegtu 20 mm. Sekmīgai analīzes norisei ir nepieciešams pulēto plānslīpējumu virsmu pārsegt ar vielu, kam piemīt ļoti laba elektrovadītspēja. Šim nolūkam katram plānslīpējumam ar termiskās izsmidzināšanas palīdzību uzklāta ļoti plāna zelta kārtiņa. Ogles termiska izsmidzināšana nedeļa vēlamus rezultātus, pat vairākas reizes to atkārtojot.

Mikrozonde nosaka ķīmisko sastāvu ļoti nelielam vielas tilpumam - $2-5 \mu^3$, tādēļ ir iespējams veikt ne tikai individuālu kristālu, bet arī to niecīgu daļu analīzi. Katrā no sešiem plānslīpējumiem iegūti dati par Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} un Mn^{2+} saturu 10-20 dolomīta kristālos; kopā veikti 103 mērījumi. Iekārtas kļūda attiecībā uz magnija un kalcija saturu bija 0,5-1 % no rezultāta vērtības, bet mangāna un dzelzs koncentrācija dolomītā ir ievērojami zemāka, tādēļ arī kļūda lielāka - bieži sasniedza

10 % un vairāk. Jāteic, ka bieži vien mangāna saturs bija ļoti zems (mazāk nekā 0,2 % no kopējā katjonu satura), ko iekārtas izšķirtspēja neļāva noteikt.

Kalcija un magnija karbonātos literatūrā ir atzīmēts arī stroncija, nātrija, bārija un vairāku citu katjonu piejaukums, taču to saturs parasti ir ļoti neliels, tādēļ netika pārbaudīts. Arī citu anjonu piejaukums (blakus dominējošajam anjonam CO_3^{2-}), kas vispār ir maz pētīta problēma, netika noteikts.

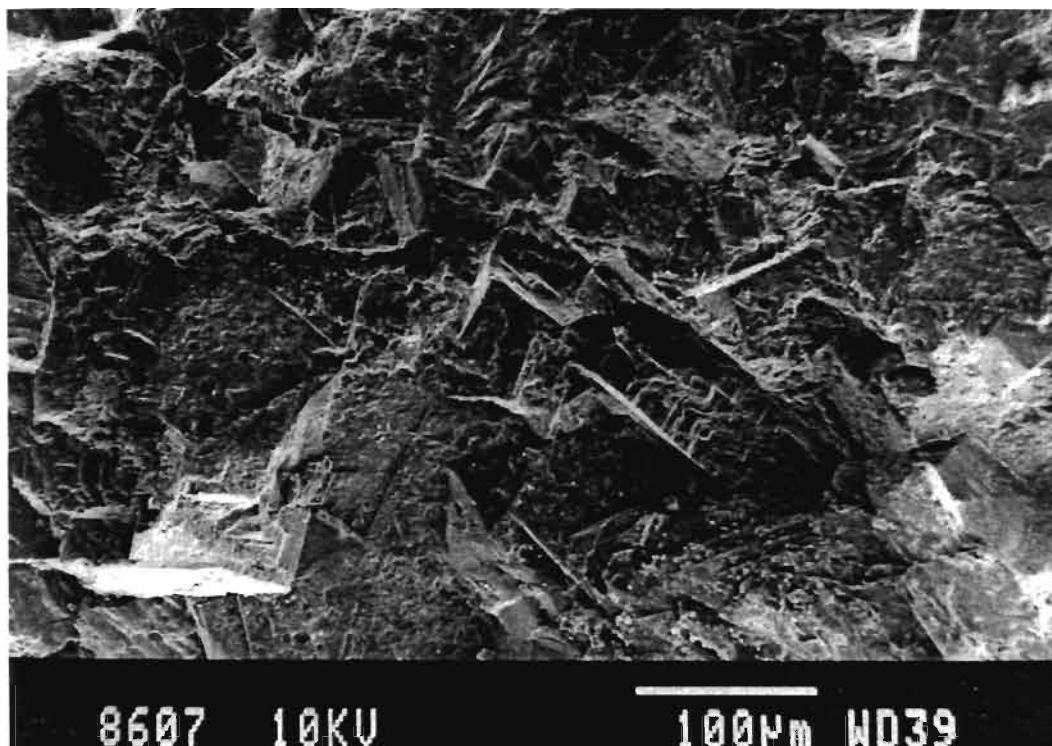
Elektronu mikrozondes analīze apstiprināja RD rezultātus, ka Franās stāva karbonātiežos var izdalīt *divus dolomīta paveidus ar atšķirīgu Ca^{2+} saturu*. Jāatzīmē gan, ka pagaidām neizskaidrojamo iemeslu dēļ mikrozonde uzrādīja par 2-3,5 % augstāku kalcija jona saturu dolomītā nekā RD analīze. Gandrīz 20 mērījumi liecina par kalcija karbonāta saturu virs 60 mol%, kas literatūrā atzīmēts tikai izņēmuma gadījumos.

Iemesls paaugstinātajam kalcija saturam varētu būt mikroskopisku kalcīta ieslēgumu klātbūtne dolomītā. Daudzos gadījumos gan diezgan droši var pateikt, ka Ca^{2+} saturs virs 60 mol% konstatēts lielos, dzidros dolomīta kristālos.

Iespējams, ka augsto kalcija saturu noteica neprecizitātes analīzes metodikā. Karbonātu minerāli prasa īpašu pieeju šajā analīzē, jo tie ir viegli gaistoši. Viens no kļūdu iemesliem ir pārāk augsts spriegums, ko karbonātu analīzē iesaka samazināt (Осеев, 1987). Jāatzīmē gan, ka sprieguma maiņa no 20 uz 13 kV pilnīgi neietekmēja rezultātus. Mērījumus varēja iespaidot arī zelta lietošana plānslīpējuma virsmas pārsegšanai, jo tas var veicināt dažu elementu selektīvu aizturi. Salīdzinot ar RD iegūtos rezultātus, redzams, ka novirzei ir sistemātisks raksturs, tādēļ, domājams, kļūdas tiešām bija elektronu mikrozondes analīzes metodikā, un nepieciešamas konsultācijas ar speciālistiem, kas veic šo analīzi tieši karbonātu minerāliem. Tallinas TU tādu iespēju nebija.

Galveno katjonu Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} un Mn^{2+} saturs noteikts arī desmit *kalcīta kristāliem* vidēj- un rupjkristāliska kalcītdolomīta (D_3dg_1) plānslīpējumā, kur pēc krāsošanas rezultātiem sastop dzelzaino kalcītu.

Karbonātiežu pētījumos bieži lieto **skanējošo elektronu mikroskopu**, kas ļauj pētīt to kristālu saaugumu, formu un virsmas īpatnības ļoti lielā palielinājumā, kā arī iegūt asas un kontrastainas fotogrāfijas pat nelīdzenai iežu virsmai. Tallinas TU Materiālu Pētījumu Centrā ar skanējošā mikroskopa palīdzību 200-1200 x palielinājumā nofotografēti pieci Franās stāva karbonātiežu paraudziņi (11. att.) un viens Pērnavas svītas dolomīta oolīts.



11 attēls. Fotografija, kas veikta skanējošajā elektronu mikroskopā: vidēj-rupjkristālisks kalcītdolomīts. Labi redzama dolomīta kristālu romboedriskā forma. Paraugs no apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļas dolomitizēto kaļķakmeņu atseguma Karvā.

Šo pētījumu apjoms ir nepietiekams. Turpmāk būtu nepieciešama plašāka skanējošā elektronu mikroskopa lietošana dažādu minerālu graudu un kristālu virsmas pētījumiem, kā arī iespējamo mikroskopisko alģu veidojumu diagnostikai.

KLASTISKO-KARBONĀTIEŽU PĀREJAS ZONA EIFEĻA STĀVA TRANSGRESĪVAJĀ SLĀŅKOPĀ AUSTRUMBALTIJĀ

Vissenākajai devona griezuma daļai no disertācijas darba pētījumu objektiem pieder klastisko-karbonātiežu pārejas slāņkopa Austrumbaltijas teritorijā. Jaukta sastāva klastiski karbonātiskas sedimentācijas zona Baltijas vidusdevona Rēzeknes-Pērnavas laikposmu baseina austrumu malā ir zināma līdz ar detalizētu apakš- un vidusdevona stratigrāfisku pētījumu sākšanos 60-70. gados, ko sekmēja vairāki jauni urbumi Baltijas austrumos. Šī slāņkopa gan ir pētīta galvenokārt tās stratigrāfiskā iedalījuma precizēšanai, taču vairākās publikācijās apskatīts arī nogulumu sastāvs un veidošanās apstākļi.

Vēl pirms Rēzeknes svītas izdalīšanas I. Poļivko darbos (1972, 1973) ir veikts Eifeļa transgresijas laikposma baseina faciālās zonalitātes un teritorijas tektoniskās attīstības raksturojums, kurā gan sakarā ar tolaik nelielo faktiskā materiāla daudzumu ir zināmas nepilnības - secināts, ka baseins uzvirzījās Baltijas teritorijai no austrumiem (Maskavas sineklīzes), kas neapstiprinājās vēlākos pētījumos.

Ļ. Ļarska (1974) pirmoreiz kā stratigrāfisko vienību ir izdalījusi Rēzeknes svītu - Eifeļa stāva bazālo slāņkopu. Vēlāk grāmatā par Baltijas devona un karbona stratigrāfiju viņa visai sīki raksturojusi gan Rēzeknes svītas, gan to pārsedzošās Pērnavas svītu griezumu uzbūvi, nogulumu sastāvu, tekstūras un organismu kompleksus Latvijas teritorijā, skarot arī jaukta sastāva klastisko un karbonātiežu zonu (Лярская, 1981). Uzmanība tomēr veltīta galvenokārt slāņkopu stratigrāfiskajam iedalījumam un nogulumu veidošanās apstākļi apskatīti mazākā mērā.

V. Narbutas (1984) apskatījis Baltijas un Podolijas apakšdevona sarkanos nogulumus. Viņa pētījumu objektos gan neietilpa Rēzeknes un Pērnavas svītas, taču raksturota klastiski karbonātisko nogulu faciālā zona Gārgždu sērijā Baltijas austrumos, kuras sedimentācijas režīmā, domājams, pastāv zināma līdzība ar vidusdevona pamatnes slāņkopu. V. Narbutas nonācis pie secinājuma, ka sedimentācijas apstākļus klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā noteica divi sanesu avoti. Pirmais no tiem piegādāja klastisko materiālu no ziemeļiem, bet otrs - pārsvarā karbonātisko materiālu - no austrumiem. Pēc viņa uzskata, karbonāti veidojās nevis hemogēnas sedimentācijas procesos, bet gan uzkrājās kā drupu materiāls, kas tika ienests baseinā no tā austrumu krasta, kur norisinājās apakšējā paleozoja karbonātiežu izskalošana.

V. Kuršs (1975, 1992) raksturojis gan Gārgždu, gan Rēzeknes-Pērnavas laikposmu klastiski karbonātiskās sedimentācijas areālus. Viņš arī uzsvēris, ka austrumos tie robežojās ar peneplenizētu apakšējā paleozoja karbonātiežu kontinentu, taču atzīmējis, ka šī sauszeme piegādāja maz klastiskā materiāla. Karbonāti uzkrājās hemogēnas sedimentācijas procesā, ko sekmēja baseina seklums, klastiskā materiāla un saldūdens ierobežotā pieplūde, kā arī ūdens iztvaikošana arīda klimata apstākļos.

Konstatēts, ka Rēzeknes un Pērnavas laikposmos klastiski karbonātisko nogulu faciālā zona izveidojās uz Viļakas vaļņa. Šī pozitīvā konsedimentācijas struktūra kalpoja par barjeru, kas atdalīja Baltijas centrālās daļas klastisko baseinu ar pazeminātu sāļumu no Maskavas sineklīzes evaporītu baseina. Tajā izveidojās plašs seklūdēns sedimentācijas areāls, kur dominēja mālaini karbonātiskas nogulas, bet uzkrājās arī rupjdrupu materiāls un ģipsis.

V. Kurššs precizējis arī nogulumu sastāva un tekstūru īpatnības šajā klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā. Daudzveidīgā sastāva iežos atrastas žūšanas plaisas, viļņošanās tekstūras, kā arī dolomīta oolīti un pseidoolīti, kas liecina par seklu baseinu un aktīvu hidrodinamisko režīmu. Bez tam atzīmēts, ka mālaini karbonātiskajos nogulumos sastop rupjus kvarca un karbonātu graudus nevienmērīgā vērpetveida sadalījumā.

Jāatzīmē, ka agrāk veiktajos pētījumos ir iegūts visai maz datu par klastisko-karbonātiežu pārejas zonas daudzveidīgo nogulumu minerālo sastāvu, reti ir veikti arī detalizēti to struktūru un tekstūru pētījumi, izmantojot plānslīpējumus. Bez tam papildus informācija bija nepieciešama par dažādu nogulumu sastāvdaļu attiecību izmaiņām griezumā un izplatības laukumā, kas ļautu precīzāk rekonstruēt sedimentācijas apstākļus.

Disertācijas darba gaitā tika izsekotas tekstūru, struktūru un karbonātu minerālu asociāciju izmaiņas pārejā starp klastiskajiem un karbonātiežiem. Šo mineralogiski sedimentoloģisko pētījumu rezultāti deva iespēju precīzēt Rēzeknes un Pērnavas laikposmu baseinu sedimentācijas apstākļus un iežu pēcsedimentācijas izmaiņas.

Darba rezultāti apstiprina iepriekšējo pētījumu datus par to, ka Rēzeknes un Pērnavas svītu griezumiem Austrumlatvijā ir raksturīga visai sarežģīta un daudzveidīga uzbūve. Tā, piemēram, 103. Šķaunes urbumā, kur šo svītu kopējais biezums ir 34 m, izdalīti 22 atšķirīgi slāņi ar biežumu no dažiem desmitiem cm līdz 6,4 m, kuros mijas rupjgraudaini slīpslāņoti smilšakmeņi, dažādgraudaini smilšaini domerīti un smilšakmeņi ar karbonātu oolītiem un pseidoolītiem, zaļganpelēki domerīti, pelēki sīkslāņoti dolomīti u.c. Neskatoties uz sarežģīto slāņkopas uzbūvi, šajā zonā skaidri redzams karbonātu satura pieaugums, salīdzinot ar Baltijas baseina centrālo un rietumdaļu.

Jāatzīmē, ka vēl aizvien ir diskutabls arī jautājums par apskatāmās slāņkopas apakšdaļas - Rēzeknes svītas - atbilstību agrajam devonam vai vidusdevonam. Šajā darbā pieņemts viedoklis, ka Rēzeknes un Pērnavas svītas pieder vidusdevona Eifeļa sedimentācijas cikla transgresīvajai bazālajai daļai.

Disertācijas darbā iegūtie dati par Rēzeknes un Pērnavas svītu klastisko-karbonātiežu pārejas zonas nogulumu sastāvu un ģenēzi kopā ar iepriekšējos gados veiktajiem šīs griezuma daļas paleoģeogrāfisko pētījumu rezultātiem ir daļēji atspoguļoti 15. Starptautiskā sedimentoloģijas kongresa tēzēs (Kurššs, Stinkulis, 1998), kā arī LU 57. zinātniskās konferences tēzēs (Stinkulis, iesniegts publicēšanai).

Nogulumu paveidi

Lai precizētu vidusdevona Eifeļa stāva transgresīvās slāņkopas veidošanās apstākļus un pēcsedimentācijas izmaiņas, klastiski karbonātisko nogulu faciālās zonas ietvaros pēc struktūrām, tekstūrām un minerālā sastāva izdalīti 9 atšķirīgi nogulumu paveidi, kuri tālāk raksturoti, sākot ar rupjgraudainākajiem nogulumiem, kas veidojušies aktīvākā hidrodinamiskajā režīmā, un beidzot ar smalkgraudainākajiem, mierīgas vides mālaini karbonātiskajiem paveidiem.

Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumu paveidi tiek apskatīti kopā, jo lielākā daļa no tiem ir izplatīti abās svītās. Tas ir arī likumsakarīgi, ņemot vērā abu svītu piederību vienam sedimentācijas ciklam.

Vidēj-rupjgraudaini smilšakmeņi

Rupjdrupu nogulumi ir samērā plaši sastopami Austrumbaltijā Rēzeknes-Pērnavas svītu griezumā, it sevišķi šīs slāņkopas apakšdaļā - Rēzeknes svītā. Lai gan nepilnā serdes iznākuma dēļ slāņu biezumu bieži vien ir grūti novērtēt, vidēj-rupjgraudainie smilšakmeņi visdrīzāk veido patstāvīgus, no dažiem desmitiem centimetru līdz 3,3 m (9. Atašienes urbumā pat līdz 10 m) biezus slāņus (12. att.), un nav sastopami plānāku starpkārtiņu veidā. Smilšakmeņi pārsvarā ir vidēj- un rupjgraudaini (graudu diametrs ir 0,1-0,8 mm, vidēji 0,3-0,5 mm), bet 9. Atašienes urbumā nereti sastop arī granšainus smilšakmeņus.

Šis labi šķīrotais smilšakmeņu paveids izceļas ar augstu un pat izcili augstu graudu noapaļotības pakāpi, pie tam, jo rupjāki ir smilts graudi, jo labāk tie ir noapaļoti. Vidēj-rupjgraudainajos smilšakmeņos ir maz vizlas un tumšo minerālu (13. att.), un jāatzīmē, ka *tikai ļoti retos gadījumos tajos konstatēti karbonātu oolīti un pseidoolīti*, kuri ir visai tipiski Rēzeknes-Pērnavas svītu nogulumu komponenti Austrumbaltijā. Ģeoloģiskajā griezumā vidēj-rupjgraudainie smilšakmeņi asociē ar smalkākiem bezkarbonātiskiem nogulumiem - smalk-vidējgraudainajiem un aleirītiskiem smilšakmeņiem, kuri apskatīti tālāk šajā nodaļā.

Vidēj-rupjgraudaino smilšakmeņu poras gandrīz viscaur aizpilda *poikilotopisks*¹ *ģipša cements*, kur ģipša poikilotopu² izmēri sasniedz vairākus centimetrus. Nogulumu krāsa ir pelēka un gaiši brūnganpelēka, *tekstūra pārsvarā slīpslāņota*, ar sēriju biezumu vismaz 7 cm (domājams, ka slīpslāņotās sērijas ir ievērojami biežākas, jo novērojumi izdarīti samērā nelielajos urbumu seržu gabaliņos), retāk

¹ *POIKILOTOPIŠKA STRUKTŪRA* iezīmē piemīt tad, ja viena minerāla (vai minerālu) smalkāki graudiņi vai kristāliņi ir izkliedēti rupjākās cita minerāla kristālos. Šī struktūra bieži ir raksturīga smilšakmeņiem ar kalcīta cementu (lodīšu smilšakmeņiem) un smilšakmeņiem ar ģipša cementu. Analogi angļu un krievu valodā izdotajai literatūrai, nosaukums "poikilotopisks" šajā darbā tiek piedāvāts lietot nogulumiežiem, jo agrāk bieži izmantotie nosaukumi "poikilītisks" un "poikiloblastisks" gan angļu, gan krievu literatūrā atbilst attiecīgi magmatiskajiem un metamorfajiem iežiem.

² *POIKILOTOPI* - lieli viena minerāla kristāli, kuros ir izkliedēti smalkāki citu minerālu kristāli vai graudi.

lēcveidīgi slāņota. Vietām smilšakmeņu slāņos sastop zaļganpelēku mālainu un mālaini karbonātisku iežu oļšus ar izmēriem no milimetra daļām līdz 2 x 4 cm, kas liecina par smalkgraudaināko Rēzeknes-Pērnavas svītu nogulu pārskalošanu vidējrupjgraudainā drupu materiāla uzkrāšanās laikā. Nereti drupiežos atrodami zivju kaulu fragmenti. 25. Višķu urbumā 362,0 un 362,6 m dziļumā konstatētas arī melnas, reizēm šķiedrainas plēksnītes, kuras, iespējams, ir augu atliekas.

Vidējrupjgraudaino smilšakmeņu struktūra, slīpslāņotā tekstūra un labais šķirojums liecina, ka tie ir *veidojušies* ļoti aktīvā hidrodinamiskajā režīmā - ātrās straumēs. Savukārt, Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumiem tipisko dolomīta oolītu un pseidoolītu trūkums šajos smiltsiežos norāda uz pazeminātu ūdens sāļumu to nogulsnešanās laikā. Karbonātu oolīti un pseidoolīti, kā labi zināms, veidojas ūdenī ar tuvu normālam vai paaugstinātu sāļumu, kas piesātināts attiecībā pret kalcītu un aragonītu. Ūdens sāļuma pazemināšanās padara neiespējamu šo karbonātu graudu ģenēzi, kas, acīmredzot, arī vairākkārt notika Rēzeknes un Pērnavas laikposmos. Aktīvais hidrodinamiskais režīms, kurā uzkrājās smilšainie nogulumi, nevarēja būt par iemeslu karbonātu oolītu un pseidoolītu trūkumam tajos, jo dinamiska vide tieši sekmē to veidošanos.

Smalk-vidējgraudaini smilšakmeņi

Šie nogulumi ir mazāk izplatīti nekā vidējrupjgraudainie smilšakmeņi, taču cieši asociē ar tiem ģeoloģiskajā griezumā. Smalk-vidējgraudainie smilšakmeņi konstatēti Rēzeknes un Pērnavas svītu griezumā visos šī darba ietvaros pētītajos urbumos, izņemot 25. Višķu urbumu. Tie veido no dažiem desmitiem centimetru līdz aptuveni 2 m biežus slāņus, bet 9. Atašienes urbumā sastop arī vienu 6 m biezu slāni.

Graudu diametrs smilšakmeņos pēc mērījumiem plānslīpējumos ir 0,06-0,4 mm (vidēji 0,2 mm). Drupu materiāls ir samērā vāji šķirots, bet tā noapaļojuma pakāpe pārsvarā ir zema un vidēja. Smalk-vidējgraudainie smilšakmeņi, atšķirībā no rupjākajiem paveidiem, bieži vien ir stipri vizlaini. Sakarā ar mālainā materiāla trūkumu tiem ir samērā liela porainība, kas pieļāva sulfātisku šķīdumu brīvu filtrāciju un ģipša kristalizāciju porās. Līdz ar to, līdzīgi kā vidējrupjgraudainajos smilšakmeņos, bieži sastop *poikilotopisku ģipša cementu*.

Smilšakmeņi ir pelēki, gaiši brūnganpelēki, retāk zaļganpelēki. Pēdējā krāsa atzīmēta tikai 103. Šķaunes urbumā 400-414 m dziļumā. Šiem drupiežiem ir *dažāda tekstūra* - visbiežāk sastop sīku lēcveidīgu un horizontālu slāņojumu, ko nosaka mālaini vizlaina materiāla, vizlas vai zaļganpelēka smilšaina aleirolīta starpkārtiņas ar dažu milimetru biezumu. Mazāk raksturīgs ir slīpslāņojums, ko iezīmē vizlas orientācija, reti var novērot arī viendabīgu tekstūru. Dažkārt smilšakmeņos sastop māla lēcas ar diametru no dažiem milimetriem līdz aptuveni 1 cm. Nereti konstatēti sīki zivju kaulu fragmenti. Līdzīgi kā rupjākajos smilšakmeņos, arī smalk- un vidējgraudainajos paveidos *nesastop ne karbonātu oolītus un pseidoolītus, ne arī karbonātu cementu*.



13. att. Vidēj-rupjgraudains smilšakmens ar poikilotopisku ģipša cementu. Redzama ieža labā šķirotība un tumšo minerālu neliels saturs. Brūnā iegarenā plēksnīte - zivs kauls. 103. Šķaunes urbums, 400,5 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta.

Vienīgi kādā smalk-vidējgraudaino smilšakmeņu slānī 25. Višķu urbumā 362 m dziļumā aptuveni 50 % poru tilpuma aizpilda *piņkristālisks dolomīta cements*. Dolomīta kristālu diametrs pārsvarā ir 0,02-0,07 mm, bet nereti sasniedz 0,15 mm un pat 0,3 mm. Kopā ar piņkristālisko cementu var novērot arī savdabīgus tīra dolomīta agregātus, kuros nav kvarca un laukšpata drupu graudu. Šo agregātu saturs iezī ir ap 2 %, bet izmēri svārstās no 0,15 x 0,22 mm līdz 0,22 x 0,45 mm. Smilšakmens pamatmasā tie izceļas ar smalkkristāliskāku struktūru un neparastu tekstūru: dolomīta agregātus šķērso slāņojumam paralēlas tievas sazarotas dzīslīņas, kuras aizpilda kāds brūns un zaļganbrūns (mikroskopā ar izslēgtu analizatoru), caurspīdīgs minerāls. Pēdējais ir vai nu kāds māla minerāls, vai arī hidratēta vizla, ko karbonātu kristāli augšanas gaitā ir sadalījuši atsevišķās plēksnītēs. Minēto dolomīta agregātu ģenēze nav īsti skaidra.

Jāpiemin arī 14 m biežā Rēzeknes svītas pamatnes daļa 103. Šķaunes urbumā, kur smalk-vidējgraudainie smilšakmeņi ir viens no izplatītākajiem iežu tipiem. Gan smiltsiežu zaļganpelēkā krāsa, gan ļoti vājā cementācijas pakāpe, kas raksturīga šim intervālam, kopumā ir netipiska klastisko karbonātiežu pārejas zonai. Minētā slāņa augšdaļā, aptuveni intervālā 401-403 m, smalk-vidējgraudainajos smilšakmeņos ir visai daudz *dūņēdāju eju*, kuras ļoti krasi izceļas ar pelēko krāsu, ievērojamo mehānisko izturību un cauruļveida formu (14. att.). Raksturīgi, ka tās nekad nešķērso viena otru. Plānsfīpījumā var redzēt, ka dūņēdāju ejas sastāv no dolomīta ar nelielu drupu graudu saturu - vidēji tikai ap 5 %. Dolomīts pārsvarā ir ksenomorfs un ļoti smalkkristālisks, taču sastop arī rupjākus šī minerāla kristālus ar maksimālo diametru 0,3 mm, lielākie un dzidrākie no kuriem nereti ir zonāli Dūņēdāju organismu darbības pazīmes norāda uz to, ka pēc zaļganpelēkā smilšainā materiāla uzkrāšanās paaugstinājās (tuvojās normālam jūras ūdens sāļumam) iepriekš pazeminātais ūdens sāļums, kas radīja labvēlīgus apstākļus šo baseina iemītnieku izplatībai.

Karbonātu oolītu un pseidoolītu trūkums smalk-vidējgraudainajos nogulumos liek secināt, ka tie izgulsnējušies no ūdens ar pazeminātu sāļumu. *Sedimentācijas apstākļi* bija ļoti līdzīgi tiem, kādos uzkrājās iepriekš aprakstītie rupjgraudainie smilšainie nogulumi. Lai gan smalk-vidējgraudainā smilts veidojās aktīvā hidrodinamiskajā režīmā, tomēr ne tik ātrās straumēs kā vidēj-rupjgraudainais drupu materiāls.

Aleirītiski smilšakmeņi

Smalkgraudaini smilšakmeņi un rupjgraudaini aleiroīti ar graudu diametru no 0,05 līdz 0,2 mm (reti līdz 0,3 mm) ir visai raksturīgi apskatāmajai pārejas zonai. Šie nogulumi veido no milimetra desmitdaļām līdz dažiem centimetriem biezas starpkārtas gan par tiem rupjākos, gan smalkākos iežos - smalk-vidējgraudainajos smilšakmeņos, domerītos un mālainos aleiroītos. Bez tam aleirītiskā smilts ir plaši sastopama kā vairāk vai mazāk vienmērīgi izkliedēts piejaukums visai dažādos Rēzeknes-Pērnavas svītu nogulumos. Reti to sastop vienīgi vidēj-rupjgraudainajos smilšakmeņos un pelēkajos dolomītos. Jāatzīmē, ka divi pēdējie ir attiecīgi visrupjākais un vissmalkākais nogulumu paveids pētītajā slāņkopā, tādēļ pēc graudu izmēriem vidēja materiāla trūkums tajos ir gluži likumsakarīgs - to noteica hidrodinamiskā režīma atšķirības. Nereti aleirītiskie smilšakmeņi veido arī patstāvīgus slāņus ar maksimālo biežumu 7 m (355-362 m intervālā 25. Višķu urbumā).

Tīri aleirītiskie smilšakmeņi bez smalkāku frakciju piejaukuma parasti ir brūnganpelēki, gaišpelēki, pelēki un gaiši oranžpelēki. Pieaugot mālainā un mālaini karbonātiskā materiāla lomai, tie iegūst zaļganpelēku krāsu, kura ir viena no dominējošajām apskatāmajā faciālajā zonā. Vistipiskākā tā ir tālāk raksturotajiem domerītiem.

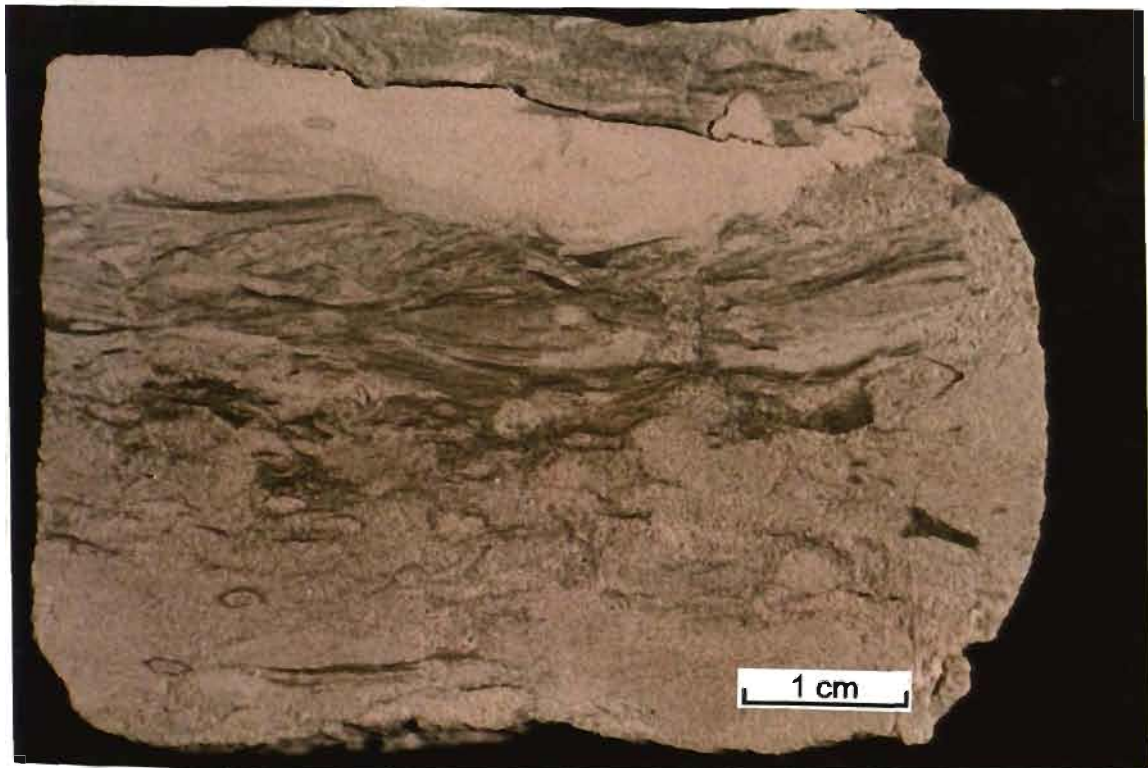


14. att. Zaļganpelēks smalk-vidējgraudains smilšakmens ar dūņēdāju ejām, kuras sastāv no bīva dolomīta ar nelielu drupu graudu saturu. Redzama šo organismu veidojumu caurulveida forma. 103. Šķaunes urbums, 402,5 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta.

Aleirītiskie smilšakmeņi *pārsvarā ir lēcveidīgi slāņoti, retāk vijņoti un horizontāli slāņoti* ar kārtiņu biezumu no milimetra daļām līdz 1 cm, reti līdz 3 cm. Tekstūru nosaka vai nu nedaudz atšķirīga rupjuma materiāla mija, vai arī starpkārtiņas, kuras sastāv no smalkgraudaināka materiāla - smilšaina aleirolīta, mālaina aleirolīta, retāk domerīta. Ļoti reti konstatēts slīpslāņojums ar sēriju biezumu līdz dažiem centimetriem. Dažkārt var novērot slāņojuma deformācijas - sīkas krokas. Nereti sastop arī nogulu pārskalošanas pazīmes - kunkuļus, neregulāras lēcveida kārtiņas un lēcas (15. att.). Tekstūra liecina, ka visdrīzāk aleirītiski smilšainās nogulas ir pārskalotas vijņu darbības rezultātā.

Zaļganpelēkajos domerītos aleirītisko smilšakmeņu starpkārtiņas izceļas ar savu bezkarbonātiskumu. Karbonātu saturs palielinās, pieaugot zaļganpelēkā mālaini aleirītiskā materiāla proporcijai. Aleirīta un smalkas smilts graudiņi ar diametru 0,05-0,2 mm veido domerītos ne tikai patstāvīgas starpkārtas, bet bieži arī ir izklidēti mālaini karbonātisko nogulumu pamatmasā, kur parasti asociē ar gaišpelēku, mazāk mālainu dolomītu.

Žūšanas pazīmes pašos aleirītiskajos smilšakmeņos netika konstatētas, taču reizēm tās, iespējams, sastop dažus centimetrus biezos zaļganpelēku aleirolītu starpslānīšos. Par *problemātiskām žūšanas plaisām* ir uzskatāmas tuvu vertikālam virzienam orientētas dzīslīņas ar platumu līdz dažiem mm, kuras zaļganpelēko aleirolītu starpslānīšos ir pildītas ar aleirītiski smilšaino materiālu - tādu pašu kā smilšakmeņu pamatmasa.



15. att. Aleirītiska smilšakmens starpkārtiņa zaļganpelēkā domerītā. Aleirītiskajam smilšakmenim raksturīga sīki lēcveidīgi slāņota un kunkuļaina tekstūra, kura liecina par nogulu izskalošanu. Jo lumšāka (zaļganpelēka) ir nogulumu krāsa, jo augstāks tajos mālainā materiāla saturs. 103. Šķaunes urbums, 383,8 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta.

Reizēm aleirītiskajos smilšakmeņos ir konstatētas melnas, līdz 0,5 cm garas un platas plēksnītes, kuras, domājams, ir augu atliekas.

Svarīgi ir atzīmēt to, ka *karbonātu oolīti un pseidoolīti nav raksturīgi aleirītiskajiem smilšakmeņiem* pat tad, ja šie drupieži tieši kontaktē ar dažādgraudainu smilšakmeņu slāņiem, kuros ieapaļo karbonātu veidojumu saturs sasniedz 50 %.

Savdabīgus ieslēgumus aleirītiskajos smilšakmeņos var novērot 103. Šķaunes urbumā 386,3 m dziļumā. Šeit visai bieži sastop līdz 8 mm biezas, neregulāras pelēka dolomīta starpkārtnas un lēcas, kuras mijas ar smilšakmens lēcām un starpkārtnām un atšķiras no gaišpelēkā smilšakmens ar nedaudz tumšāku pelēku krāsu. Mikroskopā redzams, ka pelēko krāsu dolomīta kārtiņās nosaka 0,008-0,08 mm biezas slāņojumam paralēlas josliņas, kuras bez analizatora mikroskopā izskatās tumši zaļganpelēkas. Josliņu garums sasniedz dažus mm, un pēc sīki viļņveidīgā rakstura, biežās sazarošanās un izķīlēšanās tās ļoti atgādina literatūrā (Multer, 1975; Reineck, Singh, 1980; Tucker, Wright, 1990) atzīmētās *alģu vai baktēriju kārtiņas* (angļu val. - algal mats, microbial mats). Tomēr tas, ka josliņas pilnībā aizpilda māls, dod pamatu šaubām, vai alģes ir piedalījušās to veidošanās procesā. Iespējams, ka tās gluži vienkārši ir plānas māla kārtiņas, kas izgulsnējušās īslaicīgās ļoti mierīga ūdens epizodēs bez organismu līdzdalības.

Aleirītiskā smilts, līdzīgi rupj-vidējgraudainajam un smalk-vidējgraudainajam smilšainajam materiālam, ir *veidojusies* ūdenī ar pazeminātu sāļumu. To apstiprina karbonātu oolītu un pseidoolītu trūkums, kā arī kopumā niecīgais karbonātu saturs aleirītiski smilšainajos nogulumos. Bez tam šie smalkie drupieži ģeoloģiskajā griezumā cieši asociē ar citiem bezkarbonātiskajiem nogulumiem - rupj-, vidēj- un smalkgraudainajiem smilšakmeņiem, kā arī pelēkiem aleiroolītiem.

Aleirītisko smiltsiežu nelielie graudu izmēri, kā arī raksturīgais lēcveidīgais slāņojums liecina par to veidošanos samērā zemas aktivitātes hidrodinamiskajā režīmā, kurš tomēr nebija pilnīgi mierīgs. V. Kuršs (1992) atzīmējis, ka klastiskais materiāls ar graudu izmēriem 0,05-0,1 mm (t.i. rupjš aleirīts) devona baseinos veidojies lēnās straumēs, kuras plūda līdzīgā virzienā ar tām ātrajām straumēm, kuru darbības rezultātā izveidojās rupjāku smilšu slīpslāņotās sērijas. Pieminēts, ka uz Viļakas vaļņa vidusdevona sākumā rupjgraudainas aleirītiskas nogulas veidojušās vai nu vājas viļņu darbības zonā vai arī plūdmaiņu straumēs.

Viļņveidīga un lēcveidīga tekstūra, kas, kā minēts, ir ļoti raksturīga Rēzeknes un Pērnavas svītu aleirītiskajiem smilšakmeņiem, ir sastopama dažāda vecuma klastiskajos un karbonātiēžos, un to nevar uzskatīt par kādu konkrētu sedimentācijas apstākļu precīzu indikatoru. Kā atzīmēts nogulumiežu tekstūru un struktūru atlantā (Атлас, 1962), viļņveidīgas un lēcveidīgas tekstūras var novērot jūrās viļņu darbības zonā, lagūnās, līčos, ezeros un upju palienēs.

Plaši pazīstamajā darbā par nogulumu sedimentācijas apstākļiem (Reineck, Singh, 1980) ir ilustrēti vairāki mālaina un smilšaina materiāla viļņveidīgas un lēcveidīgas slāņmijas gadījumi. Grāmatā redzami fotoattēli iegūti pārsvarā Ziemeļjūras mūsdienu *plūdmaiņu līdzenumos* un jāteic, ka vairākos no tiem skatāmas Rēzeknes un Pērnavas svītu aleirītiskajiem smilšakmeņiem līdzīgas tekstūras. Arī slāņu biežums ir aptuveni vienāds. Autori atzīmē, ka šāds viļņveidīgs un lēcveidīgs slāņojums var veidoties dažādās vidēs ar mainīgu hidrodinamisko

režīmu vai drupu materiāla pieplūdi, taču biezas slāņkopas ar minēto tekstūru ir raksturīgas *jūrām ar plūdmaiņu režīmu*.

Viļņveidīgs un lēcveidīgs slāņojums ir atzīmēts kā viena no plūdmaiņu režīma pazīmēm vēl daudzos literatūras avotos (Klein, 1971; Tankard, Hobday, 1977; Klein, Ryer, 1978; Эллиот, 1990), tomēr nekur tas nav minēts kā viennozīmīgs šo apstākļu rādītājs. Turklāt vēl tādiem lēcveidīgi un viļņoti slāņotiem nogulumiem, kas veidojušies plūdmaiņu režīmā, ir savas īpašas pazīmes: smilšainajās lēcās un slānīšos var izsekot divos pretējos virzienos orientētu slīpslāņojumu, kas atbilst attiecīgi paisuma un bēguma straumēm.

Novērojumi urbumu serdēs diemžēl neļāva dot precīzu atbildi par šādu īpatnību klātbūtni Rēzeknes un Pērnavas svītu aleirītiskajos smilšakmeņos. Bez tam divos pretējos virzienos orientēts slāņojums var veidoties ne tikai paisuma-bēguma apstākļos, bet arī pludmalēs viļņu darbības rezultātā. Ņemot vērā visu iepriekšminēto, jautājums par aleirītisko smilšakmeņu sedimentācijas procesus regulējošajiem faktoriem vēl arvien paliek atklāts.

Pelnu pelēki aleirolīti

Bezkarbonātiski aleirolīti ir mazizplatīti pētītajās urbumu serdēs. Tos sastop tikai 15. Ludzas urbumā un 9. Atašienes urbumā Pērnavas svītā. Rēzeknes svītā šie nogulumi nav konstatēti. Pelnu pelēkie aleirolīti izteikti asociē ar aleirītiskajiem smilšakmeņiem, retāk tie sastopami kopā ar rupjgraudainākiem smilšakmeņiem. Nekad tie nav konstatēti asociācijā ar zaļganpelēkajiem domerītiem, gaišpelēkajiem dolomītiem un dažādgraudainajiem oolītiskajiem smilšakmeņiem. 15. Ludzas urbumā pelnu pelēkie aleirolīti veido līdz 30 cm biezus slānīšus, kuri mijas ar aleirītiskajiem smilšakmeņiem. Aleirolītu saturs šajā slāņmijā ir aptuveni 40 %. Tie veido arī vienu, domājams, dažus metrus biezu slāni 9. Atašienes urbumā.

Aleirolītu krāsa ir savdabīga - pelēka ar pelniem līdzīgu toni, nedaudz iebrūna. Tiem raksturīgs *pārsvarā horizontāls un nedaudz viļņots slāņojums* ar biežumu no milimetra daļām līdz dažiem mm. Paraugu šķērsgriezumā slāņojums ir vāji izteikts, taču labi redzams veidā, kā serdes gabaliņi sadalās: tie veido plānas neregulāras plātnītes. Tekstūru nosaka vizlas orientācija paralēli slāņojumam, kas ir skaidri redzams plānslīpējumā. Vizlas saturs ir ļoti augsts un sasniedz 30 % no visiem drupu graudiem. Ļoti bieži sastop arī sīkdispersu sulfīdu sakojumus, kuri piešķir aleirolītiem raksturīgo pelēko krāsu. Kvarca un laukšpata drupu graudu diametrs pēc mērījumiem plānslīpējumos ir 0,015-0,08 mm, vidēji 0,03-0,05 mm. Nereti aleirolītos sastop melnus, ogļainus šķiedrainus un plēksnīšveida ieslēgumus ar garumu un platumu līdz 0,5 cm, kas visdrīzāk ir augu atliekas.

Spriežot pēc bezkarbonātiskuma un asociācijas ģeoloģiskajā griezumā ar iepriekš raksturotajiem aleirītiskajiem, smalk-, vidēj- un rupjgraudainajiem smilšakmeņiem, vizlains aleirītiskais materiāls *veidojās* ar tiem līdzīgos apstākļos - ūdenī ar pazeminātu sāļumu. Domājams, ka pelnu pelēkie aleirolīti ir

vissmalkgraudainākie nogulumi, kuri uz Viļakas vaļņa un tā apkārtnē veidojās ūdenī ar ievērojami pazeminātu sāļumu.

Zaļganpelēki domerīti

Zaļganpelēkie domerīti ir vieni no raksturīgākajiem Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumiem Austrumbaltijas klastiski karbonātiskajā slāņkopā. Tiem ir pat dominējošā loma 103. Šķaunes un 15. Ludzas urbumos griezuma apakšdaļā - Rēzeknes svītā. Šie mālaini karbonātiskie nogulumi veido patstāvīgus slāņus ar biežumu no dažiem desmitiem centimetru līdz 11 m un samērā reti pētītajos urbumu griezumos ir sastopami plānākās starpkārtās citos nogulumu paveidos. Rupjākos nogulumos dažkārt vienīgi var novērot zaļganpelēko domerītu oļus ar diametru no milimetriem līdz dažiem centimetriem.

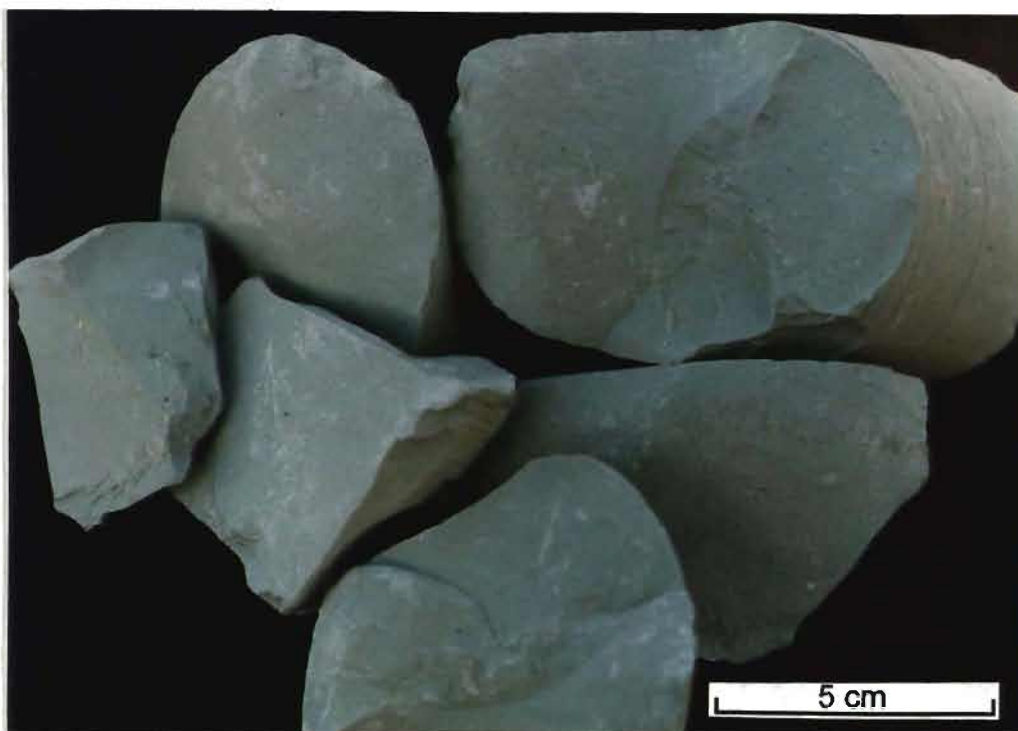
Jāatzīmē gan, ka līdzīgi nogulumu paveidi - zaļganpelēki un pelēki aleirolīti un mālaini aleirolīti, kuri atšķiras no domerītiem tikai ar zemāku karbonātu saturu un nedaudz rupjākiem pamatmasas graudu izmēriem - visai bieži veido milimetrus un centimetrus biezas starpkārtīgas rupjākos nogulumu paveidos - dažādgraudainajos smilšakmeņos un aleirītiskajos smilšakmeņos.

Domerītu krāsa ir visai izteiksmīga un neraksturīga citu Latvijas devona griezuma daļu nogulumiem - koši zaļganpelēka ar viegli zilganu nokrāsu (16. att.), vietām tumšāka un pāriet pelēcīgā. Plānslīpējumos redzams, ka *karbonātu sadalījums nogulumu pamatmasā ir vienmērīgs, un vienīgais karbonātu minerāls ir dolomīts*, kurš pēc struktūras ir slēpt- un mikrokristālisks, reti sastop ļoti smalkkristāliska piejaukumu.

Vairākos intervālos domerīti ir *ļoti viendabīgi*, bez redzamām slāņojuma un citu tekstūru iezīmēm, kā arī kādu komponentu piejaukuma. Taču biežāk šie savdabīgie nogulumieži nemaz nav tik monotoni - tiem raksturīgas gaišpelēkas mālaina dolomīta starpkārtīgas ar biežumu milimetrus un to daļās, rupja aleirīta un smalkas smilts piejaukums, kā arī nevienmērīgi izkliedēts vidēj- un rupjgraudains smilšains materiāls. Smilts graudu vidū bieži sastop dolomīta oolītus un pseidoolītus.

Gaišpelēka mālaina dolomīta starpkārtīgas ar savu gaišāko toni samērā labi izceļas zaļganpelēkajā domerīta pamatmasā pat urbuma serdes virsmā, bet sevišķi skaidri redzamas zāgētā parauga šķersgriezumā. Šīm starpkārtiņām ir liela nozīme domerītu sedimentācijas apstākļu pētījumos, jo bieži tās ir vienīgā pazīme, kas uzsver smalko, sarežģīto nogulumu tekstūru.

Gaišpelēko kārtiņu biežums ir ievērojami atšķirīgs - no aptuveni 0,05 mm līdz dažiem milimetriem, maksimāli 4-5 mm. Bieži tās veido ļoti smalku *lēzeni viļņotu, lēcveidīgu un horizontālu slāņmiju* ar zaļganpelēko, nedaudz mālaināko materiālu. Intervāli, kur mijas ļoti plānās zaļganpelēkās un gaišpelēkās kārtiņas, izdalās kā atsevišķi slānīši ar biežumu līdz 1,5 cm, kurus nomaina līdzīga biežuma viendabīgi zaļganpelēkie slānīši (17. att.). Tas norāda uz sedimentācijas procesu dažādu rangu periodiskumu. Iespējams, ka visplānākās kārtiņas atbilst diennakti vai pat diennakts daļas ilgām sedimentācijas režīma izmaiņām. Nav izslēgts, ka šīs izmaiņas ir izsaukuši plūdmaiņu procesi.

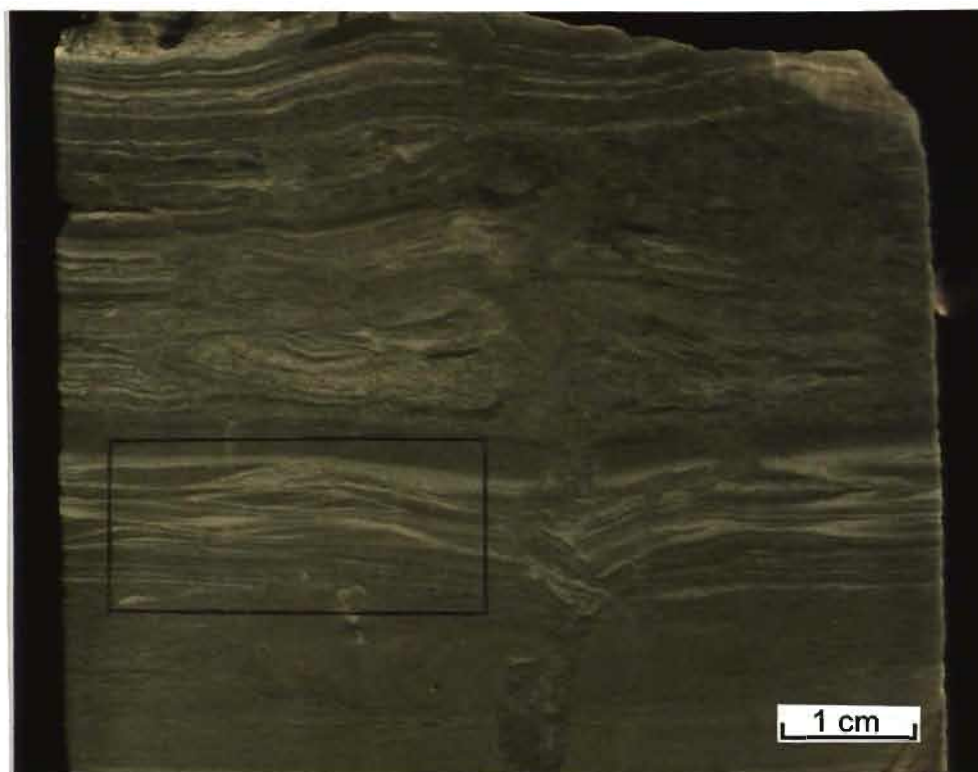


16. att. Viendabīgi zaļganpelēkie domerīti ar tiem tipisko krāsu. 103. Šķaunes urbums, 393,5-394,0 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta.

Plānslīpējumā redzams, ka gaišpelēkie slānīši izceļas ar *dažādkristālisku struktūru* - sastop gan slēpt- un mikrokristālisku dolomītu, kas dominē zaļganpelēko domerītu pamatmasā, gan arī ļoti smalk- un smalkkristālisku, atsevišķos gadījumos pat vidējkristālisku dolomītu ar maksimālo kristālu diametru 0,13 mm. Kristāli pārsvarā ir ksenomorfi un hipidiomorfi, retāk idiomorfi. Dažādu izmēru dolomīta kristālu sadalījums ir nevienmērīgs - tie veido nelielus, bieži vien sazarotus agregātus.

Nereti gaišpelēkā mālainā dolomīta piejaukums nosaka *lēcveidīgu, lēcveidīgi slāņotu un kunkuļainu tekstūru*. Lēcu un kunkuļu diametrs svārstās no milimetra desmitdaļām līdz 1-2 cm, to ārējās robežas parasti ir krasas, bet forma - neregulāra un vāji noapaļota. Atsevišķos gadījumos (103. Šķaunes urbumā vietām 383,3-383,8 m intervālā) gaišais materiāls dominē, un tajā sastop zaļganpelēkā domerīta lēcas ar diametru līdz 1-2 cm. Visdrīzāk lēcveidīgās un kunkuļainās tekstūras ir nogulu pārskalošanas pazīmes.

Otrs piemaisījumu veids zaļganpelēkajos domerītos ir *rupjgraudains aleirīts un smalkgraudaina smilts* ar graudu izmēriem 0,05-0,2 mm. Smalkais drupu materiāls pēc granulometriskā sastāva un vājās noapaļotības ir identisks aleirītisko smilšakmeņu dominējošajai frakcijai. Zaļganpelēkajos mālaini karbonātiskajos nogulumos aleirītiskās smilts piejaukums ir sastopams visai bieži, un parasti tas asociē ar gaišpelēko mālaino dolomītu.



17. att. Zaļganpelēkais domerīts ar daudzveidīgu smalku tekstūru, kuru nosaka gaišpelēka mālaina dolomīta starpkārtiņas. Biezākos slānīšos, kuri atšķiras pēc tekstūras īpatnībām un gaišpelēkā materiāla satura, vai izsekot arī zemāka ranga ļoti smalku slāņojumu ar biežumu milimetra desmitdaļās. Redzams vāji izteikts lēcveidīgs slāņojums (attēla apakšdaļā), ripsnojums (augstāk), lēcveidīgs slāņojums ar daudzām deformācijām un izskalojuma pazīmēm (vidusdaļā) un lēzeni vilņots slāņojums (augšdaļā). Parauga vidusdaļu vertikālā veidā šķērso žūšanas plaisa. Ar taisnstūri apvilktis iecirknis, kurš redzams 20. att. 103. Šķaunes urbums, 389,2 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta.

Aleirītiskās smilts sadalījums ir nevienmērīgs: zaļganpelēkajos domerītos sastop lēcas, sazarotas dzīslīņas ar neregulāru formu, retāk lēcveidīgus un vilņveidīgus slānīšus ar paaugstinātu šī materiāla saturu. Lēcu, dzīslīņu un citu veidojumu robežas biežāk ir izplūdušas, retāk krasas, bet to biežums svārstās no milimetra daļām līdz dažiem centimetriem, vidēji daži milimetri. Smalko drupu graudu saturs lēcās un dzīslīnās ir mainīgs, bet parasti nepārsniedz 30 %. Vietām var novērot, ka nogulumiem ar paaugstinātu aleirītiskās smilts saturu ir lēcveidīga, kunkuļaina un citādi nevienmērīga tekstūra, bet intervāliem, kur smalkā klastiskā materiāla ir mazāk - regulārs horizontāls slāņojums. Retos gadījumos aleirītiskā smilts ir vienmērīgi izkliedēta zaļganpelēkajos domerītos, un tad tās saturs nav augstāks par 5-10 %.

Plānslīpējumos ir labi redzams smalkā drupu materiāla nevienmērīgais, dažkārt ļoti neregulārais sadalījums. Pat tad, ja paši gaišpelēkie slānīši ir izturēti un ar vienādu biežumu, mikroskopiskā mērogā tajos var labi novērot *vērpvetveidīgu drupu graudu orientāciju* (18. att.). Domājams, ka tā liecina par mālaini karbonātisko nogulu uzduļķošanu vienlaicīgi ar aleirītiskās smilts uzkrāšanos. Kontakti starp iecirkņiem, kuri satur drupu graudus un kuros to nav, parasti ir izplūduši un neregulāri, retāk krasī. Dažkārt aleirītiskās smilts sadalījums ataino ripsnojuma tekstūras. Gadījumos, kad domerītu lēcveidīgā un kunkuļainā tekstūra ir labi redzama pat ar neapbruņotu aci, mikroskopā var novērot ļoti nevienmērīgu drupu graudu orientāciju -

vērpētveidīgus sakopojumus ar diametru ap 1 mm, kā arī sazarotus, izplūdušus dzīslveida agregātus, kur graudu orientācija arī ir vērpētveidīga.

Kopā ar kvarca un laukšpata graudiem aleirītiskās smilts sastāvā nereti ietilpst arī ieapaļas un nedaudz iegarenas *mikrītiskas dolomīta piciņas* ar diametru 0,04-0,12 mm (sk. 18. att.). Piciņas ir vienmērīgi izklīdētas smalko drupu graudu vidū un neveido patstāvīgus agregātus. Tās ir vai nu pārskaloti karbonātisko nogulu fragmenti, vai aļģu veidojumi, vai arī kādu organismu (iespējams, estēriju) koprolīti. Piciņu saturs maksimāli sasniedz 5-10 %. Lai gan pagaidām par to ir maz datu, šķiet, ka mikrītisko piciņu saturs nogulumos pieaug virzienā uz dienvidaustrumiem.

Gaišpelēkā mālainā dolomīta slānīšu sastāvs un aleirītiskās smilts sadalījums tajos labi atspoguļo nogulu sedimentācijas apstākļus. Viendabīgās zaļganpelēkās mālaini karbonātiskās nogulas neapšaubāmi ir uzkrājušās ļoti mierīgā vidē. Gaišpelēkās kārtiņas, acīmredzot, ir izveidojušās hidrodinamisko apstākļu aktivizācijas rezultātā, kad tika pārskalotas mālaini karbonātiskās nogulas un vienlaicīgi nogulsnēts rupjāks materiāls - aleirītiskā smilts. Vietām novērojamās simetriskās ripsnojuma tekstūras liecina, ka uzduļķošana visdrīzāk ir notikusi *viļņu darbības rezultātā*. Kopā ar kvarca un laukšpata drupu graudiem uzkrājas slēptkristāliskās dolomīta piciņas.

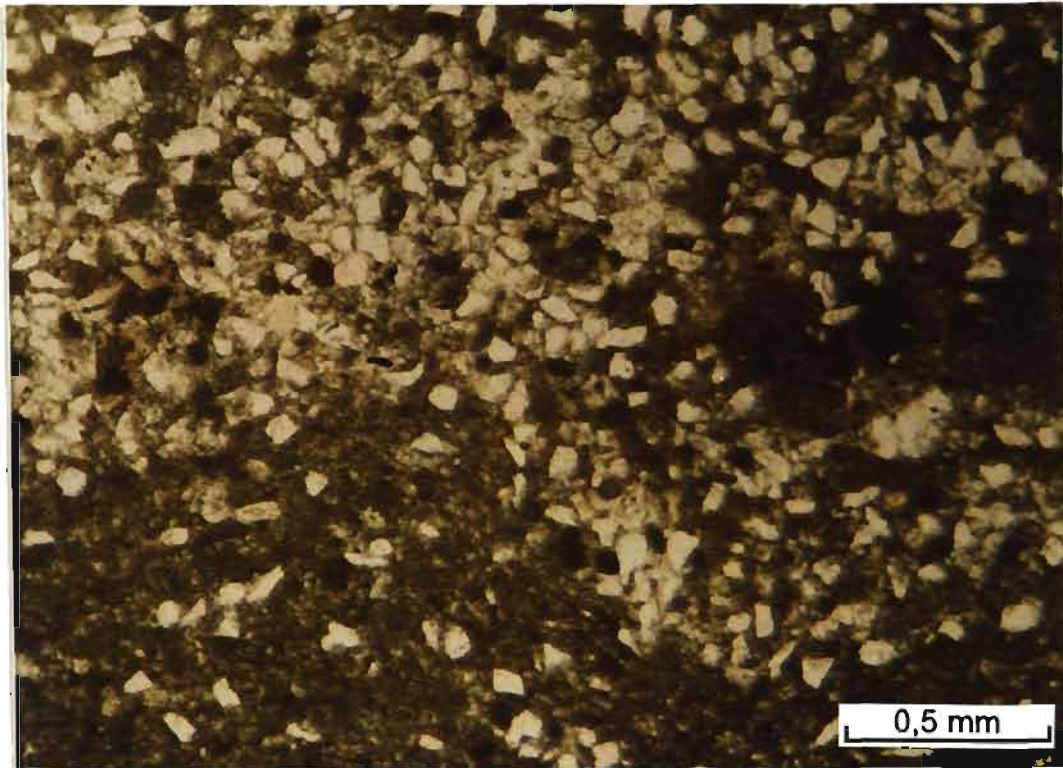
Gaišpelēkajās kārtiņās ir zemāks mālainā materiāla saturs nekā zaļganpelēkajā domerīta pamatmasā. Domājams, ka to noteica mālainā materiāla aizskalošana viļņu darbības ietekmē. Izskalošana nav bijusi pilnīga, jo aleirītiskā smilts praktiski nekur neveido ieža karkasu - vienmēr tā augstākā vai zemākā koncentrācijā ir izklīdēta mālainā dolomīta pamatmasā. Gaišpelēkajos slānīšos bieži sastop pilnkristālisku dolomītu, kura nav viendabīgajā domerītu pamatmasā (sk. 18. att.).

Pieaugot smalkā drupu materiāla saturam, zaļganpelēkie domerīti pāriet aleirītiskajos smilšakmeņos, kuri raksturoti iepriekš. Vēlreiz jāatzīmē to, ka aleirītisko smilšakmeņu starpkārtiņas zaļganpelēkajos dolomītos ir bezkarbonātiskas, bet pieaugot zaļganpelēkā mālainā materiāla lomai, vienlaicīgi palielinās arī karbonātu saturs.

Bez gaišpelēkajām mālainā dolomīta starpkārtiņām un aleirītiskās smilts piejaukuma zaļganpelēkajos domerītos sastop arī ***vidēj-rupjgraudainu kvarcu un laukšpatu*** ar graudu diametru 0,3-1 mm un ļoti labu noapaļojumu. Šādu izmēru rupjdrupu materiāls parasti uzkrājas ātrās straumēs, kas ievērojami atšķiras no mālaini karbonātiskajam materiālam atbilstošās mierīgās vides.

Tomēr rupjā smilts ir visai tipiska zaļganpelēko domerītu pazīme. Reti ir gadījumi, kad domerītos to vispār nesastop. Parasti rupjās smilts koncentrācija ir neliela (1-2 %), retāk biežāko domerīta slāņu bazālajās daļās un žūšanas plaisās tās saturs sasniedz 10-30 % (19. att.). V. Kuršs (1975) atzīmējis, ka rupjgraudainās smilts piejaukums nosaka domerītos vērpētes tekstūras, kuras liecina par nogulu uzduļķošana un pārgulsnēšanos. Arī šī darba gaitā konstatēts, ka rupjo kvarca un laukšpata drupu graudu sadalījums ir nevienmērīgs - gan serdes gabaliņu šķērsgriezumā, gan slāņu virsmās redzams, ka tie veido neregulāras lēcas un

dzīslas ar izplūdušām robežām un izmēriem no dažiem milimetriem līdz 3-4 cm. Šāda nevienmērīga izplatība un savdabīgās vērpetes tekstūras liecina, ka rupjā smilts ir iekļuvusi mālaini karbonātiskajās nogulās *viļņu darbības rezultātā*.



18. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: zaļganpelēkais domerīts ar aleirītiskas smilts (baltie graudiņi) un mikrītisku¹ dolomīta piciņu (tumsbrūnie graudiņi) piejaukumu. Attēla augšdaļā - gaišpelēkā mālainā dolomīta starpkārtiņa ar augstu aleirītiskās smilts saturu un paaugstinātu pilnkristāliska dolomīta cementa (gaišpelēkais starp aleirītiskās smilts graudiņiem) saturu. Attēla apakšdaļā - zaļganpelēkā domerīta pamatmasa (brūnais) ar nelielu aleirītiskās smilts un piciņu piejaukumu un bez pilnkristāliskā dolomīta cementa. Nevienmērīgais aleirītiskās smilts sadalījums un kontakta raksturs starp gaišpelēko dolomītu un zaļganpelēko domerītu liecina par viļņu iedarbību uz nogulām. 103. Šķaunes urbums, 388,5 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta. Nikoli paralēli.

Kopā ar rupjajiem kvarca un laukšpata graudiem nereti sastop *arī dolomīta oolītus un pseidoolītus*, kuru saturs vidēj-rupjgraudainās smilts vidū svārstās no 0 līdz 20 % un pat 50 % (103. Šķaunes urb., 384,3-384,9 m intervālā). Karbonātu vidū visvairāk ir baltu graudu, bet vietām sastop arī melnus un pelēkus graudus. Starp tiem dominē pseidoolīti, mazāk ir oolīti. Karbonātu graudu melno un pelēko krāsu nosaka sulfīdu minerālu piejaukums. Domājams, ka karbonātu oolīti un pseidoolīti ir ieskaloti domerītos kopā ar rupjajiem kvarca un laukšpata graudiem *viļņu darbības rezultātā*.

¹ *MIKRĪTS* (angļu valodā *micrite, lime mud*) - karbonātu minerāli ar kristālu diametru zem 0,02 mm (pamatā slēpt- un mikrokristāliski). Mikrīta sastāvā var ietilpt gan homogēns kalcija karbonāts, gan ļoti smalks organismu detrits, gan arī niecīgu izmēru karbonātisks drupu materiāls. Līdzīgi tiek lietots termins "mikrītiska struktūra" (Folk, 1959, 1962; Dunham, 1962).

Kā jau minēts, gaišpelēkā mālainā dolomīta, aleirītiskās smilts un rupjā drupu materiāla sadalījums nosaka zaļganpelēko domerītu daudzveidīgo uzbūvi: sīku horizontālu un viļņotu slāņojumu, lēcveidīgu slāņojumu, lēcas, kunkuļus un vērpētes tekstūras. Taču tā ir tikai daļa no mālaini karbonātisko nogulumu tekstūru kompleksa.

Atsevišķos gadījumos gaišpelēko un zaļganpelēko kārtiņu mijā konstatētas **ripsnojuma tekstūras** (20. att.) - 2,4-2,5 mm augsti un 16,5-18,3 mm gari "vilnīši". Vienam 18,3 mm garam "vilnītim" ir noskalota augšdaļa, un tā rekonstruētais augstums ir 4,2 mm. Ripsnojuma tekstūrām ir aptuveni simetriska forma, garuma/augstuma attiecība no 4,4 līdz 6,6 un smalka iekšējā uzbūve - vienā virzienā krītošs slīpslāņojums.

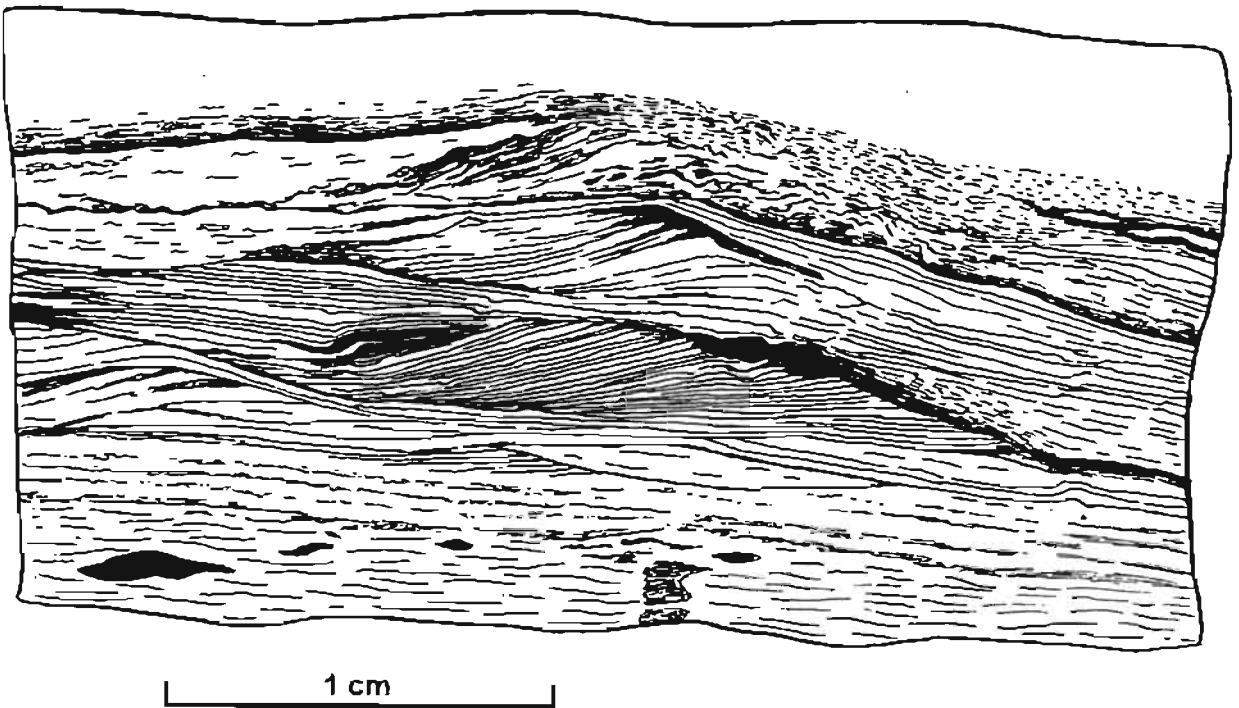
Ripsnojums var veidoties gan straumju, gan viļņu dabības rezultātā un nereti šo procesu izveidotās tekstūras ir grūti atšķirt. Pēc literatūras datiem (Reineck, Singh, 1980), ripsnojuma veidošanos viļņu darbības rezultātā pierāda tā augstuma/garuma attiecība <4 . Bieži gan viļņu ripsnojumam šī attiecība ir lielāka, taču tad to vairs nevar izmantot par noteicošu pazīmi. Straumju ripsnojuma tekstūru augstuma/garuma attiecības vienmēr ir >5 , parasti 8-15. Bez tam straumju zīmes, kā likums, ir asimetriskas, bet viļņu ripsnojums var būt gan simetrisks, gan asimetrisks.

Zaļganpelēkajos domerītos sastopamo "vilnīšu" simetriskums un samērā nelielā garuma/augstuma attiecība, domājams, atbilst viļņošanās ripsnojumam. Lai gan to pašreizējā garuma attiecība pret augstumu (4,4-6,6) nav īsti tipiska ne viļņiem, ne straumēm, jāņem vērā, ka pēcsedimentācijas procesos mālaini karbonātiskais materiāls ticis ievērojami noblīvēts. Līdz ar to augšminētie skaitļi reāli ir jāpazemina vismaz līdz 3-5, kas ir jau ļoti tuvu viļņošanās ripsnojumam raksturīgajām vērtībām. Vilnīšu iekšējā uzbūve (vienvirziena slīpslāņojums) nav pretrunā ar to ģenēzi viļņošanās rezultātā, jo kā parādījuši R. Ņūtona pētījumi (Reineck, Singh, 1980), tieši šāda iekšējā uzbūve ir raksturīga lielai daļai viļņu ripsnojuma tekstūru, kurām ārēji ir simetriska forma.

20. attēlā redzami trīs vilnīši, kuri izvietoti viens virs otra un atspoguļo hidrodinamiskā režīma aktivizēšanās epizodes. Virs katra vilnīša kreisās malas var novērot horizontāli slāņotas nogulas, kas uzkrājušās nelielās bedrītēs starp pozitīvajām ripsnojuma formām brīžos, kad hidrodinamiskā aktivitāte ir samazinājusies. Līdz ar to pat šī attēlaniecīgajā mērogā ir saskatāmas visai būtiskas vides aktivitātes izmaiņas. Daudzviet, it sevišķi attēla augšdaļā, var novērot sīkas noslīdeņu darbības pazīmes. Jāatzīmē, ka tajā pašā urbuma serdes gabaliņā, kura daļa ir skatāma 20. att., divos gadījumos *ripsnojums ir orientēts pretējā virzienā*. Iespējams, ka gan divos pretējos virzienos vērstais ripsnojums, gan biežās hidrodinamiskā režīma maiņas atbilst plūdmaiņu režīmam, taču pagaidāmniecīgais novērojumu skaits neļauj izdarīt pamatotus secinājumus par to. Smalkās ripsnojuma tekstūras norāda uzniecīgu baseina dziļumu to veidošanās laikā - tikai dažī centimetri vai desmiti centimetru.



19. att. Zaļganpelēkais domerīts ar nevienmērīgi izkliedētas vidēj-rupjgraudainas smilts piejaukumu.
15. Ludzas urbums, 447,5 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta (pie kontakta ar silūra nogulumiem).



20. att. Sīka ripsnojuma tekstūra zaļganpelēkajos domerītos. Melnais - gaišpelēks mālais dolomīts, bieži ar aleirītiskas smilts piejaukumu; baltais - zaļganpelēkā domerīta pamatmasa. 103. Šķaunes urbums, 389,2 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta. Šī attēla izvietojumu domerīta makroparaugā sk. 17. att.

Nereti zaļganpelēkajos domerītos sastop krokas ar amplitūdu no milimetra daļām līdz aptuveni 1 cm, kuras reizēm ir slīpas un pat apgāztas. Bieži vien kroku slēgi ir samērā asi un "pārlauzti", un cauri šādām vietām perpendikulāri slāņojumam uz leju stiepjas vertikālas dzīslīņas ar haotisku tekstūru. Pārlauztās krokas ļoti atgādina tekstūras, kuras angļu valodā tiek dēvētas "tepees" (tulkojumā - vigvami). Tās ir visai plaši aprakstītas gan mūsdienu, gan senajos nogulumos un interpretētas kā žūšanas procesu rezultāts: slāņiem atsedzoties Zemes virspusē, to virsma sāk plaisāt un gar plaisām liekties uz augšu, kamēr izveidojas indiāņu vigvamiem līdzīgas formas. Šīs tekstūras ir atzītas par visai raksturīgām plūdmaiņu līdzenumu pazīmēm (Reineck, Singh, 1980; Tucker, Wright, 1990 u.c.), lai gan tās var veidoties arī citā vidē, kur periodiski mijas nogulsnešanās un žūšanas procesi. Latviešu valodā publicētajā literatūrā šādas tekstūras agrāk nav raksturotas, un domājams, ka vislabāk tām atbilst termins "**vigvama tekstūras**" (21. att.). Minētais nosaukums tiks lietots arī turpmāk šajā darbā. Apgāztās krokas un krokotās tekstūras ar neregulāru formu, iespējams, ir noslīdeņu pazīmes.



21. att. Vigvama tekstūra zaļganpelēkajā domerītā, shematizēta. Melnais - gaišpelēks mālais dolomīts, bieži ar aleirītiskas smilts piejaukumu; baltais - zaļganpelēkā domerīta pamatmasa. 103. Šķaunes urbums, 386,6 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta.

Rēzeknes un Pērnavas svītu zaļganpelēkajiem domerītiem ir ļoti raksturīgas **žūšanas plaisas**, kuras norāda uz periodisku slāņkopas atsegšanos Zemes virspusē. Šajos nogulumos var izdalīt trīs žūšanas plaisu paveidus.

Visai bieži sastop *no domerītu pamatmasas kراسi norobežotas plaisas, kas aizpildītas ar aleirītisko smilti un rupjajiem drupu graudiem*. Tās ir no milimetra daļām līdz 1,5 cm platas un vertikālā virzienā iesniedzas domerītos vismaz līdz 5 cm dziļumam. Nereti skaidri redzamas pazīmes, kuras pierāda plaisu ģenēzi žūšanas rezultātā Zemes virspusē: plaknisku formu, kļīveida šķērsgriezumu un pakāpenisku sašaurināšanos uz slāņa lejasdaļu, kā arī slāņu atliekšanos uz augšu gar abām to malām. Visas minētās pazīmes ļauj labi atšķirt Zemes virsmas apstākļos veidojušās žūšanas plaisas no nogulumu zemūdens sinerēzes plaisām, smilts injekciju tekstūrām u.c. (Tanner, 1998). Sastop gan samērā taisnas, gan zigzagveidīgas plaisas; pēdējās ir ieguvušas savu formu mālaini karbonātisko nogulu noblīvēšanās dēļ vai noslīdeņu procesu rezultātā.

Vairākos griezuma intervālos žūšanas plaisas ir vienīgā vieta nogulumos, kur vispār sastop rupjdrupu materiālu (22. att.). Iespējams, ka pēdējā gadījumā ātras

ūdens plūsmas, kas transportēja rupjos smilts graudus, skalojās pāri jau litificētam domerītam, un atvērtās plaisas bija vienīgā vieta, kur šis materiāls "aizķērās".

Tieši šī veida žūšanas plaisas domerītos ir visizplatītākās un sastopamas lielākajā daļā zaļganpelēko mālaini karbonātisko nogulumu slāņu. Nereti konstatētas tādas vertikālas un tuvu vertikālam orientētas dzīslīņas, kas izceļas ar tikai nedaudz paaugstinātu drupu graudu saturu. Ļoti iespējams, ka tās ir līdzīgas aprakstītajām žūšanas plaisām, taču sakarā ar nelielu smilšainā materiāla pieplūdi ir tikušas aizpildītas ar domerītu pamatmasai līdzīgu zaļganpelēku materiālu, un aleirītiskās smilts piejaukums vienīgi iezīmē plaisiņu formu.

Citas domerītiem raksturīgas *plaisas ir pildītas ar tumši zaļganpelēku mālainu materiālu* - tumšāku nekā nogulumu pamatmasa. Tumši zaļganpelēkais materiāls pēc sastāva maz atšķiras no apkārtējā ieža, taču izceļas ar nedaudz paaugstinātu aleirītiskas smilts graudiņu un vizlas plēksnīšu saturu. Spriežot pēc tā, ka plaisu pildvielai ir zemāka mehāniskā izturība nekā domerītu pamatmasai, var domāt, ka pirmajā ir arī zemāks karbonātu saturs nekā domerītā. Šo plaisu platums ir no milimetra daļām līdz dažiem milimetriem. Dažkārt līdzīgas, ar tumši zaļganpelēku materiālu pildītas plaisiņas var izsekot domerītu atlūzās, kuras ir iekļautas izskalojuma brekčijās. Tas liecina par vairākkārtēju ieža žūšanu un pārskalošanu.

Sastop arī tādas žūšanas plaisas, kas ir krasī norobežotas no domerītu pamatmasas, bet atšķiras no tās tikai ar savu izjaukto tekstūru.

Ar žūšanas plaisām un vigvama tekstūrām bieži asociē **brekčijas** - nelieli domerītu gabaliņi ar diametru no milimetriem līdz dažiem centimetriem un krasām robežām, kuri iekļauti līdzīgā, bet viendabīgā zaļganpelēkā mālaini karbonātiskā pamatmasā. Nereti var novērot, ka domerītu gabaliņos sastop gaišpelēkās kārtiņas, bet to nav mālaini karbonātiskajā pamatmasā. Asociācija ar vigvama tekstūrām un žūšanas plaisām norāda uz brekčiju veidošanos žūšanas un tai sekojošas izskalošanas rezultātā.

Izteiksmīgas tekstūras ir redzamas domerīta slānī 103. Šķaunes urbumā 399,0-400,0 m dziļumā. Izeis šeit ir vienmērīgi saplaisājis gandrīz visā slāņa biezumā, un plaisu sistēma to sadala gabaliņos ar diametru no dažiem milimetriem līdz vairākiem centimetriem. Plaisu platums svārstās no 0,2 līdz 1,5 cm, garums sasniedz 4 cm vertikālā virzienā un vismaz 7 cm horizontālā virzienā. Plaisas aizpilda aleirītisks un smalkgraudains smilšakmens ar rupjdrupu materiāla piejaukumu; tām ir ļoti krasas, asšķautņainas robežas. Plaisaino domerītu pārsedz 2 m biezs smilšakmens slānis, kura sastāvs ir identisks žūšanas plaisās sastopamajam materiālam. Smilšakmens slānī ir iekļauti domerīta oļi no apakšējā slāņa. Augšminētais domerīta slānis ir visai ilgu laiku bijis atsegts Zemes virspusē, tādēļ spēcīgi saplaisājis žūšanas rezultātā. Iespējams arī, ka domerīta veidošanās laikā vairākkārt mijušies sedimentācijas un žūšanas procesi. Smilšainais materiāls ir iekļuvis domerīta plaisās no augšas un, domājams, ka tas noticis valējās plaisās pārsedzošā smilts slāņa veidošanās procesā. Nav izslēgts, ka plaisas turpinājušas aizpildīties ar augstāk iegulošā smilšakmens slāņa materiālu nogulumu iegrimšanas un nobīvēšanās gaitā.

Domerītos nereti sastop arī *ģipša lēcas* ar oranžu, dažkārt brūnu krāsu un izmēriem no milimetriem līdz 0,5 x 3 x 3 cm. Domājams, ka ģipša lēcu klātbūtne biezos domerīta slāņos liecina par sulfātu minerālu izgulsnēšanos tieši no baseina ūdens ar paaugstinātu sāļumu. Būtu grūti izskaidrot ģipša ieslēgumu veidošanos biezu domerīta slāņu iekšienē pazemes ūdeņu migrācijas rezultātā, jo mālaini karbonātiskais materiāls izceļas ar zemu ūdenscaurlaidību.

Bieži vien domerītos ir konstatēti sīkdispersu sulfīdu agregāti. Savukārt, no organismu atliekām dažkārt ir atrastas estērijas, kuru saturs vietām ir samērā augsts.

Vietām Rēzeknes svītas augšdaļā (103. Šķaunes urb.) un Pērnavas svītas apakšdaļā (15. Ludzas urb.) iegul zaļganpelēki mālaini aleirolīti, kuri atšķiras no domerītiem tikai ar zemāku karbonātu saturu un nedaudz augstāku aleirītiskas smilts koncentrāciju. Arī nogulumu tekstūras ir līdzīgas. Domājams, ka mālainie aleirolīti ir veidojušies līdzīgos apstākļos kā domerīti, vienīgi zemāka sāļuma ūdenī (par to liecina nelielais karbonātu saturs) un nedaudz aktīvākā hidrodinamiskajā režīmā (to atspoguļo augstāks aleirītiskās smilts saturs). Dažkārt mālainajos aleirītos konstatētas žūšanas plaisas, kas norāda uz to periodisku atsegšanos Zemes virspusē.

Zaļganpelēkie domerīti pamatā ir *veidojušies* mierīgā hidrodinamiskajā režīmā, ko apstiprina to ļoti smalkgraudainā struktūra. Plaši sastopamās žūšanas plaisās, vigvama tekstūras un brekčijas norāda uz periodisku slāņkopu atsegšanos Zemes virspusē.

Bieži vien hidrodinamiskais režīms aktivizējās, kā rezultātā tika izjaukta domerītu tekstūra un tajos ieskalota gan aleirītiska smilts, gan rupji smilts graudi. Kopā ar dažāda izmēra smilts graudiņiem mālaini karbonātiskajos nogulumos iekļuva arī karbonātu oolīti un pseidoolīti. Gan smalko, gan rupjo graudu vērpvetveida sadalījums, gan arī viļņu ripsnojuma tekstūras domerītos liecina par to, ka smilšainā materiāla ieskalošana mālaini karbonātiskajās nogulās norisinājās viļņu darbības rezultātā.



22. att. Zaļganpelēks domerīts ar žūšanas plaisām, ko aizpilda aleirītiska un vidēj-rupjgraudaina smilts. Plaisas krasi nodalās no domerīta pamatmasas, kurā smilti praktiski nesastop. 103. Šķaunes urbums, 399,3 m dziļums, vidusdevona Rēzeknes svīta.

Gaišpelēki slēptkristāliski dolomīti

Gaišpelēkie dolomīti ir viskarbonātiskākais nogulumu paveids klastisko-karbonātiežu pārejas zonā. Tie veido patstāvīgus slāņus, kuri ieguļ noteiktā stratigrāfiskajā līmenī - tikai pašā Pērnavas svītas augšdaļā tieši zem Narvas svītas pamatnei raksturīgās brekčijas. Vienīgi 15. Ludzas urbumā gaišpelēkie dolomīti konstatēti vēl divās griezuma daļās: Pērnavas svītā, kā arī Rēzeknes svītas augšā tieši zem kontakta ar Pērnavas svītu¹. Visi šie intervāli atbilst sedimentācijas ciklu augšdaļām un iezīmē baseina regresijas epizodes. Pēc V. Kurša datiem (1975), gaišpelēkie dolomīti (палевые доломиты) ir tipiska Pērnavas svītas sastāvdaļa un sastopami šīs svītas augšdaļā ne tikai Viļakas vaļņa teritorijā, bet arī tālāk uz rietumiem. 55. Talsu urbumā dolomīta slānis Pērnavas svītas augšdaļā ir pat 5 m biezs.

Gaišpelēko dolomītu slāņu biezums ir 0,25-2,0 m. Šie karbonātieži ir sastopami kopā ar atšķirīgiem nogulumiem un tiem nav raksturīga asociācija ar vienu vai dažiem paveidiem.

Nogulumu pamatmasu veido *gaiši brūnganpelēks slēptkristālisks dolomīts*, bet slāņojumu bieži nosaka *tumšbrūnas starpkārtnas* (23. att.), kuras izceļas ar augstāku māla, vizlas un ģipša saturu, bet sevišķi ar paaugstinātu kvarca un laukšpata drupu graudu koncentrāciju. Kvarca un laukšpata graudiņu diametrs ir 0,01-0,15 mm, vidēji 0,04 mm, kas atbilst smalk-rupjgraudainam aleirītam. Domājams, ka tumšbrūno slānīšu krāsu nosaka organiskās vielas piejaukums.

Plānslīpējumā var novērot, ka, atšķirībā no gaišajiem dolomīta slānīšiem ar slēptkristālisku struktūru, tumšbrūnajās kārtiņās vietām sastop arī lielākus dolomīta kristālus ar diametru līdz pat 0,04 mm (ļoti smalkkristāliski). Visdrīzāk šīs dolomīta struktūras atšķirības var izskaidrot ar tumšo kārtiņu augstāku porainību, ko noteica to veidošanās aktīvākā hidrodinamiskajā režīmā, kur nogulsnējās aleirīts un daļēji tika izskalotas smalkās karbonātu dūņas. Porainība deva iespēju brīvākai šķīdumu migrācijai, primāro karbonātu minerālu pārkristalizācijai vai arī poru cementācijai. Iespējams arī, ka kristālu izmēru palielināšanās nelielā mērā ir notikusi dolomitizācijas rezultātā.

Gaišpelēkajiem dolomītiem ir *sīki horizontāli, lēcveidīgi un viļņoti slāņota tekstūra*, retos gadījumos arī krokojums ar maksimālo amplitūdu 1 cm. Krokas, iespējams, ir veidojušās noslīdeņu rezultātā jau sedimentācijas procesu gaitā. Slāņojums ir krass, un pēc biezuma to var iedalīt dažādos rangos: labi izsekojama ir 0,1-3 cm biezu gaišo un 0,1-0,5 cm biezu tumšo slānīšu mija (vienā gadījumā tumšpelēkā slānīša biezums sasniedz 1,6 cm); bez tam var izšķirt ļoti plānas kārtiņas ar biezumu 0,1-0,2 mm un mazāk. Gaišajos tīra dolomīta slāņos ar biezumu milimetros un centimetros var izsekot plānās tumšās starpkārtnas, bet biežākajos

¹Atbilstoši šajā darbā pieņemtajam abu svītu robežas variantam. Sīkāk sk. šīs nodaļas punktu "Nogulsnēšanās procesu izmaiņu periodiskums".

tumšajos slāņos - plānas gaišās starpkārtiņas. Tādējādi dolomītu tekstūrā redzams sedimentācijas procesu dažāda ranga periodiskums. Kā minēts iepriekš, līdzīga parādība konstatēta arī otrā smalkgraudainākajā nogulumu paveidā - zalganpelēkajos domerītos.

Biezākie slānīši gaišpelēkajos dolomītos ir izturētāki nekā plānās kārtiņas, kurām bieži raksturīga lēcveidīga forma. Daudzos gadījumos tumšajos slānīšos sastop plakanus gaišpelēkā dolomīta oļus, kuri veidojušies blakusesošo kārtiņu izskalošanas rezultātā (sk. 23. att.). Tas liecina, ka vienlaicīgi ar tumšajām kārtiņām raksturīgā aleirītiskā materiāla uzkrāšanos ir pārskalotas jau litificētas smalkās karbonātiskās nogulas. Gaišpelēkā materiāla proporcija dolomītos ir lielāka nekā tumšbrūno kārtiņu saturs. Tumšākās kārtiņas dominē tikai vienā aptuveni 25 cm biezā slānītī tieši zem Narvas brekčijas 103. Šķaunes urbumā.

Gaišpelēkajiem slānīšiem ir raksturīga arī īpatnēja mikrotekstūra - smalkas sazarotas, izplūdušas lēcveida kārtiņas ar biežumu 0,015-0,025 mm. Ir zināma iespēja, ka šī smalkā tekstūra ir radusies *alģu vai baktēriju darbības rezultātā*, jo atgādina literatūrā (Scholle, 1978; Tucker, Wright, 1990) atrodamās šo organismu veidojumu fotogrāfijas. Alģes un baktērijas fosilā veidā ne vienmēr saglabājas, un bieži to darbības pazīmes ir izsekojamas tikai joslotas un sazarotas tekstūras veidā. Alģu vai baktēriju kārtiņas (algal mats) ir ļoti raksturīgas plūdmaiņu līdzenumiem, kur parasti attīstās augšējā litorālē vai supralitorālajā zonā.



23 att. Gaišpelēks slēptkristālisks dolomīts, kurā slāņojumu nosaka tumšbrūnas starpkārtiņas ar paaugstinātu kvarca un laukšpata drupu graudu, kā arī māla, vizlas un ģipša saturu. Vietām tumšbrūnajos slānīšos sastop gaišpelēkā dolomīta oļšus. Dažos gaišpelēkajos slānīšos redzamas arī zemāka ranga slāņojums - ļoti plānas tumšbrūnas starpkārtiņas. 15. Ludzas urbums, 423,6 m dziļums, vidusdevona Pēnavas svīta.

Sublitorālē un apakšējā litorālē normāla ūdens sāļuma apstākļos aktīva bioturbācija var iznīcināt aļģu slāņojumu. Paaugstināta ūdens sāļuma apstākļos ar ierobežotu racējorganismu darbības aktivitāti šīs kārtiņas var saglabāties pat sublitorālē (Tucker, Wright, 1990).

Dažkārt gaišpelēkajos dolomītos ir labi redzams gradācijas slāņojums - rupjākus drupu graudiņus nomaina smalkākas klastiskās daļiņas, vienlaikus pakāpeniski pieaug karbonātiskā materiāla saturs, līdz iezis kļūst par tīru gaiši brūnganpelēku dolomītu. Šāda pāreja notiek dažu milimetru ietvaros. Gradācijas slāņojums nav kādu konkrētu sedimentācijas apstākļu viennozīmīga pazīme.

Gaišpelēkajos dolomītos ir samērā daudz *ģipša* ar tumšbrūnu, retos gadījumos oranžu krāsu. Ģipsis veido daudzveidīgus agregātus. Gan tumšajos, gan gaišajos slānīšos sastop paralēli slāņojumam orientētas šī minerāla plēksnītes, kuru biezums ir mazāks par 1 mm, bet garums sasniedz 1 cm. Plānslīpējumā var novērot līdzīgus, bet vēl smalkākus ģipša veidojumus ar biežumu tikai dažas milimetra simtdaļas.

Vienīgi gaišajos slānīšos ir konstatēti aptuveni izometriski ģipša ieslēgumi ar izmēriem no 1 x 1 mm līdz 2 x 7 mm. Tiem pārsvarā ir neregulārs apveids, bet dažkārt arī slāņojuma virzienā orientēta iegarena forma un samērā asi gali. Plānslīpējumā var novērot, ka karbonātiskās pamatmasas slāņojums apliec ģipša lēcas, kas liecina par ģipša sedimentogēnu vai agrīni diaģenētisku izcelsmi. Bez tam dažkārt ģipša lēcu kontūras atgādina halīta kristālus, tādēļ ģipsis, acīmredzot, veido halīta pseidomorfozes. Ģipša ieslēgumu malās bieži vien ir nelieli sīkdispersu sulfīdu agregāti, kuri, iespējams, ir veidojušies sulfātreducējošu baktēriju darbības dēļ, ko sekmēja organiskās vielas klātbūtne nogulumos. Kā jau atzīmēts, organiskās vielas piejaukumu, domājams, sastop tumšbrūnajās kārtiņās.

Bez minētajiem agregātiem ģipsis gaišpelēkajos dolomītos veido arī tievas vertikālas dzīslīņas ar garumu līdz 2-3 cm un biežumu mazāk nekā 1 mm. Jāatzīmē, ka ģipša ieslēgumu malās ir sastopami ievērojami lielāki dolomīta kristāli nekā iežu karbonātiskajā pamatmasā. Bieži dolomīta kristālu diametrs pakāpeniski pieaug virzienā uz ģipša ieslēgumu vidusdaļu un maksimāli sasniedz 0,2 mm. Ģipša ieslēgumu centrālajā daļā dolomīta kristāliem bieži ir ideāla romboedriska forma, kas liecina par to brīvu augšanu. Dažkārt gaišpelēkajos dolomītos sastop arī ģipša starpslānītšus.

Gaišpelēkajos dolomītos parasti nav rupjgraudainā drupu materiāla, kas bieži raksturīgs iepriekš aprakstītajiem zaļganpelēkajiem domerītiem. Tomēr šajā ziņā atšķiras Pērnavas svītas augšējais slānītis 350,5-351,5 m dziļumā 25. Višķu urbumā. Tajā kā parasti mijas gaišpelēkie un tumšbrūnie slānīši, taču tumšbrūnās kārtiņas izceļas ne tikai ar paaugstinātu aleirīta proporciju, bet satur arī *vidējgraudainu smilti* ar graudu diametru 0,2-0,5 mm. Gan aleirītā, gan vidējgraudainajā smiltī dominē kvarca un laukšpata graudi, bet aptuveni 5 % ir arī tumšpelēko un melno *dolomīta oolītu un pseidooolītu*.

Rupjās un smalkās frakcijas sadalījums un šķirotības pakāpe ir dominējošie faktori, kas nosaka šī slāņa tekstūru. Intervālos, kur abas frakcijas ir labi šķirotas, slāņojums ir regulārs, visbiežāk horizontāls, bet vājai šķirojuma pakāpei atbilst lēcveidīga tekstūra, kā arī daudzas slāņojuma deformācijas. Šķirotu un nešķirotu slānīšu tekstūras atšķiras ļoti krasi. Lēcveidīgā tekstūra un slāņojuma deformācijas, domājams, ir sākotnēji labāk šķirotu nogulu pārskalošanas rezultāts, kaut arī nav izslēgta zemūdens noslīdeņu procesu ietekme. Šajā pat slānītī vienā noslāņojuma virsmā ir konstatētas *halīta gliptomorfozes*, kuru robežas iezīmē vidējgraudainās smiltis sadalījums.

Acīmredzot, gaišpelēkie dolomīti ir *veidojušies* ļoti mierīgā vidē, par ko liecina to viendabīgā slēptkristāliskā pamatmasa. Tomēr periodiski hidrodinamiskais režīms aktivizējās, kā rezultātā nogulsņējās ar aleirītu bagātie slāņi un tika daļēji izskalotas karbonātiskās dūņas. Retāk vide kļuva ļoti aktīva, ko pavadīja rupja smilšainā materiāla pieplūde un slāņu tekstūras ievērojama izjaukšana. Vietām sastopamās ripsnojuma tekstūras ar izmēriem dažos milimetros liecina par vilņošanās ietekmi aleirīta piejaukuma uzkrāšanās laikā, bet ģipša starpslāņīšu, sedimentogēnu vai agrīni diaģenētisku ģipša lēcu, halīta gliptomorfožu un pseidomorfožu klātbūtne - par ļoti sekla baseina eksistenci, kā arī periodiski ievērojami paaugstinātu ūdens sāļumu.

Neskaidrs ir jautājums, kas diktēja mainīgo sedimentācijas režīmu, t.sk. aleirīta un vidējgraudainās smilts ieskalošanu - plūdmaiņu režīms, vētru darbība vai arī sanesu plūsmas aktivizācija baseina centrālajā daļā. Pēc kārtiņu biezuma, smalkāka un rupjāka materiāla mijas, kā arī slāņīšu kontaktu rakstura gaišpelēko dolomītu tekstūra ļoti atgādina Ziemeļjūras mūsdienu plūdmaiņu līdzenumos konstatēto paisuma-bēguma procesu radīto slāņojumu (Reineck, Singh, 1980: 593. att.).

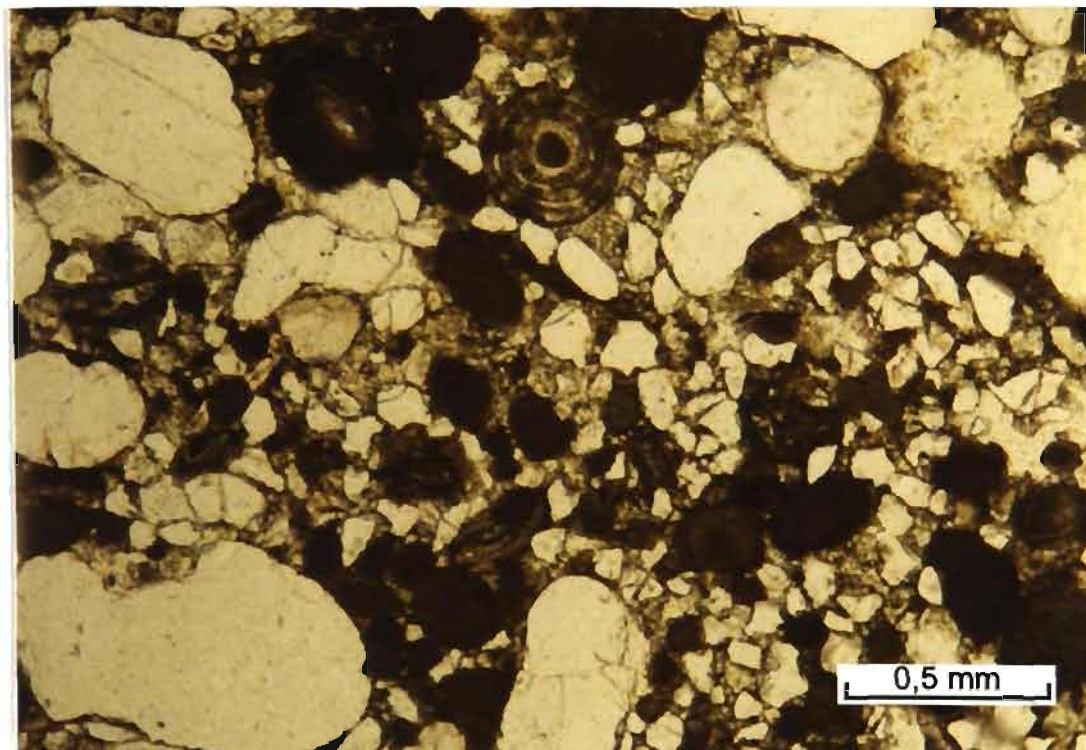
Dažādgraudaini smilšakmeņi ar dolomīta oolītiem un pseidoolītiem

Dažādgraudaini smilšakmeņi ar karbonātu oolītiem un pseidoolītiem ir visai raksturīgi Rēzeknes-Pērnavas svītu klastisko-karbonātiežu pārejas zonas nogulumu. Tos var iedalīt divos paveidos, vienam no kuriem nav matricēs¹, bet otram raksturīga zaļganpelēka domerīta matrice.

Dažādgraudainie smilšakmeņi bez karbonātu matricēs nav starp dominējošajiem nogulumiem pētītajā griezumā intervālā, kaut arī dažkārt veido līdz 1 m (103. Šķaunes urbumā, 381,6-382,6 m dziļumā) un pat 3,7 m (25. Višķu urbumā, 351,5-355,2 m dziļumā) biezus slāņus. Tie reti veido starpkārtas citos nogulumos, kuras atzīmētas vienīgi aleirītiskajos smilšakmeņos un vidēj- rupjgraudainajos smilšakmeņos. Jāatzīmē, ka dažādgraudainos smilšakmeņus bez matricēs var novērot tikai Pērnavas svītā, bet Rēzeknes svītā to nav.

Šo nogulumu krāsa ir pelēka un gaišpelēka. Tie sastāv gan no kvarca un laukšpata drupu graudiem, gan arī karbonātu oolītiem un pseidoolītiem. Poras starp graudiem vai nu aizpilda *ģipša cements*, vai arī tās ir tukšas. Raksturīga šo smilšakmeņu pazīme ir bimodāls klastisko un karbonātu graudu sadalījums pēc izmēriem - bieži var izdalīt *divas visai krasi atšķirīgas frakcijas* - 0,3-1,0 mm un <0,3 mm (24. att.). Samērā reti pāreja starp smalko un rupjo frakciju ir pakāpeniska.

¹ Atbilstoši mūsdienu priekšstatiem (Blatt, Middleton, Murray, 1972; Петтиджон, 1981), smalku klastisko materiālu, kas aizpilda poras rupjākos klastiskajos nogulumos, sauc par *MATRICI*. Matrice būtiski atšķiras no *CEMENTA*, kas kristalizējas porās. Arī domerītu, kas aizpilda poras dažādgraudainajos smilšakmeņos, pareizi būtu dēvēt par matrici, jo kopā ar karbonātisko materiālu tas satur gan mālu, gan aleirītu, un ir sedimentogēns smilšakmeņu komponents.



24. att. Plānsīpējuma mikrofotogrāfija: Dažādgraudains smilšakmens ar divu dažādu frakciju kvarca un laukšpata graudiem (baltie), kā arī dolomīta oolītiem un pseidoolītiem (brūnie). Redzams dažāda rupjuma graudu šķirojums slānīšos, kas raksturīgs gan klastiskajam materiālam, gan dolomīta oolītiem un pseidoolītiem. Iezīm nav matricēs - visas poras ir tukšas. 103. Šķaunes urbums, starpkārtiņa dažādgraudaina smilšakmens slānī ar domerīta matrici, dziļums 380,2 m, vidusdevona Rēzeknes svīta. Nikoli paralēli.

Minētie graudu diametri gan tikai aptuveni raksturo abas frakcijas, un atšķirīgos slāņos tie nedaudz mainās. Sevišķi tas attiecas uz smalko frakciju, kurā ietilpst gan rupjgraudains aleirīts, gan smalkgraudaina smilts, gan dažkārt arī vidējgraudaina smilts. Rupjā frakcija, savukārt, sastāv no vidēj- un rupjgraudainas smilts. Līdz ar to, dažādgraudainajos smilšakmeņos ir pārstāvēti visu iepriekš raksturoto smiltsiežu paveidu pamatmasai raksturīgie graudi.

Bimodālais drupu graudu, oolītu un pseidoolītu sadalījums pēc izmēriem ir svarīgākais faktors, kas nosaka dažādgraudaino smilšakmeņu tekstūru. Ļoti raksturīga tiem ir *lēcveidīga struktūra*, ko var labi novērot 25. Višķu urbumā praktiski visā 3,7 m biezajā šo nogulumu slānī. Līdz 1-5 mm biezās lēcas izdalās pēc vienas vai otras frakcijas augstāka satura, taču nesastop tādas lēcas, kuras veidotu tikai rupjā vai tikai smalkā frakcija.

Šajā pat slānī vietām var novērot baltas sīki vilņotas *tīra dolomīta kārtiņas* ar biezumu no milimetra desmitdaļām līdz aptuveni 1 mm, kuras orientētas paralēli slāņojumam. Tās sastāv no slēpt- un mikrokristāliska, retāk ļoti smalkkristāliska dolomīta un apliec kvarca un laukšpata drupu graudus, kā arī karbonātu oolītus un pseidoolītus. Vietām dolomīta kārtiņām ir vienlaidu raksturs, bet nereti tās sadalās vairākās sīki vilņotās šķiedrās ar biezumu milimetra simtdaļās. Šķiedras ir paralēlas

kārtnu garenvirzienam un nogulumu slāņojumam. Sīki viļņoti šķiedrainā tekstūra liecina, ka baltās dolomīta kārtiņas, iespējams, ir veidojušās *alģu darbības rezultātā*.

Slīpslāņota tekstūra atbilst visam 1 m biežajam dažādgraudaino smilšakmeņu slānim 103. Šķaunes urbumā 381,6-382,6 m intervālā. Tāpat kā jau raksturoto lēcveidīgo slāņojumu, arī slīpslāņojumu nosaka smalkās un rupjās frakcijas attiecības, pie tam abas frakcijas ir labāk šķirotas nekā lēcveidīgās tekstūras gadījumā. Rupjās smilts slānīši ir 1-5 mm biezi, bet smalkās smilts kārtiņas - 2-8 mm biezas. Slīpslāņoto sēriju kopējais biežums sasniedz 15 cm.

Tipiski dažādgraudaino smilšakmeņu komponenti ir *dolomīta oolīti un pseidoolīti*, kuru saturs gandrīz visos šo nogulumu slāņos ir 10-70 %. Apaļajiem karbonātu veidojumiem, gluži tāpat kā kvarca un laukšpata graudiem, ir raksturīgs bimodāls sadalījums pēc izmēriem - var izdalīt divas tieši tādas pašas frakcijas kā klastiskajam materiālam. Karbonātu oolīti un pseidoolīti gan nekad nesasniedz tādus izmērus kā lielākie kvarca un laukšpata drupu graudi: maksimālais apaļo karbonātu veidojumu diametrs ir 0,6-0,8 mm. Dažādgraudainajos smilšakmeņos sastop gan baltus, gan melnus karbonātu graudus; pēdējiem šo krāsu nosaka sulfīdu minerālu apvalciņi. Apaļie karbonātu graudi un tiem raksturīgie sulfīdu ieslēgumi ir detalizēti apskatīti šīs nodaļas punktā "Oolīti un pseidoolīti".

Dolomīta oolīti un pseidoolīti parasti ir samērā vienmērīgi izkliedēti smilšakmeņos, un nevienā no četrpētīto urbumu serdēm nav atzīmēts tāds gadījums, kad kāds slānītis vai lēca sastāvētu tikai no karbonātu graudiem, bet turpat blakus būtu sastopama bezkarbonātiska smilšakmens lēca vai kārtiņa. Vienā no tipiskajiem šī iežu paveida slāņiem - 103. Šķaunes urbumā 381,6-382,6 m intervālā - karbonātu veidojumu saturs viscaur ir līdzīgs, neskatoties uz visai ievērojamām graudu izmēru atšķirībām slīpajos slānīšos. Citā raksturīgā slānī - 25. Višķu urbumā 351,5-355,2 m dziļumā - karbonātu graudu saturs gan nereti svārstās no aptuveni 5 līdz 20 % dažus milimetrus biezos slānīšos un lēcās, pie tam citu ieža sastāvdaļu proporcijas būtiski nemainās. Tomēr arī šeit nesastop ne smilšakmeņus bez oolītiem un pseidoolītiem, ne arī tādus iežus, kuri sastāvētu tikai no karbonātu graudiem.

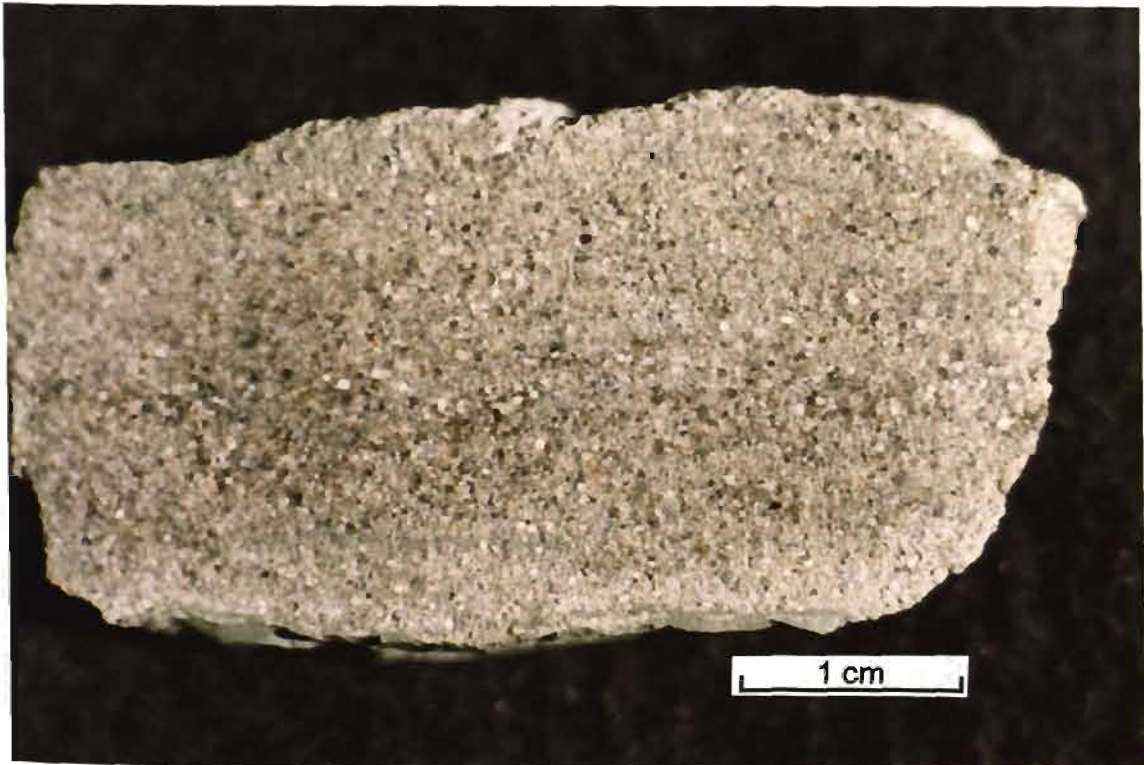
Dažādgraudainie smilšakmeņi ir *veidojušies*, uzkrājoties kopā diviem pēc ģenēzes atšķirīgiem komponentiem - smilts un karbonātu graudiem. To sajaukšanās visdrīzāk notika *viļņu darbības rezultātā*, ko pierāda zāgētā paraugu šķērsriezuma virsmā viscaur novērojamās, pārsvarā gan vāji izteiktās viļņu ripsnojuma iezīmes. Viļņu darbība noteica arī bimodālo smilts šķirojumu. Savukārt, dažādgraudainie oolītiskie smilšakmeņi 103. Šķaunes urbumā 381,6-382,6 m dziļumā, iespējams, ieguva savu raksturīgo slīpslāņoto tekstūru plūdmaiņu vai vētru izsauktu lokālu straumju darbības rezultātā.

Dažādgraudaini smilšakmeņi ar dolomīta oolītiem, pseidooolītiem un domerīta matrici

Šie drupieži sastāv no kvarca un laukšpata graudiem, kā arī karbonātu oolītiem un pseidooolītiem, kam raksturīgs bimodāls sadalījums pēc izmēriem. Tie pēc struktūras ir līdzīgi iepriekš raksturotajam dažādgraudaino smilšakmeņu paveidam, un atšķiras no tā tikai ar zaļganpelēkas domerīta matrici klātbūtni (25. att.). Smilšakmeņi ar domerīta matrici biežāk ir sastopami Pēnavas svītā, taču nereti vērojami arī Rēzeknes svītas griezumā. Kā jau minēts, dažādgraudainie smilšakmeņi bez matrici Rēzeknes svītā nav izplatīti.

Dažādgraudainie smilšakmeņi ar domerīta matrici veido slāņus ar biezumu no dažiem centimetriem līdz 50 cm, un tikai vienā gadījumā (103. Šķaunes urbuma intervālā 397,0-399,0 m, interpretēts pēc karotāžas datiem), iespējams, sastop 2 m biezu slāni. Smilšakmeņu krāsa ir zaļganpelēka un pelēka - nedaudz pelēcīgāka nekā zaļganpelēkajiem domerītiem.

Samazinoties graudu, t.sk. karbonātu oolītu un pseidooolītu, saturam, smilšakmeņi ar domerīta matrici vienu un to pašu slāņu ietvaros pakāpeniski pāriet zaļganpelēkajos domerītos. Abi nogulumu paveidi asociē ģeoloģiskajā griezumā un ir sastopami kopīgos slāņos. Jāatzīmē, ka dažādgraudainie smilšakmeņi ar domerīta matrici, kā arī domerīti ar augstu dažādgraudaina smilšainā materiāla saturu, nereti atrodas sedimentācijas ciklu pamatnē.



25. att. Dažādgraudains smilšakmens ar domerīta matrici, kuram raksturīgs vāji izteikts lēcveidīgs slāņojums. Bieži sastop dolomīta oolītus un pseidooolītus bez sulfīdu piejaukuma (baltie graudiņi), retāk var novērot līdzīgus karbonātu graudus ar sulfīdu apmaltēm (daži vistumšākie graudiņi).
103. Šķaunes urbums, 380,2 m dziļums, vidusdevona Pēnavas svīta.

Smilšakmeņiem ar matrici ir raksturīga *lēcveidīga un lēcveidīgi slāņota tekstūra*, ko nosaka divu dažādu frakciju (0,05-0,2 un 0,3-1,5 mm) drupu graudu, kā arī tādu pašu frakciju karbonātu oolītu un pseidoolītu sadalījums. Sastop smalkgraudainākus un rupjgraudainākus slānīšus un lēcas ar biezumu 0,1-1 cm. Parasti tekstūru uzsver vienas vai otras frakcijas paaugstināts saturs, retāk materiāls ir tik labi šķirots, ka slānīšus un lēcas veido tikai smalkā vai tikai rupjā frakcija. Dažkārt *bimodālais drupu graudu sadalījums pēc izmēriem* nosaka samērā izturētu horizontālu slāņojumu ar biezumu 0,1-0,5 cm, kas izsekojams visā serdes gabaliņa platumā.

Lēcveidīgo un lēcveidīgi slāņoto tekstūru uzsver arī zaļganpelēkas mālaines un aleirītiskas starpkārtnas ar biezumu no milimetra daļām līdz 0,2 cm, reti līdz 1 cm. Pārsvarā gadījumu tās izkīlējas un sazarojas, tomēr saglabā horizontālai tuvu orientāciju. Reti smilšakmeņos konstatētas haotiski orientētas māla lēcas, kuras, domājams, atspoguļo nogulu pārskalošanu.

Reizēm var novērot, ka mālaini karbonātiskās zaļganpelēkās matricēs saturs ir augstāks tajos slānīšos un lēcās, kur sastop tikai smalko frakciju. Iecirkņos, kur kopā ar smalko smilti ir daudz rupjo graudu, mālaini karbonātiskā materiāla ir mazāk, un iežu krāsa kļūst gaišāka - gaiši iebrūni pelēka. Reti ir tādi gadījumi, kad smilšakmeņos nav izteiktas divas atšķirīgas drupu graudu frakcijas, bet var novērot pakāpenisku pāreju starp graudiem ar diametru 0,1-0,5 mm (vidēji 0,3 mm). Arī tekstūra šajā gadījumā ir viendabīga.

Bieži vien pāreja no dažādgraudainajiem smilšakmeņiem ar domerīta matrici uz zaļganpelēkajiem domerītiem ģeoloģiskajā griezumā ir pakāpeniska - sākotnēji pazūd rupjie drupu graudi, bet arī smalkās frakcijas saturs pamazām kļūst zemāks. Vienlaicīgi aizvien krasāk ir izteikta domerītu pamatmasas tekstūra - zaļganpelēku un gaišpelēku kārtiņu mija, kas sīkāk raksturota jau iepriekš - domerītu aprakstā. Jo vairāk drupu graudu, jo izplūdušākas un izjauktākas ir starp tiem saskatāmās nogulumu pamatmasas tekstūriezīmes.

Cituro dažādgraudainajiem smilšakmeņiem ir *ļoti krasi kontakti ar zaļganpelēkajiem mālaini karbonātiskajiem nogulumiem* (26. att.). Smilšakmeņu slāņu pamatnē var novērot zaļganpelēko domerītu oļus, bet domerītu slāņu augšdaļā sastop žūšanas plaisas, ko aizpilda smilšainais materiāls no pārsedzošā slāņa. Abu nogulumu paveidu kontaktā sastop arī viļņu rievās.

Tāpat kā dažādgraudainajiem smilšakmeņiem bez domerīta matricēs, arī smilšakmeņiem ar matrici ir visai raksturīgs *dolomīta oolītu un pseidoolītu* piejaukums. Karbonātu veidojumu saturs drupu graudu vidū ir atšķirīgs: pārsvarā gadījumu tas svārstās no 10 līdz 50 %, retāk karbonātu nav vispār. Sastop gan baltus, gan melnus oolītus un pseidoolītus; pēdējiem krāsu nosaka sulfīdu minerālu apmaiņas. Vietām šajā nogulumu paveidā var novērot nelielas ģipša lēcas, bet rupjgraudainākajos un mazāk mālainajos iecirkņos - poikilotopisku ģipša cementu.



26. att. Zaļganpelēks domerīts ar aleirītiska smilšakmens starpkārtām (apakšā), kuru pārsedz dažādgraudains smilšakmens ar dolomīta oolītiem un pseidooolītiem un domerīta matrici (augšā). Tumšpelēko krāsu dažādgraudainajam smilšakmenim piešķir dolomīta oolīti un pseidooolīti ar ļoti bagātīgu sulfīdu piejaukumu. Krasais kontakts starp abiem nogulumu paveidiem liecina par domerītu izskalošanu dažādgraudainās smilts nogulsnešanās laikā - domājams, viļņu darbības rezultātā. Vietām smilšakmeņos sastop plakanus zemāk iegulošo domerītu oļus. 15. Ludzas urbums, 425,0 m dziļums, starpkārtīga aleirītisku smilšakmeņu slānī, vidusdevona Pērnavas svīta.

No organismu atliekām smilšakmeņu mālainākajās kārtiņās retos gadījumos sastop estēriju atliekas.

Šo nogulumu sastāvs un tekstūra labi ilustrē to *sedimentācijas apstākļus*. Dažādgraudainie smilšakmeņi veidojušies, uzkrājoties kopā trim dažādiem komponentiem ar atšķirīgu ģenēzi - zaļganpelēkajam mālaini karbonātiskajam materiālam, kvarca un laukšpata graudiem, kā arī dolomīta oolītiem un pseidooolītiem. Domājams, ka relatīvi ilgos laika intervālos mierīgā vidē veidojās zaļganpelēkie domerīti, bet smilts un karbonātu graudi tika tajos ieskaloti epizodēs, kad aktivizējās hidrodinamiskais režīms. Vienlaikus ar drupu materiāla pieplūdi tika izjaukta domerītu tekstūra.

Literatūrā (Петтиджон, 1981) atzīmēts, ka vienos un tajos pašos apstākļos dažkārt uzkrājas ļoti dažādu izmēru drupu materiāls, jo tas tiek transportēts atšķirīgos veidos - smalkākās daļiņas suspensijā, vidējās pēc izmēra sastāvdaļas saltācijas ceļā, bet rupjākie komponenti - rīpinot pa baseina dibenu. Taču apskatāmie nogulumi neatbilst šim mehānismam, un smilts piejaukums tajos veidojies jau pēc mālaini karbonātiskās matricas izgulsnešanās. Par to liecina augšminētais fakts, ka zaļganpelēko domerītu tekstūra ir atkarīga no drupu graudu saturā - jo augstāks smilts saturs, jo vairāk izjaukta ir domerītu tekstūra, bet pat

ievērojama drupu materiāla piejaukuma gadījumā var izsekot domerītu smalkās tekstūras iezīmes. Vietām novērojamās viļņu rievās, kā arī lēcveidīgā tekstūra norāda uz mālaini karbonātiskā un smilšainā materiāla sajaukšanos *viļņošanās rezultātā*. Arī klastisko un karbonātu graudu bimodālo šķirojumu, acīmredzot, ir noteikusi viļņu darbība.

Smilšakmeņi ar dolomīta cementu

Smilšakmeņi ar dolomīta cementu ir visai raksturīgs Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumu paveids. Sevišķi izplatīti tie ir gar Baltijas baseina dienvidu malu, kuru Eifeļa laikmeta transgresijas laikā nerasniedza no ziemeļiem plūstošās saldūdens straumes (Kypurc, 1975). Bez tam vairākos literatūras avotos atzīmēts, ka smilšainas nogulas ar dolomīta cementu Eifeļa laikmeta sākumā (it sevišķi Pērnavas laikposmā) plaši veidojās arī baseina austrumu malas fācijās.

Disertācijas darbā pētītajos urbumos konstatēts, ka Austrumbaltijas klastisko-karbonātiežu pārejas zonā samērā bieži sastop dažādgraudainus smilšakmeņus ar dolomīta oolītiem un pseidoolītiem, kas satur *domerīta matrici*. Turpretī, smilšakmeņi ar *dolomīta cementu* bez mālainā materiāla piejaukuma šajā slāņkopā ir reti. Tīrs smilšakmens ar dolomīta cementu atrasts tikai 25. Višķu urbumā 362,1 m dziļumā. Uz rietumiem no pārejas zonas (9. Atašienes urbumā), kur ievērojami pieaug smilšaino nogulumu loma, smilšakmeņi ar dolomīta cementu veido slāni 393,5-397,5 m dziļumā (interpretēts pēc karotāžas līknes). Tas šeit ir vienīgais griezumā intervāls ar augstu karbonātu saturu.

Iespējams, ka abi augšminētie nogulumu paveidi dažkārt ir tikuši apskatīti kopā un saukti par smilšakmeņiem ar dolomīta cementu, kas bijis par iemeslu datiem par to biežo sastopamību Austrumbaltijā. Tomēr šos smilšakmeņu paveidus būtu vērts izdalīt un raksturot atsevišķi, jo tiem ir atšķirīgi sedimentācijas apstākļi: smilšainie nogulumi ar mālaini karbonātisko matrici, domājams, ir veidojušies dažādas ģenēzes komponentu sajaukšanās rezultātā (mālaini karbonātiskās nogulas uzkrājušās mierīgā vidē, bet hidrodinamiskā režīma aktivizēšanās epizodēs tām pieskalots smilšains materiāls), bet ar dolomītu cementētie smilšakmeņi, iespējams, ir vienmērīga un aktīva hidrodinamiskā režīma veidojumi.

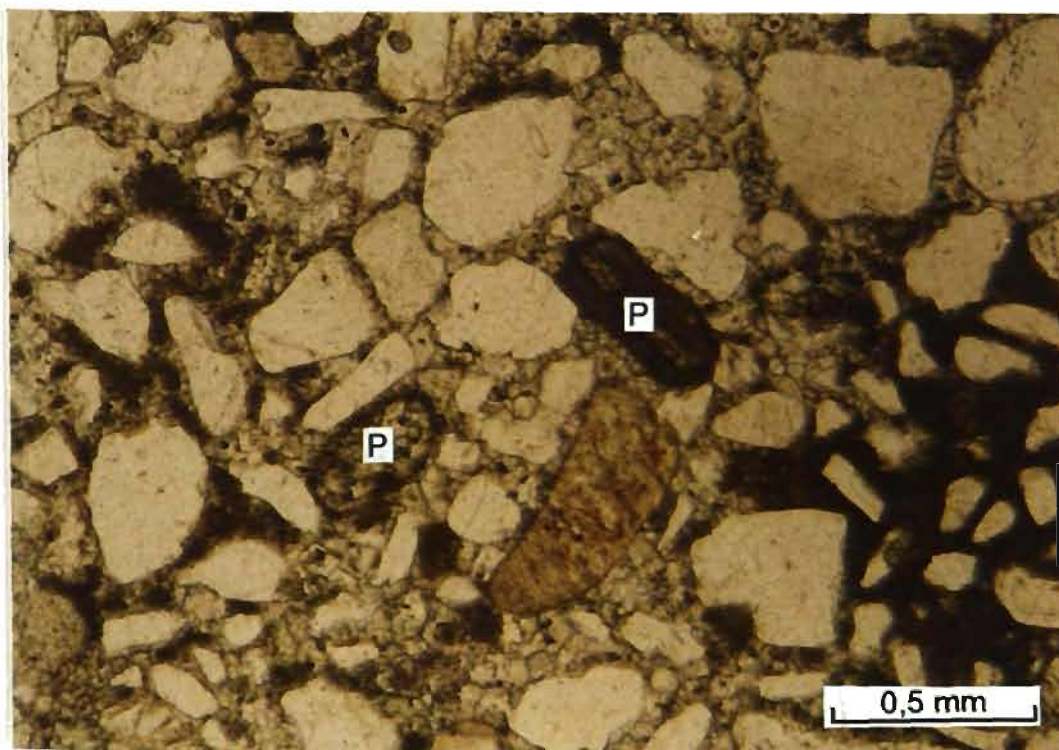
Smilšakmeņi ar dolomīta cementu 9. Atašienes urbumā 393,5-397,5 m dziļumā gan pēc drupu graudu un dolomīta attiecībām, gan arī pēc dolomīta īpatnējās struktūras un tekstūras atšķiras no visiem pārējiem nogulumu paveidiem, kas liek tos apskatīt atsevišķi. Šie smilšakmeņi sastāv no dažādgraudaina drupu materiāla un blīva dolomīta cementa, tiem ir gaišpelēka, oranžpelēka, pelēkbrūna un iezalģani pelēka krāsa, kas mainās plankumos un joslās.

Kvarca un laukšpata drupu graudiem raksturīgs *bimodāls sadalījums* pēc izmēriem - sastop divas frakcijas ar graudu diametru attiecīgi 0,05-0,2 mm un 0,3-0,8 mm (27. att.). Kā jau minēts, tādas pašas frakcijas ir tipiskas arī dažādgraudainajiem smilšakmeņiem bez matricē un ar domerīta matrici. Atsevišķos intervālos rupjo

graudu nav vispār - smilšakmeņus veido aleirītiska un smalkgraudaina smilts. Parasti smalkā un rupjā drupu materiāla šķirojums iezīmē *horizontālu slāņojumu* ar kārtiņu biezumu no milimetra daļām līdz 2 mm. Samērā reti dažādu izmēru graudu attiecības nosaka *slīpslāņotu tekstūru*.

Dolomīta cements ir gan poru, gan bazālais. Tas sastāv no diviem galvenajiem komponentiem - mikrītiskiem agregātiem, kuri apņem drupu graudus, un pilnkristāliska dolomīta, kas aizpilda pārējo poru tilpumu.

Plānslīpējumos redzams, ka *mikrītiska dolomīta apmalītes* ar biezumu 0,03-0,06 mm bieži apņem gan smalkos, gan rupjos kvarca un laukšpata graudus. Daudzos gadījumos apmalītes ir neviendabīgas un sastāv no īpatnējiem smalkiem nūjiņveida un picinveida agregātiem. Slēpt- un mikrokristāliskais dolomīts neapņem visus drupu graudus - kvarca un laukšpata graudi ar apmalītēm veido lēcas, kas nesakrīt ar slāņojumu un bieži ir pat vertikāli orientētas. Tās neizceļas ne ar mainīgu drupu graudu saturu, ne izmēriem, bet gan tikai ar dolomīta apmalīšu klātbūtni. *Pilnkristāliskais dolomīts* aizpilda poras gan starp drupu graudiem ar mikrītiskajām apmalītēm, gan starp graudiem bez apmalītēm, un pārsvarā tam raksturīga smalk- un vidējkristāliska struktūra.



27 att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: smilšakmens ar dolomīta cementu un bimodālu drupu graudu sadalījumu pēc izmēriem. Daudziem kvarca un laukšpata drupu graudiem (gaišpelēkie) ir mikrītiskas dolomīta apmalītes (tumšbrūnais), kuras vietām saplūst kopā un veido lielākus agregātus (attēla labajā malā). Pārējo poru platību starp drupu graudiem aizpilda pilnkristāliskais dolomīta cements (gaiši brūnganpelēkais). Attēla vidusdaļā redzami divi dolomīta pseidomorfīti (P). 9. Atašienes urbums, 394 m dziļums, vidusdevona Pērnavas svīta (?). Nikoli paralēli.

Abi cementa veidi atšķiras ne tikai plānslīpējumos, bet arī makroparaugos, kur katram no tiem atbilst sava krāsa. Iecirkņi, kas cementēti tikai ar pilnkristālisko dolomītu, ir gaišpelēki, bet tās ieža daļas, kur sastop arī slēpt- un mikrokristāliskās apmalītes - oranžpelēkas. Gaišpelēko un oranžpelēko plankumu forma ir neregulāra, bet diametrs svārstās no milimetra daļām līdz 2 cm. Jāatzīmē, ka karbonātu cementa *joslainā un plankumainā, bieži tuvu vertikālam virzienam orientētā tekstūra* krasi atšķiras no drupu graudu sadalījuma horizontālos slāņšos. Tas norāda uz diaģenēzes vai vēlāku pēcsedimentācijas procesu ietekmi uz karbonāta cementa veidošanos. Iespējams arī, ka mikrītiskās dolomīta apmalītes ar nūjiņveida un picīņveida uzbūvi ir veidojušās *aļģu darbības rezultātā* un to sadalījumu noteica šo organismu augšanas īpatnības.

Dažviet apskatāmajā slānī ir ļoti daudz pelēkbrūnu ieapaļu un iegarenu dolomīta agregātu, kuri orientēti dažādos virzienos un nesakrīt ar ieža pamatmasas tekstūru. Tie izceļas ar relatīvi zemu drupu graudu saturu (minimāli ap 20 %) un haotisku to sadalījumu. Šo veidojumu diametrs ir 0,6-1 cm. Dolomīta agregātiem ir krasas robežas, ko nosaka drupu graudu satura izmaiņas, kā arī tievas, ar Fe^{3+} savienojumiem bagātinātas josliņas. Visdrīzāk minētie veidojumi ir *dūņēdāju ejas*.

Īpaša uzmanība pētījumu gaitā tika veltīta tam, lai noskaidrotu, cik tālu uz rietumiem jauktās klastiski karbonātiskās sedimentācijas areālā ir sastopami dolomīta oolīti un pseidoolīti. 9. Atašienes urbumā, kas pētījumu laukumā atrodas vistālāk uz rietumiem, tīra dolomīta agregāti ar ieapaļu formu konstatēti tikai apskatāmajā smilšakmeņu slānītī ar dolomīta cementu (393,5-397,5 m dziļumā).

Tīru dolomīta agregātu kopējais saturs smilšakmeņos ar dolomīta cementu ir neliels - mazāk nekā 1 % - tomēr tie ir samērā daudzveidīgi. Vietām konstatētas slēpt- un mikrokristāliska dolomīta picīņas ar diametru 0,2-0,5 mm. Var novērot arī ieapaļus dolomīta pseidoolītus ar pilnkristālisku kodolu un slēpt-mikrokristālisku apmalīti (sk. 27. att.). Šo veidojumu diametrs svārstās no 0,4 līdz 0,6 mm. Kāds kompleksas uzbūves pseidoolīts sastāv no diviem aleirīta graudiņiem un viena pilnkristāliska dolomīta agregāta, katru no kuriem apņem slēpt- un mikrokristāliskā apmalīte, bez tam šāda pat apmalīte apņem visu agregātu.

Vienā gadījumā konstatēts 5 mm garš un 0,2 mm plats dolomīta agregāts ar viļņveidīgu formu, kas, domājams, ir *aļģu atlieka*. Nav izslēgts, ka arī daļa no pārējiem dolomīta agregātiem ir veidojušies aļģu darbības rezultātā. Oolīti 9. Atašienes urbumā netika novēroti ne dolomītisko smilšakmeņu slānī, ne citos griezumā intervālos. Vēl jāatzīmē, ka smilšakmeņos ar dolomīta cementu nereti sastop sīkus sulfīdu agregātus.

Smilšakmeņu slānim ar dolomīta cementu ir raksturīgi ieapaļi, vertikāli cauruļveida iegrauzumi ar platumu 1-8 mm un garumu vismaz līdz 14 cm, kuri ir sevišķi labi izteikti serdes gabalu malās sakarā ar smilšu graudu izskalošanu urbšanas gaitā. Šie veidojumi ir izsekojami arī serdes gabalu iekšienē, tādēļ skaidrs, ka tie nav radušies urbuma veikšanas gaitā. Pētījumi plānslīpējumos liecina, ka

vertikālās caurulītes izceļas tikai ar karbonātu cementa trūkumu, bet cauri tām var labi izsekot iežu pamatmasas slāņojumu. Tas liek secināt, ka šie veidojumi nav dūņēdāju ejas, bet gan ir radušies pēcsedimentācijas procesos dolomīta šķīšanas rezultātā.

Jāapskata arī pašu dolomītisko smilšakmeņu *veidošanās apstākļi*. Smilšakmeņi ar dolomīta cementu ir vienīgais intervāls ar augstu karbonātu saturu 9. Atašienes urbumā. Vismaz daļēji *karbonātu cements ir primārs*, jo grūti iedomāties, kādēļ karbonāti pēcsedimentācijas procesos būtu koncentrējušies tieši šajā griezuma intervālā. 9. Atašienes urbumā ir daudz irdenu smilšakmens slāņu, kuri pēc struktūras būtiski neatšķiras no blīvi cementētā intervāla. Līdz ar to jādomā, ka karbonātu minerāli ir izgulsnējušies no baseina ūdens kopā ar smilšaino materiālu, vai arī drīz pēc tā uzkrāšanās.

Visagrīnākie karbonātu veidojumi smilšainajos nogulumos ir mikrītiskās drupu graudu apmalītes, kas, iespējams, augušas aļģu darbības rezultātā. Nav izslēgts, ka arī dūņēdāju ejās karbonātu minerāli ir kristalizējušies tūlīt pēc šo eju izveidošanās. Pilnkristālais dolomīta cements starp drupu graudiem, iespējams, ir veidojies gan agrāku karbonātu ģenerāciju pārkristalizēšanās rezultātā, gan arī audzis tukšumos starp drupu graudiem pēcsedimentācijas procesos.

Bez apskatītajiem nogulumu paveidiem Rēzeknes un Pērnavas svītu klastisko karbonātiežu pārejas zonā pēc iepriekšējo pētījumu datiem sastop arī cita sastāva slāņus, kuri nebija novērojami četru šajā darbā raksturoto urbumu serdēs.

Kā jau minēts, pārejas zonas dienvidaustrumu daļā Pērnavas svītas griezuma augšā tieši zem Narvas svītas pamatnes brekčijas sastop **ģipša** slāni, kurš kļūst ievērojami biezāks austrumu-dienvidaustrumu virzienā, kamēr Maskavas sineklīzes centrālajā daļā jau pāriet 60 m biezā akmenssāls slāņkopā. Ģipša slānis atbilst Pērnavas laikposma regresijai, par kuras attīstību liecina arī iepriekš raksturotie ļoti sekla ūdens nogulumu - gaišpelēkie dolomīti. Ģipsi bieži var novērot arī citos nogulumu paveidos visā pārejas zonā: domerītos un dolomītos tas veido lēcas, plānas plēksnītes un dzīslīņas, bet smilšakmeņos to sastop cementa veidā. Ģipsis vismaz daļēji ir primārs šo nogulumu komponents, par ko liecina tā lēcas biezu domerīta slāņu vidusdaļā, kuru veidošanos nevar izskaidrot ar pazemes ūdeņu migrāciju. Šī minerāla agregātu klātbūtne norāda uz periodiski paaugstinātu baseina sāļumu šajā jaukta sastāva nogulu faciālajā zonā.

Bez tam iepriekšējo pētījumu rezultātā Rēzeknes un Pērnavas svītās dažkārt atzīmētas **konglomerātu** starpkārtnas, kuras iegūj sedimentācijas ciklu pamatnē. Šī darba gaitā vienīgi 15. Ludzas urbumā pašā Rēzeknes svītas pamatnē konstatēti silūra karbonātiežu olīši ar izmēriem līdz 1 x 1,5 cm.

Oolīti un pseidooolīti

Oolīti un pseidooolīti ir plaši sastopami dažāda vecuma nogulumos daudzos pasaules reģionos. Šādi apaļi karbonātu graudi, kuri sastāv *tikai no dolomīta*, ir bieži konstatēti arī Eifeļa stāva transgresīvajā slāņkopā, turpretī citās Latvijas devona griezuma daļās tie ir liels retums. Sakarā ar oolītu un pseidooolītu sastopamību tikai vienā Latvijas devona griezuma daļā - Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos - kā arī īpatnējiem veidošanās apstākļiem, tos ir vērts raksturot īpaši. Vispirms jāapskata šo apaļo graudu terminoloģijas un vēl aizvien līdz galam neskaidrās ģenēzes jautājumi.

Par *oolītiem* (krievu valodā "оолиты", angļu valodā "ooids") tiek saukti ieapaļi dažādu minerālu graudi ar koncentrisku vai koncentriski radiālu uzbūvi. Karbonātu minerāli bieži veido oolītus, kuru diametrs parasti svārstās no 0,25 līdz 1,00 mm (Simone, 1981). Ieapaļi veidojumi bez koncentriskas uzbūves, bet ar radiālu tekstūru tiek dēvēti par *sferoolītiem* (Атлас, 1969; Tucker, Wright, 1990).

Lai gan oolītu veidošanās apstākļi ir daudzveidīgi (seklā jūrā, sālsezeros, alās, augsnē u.c.), lielo vairumu šo apaļo koncentrisko graudu atrod dažāda vecuma marīnos kaļķakmeņos. Mūsdienās oolīti visai plaši veidojas kopā ar citiem hemogēnajiem un organogēnajiem karbonātu nogulumiem tropu joslas jūrās (piemēram, Bahamu salās un Persijas līča dienvidu malā) sēkļos, pludmalēs, plūdmaiņu kanālos un citās hidrodinamiski aktīvās vidēs. Tie riņķveidīgi pārvietojas turbulentajā ūdenī un apaug no visām pusēm ar koncentriskiem kalcija karbonāta apvalciņiem. Arī senajos nogulumos pēc analogijas ar mūsdienām un asociācijas ar atbilstošām fācijām oolīti bieži tiek uzskatīti par aktīva hidrodinamiskā režīma veidojumiem. Taču daļa mūsdienu marīno oolītu veidojas mierīgā ūdenī, līdz ar to, kā atzīmējusi L. Simone savā pārskatā par oolītu paveidiem un ģenēzi (1981), arī senajos nogulumos tos nevar viennozīmīgi uzskatīt par aktīva hidrodinamiskā režīma indikatoriem.

Dabā ir konstatēti tīri hemogēni oolīti, taču aizvien plašāku ievērtību gūst uzskati par organiskās vielas un pat tiešas aļģu vai cianobiontu klātbūtnes lomu to veidošanās procesā, kā tas ir minēts L. Simones (1981) un M. Takerā & P. Raita (1990) darbos. Arī eksperimentālo pētījumu dati liecina, ka oolītu ģenēze var būt dažāda. Nozīmīgi ir P. Devisa, B. Babelas un J. Fergusona (1978) laboratorijas pētījumu rezultāti. Mierīgā ūdenī, kas satur humīnskābes, sintezēti oolīti ar radiālu uzbūvi, bet mierīgā ūdenī bez humīnskābju klātbūtnes oolīti nav iegūti. Savukārt, aktīvā hidrodinamiskajā režīmā pārsātinātā ūdenī ir konstatēta tangenciālu oolītu veidošanās tīri hemogēnā ceļā. Tādējādi oolītu ģenēze vēl aizvien ir līdz galam neatrisināts jautājums.

Ieapaļus veidojumus, kuri ir līdzīgi oolītiem, taču izceļas ar neregulāri koncentrisku uzbūvi un asimetriskiem apvalciņiem, sauc par *onkolītiem* (krievu valodā *онколиты*, angļu valodā *oncoids*). Uzskata, ka onkolīti pēc ģenēzes ir līdzīgi stromatolītiem. Pēdējie ir veidojušies biogēnu un sedimentogēnu procesu mijiedarbības rezultātā (Атлас, 1969; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; Градзиньский, Костецкая и др., 1980; Tucker, Wright, 1990). Mikroorganismi (zilaļģes, baktērijas) izdala līmvielu, kura kopā ar pašu organismu daļiņām veido īpatnējas kārtiņas (angļu valodā *microbial mats*, *algal mats*). Mikroorganismu kārtiņas mehāniski uztver smalku karbonātu drupu materiālu un iesaista to nogulās. Šādu procesu rezultātā izveidojas raksturīgi slāņoti, sīkpauguraini agregāti. Onkolīti atšķirībā no stromatolītiem nav piestiprināti pie grunts, bet gan viļņu un straumju ietekmē pārvietojas pa baseina dibenu, kā rezultātā mikroorganismu un sedimentācijas procesu mijiedarbībā veidojas nevis sīkpaugurainais slāņojums, bet gan neregulāras koncentriskas kārtiņas. Stromatolītus sastop galvenokārt litorālē un supralitorālē, bet onkolīti ir apakšējās litorāles veidojumi (Logan, Rezak, Ginsburg, 1964). Mainoties apvalciņu regularitātei, eksistē pakāpeniska pāreja starp oolītiem un onkolītiem. Šo abu jēdzienu nenoteikto raksturu lielā mērā nosaka tas, ka līdz galam nav skaidra mikroorganismu loma arī "klasisko" regulāri apaļo oolītu ģenēzē.

Jāatzīmē, ka dažos literatūras avotos, kas atspoguļo apaļo karbonātu graudu pētījumu rezultātus (Simone, 1980; Strasser, 1986) par oolītiem tiek saukti arī asimetriski, neregulāras formas ieapaļie veidojumi. Pēc šīs pieredzes, lai izvairītos no terminoloģijas sarežģītības, arī šajā darbā visi ieapaļie veidojumi, kuri atšķiras no "klasiskajiem" oolītiem tikai ar mazāku formas regularitāti vai mainīgu apvalciņu biežumu, tiks dēvēti par oolītiem.

Pseidooolīti (krievu valodā "псевдооолиты", angļu valodā "peloids") ir dažādi ieapaļi veidojumi, kuriem nav ne koncentriskas, ne radiālas uzbūves. Karbonātu pseidooolīti ir poliģenētiski veidojumi - tie var būt konkrēcijas, noapaļoti karbonātiežu vai organismu atlieku (bieži aļģu) fragmenti, koprolīti, kā arī pārkristalizēti vai citādi pārveidoti oolīti (Атлас, 1969; Tucker, Wright, 1990). Ļoti bieži tos, tāpat kā oolītus, sastop mūsdienu un senajos aktīvas hidrodinamiskās vides nogulumos.

Dolomīta oolītiem un pseidoolītiem vidusdevona Rēzeknes un Pērnavas svītās ir raksturīga nevienmērīga teritoriālā izplatība. V. Kurša pētījumi (1975, 1992) liecina, ka apaļos karbonātu graudus sastop Eifeļa stāva pamatnē tikai Baltijas austrumos un Baltkrievijas ziemeļaustrumu daļā, bet tie nav konstatēti klastiskajos nogulumos uz rietumiem no šīm teritorijām. Tas sakrīt ar transgresējošās vidusdevona sākumposma jūras faciālo zonalitāti: Baltijas centrālo daļu aizņēma sekla ūdenstilpe ar pazeminātu ūdens sāļumu un intensīvu drupu materiāla pieplūdi, kamēr uz austrumiem eksistēja ļoti sekls baseins, kur drupu materiāla pieplūde bija ierobežota, bet ūdens sāļums - tuvs normālam un pat paaugstināts.

Disertācijas darbā veiktajos pētījumos apstiprinājās šie dati par karbonātu graudu izplatību: austrumu un dienvidaustrumu virzienā līdz ar slāņkopas kopējā karbonātiskuma pieaugumu palielinās arī oolītu un pseidoolītu loma. Bez tam konstatēts, ka šajā pat virzienā pieaug tādu oolītu saturs, kam raksturīga labi izteikta koncentriska un radiāla tekstūra. Tas norāda uz apaļo karbonātu graudu saistību ar baseina austrumu daļā (klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā) valdošajiem sedimentācijas apstākļiem, no kuriem īpaši jāatzīmē paaugstinātais ūdens sāļums un periodiski aktīvais hidrodinamiskais režīms. Sevišķi daudz oolītu un pseidoolītu šīs faciālās zonas ietvaros ir Eifeļa stāva transgresīvās slāņkopas augšdaļā - Pērnavas svītā. Sferolīti Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos nav konstatēti.

Svarīgi atzīmēt to, ka dolomīta oolīti un pseidoolīti ir konstatēti tikai tādos Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos, kam piemīt dažādgraudaina struktūra - gan dažādgraudainos smilšakmeņos ar domerīta matrici, gan analogas struktūras iežos, kam matrice nav raksturīga. Bez tam oolītus un pseidoolītus sastop zaļganpelēkajos domerītos, kur tie arī asociē ar divu atšķirīgu izmēru kvarca un laukšpata graudiem. Atsevišķos gadījumos tie ir konstatēti arī mazāk izplatītā nogulumu paveidā - gaišpelēkos dolomītos. Kā jau iepriekš minēts, nekad šo īpatnējo apaļo karbonātu graudu nav aleirītiskajos, smalk-, vidēj- un rupjgraudainajos smilšakmeņos - klastiskajos nogulumos, kuros neizdalās divas dominējošas frakcijas. Pētījumu rezultātā secināts, ka apaļie karbonātu veidojumi ir daudzveidīgi, bieži vien ar spilgti izteiktu koncentrisku un radiālu tekstūru. Pēc iekšējās uzbūves izdalīti vairāki oolītu un pseidoolītu paveidi, kuri detalizēti raksturoti turpmāk. Sākumā jāapskata Rēzeknes un Pērnavas svītu oolītu paveidi.

Koncentriski radiāli oolīti

Oolīti, kuriem raksturīga gan koncentriskā, gan radiāla uzbūve, ir plaši sastopami klastiski karbonātisko nogulumu fācijā. Apkopojot dati liecina, ka arī visā pasaulē pirmskainozoja nogulumos lielākajai daļai oolītu vienlaicīgi piemīt koncentriskā un radiāla uzbūve (Simone, 1981).

Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos tiem parasti ir viendabīgs slēpt- un mikrokristālisks karbonātisks kodols bez koncentriskas uzbūves (28. att.). Taču nereti kodolam ir plankumaina tekstūra, ko nosaka slēpt- un mikrokristālisks iecirkņu mija

ar gaišākām mikro- un ļoti smalkkristāliskām joslām un plankumiem. Gaišākie un tumšākie iecirkņi ir sazaroti, bieži ar ieapaļām kontūrām, krasi norobežoti viens no otra. Vietām tiem ir īpatnēja nūjiņveida forma. Mikro- un ļoti smalkkristāliskajos kodola iecirkņos var izsekot krustisku nodzišanu, kura nav izšķirama slēpt- un mikrokristāliskajā materiālā. Daudzos gadījumos viss oolītu kodols ir ļoti smalkkristālisks (maksimālais kristālu diametrs 0,05 mm) ar vēdekļveida nodzišanu, kas bieži vērojama gan individuālos kristālos, gan pārejā starp blakusesošajiem kristāliem. Šādos oolītu kodolos vēdekļveida nodzišanai tomēr nav krustisks raksturs. Retos gadījumos kodols ir tukšs.

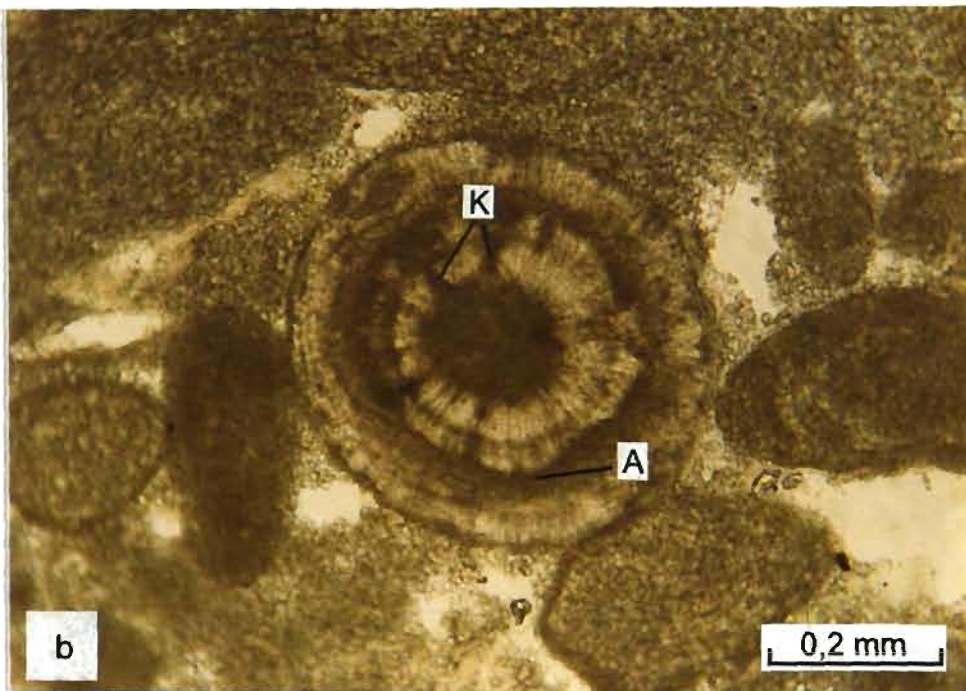
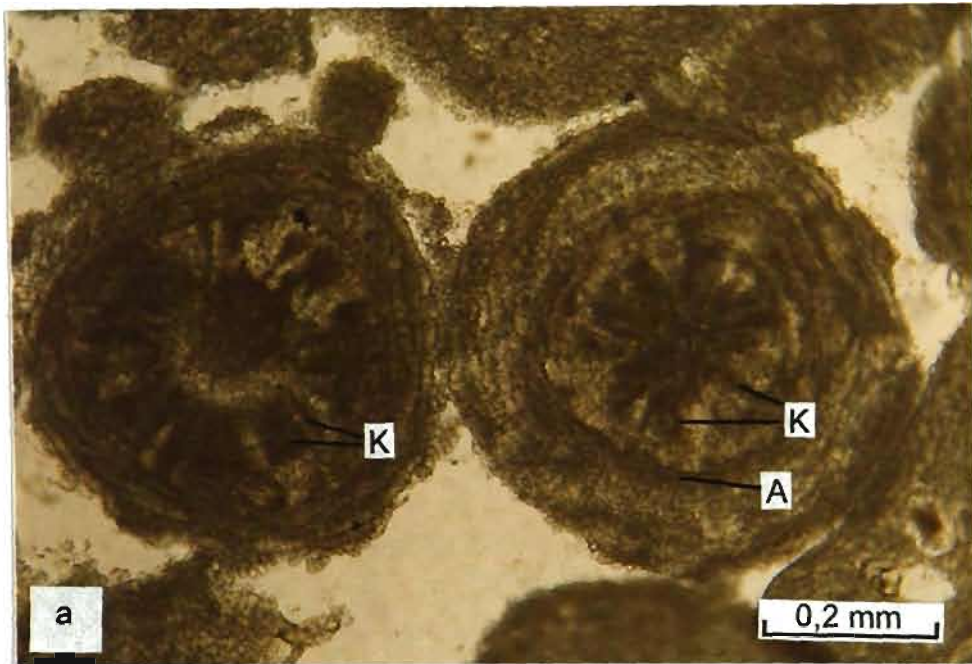
Oolītu kodolu apņem smalki gaišāki un tumšāki (mikroskopā bez analizatora) koncentriski apvalciņi, kuru biezums mainās no <0,003 mm līdz 0,01 mm, bet maksimālais skaits, summējot gaišos un tumšos, sasniedz 30. Apvalciņi nosaka apaļo karbonātu veidojumu koncentrisko uzbūvi. Gaišie sastāv no radiāli orientētiem adatveida vai plāksnīšveida kristāliem ar platumu <0,001-0,006 mm, izometriskiem kristāliem ar diametru milimetra simtdaļās, kā arī no viendabīgiem caurspīdīgiem iecirkņiem, kuros nevar izdalīt individuālus kristālus. Daudzos gadījumos viena un tā paša gaišā apvalciņa ietvaros viens otru nomaina atšķirīgas struktūras iecirkņi. Savukārt, tumšos apvalciņus veido slēptkristālisks karbonāts (kristālu diametrs <0,003 mm), ar nelielu Fe^{3+} savienojumu vai organiskās vielas piejaukumu, kas nosaka iebrūnu krāsu.

Tumšie un gaišie apvalciņi pārsvarā ir ar regulāru formu un izturētu biezumu, taču bieži vien tie pārsedz vien otru "diskordanti", nedaudz šķērsojot vecāko slānīšu kontaktus. Reizēm (Pērnavas svītas nogulumos Liozno urbumā) dažiem ārējiem oolītu apvalciņiem piemīt mazāk regulāra uzbūve - tie ir viļņoti un pakāpienveidīgi, vietām arī nedaudz atdalīti no iekšējām, blīvāk sagulošajām kārtiņām.

Bez koncentriskajiem apvalciņiem oolītu perifēriālajai daļai (apmalei) piemīt arī radiāla orientācija - smalks adatveida raksts. To nosaka jau minētie adatveida vai plāksnīšveida kristāli, kurus sastop tikai gaišajos apvalciņos. Smalkie kristāliņi pārsvarā ir orientēti perpendikulāri oolītu malām, taču bieži tie ir nedaudz slīpi, nereti arī viegli ieliekti. Gandrīz visiem koncentriski radiālajiem oolītiem ir spilgti izteikta krustiska nodzišana. Šo pazīmi var izsekot tikai gaišajos apvalciņos, taču tā ir līdzīgi orientēta visā oolītu apmalē, tādēļ izpaužas kā vienots krusts, kura centrs ir "apslēpts" mikrītiskajā oolīta kodolā. Jāatzīmē, ka krustiskā nodzišana izpaužas neatkarīgi no kristālu izmēriem un orientācijas - tā skatāma gan radiālajos adatveida kristālos, gan izometriskajos kristālos, gan arī iecirkņos bez redzamām kristālu robežām.

Mūsdienu marīnie oolīti, kas raksturoti daudzos literatūras avotos (Multer, 1975; Scholle, 1978; Tucker, Wright, 1990; u.c.), iegūst krustisku nodzišanu jau savas augšanas gaitā - t.i. tā neveidojas pēcsedimentācijas procesos.

Oolītu tekstūru sarežģīt smalki, šķiedraini kūļveida agregāti, kuri stiepjas no kodola caur koncentriskajiem apvalciņiem radiālā virzienā. Tie labi izceļas oolītu apmalē ar savu slēptkristālisko struktūru un stipri tumšāko krāsu.



28 att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfijas: tipiski koncentriski radiālie oolīti. Redzams viendabīgs mikrītiskais kodols, koncentriskā tekstūra un smalkās radiālās adatiņas gaišākajos iecirkņos. Oolītu uzbūvi sarežģīt neregulāri mikrītiski apvalciņi (A), kuri aptuveni sakrīt ar apaļo graudu koncentrisko orientāciju, un radiāli mikrītiski kūļveida agregāti (K). Mikrītisko apvalciņu un kūļu saturs ir atšķirīgs - tas ir augstāks oolītos "a" attēlā, bet zemāks oolītā "b" attēlā. Liozno urbums (Baltkrievija), aptuveni 383 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāni (Pēmaņas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikolai paralēli.

Parasti šķiedrainie agregāti ir orientēti radiālā virzienā, taču bieži nedaudz novirzās no tā. Reizēm kūļu biezums visā to garumā ir vienāds, dažkārt tie kļūst platāki virzienā uz oolīta ārmalu, citur paplašinās centra virzienā. Parasti šie veidojumi sākas nelielā attālumā no paša oolīta centra, šķērso daļu kodola un stiepjas caur koncentriskajiem apvalciņiem līdz pašai ārmalai, vai arī izbeidzas "pusceļā" līdz tai. Kūļveidīgo agregātu saturs ir mainīgs - dažos oolītos tie ir reti un vāji izteikti, bet citos aizņem lielāko daļu koncentriski radiālās perifēriālās zonas. Bez tam daļā oolītu kūļi ir ar izplūdušām robežām, bet citur ļoti krasi norobežoti.

Oolītu smalko tekstūru sarežģī arī citas formas slēpt- un mikrokristāliska dolomīta sakopojumi. Bieži sastop vienu vai vairākas, vietām pārtrauktas mikrītiskas josliņas, kuras aptuveni sakrīt ar apvalciņu koncentrisko orientāciju, bet izceļas ar palielinātu biezumu - līdz pat ceturtdaļai no oolīta diametra. Var novērot arī mazāk regulāras formas sakopojumus, kuri daļēji pāriet jau aprakstītajos kūļveida agregātos. Literatūrā (Tucker, Wright, 1990) minēts, ka mikrītiskas neregulāri koncentriskas josliņas oolītos var veidoties mikroorganismu darbības rezultātā.

Iespējams, ka mikrīta agregātiem ir līdzīga ģenēze arī Rēzeknes un Pērnavas svītu oolītos. Taču nav izslēgta arī šo josliņu un sakopojumu veidošanās mehāniskas abrāzijas rezultātā, oolītiem savstarpēji saduroties, vai arī zaudējot mobilitāti un pārvietojoties ripošanas ceļā pa baseina dibenu. Sevišķi lielas iespējas karbonātu graudu mehāniskai abrāzijai radīja to pārvietošanās kopā ar bezkarbonātisko smilti.

Koncentriski radiālo oolītu loma nogulumos palielinās aptuveni proporcionāli oolītu un pseidoolītu kopējā satura pieaugumam iezī. Piemēram, Baltkrievijas ziemeļaustrumu daļā (1CT. Drisas un Liozno urbumos) un Latvijas dienvidaustrumos (103. Šķaunes un 15. Ludzas urbumos) Pērnavas svītā bieži vien oolītu un pseidoolītu ir aptuveni tikpat daudz kā līdzīgu izmēru kvarca un laukšpata drupu graudiņu. Arī koncentriski radiālo oolītu saturs apaļo karbonātu veidojumu vidū šeit ir augsts - no 10 līdz pat 45 %. Šajā pat stratigrāfiskajā intervālā 25. Višķu urbumā ieapaļo karbonātu veidojumu un drupu graudu attiecība ir 10-20 / 80-90 %, kam atbilst neliela koncentriski radiālo oolītu proporcija: aptuveni 1-2 % no kopējā oolītu un pseidoolītu satura. Raksturīgi ir arī tas, ka koncentriski radiālie ir vislielākie pēc diametra no izdalītajiem oolītu paveidiem - līdz 0,65 mm, bet Pērnavas svītā Liozno urbumā atsevišķos gadījumos līdz pat 0,8 mm.

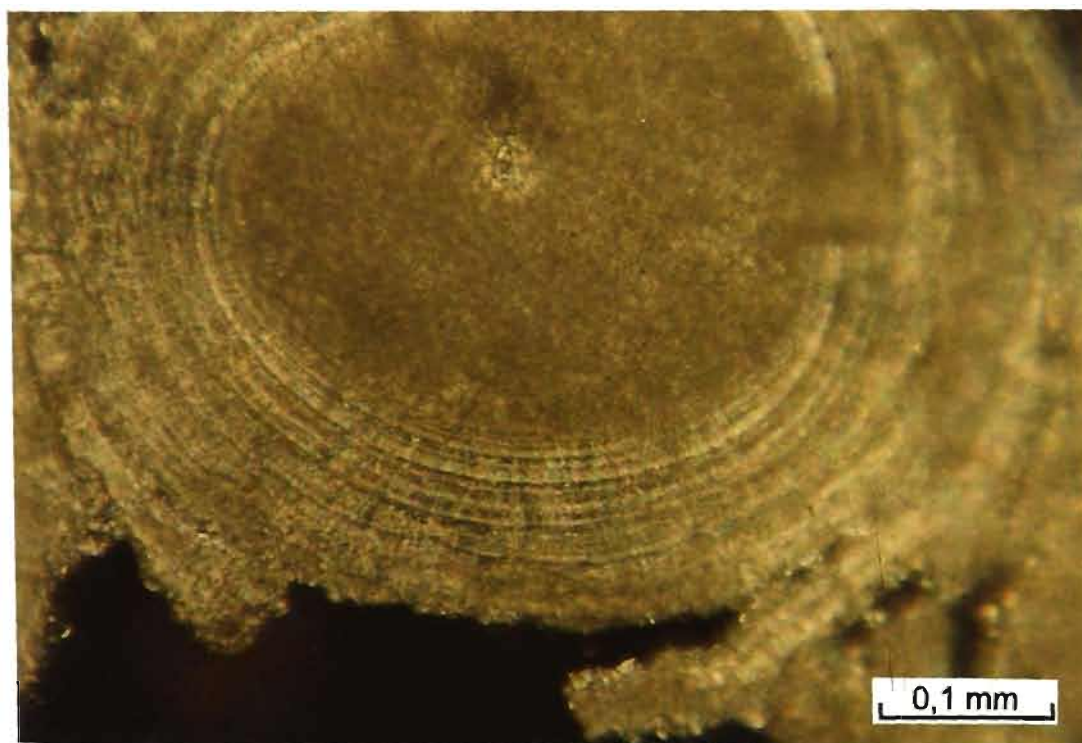
Daudzveidīgā koncentriski radiālo oolītu uzbūve, acīmredzot, slēpj sevī visai sarežģītu veidošanās un pēcsedimentācijas izmaiņu vēsturi. Galvenās oolītu ģenēzes likumsakarības ir labi zināmas. Tās ir attiecināmas arī uz Rēzeknes un Pērnavas svītu oolītiem - ap kodolu, par kuru kalpoja vai nu pārskalots ieža fragments, vai arī citā ceļā veidojies pseidoolīts, viens pēc otra auga koncentriskie apvalciņi. Tas notika, oolītiem uzduļķotā veidā pārvietojoties turbulentā ūdenī. Tādējādi gan kodols, gan koncentriskie apvalciņi ir primāras oolītu sastāvdaļas.

Mazāk skaidri ir apvalciņu iekšējās uzbūves veidošanās apstākļi. Viena no raksturīgākajām gaišo apvalciņu sastāvdaļām ir radiālās adatiņas (29. att.). Svarīgs ir

jautājums, vai tās ir veidojušās jau sākotnēji (koncentrisko apvalciņu augšanas gaitā), vai arī oolīta pārkristalizēšanās rezultātā.

Šajā sakarā ir svarīgi vēlreiz atzīmēt to, ka mūsdienās veidojas gan koncentriski, gan radiāli karbonātu graudi. Mūsdienu marīno oolītu vidū pēc M. Takera un P. Raita datiem (1990) dominē tādi paveidi, kas sastāv no tangenciāli orientētiem aragonīta kristāliem (piemēram, plaši pazīstamie Bahamu salu oolīti), taču veidojas arī radiāli apaji veidojumi, kuri tāpat visbiežāk sastāv no aragonīta (Persijas līča D malā). Ievērojami retāk ir konstatēti magneziālā kalcīta un kalcīta oolīti. Ir atzīmēti arī biminerāli oolīti. Primāri radiālus oolītus interpretē kā mierīgākas hidrodinamiskās vides veidojumus, kamēr tangenciālie atbilst aktīvākam hidrodinamiskajam režīmam (Simone, 1981; Davies, Bubela, Ferguson, 1978).

Senajos (pirmskvartāra) nogulumos, kā jau minēts, lielākajai daļai oolītu vienlaicīgi piemīt koncentriskā un radiāla uzbūve (Simone, 1981), bez tam to lielākā daļa sastāv no kalcīta. Koncentriskās uzbūves primārais raksturs šaubas neizsauc, bet par radiālās tekstūras ģenēzi ir dažādi viedokļi. Pēc viena uzskata, lielākā daļa oolītu ģeoloģiskajā vēsturē ir sastāvējuši no tangenciāliem aragonīta kristāliem, kuri ieguvuši radiālu orientāciju, pēcsedimentācijas procesu gaitā pārveidojoties par kalcītu. Taču vairākos gadījumos ir pierādīta primāri radiālu kalcīta oolītu eksistence arī senajos nogulumos.



29 att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: oolīta apmale ar koncentriski radiālu uzbūvi. Redzama gan regulāri koncentriskā uzbūve, gan smalkās radiālās adatiņas, kuras vērstas aptuveni vienā virzienā visā oolīta apmalē, tomēr atsevišķos apvalciņos tām raksturīgas individuālas orientācijas tendences. Liozno urbums (Baltkrīvijs), aptuveni 383 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāņi (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli krustoti.

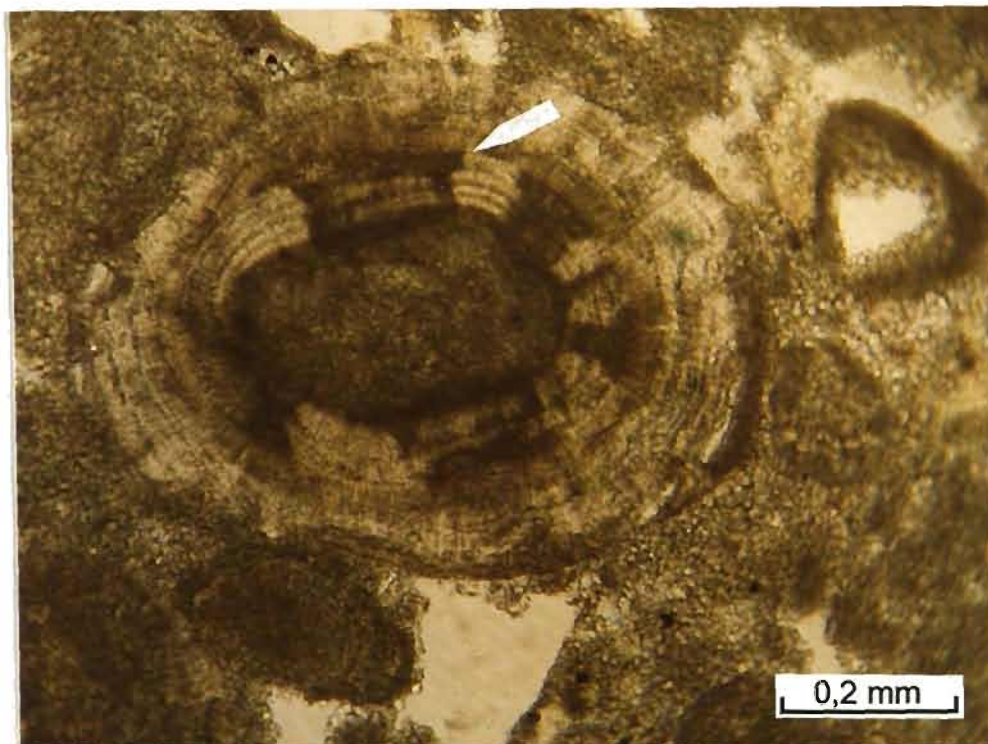
Šādi oolīti pētīti krīta sistēmas nogulumos Apenīnos un Dināru kalnienē (Simone, 1981). Konstatēts, ka kalcīta kristāli ir auguši radiālā virzienā katrā koncentriskajā apvalciņā no jauna. Par pierādījumu primāri radiālai augšanai ir minēta kristālu vēdekļveida orientācija un "augšanas konkurences" pazīmes: katra koncentriskā apvalciņa veidošanās iesāka daudzi kristāli, taču turpmākas radiālas augšanas gaitā saglabājušies tikai tie, kuriem raksturīga optimāla kristalogrāfiskā orientācija - "c" ass orientēta perpendikulāri augšanas virsmai.

Rēzeknes un Pērnavas svītu oolītos šādas pazīmes, ko varētu izmantot kā pierādījumu radiālo adatiņu primārai ģenēzei, neizdevās konstatēt polarizācijas mikroskopā pat lielā palielinājumā. Ir nepieciešami papildus pētījumi, izmantojot skanējošo elektronu mikroskopu.

Jautājums par oolītu primāro tekstūru ir cieši saistīts ar to sākotnējo minerālo sastāvu - aragonīta oolīti var būt gan tangenciāli, gan radiāli, bet kalcīta oolīti, iespējams, ir tikai radiāli, ko nosaka šī minerāla kristālu uzbūves un augšanas īpatnības (Lippmann, 1973; citēts: Simone, 1981). Interesantus rezultātus ieguvis P. Sandbergs, pētot oolītu tekstūras un salīdzinot tās dažāda vecuma fanerozoja nogulumos (Tucker, Wright, 1990). Viņš secinājis, ka primārais oolītu sastāvs ir atšķiries Zemes ģeoloģiskās attīstības vēsturē, un fanerozojā eksistējuši divi ilgstoši laikposmi (viduspaleozojs un jura-krīts), kad primāri veidojušies kalcīta oolīti. Pārējos laikposmos, t.sk. mūsdienās, dominējošie ir aragonīta un magneziālā kalcīta oolīti. B. Vilkinsons šo faktu interpretējis kā okeāna ūdens sastāva - Mg/Ca attiecības un CO_3^{2-} satura - nelielas izmaiņas, ko izraisījušas galvenokārt sauszemes un jūras platību, sauszemes dēdēšanas un zemūdens vulkānisma intensitātes atšķirības plātņu tektonikas aktivitātes ilgtermiņa maiņas dēļ (Tucker, Wright, 1990).

Pēc šiem datiem, vidusdevona sākumposmā (Rēzeknes un Pērnavas laikposmos) vajadzēja veidoties kalcīta oolītiem - visdrīzāk ar primāri radiālu tekstūru. Taču oolītu primāro minerālo sastāvu nav iespējams pārbaudīt, jo visi ieapaļie karbonātu graudi šajā devona griezumā daļā sastāv tikai no dolomīta, kurš vispār ir vienīgais karbonātu minerāls Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos apskatāmajā fācijā. Primāra dolomīta veidošanās pēc mūsdienu uzskatiem ir visai apšaubāma, tādēļ arī oolīti, acīmredzot, sākotnēji ir sastāvējuši no kāda kalcija karbonāta minerāla (kalcīta, magneziālā kalcīta vai aragonīta) un dolomitizēti pēcsedimentācijas procesos, kuri gan varēja būt ļoti agrīni (sk. arī šīs nodaļas punktu "Nogulumu pēcsedimentācijas izmaiņas").

Viss iepriekšminētais neļauj precīzi pateikt, vai radiālās adatiņas oolītos ir primāras, vai arī pēcsedimentācijas izmaiņu produkts. Visdrīzāk gan šīs adatiņas ir veidojušās katrā apvalciņā pirms nākamās koncentriskās kārtiņas augšanas, jo dažkārt uzrāda individuālas orientācijas tendences atsevišķos apvalciņos (sk. 29. att.). Radiālo mikrītisko kūļu ģenēze arī nav īsti skaidra. Domājams, ka tie ir veidojušies vēlāk par adatiņām, jo bieži vien šķērso vairākas koncentriskās kārtiņas un iesniedzas arī oolītu kodolā. Taču arī kūļi, acīmredzot, ir radušies jau oolītu veidošanās gaitā, jo vairākos oolītos ārējie apvalciņi bez kūļveida agregātiem krasi kontaktē ar iekšējiem apvalciņiem, kuros to ir daudz. Kontakts krasi "norauj" kūļu galus (30. att.).



30. att. Plānsīpējuma mikrofotogrāfija: koncentriski radiāls oolīts ar radiāli orientētajiem mikrītiskajiem kūļveida agregātiem, kuri ir izplatīti tikai oolīta iekšējos apvalciņos. Ārējie apvalciņi krasi šķeļ kūļveida agregātu galus (norādīts ar bultiņu) un liecina, ka pēdējie veidojušies jau oolīta augšanas starpstadijās. Liozno urbums (Baltkrievija), aptuveni 383 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāņi (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli paralēli.

Oolītu augšanas starpstadijās, domājams, ir veidojies vēl viens izplatīts to komponents - mikrītiskās neregulāri koncentriskās josliņas. To izcelsme ir saistīta vai nu ar mehānisku abrāziju, vai arī ar kādu organismu darbību.

Kā minēts literatūrā (Tucker, Wright, 1990), oolītu augšana var ilgt simtiem un pat tūkstošiem gadu. P. Deviss, B. Babela un Dž. Fergusons (1978) atzīmē, ka tikai 2 % savas "dzīves" oolīti pavada, veidojoties aktīvā hidrodinamiskajā režīmā, bet 95 % "dzīves" laika tie atrodas nogulās. Tādēļ pilnīgi loģiska ir dažādu kristalizācijas, pārkristalizēšanās un aizvietošanās procesu darbība pirms katra nākamā koncentriskā apvalciņa izveidošanās. Visdrīzāk šīs izmaiņas notika epizodēs, kad oolīts aktīvi neauga un atradās baseina dibenā.

Vairākas izmaiņas ir ietekmējušas oolītus jau pēc to veidošanās. Viena no tām, domājams, ir vietām novērojamā kodola pārkristalizēšanās, saglabājot kristālu sākotnējo vēdekļveida nodzišanu. Arī dažviet konstatētā kodolu izšķīšana un vēlāka cementācija, acīmredzot, ir norisinājusies jau izveidotos oolītos.

Dažu oolītu komponentu veidošanās secība nav īsti skaidra. Kā jau minēts, koncentriski radiālo oolītu kodoli sastāv no tumšiem slēptkristāliskiem un dzidrākiem pilnkristāliskiem neregulāriem iecirkņiem. Nav īstas pārliedības, kurš no šiem komponentiem ir veidojies agrāk. Par mikrītiskā materiāla agrīno izcelsmi liecina fakts, ka tas ir visai krasi nodalīts tieši oolīta kodolā un tā josliņas nestiepjas ārpusē koncentriskajos apvalciņos. Savukārt, pilnkristāliskajos iecirkņos ir skatāma krustiskā

nodzišana, kas ļoti tipiska oolītu apmalei. Ja šie iecirkņi ir veidojušies vēlāk par slēpt- un mikrokristālisko struktūru, grūti izskaidrot, kā tie ieguvuši šo īpatnējo nodzišanas veidu. Jāatzīmē, ka krustiska nodzišana ir raksturīga lielai daļai mūsdienu oolītu to primāras tangenciālas kristālu orientācijas dēļ (Scholle, 1978).

Nereti gan šī, gan citu oolītu paveidu kodolā sastop kvarca drupu graudiņu, kas kalpojies par iedīgli koncentriskās karbonātu minerālu augšanas procesam. Citiem oolītiem kodolā ir ģipša kristāls, kas, acīmredzot, aizpildījis karbonātu minerāla šķīšanas rezultātā izveidotu tukšumu. Kādu apaļu koncentriski radiālu oolītu apņem tievs apvalciņš ar elipsoidālu formu, kas divos pretējos galos atvirzās no oolīta "ķermeņa" par 0,05-0,06 mm. Tukšumu starp oolīta vidusdaļu un šo apvalciņu aizpilda liels ģipša poikilotops, kas plešas arī tālāk ieža porās. Iespējams, ka šī oolīta ārējais apvalciņš ir atrauts no tā vidusdaļas ģipša kristalizācijas gaitā.

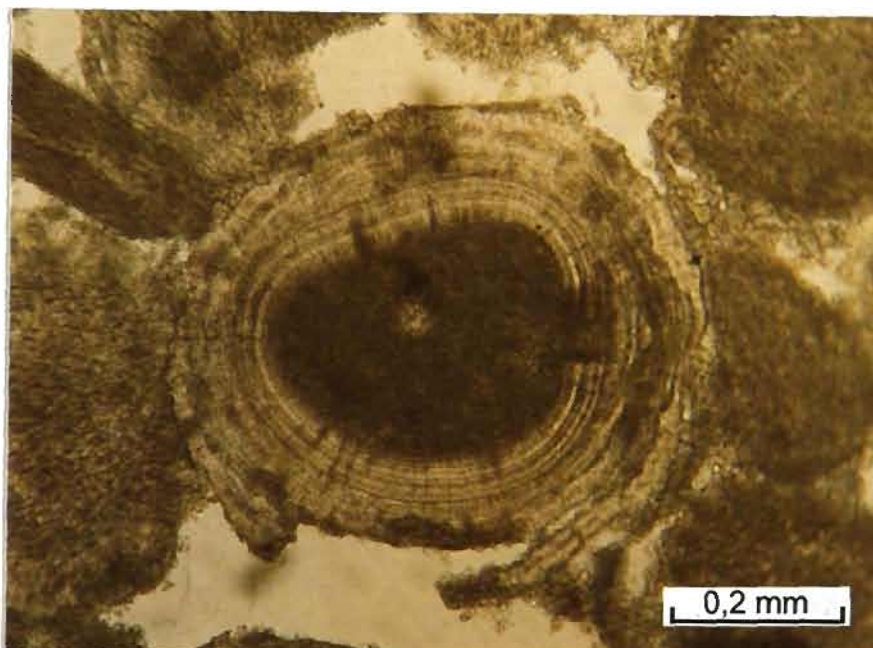
Koncentriski oolīti ar slēptkristālisku kodolu

Oolīti ar krasi nodalītu kodolu, kuru apņem koncentriskas apmalītes ar vāji izteiktu radiālo orientāciju, ir reti sastopami Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos, to maksimālais saturs oolītu un pseidoolītu vidū ir tikai aptuveni 3 % Pērnavas svītā Liozno urbumā. Tomēr tie pēc iekšējās tekstūras labi atšķiras no citiem oolītu paveidiem, tādēļ nodalīti atsevišķā grupā.

Šiem oolītiem visos gadījumos ir slēptkristālais kodols, ko apņem ļoti smalki un regulāri koncentriski apvalciņi (31. att.). Mijas tumši un gaiši apvalciņi, to skaits maksimāli sasniedz 20, bet biezums svārstās no <0,002 mm līdz 0,015 mm. Apvalciņu uzbūve ir līdzīga kā koncentriski radiālajos oolītos, vienīgi jāatzīmē, ka gaišajos apvalciņos ir vājāk izteikta radiālā orientācija. Kodola radiusa attiecība pret apmales biezumu arī ir mainīga - no 1/1 līdz 8/1. Salīdzinājumam jāatzīmē, ka koncentriski radiālajiem oolītiem kodola radiuss gandrīz nekad nepārsniedz apmales biezumu.

To būtiskākās atšķirības no koncentriski radiālajiem oolītiem ir sekojošas: kodols ir ļoti krasi norobežots no apvalciņiem; reti sastop slēpt- un mikrokristāliskos "kūļus"; apvalciņi ir ļoti regulāri (sk. 31. att.). Pēdējo pazīmi nosaka tas, ka nesastop slēpt- un mikrokristāliskās josliņas ar koncentriskai tuvu orientāciju, tomēr mazāku regularitāti. Šādu josliņu, kā jau minēts, ir daudz koncentriski radiālajos oolītos.

Domājams, ka šie oolīti pēc ģenēzes ir līdzīgi koncentriski radiālajiem apaļajiem graudiem, vienīgi to attīstības gaitā bija mazāk izteiktas tādas stadijas kā slēpt- un mikrokristālisko "kūļu" un josliņu veidošanās, kā arī pārkristalizēšanās. Iespējams, ka koncentriskie oolīti ar slēptkristālisku kodolu savas veidošanās gaitā bija pakļauti tikai hemogēniem procesiem, un tos ļoti nelielā mērā ietekmēja mikroorganismu darbība. Līdzīgi kā koncentriski radiālajiem oolītiem, arī šim un citiem oolītu paveidiem primāro minerālo sastāvu ir grūti noskaidrot, jo tagad tie pilnībā sastāv no dolomīta.



31. att. Plānsīpējuma mikrofotogrāfija: koncentrīks oolīts ar slēptkristālisku kodolu. Var novērot šim oolītu paveidam raksturīgākās pazīmes: krasi norobežotu kodolu, vāji izteiktus mikrītiskus kūļveida agregātus un ļoti regulārus apvalciņus. Liozno urbums (Baltkrievija), aptuveni 383 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāņi (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli paralēli.

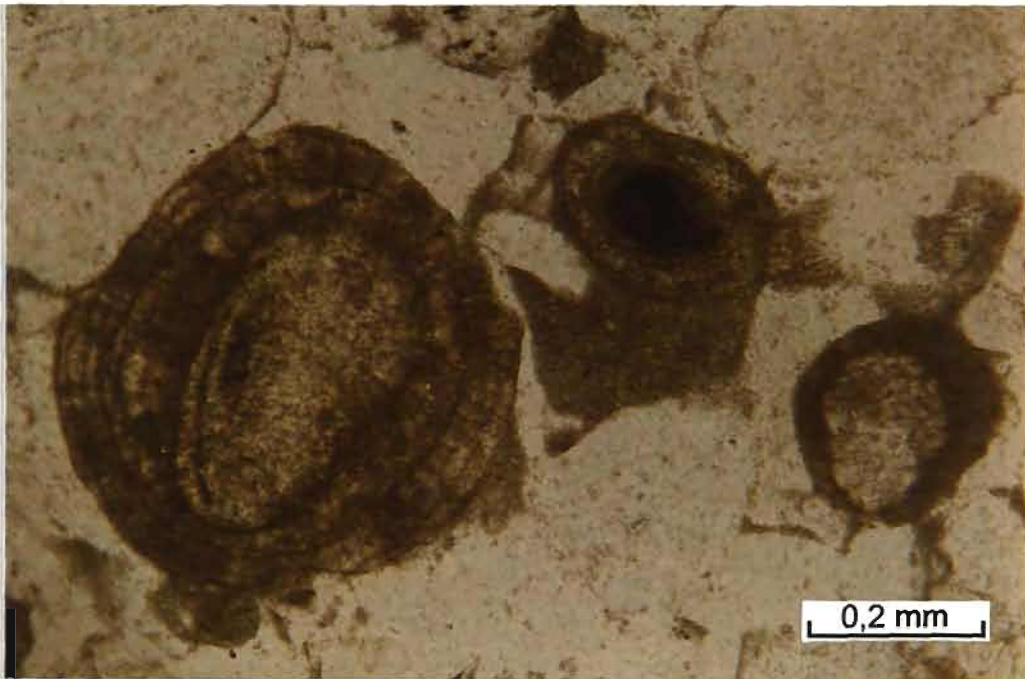
Oolīti ar pilnkristālisku kodolu un mikrītisku apmali

Oolīti, kuru kodols sastāv no lielākiem kristāliem nekā apmale, ir visai izplatīti klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā. To saturs oolītu un pseidoolītu vidū ir mainīgs, bet parasti nepārsniedz 10 %, vienīgi Pērnavas svītā 15. Ludzas urbumā to ir 15-20 %, bet Rēzeknes svītas apakšdaļā Liozno urbumā - pat 30 %. Parasti šos oolītus sastop asociācijā ar diviem iepriekšminētajiem paveidiem.

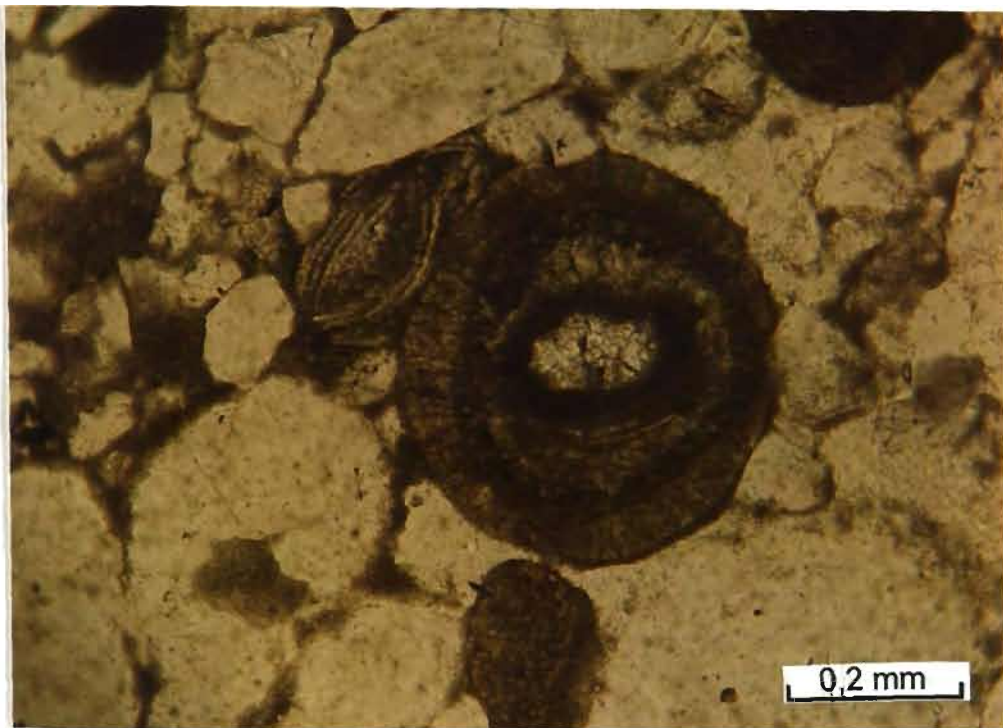
Galvenā šīs oolītu grupas pazīme ir pilnkristālisks (ļoti smalkkristālisks) kodols, kuru apņem slēpt- un mikrokristālisks apmale (32. att.). Bez tam parasti šo oolītu kodola rādiuss pārsniedz apmales biezumu. Taču pēc citām īpatnībām tie ir daudzveidīgi. Apmāles un kodola kontakti dažkārt ir izplūduši, citur krasi, bieži vien neregulāri un atšķiras no regulāri ieapaļās oolīta ārējās kontūras.

Kodolu aizpilda ļoti smalkkristālisks, retos gadījumos arī smalkkristālisks dolomīts ar maksimālo kristālu diametru 0,06 mm. Kristāli pēc krāsas ir iebūrīni, kas liecina par Fe^{3+} savienojumu vai māla nelielu piejaukumu tajos. Bieži tiem ir raksturīga labi izteikta vēdekļveida nodzišana. Retāk oolītu kodolu aizpilda dzidri dolomīta kristāli bez piejaukumiem, kuru diametrs pieaug no kodola malām uz vidu (33. att.). Pēdējā parādība ir raksturīga poras aizpildoša cementa pazīme (Tucker, Wright, 1990).

Lai gan bieži vien kristālu saaugums oolītu kodolā ir ciešs, nereti sastop arī poras un kavernas. Dažkārt var novērot atsevišķas nelielas kavernas, citur tās ir daudzas un lielas, bet reizēm arī gandrīz viss oolītu kodols ir tukšs. Lielākās kavernas un tukšie kodoli, domājams, ir izveidojušies šķīšanas rezultātā.



32. att. Plānsīpējuma mikrofotogrāfija: oolīti ar pilnkristālisku kodolu un mikrītisku apmali (attēla kreisajā un labajā malā). 1CT Drīsas urbums (Baltkrievija), aptuveni 295 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāņi (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli paralēli.



33. att. Plānsīpējuma mikrofotogrāfija: oolīts ar mikrītisku apmali, kurā tomēr var izšķirt koncentriskas un radiālas uzbūves iezīmes (attēla centrā). Kodolu aizpilda dzidri pilnkristāliska dolomīta kristāli, kuru diametrs vislielākais ir pašā kodola centrā. Domājams, ka tie cementējuši oolīta vidusdaļu pēc tās izšķīšanas. Pa kreisi no šī karbonātu grauda ir redzams neliela izmēra daiviņveida oolīts, kas ieguvis savu īpatnējo uzbūvi kodola šķīšanas un vienlaicīgas nobīvēšanās rezultātā. 1CT Drīsas urbums (Baltkrievija), aptuveni 295 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāņi (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli paralēli.

Vismaz daļēji šo oolītu veidošanās gaita ir bijusi līdzīga iepriekš raksturotajiem oolītu paveidiem, jo reizēm to slēptkristālisko apmali pilnīgi vai daļēji apņem arī dažas koncentriski radiālas kārtiņas. Vēl jo vairāk - rodas secinājums, ka šiem oolītiem sākotnēji ir bijusi koncentriski radiāla uzbūve, kuru tie zaudējuši kodola pārkristalizēšanās rezultātā. Par to liek domāt vēdekļveidīgā kristālu nodzišana, kuru sastop kodolā lielajam vairumam apskatāmās grupas oolītu. Lai gan vēdekļveida nodzišanai nav krustiska orientācija kā radiāli koncentriskajos oolītos, tomēr visdrīzāk tā ir šo oolītu krustiskās nodzišanas relikts, kas saglabājies pēc to pārkristalizēšanās. Šis izskaidrojums šķiet visreālākais, ņemot vērā arī to, ka Latvijas devona nogulumos gan kalcīts, gan dolomīts ievērojamā pārsvarā gadījumu nodziest vienmērīgi, kā tas ir konstatēts aptuveni 200 šī darba ietvaros pētītajos plānslīpējumos. Kodola pārkristalizēšanās visdrīzāk ir notikusi jau pēc visu oolīta koncentrisko apvalciņu izveidošanās.

Kā jau minēts, vairāku apskatāmā paveida oolītu kodolus aizpilda arī tādi dolomīta kristāli, kuri visdrīzāk ir cementējuši poras. Ar vienmērīgo nodzišanu un caurspīdīgumu tie ievērojami atšķiras no vēdekļveidīgi nodziestošajiem kristāliem un tādējādi īpaši pasvītro to veidošanos cita procesa rezultātā.

Daļai ieapaļo veidojumu ir raksturīga pakāpeniska, izplūdusi pāreja no pilnkristāliskā kodola uz mikrītisko apmali. Iespējams, ka tie pēc ģenēzes atšķiras no iepriekšminētajiem paveidiem un ir veidojušies vai nu viendabīgu pilnkristālisku pseidoolītu daļējas abrāzijas rezultātā to pārvietošanas gaitā, vai arī mikrītisku pseidoolītu pārkristalizēšanās procesā. Domājams, ka būtu arī precīzāk tos pieskaitīt pie pseidoolītiem, nevis oolītiem. Jāatzīmē, ka šādus veidojumus kopā ar mikrītiskiem pseidoolītiem retos gadījumos sastop 9. Atašienes urbumā kā vienīgos apaļo karbonātu graudu pārstāvjus.

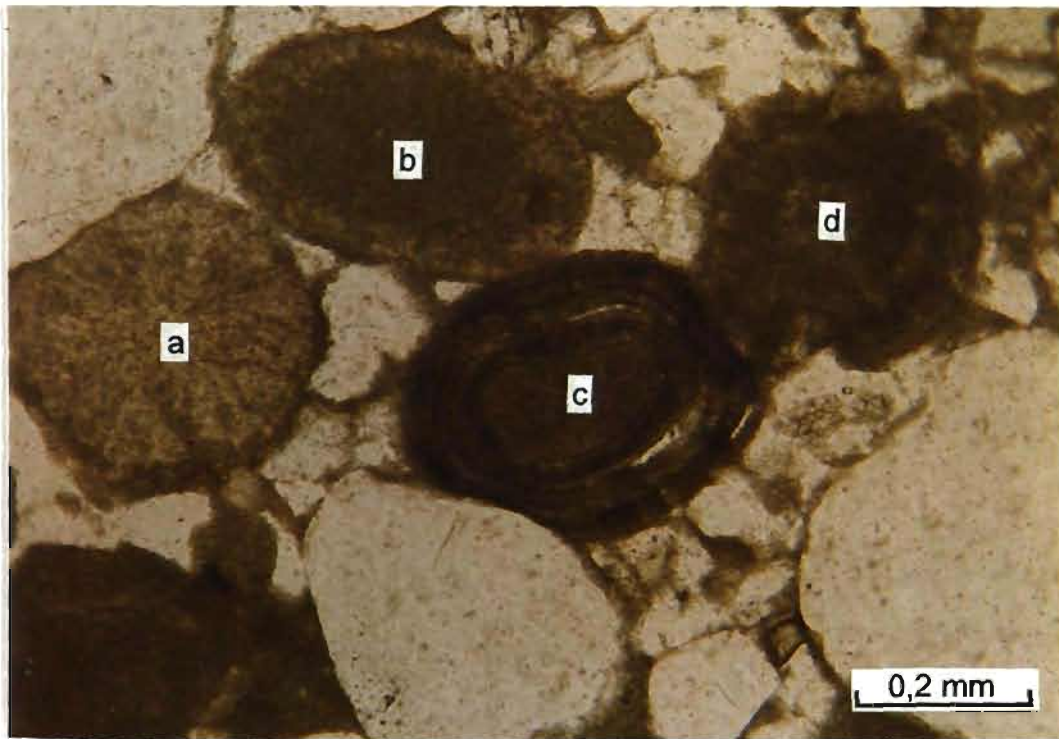
Oolīti ar vāji izteiktu koncentrisku un radiālu uzbūvi

Iepriekš raksturotajiem oolītu paveidiem ir raksturīga daudzveidīga un spilgta iekšējā uzbūve, kura sniedz zināmu informāciju par oolītu veidošanās apstākļiem. Taču lielai daļai apaļo karbonātu veidojumu tekstūra ir izplūdusi, un redzamas tikai koncentriskas uzbūves iezīmes. Šīs īpatnības tomēr liecina par karbonātiskā materiāla pakāpenisku uzkrāšanos ap kodolu, tādēļ liek šos agregātus pieskaitīt oolītiem (34. att.).

Apaljie karbonātu veidojumi ar vāji izteiktu koncentrisku un radiālu uzbūvi ir sastopami visos plānslīpējumos, kur vispār konstatēti oolīti. Taču visaugstākais to saturs oolītu un pseidoolītu vidū ir atzīmēts tajās griezumdaļās, kur ir zems karbonātu graudu kopējais saturs - mazāk nekā 10-20 %. Bieži apaļie graudi ar vāji izteiktu koncentrisku un radiālo uzbūvi ir vienīgie oolītu pārstāvji, un kopā ar tiem sastop tikai mikrītiskos pseidoolītus. Tādējādi karbonātu veidojumus ar vāji izteiktu koncentrisku uzbūvi var apskatīt kā pirmos oolītu iedīgļus, kuri attīstījās nelabvēlīgā vidē, bet apstākļiem uzlabojoties, veidojās arī citi, jau apskatītie oolītu paveidi.

Dažkārt šie oolīti pilnībā sastāv no slēpt- un mikrokristāliska dolomīta, un to koncentrisko uzbūvi iezīmē tikai tievas tumšākas josliņas, kas ir bagātinātas vai nu ar Fe^{3+} savienojumiem, vai sulfīdu minerāliem, vai arī mālaino materiālu. Taču bieži vien tiem piemīt arī citu oolītu paveidu iezīmes - koncentriskā uzbūve, radiāli orientētie "kūļi" un slēptkristāliskais kodols. Šīs pazīmes ir izplūdušas, jo oolīti lielā mērā sastāv no mikrīta. Acīmredzot, minētās īpatnības liecina par to, ka vismaz daļa apalo veidojumu ar vāji izteiktu koncentrisko uzbūvi ir attīstījušies līdzīgi kā koncentriski radiālie oolīti un koncentriskie oolīti ar slēptkristālisku kodolu. Iespējams, ka smalkās koncentriskās un radiālās tekstūras pilnīgu izveidi kavēja oolītu abrāzija un mikritizācija¹ dažādās to attīstības stadijās, ko izraisīja biežie drupu graudu triecieni.

Kvarca un laukšpata graudu baseinā bija daudz, par ko skaidri liecina nogulumu sastāvs. Nav izslēgts arī, ka smalko tekstūru oolītiem neļāva iegūt pazeminātais ūdens sāļums - t.i. zemā piesātinājuma pakāpe attiecībā pret kalcija karbonātu.



³⁴ att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: oolīti ar vāji izteiktu koncentrisku un radiālu uzbūvi (a, b, c un d). Oolītam "c" koncentrisko uzbūvi uzsvēr melnas sulfīdu minerālu apmalties. 1CT Drīsas urbums (Baltkrievija), aptuveni 295 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāni (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikolī paralēli.

¹ MIKTRITIZĀCIJA (angļu valodā *micritisation*) - oolītu, organismu čaulu vai citu nogulumu sastāvdaļu pārveidošanās mikrītā mikroorganismu darbības vai mehānisku triecienu rezultātā.

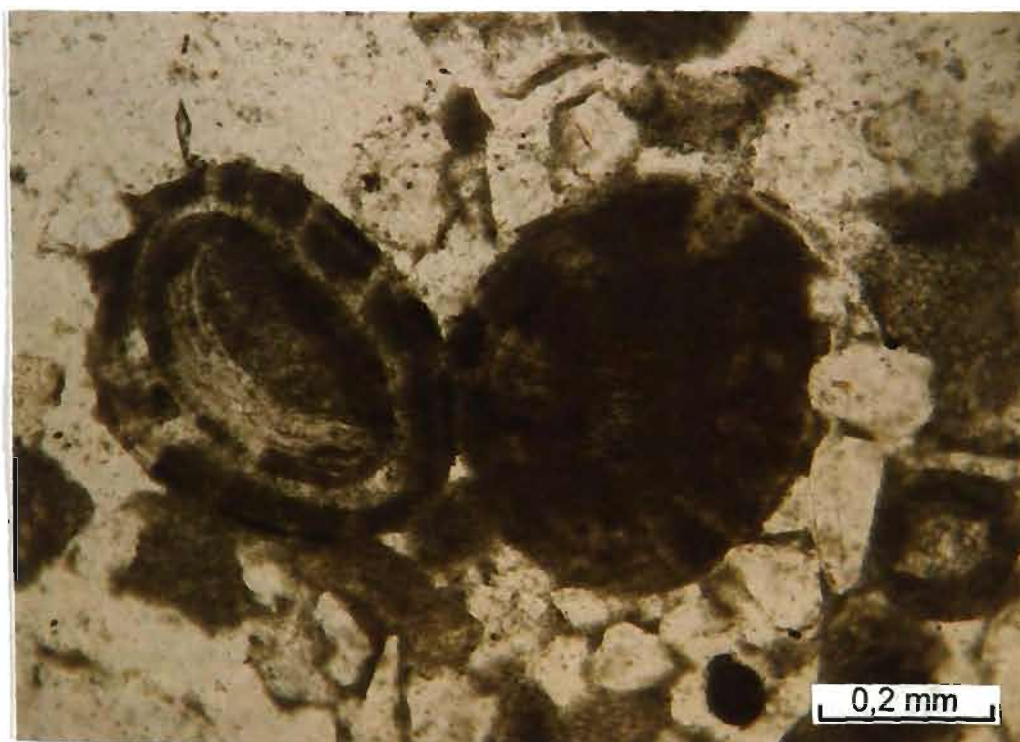
Neregulāri un deformēti koncentriski un radiāli veidojumi

Lai gan lielai daļai oolītu Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos ir regulāra koncentriskā uzbūve un apaļa forma, tomēr visos paraugos vairāk nekā 10 % no šiem veidojumiem ir raksturīgi nevienāda biezuma koncentriskie apvalciņi, asimetriska uzbūve vai citas neregularitātes iezīmes.

Neregulāro un deformēto oolītu saturs nav īpaši atkarīgs no kvarca un laukšpata drupu graudu proporcijas iezī. Taču vislielākā mērā deformētie oolīti ar ievērojamu uzbūves asimetriju ir sastopami nogulumos ar drupu graudu piejaukumu vismaz 30-40 %. Paaugstināta drupu graudu satura gadījumā sastop arī vairāk tādu oolītu, kuriem trūkst kāda mala, kā arī oolītu apmaļu fragmentus.

Vispirms jau jāatzīmē, ka kopā ar apaļajiem oolītiem Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos bieži sastop *elipsoidālus oolītus*. Domājams, ka sākotnēji šie karbonātu graudi ir bijuši apaļi, bet ieguvuši savu formu nogulumu noblīvēšanās rezultātā pēcsedimentācijas procesos, ko pierāda to simetriskā iekšējā uzbūve.

Gandrīz vienmēr kopā ar regulāri apaļajiem oolītiem, kuru koncentriskajiem apvalciņiem ir izturēts biezums, sastop *oolītus ar asimetrisku uzbūvi un mainīga biezuma apvalciņiem*. Nereti var novērot arī tādus īpatnējus veidojumus, kuru kodolā ir oolīts ar asimetrisku uzbūvi vai pat viena "puslode", bet kodolu ieskauj koncentriskā apmale ar izturētu biezumu (35. att.).



35. att. Plānsīpējuma mikrofotogrāfija: oolīts ar asimetriskas uzbūves kodolu un izturēta biezuma koncentrisku apmali (pa kreisi) un oolīts ar vāji izteiktu koncentrisku un radiālo uzbūvi (pa labi). 1CT Onsas urbums (Baltkrievija), aptuveni 295 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāni (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli paralēli.

Bieži konstatēti *oolītu fragmenti*: apaļi karbonātu veidojumi, kam trūkst kādas apmales daļas, dažkārt arī labi izveidotu oolītu "puslodes". Daudzos gadījumos sastop oolītu, visbiežāk to ārmalu, fragmentus. Nereti oolītu koncentriskie apvalciņi nepieguļ blīvi viens otram, bet starp tiem ir tukšumi (sk. 34. att., "c"). Dažkārt viens, vairāki vai pat visi šie apvalciņi ir "atlobījušies" un pārrauti (sk. 31. att.).

Apaljie graudi bez ārmalu daļām un oolītu fragmenti visdrīzāk ir veidojušies veselu oolītu deformācijas rezultātā jau sedimentācijas procesu gaitā. Karbonātu veidojumi ir pārvietojušies turbulentā ūdenī, atdūrušies viens pret otru un drupu graudiem, un triecienu rezultātā vairāk vai mazāk salauzīti. Koncentrisko apvalciņu "atlobīšanās", domājams, ir turpinājusies arī diaģenēzē un kataģenēzē iežu nobīvēšanās rezultātā.

Jautājums par asimetrisko oolītu ģenēzi ir sarežģītāks. Daudzos darbos asimetriska uzbūve tiek minēta kā viena no biohemogēniem veidojumiem - onkolītiem - raksturīgām pazīmēm, tomēr dažādos literatūras avotos (Simone, 1981; Strasser, 1986) publicētajos attēlos redzami asimetriski veidojumi, kas saukti par oolītiem. Vēl komplicētāku šo problēmu padara jau minētais fakts, ka mikroorganismu un organiskās vielas loma nav pilnībā apzināta pat "īsto oolītu" - apaļo un simetrisko veidojumu - ģenēzē. Papildus datus par mikroorganismu darbības pazīmēm ļauj iegūt raksturīga sīku kristāliņu forma skanējošajā elektronu mikroskopā. Tāda veida analīzes ir turpmāko pētījumu uzdevums.

Domājams, ka ieapaļie veidojumi ar mainīgu apvalciņu biežumu un nedaudz asimetrisku uzbūvi ilgāku laiku ir pavadījuši tādos apstākļos, kad hemogēnais vai biohemogēnais kalcija karbonāts uzkrājās tikai vienā oolīta malā. Visdrīzāk tas varēja notikt baseina dibenā, kur graudiņš gulēja un periodiski nedaudz pārvietojās ripināšanas ceļā, bet netika iekļauts saltācijas kustībā vai suspensijā. Apvalciņi intensīvāk auga uz augšu, kur tos brīvi apskaloja ar kalcija karbonātu piesātinātais baseina ūdens. Graudiņa pārveļšanās gaitā intensīvāk auga te viena, te otra oolīta mala, līdz izveidojās asimetriskā uzbūve. Oolītu veidošanās procesā pilnīgi reāli varēja piedalīties arī mikroorganismu kārtiņas, kurām tieši tāpat kā hemogēnam kalcītam bija labākas iespējas attīstīties virzienā uz augšu.

Savukārt, oolīti ar ļoti asimetrisku kodolu, domājams, ir veidojušies mehāniskas abrāzijas un apvalciņu augšanas mijiedarbības rezultātā. Savstarpējās sadursmēs un drupu graudu triecienu rezultātā daudzi apaļie graudi ir mehāniski sadrupināti jau to veidošanās gaitā, par ko liecina nenoapaļotu oolītu fragmentu klātbūtne nogulumos. Ļoti iespējams ir tas, ka šie fragmenti varētu tikt no jauna iesaistīti oolītu veidošanās procesā. Aktīvajā hidrodinamiskajā režīmā tie tika vēlreiz uzduļķoti un hemogēnu vai biohemogēnu procesu iedarbības rezultātā sāka apaugt ar kalcija karbonātu. Jaunveidoto apvalciņu orientācijai nenoliedzami bija tendence uz koncentrisku formu, kas varēja ievērojami nesakrist ar kodola - oolīta fragmenta - iekšējo orientāciju.

Samērā bieži sastop īpatnējus **daiviņveida oolītus**, kurus veido divas izliektas, abos galos savienotas "daiviņas", katra no kurām sastāv no diviem vai vairākiem koncentriskajiem apvalciņiem (sk. 33. att.). Apvalciņi ir dažādi - nereti tajos ir labi redzama koncentriski radiāla uzbūve, citur tikai radiāla kristālu orientācija, bet bieži vien tie ir mikrītiski un bez iekšējas tekstūras. Vidū starp savienotajām "daiviņām" parasti atrodas tukšums. Acīmredzot, šo veidojumu ģenēzi var izskaidrot kā oolīta kodola izšķīšanu un tai sekojošu noblīvēšanos. Tā kā oolītam nebija kodola, nekas vairs nekavēja tā deformāciju: koncentriskie apvalciņi tika saspiesti un divās pretējās malās pārlauzti, izveidojot gliemeņu čaulām līdzīgās formas. Dažos oolītos šķīšana notika vienlaicīgi ar noblīvēšanos, un kodols neizšķīda pilnībā - tas vēl aizvien ir saglabājies starp abām pārlauztajām "daiviņām". Citu daiviņveida oolītu apvalciņi to saspiešanas gaitā nedaudz nobīdījās uz sāniem, tādēļ to gali tieši nesaskaras.

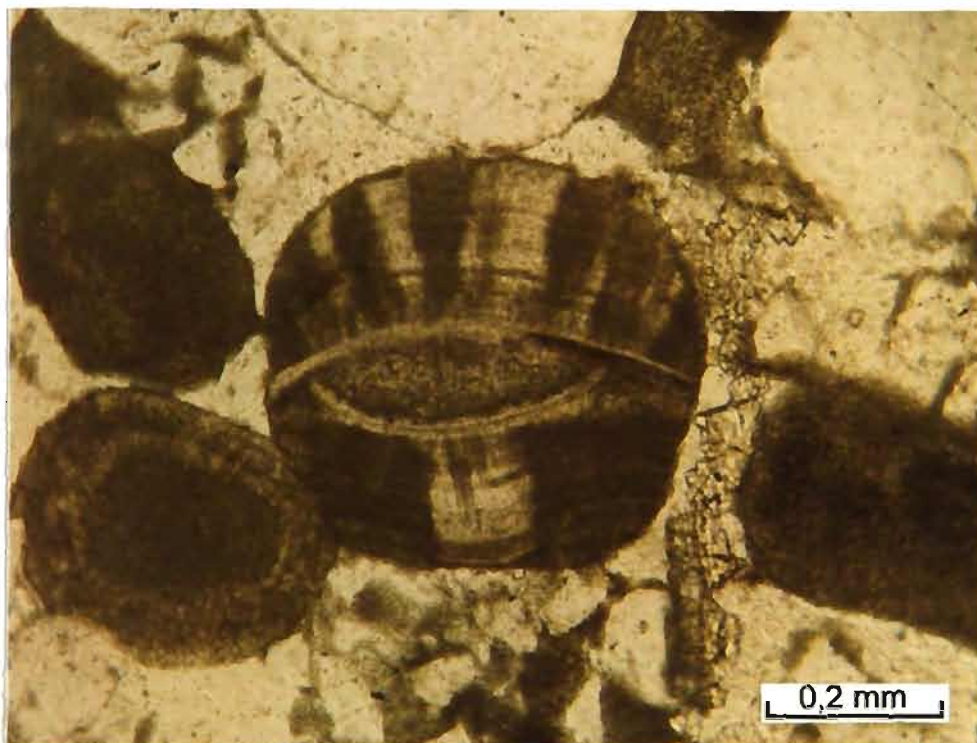
Pērnavas svītā 103. Šķaunes urbumā atsevišķos gadījumos sastop tādus daiviņveida oolītus, kuru kodolu piepilda dolomīta cements. Kristālu augšanu cementa veidā apstiprina to izmēru palielināšanās virzienā un kodola centru. Šo oolītu kodols neapšaubāmi ir sacementēts jau pēc šķīšanas un tai sekojošās noblīvēšanās.

Retos gadījumos sastop tādus veidojumus, kam viena no apmalēm - "daiviņām" - ir īsāka un daļēji iekļauta otrā, bez tam tiem ir mikrītisks kodols, kas nav izšķīdis, un uz abām pusēm izliektās apmales ir biezākas nekā parasti tas raksturīgs daiviņveida oolītiem (36. att.).

Pēc abu apmaļu kontakta un orientācijas šie veidojumi atgādina B. V. Logana, R. Rezaka un R. N. Ginsburga rakstā par stromatolītu klasifikāciju un veidošanās apstākļiem (1964) publicētajā 4. attēlā redzamo "I" paveidu, kas nosaukts par *inverted stacked hemispheroids* (angļu val.), jeb tulkojumā - *apgrieztī sastiprinātas puslodes*. Rakstā minēts, ka tas ir stromatolītu jeb onkolītu paveids, kas veidojies mazaktīvā hidrodinamiskajā vidē, bet tomēr epizodiski nedaudz pārvietots. Atzīmēts, ka šāda struktūra var izveidoties, viļņiem vētras laikā noraujot stabiņveida stromatolītu ķermenim augšdaļu, kura pēc tam otrādi apgrieztā veidā nosēžas baseina dibenā un var kalpot par substrātu jaunam stromatolītam. Parasti šādi veidojumi cieši asociē ar stabiņveida stromatolītiem.

Arī Rēzeknes svītas nogulumos atsevišķos gadījumos konstatēti stromatolīti (1. Boguševskas urbums Baltkrievijā, pēc V. Kurša nepublicētiem datiem), taču tajos plānslīpējumos, kur atrasti īpatnējie daiviņveida graudi, nekādu stromatolītu pazīmju nav. Tādēļ iespējams, ka šie veidojumi, līdzīgi citiem aprakstītajiem daiviņveida oolītiem, varēja iegūt savu neparasto formu daļējas kodola izšķīšanas un vienlaicīgas noblīvēšanās rezultātā.

Dažkārt konstatēti arī **kompleksas uzbūves oolīti**, kuri sastāv no vairākiem vienotā apvalciņā iekļautiem komponentiem. Vienā gadījumā tievs apvalciņš ar biezumu 0,015 mm vienlaicīgi apņem oolītu ar vāji izteiktu koncentriski radiālu uzbūvi un nelielu slēptkristāliska dolomīta iecirkni (37. att.).



36. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: oolīts ar biezām kopā sakļautām apmalēm, starp kurām var novērot neizšķīdušu kodola fragmentu. Apakšējā apmale ir daļēji iekļauta augšējā. 1CT Drīsas urbums (Baltkrievija), aptuveni 295 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāņi (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nīkoli paralēli.

Konstatēts arī tāds kompleksas uzbūves veidojums, kas sastāv no diviem oolītiem ar diametru attiecīgi 0,2 un 0,3 mm, bet tos abus apņem tievs apvalciņš. Telpumu starp oolītiem un apmalīti aizpilda slēptkristālisks dolomīts, un kopējais kompleksas uzbūves veidojuma diametrs sasniedz 0,7 mm. Minētie veidojumi, domājams, ir pārskaloti nogulu fragmenti, kuri hidrodinamiskā režīma aktivizācijas rezultātā atkal kļuvuši mobili un apauguši ar tievajiem apvalciņiem.

Kopā ar oolītiem Rēzeknes un Pērnavas svītās klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā plaši sastop arī pseidoolītus. Oolīti un pseidoolīti cieši asociē, kas liecina par līdzīgiem to ģenēzei labvēlīgajiem faktoriem, galvenie no kuriem, domājams, bija normālam tuvais un paaugstinātais ūdens sāļums, kā arī pietiekami aktīvais hidrodinamiskais režīms. Pēc struktūras Rēzeknes un Pērnavas svītu pseidoolītus var iedalīt divās grupās - mikrītiski un pilnkristāliski pseidoolīti.

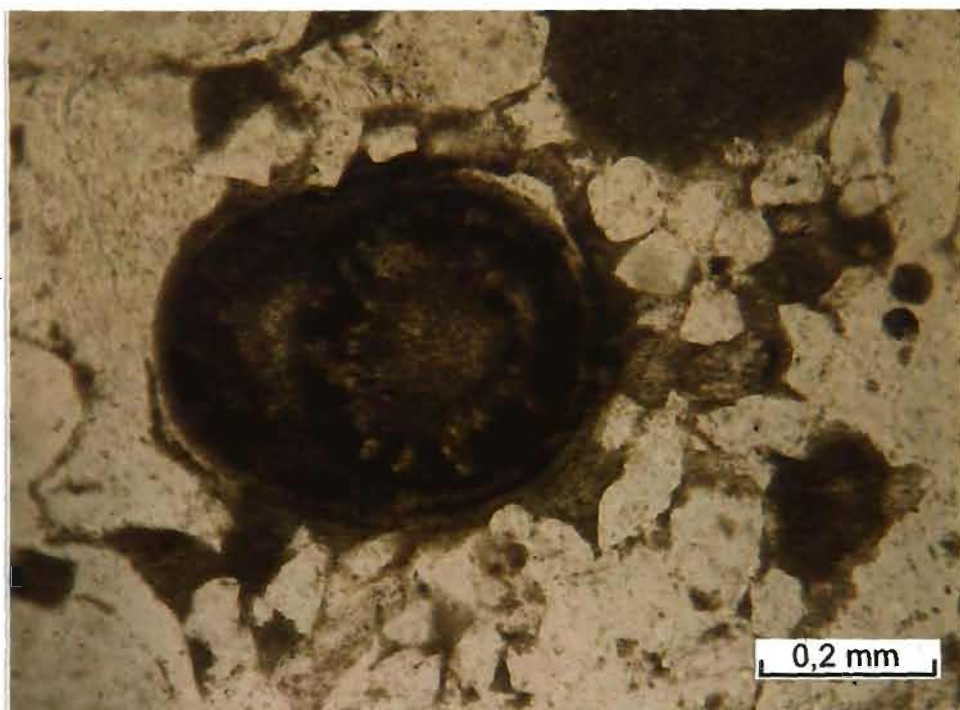
Mikrītiski pseidoolīti un piciņas

Slēpt- un mikrokristāliski ieapaļi karbonātu veidojumi pseidoolītu vidū ir visizplatītākie. Pēc uzbūves tie ir ļoti viendabīgi (38. att.) un dažkārt var novērot vienīgi izplūdušus iecirkņus ar nedaudz lielākiem kristālu izmēriem. Nereti šādi iecirkņi atrodas pseidoolītu vidusdaļā, kas liecina par pāreju starp šādiem pseidoolītiem un iepriekš raksturotajiem oolītiem ar pilnkristālisku kodolu.

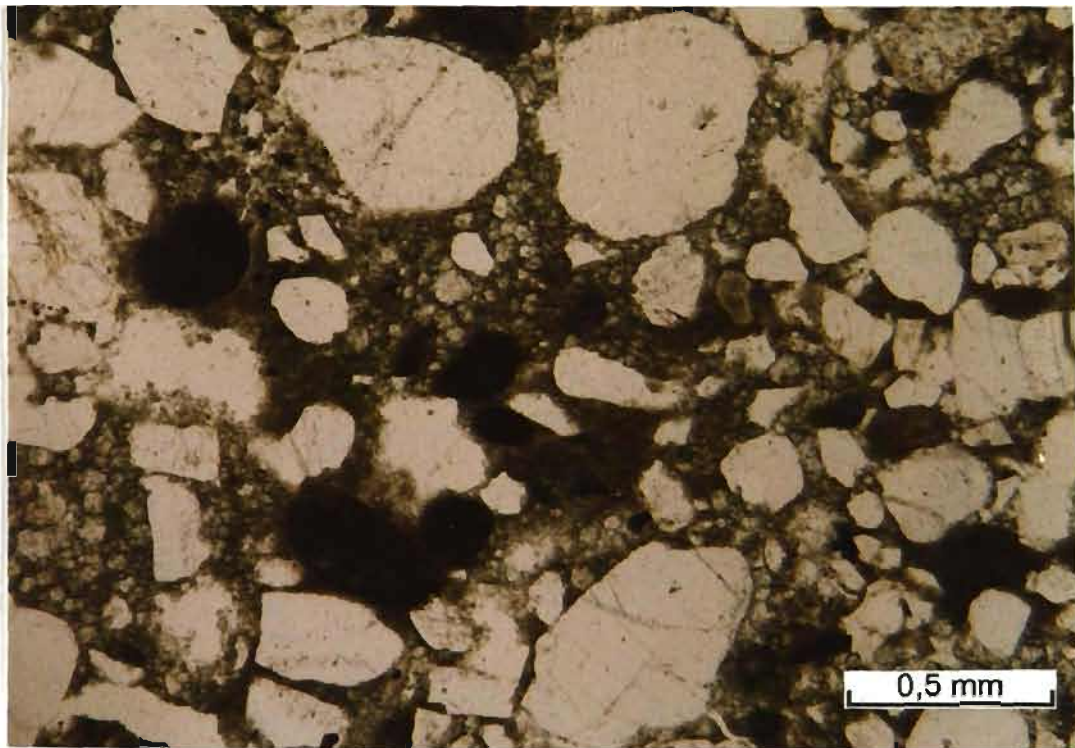
Bieži sastop arī nelielus mikrītiskus veidojumus ar diametru mazāk nekā dažas milimetra desmitdaļas, kuriem dažkārt ir izplūdusi forma. Tos precīzāk ir saukt par piciņām.

Mikrītisko pseidoolītu forma ir apaļa vai iegarena, bet diametrs ļoti dažāds - no dažām milimetra simtdaļām līdz 1 mm - un ir atkarīgs no tā, ar cik lieliem kvarca un laukšpata drupu graudiem asociē pseidoolīti. Tad, ja kvarca un laukšpata graudiņiem nogulumos ir bimodāls sadalījums, tas raksturīgs arī dolomīta pseidoolītiem. Šo veidojumu saturs nogulumos attiecībā pret kvarca un laukšpata drupu graudiem, kā arī citiem oolītu un pseidoolītu paveidiem parasti ir vienmērīgs.

Vienīgi klastisko-karbonātiežu pārejas zonas dienvidaustrumu daļā (Liozno urbumā) mikrītiskie karbonātu graudi gan Rēzeknes, gan Pērnavas svītā veido pastāvīgus sakopojumus. Šeit konstatēti pārskaloti karbonātisko nogulu fragmenti ar diametru līdz 0,7-1,5 cm, kuros ir ļoti daudz (līdz pat 50 %) slēptkristālisku piciņu. To diametrs svārstās no 0,04 līdz 0,2 mm, forma ir apaļa un iegarena, bet robežas parasti samērā izplūdušas. Nereti šīs piciņas tikai nedaudz izceļas nogulumu pamatmasā. Bieži vien tās ir orientētas slāņojuma virzienā.



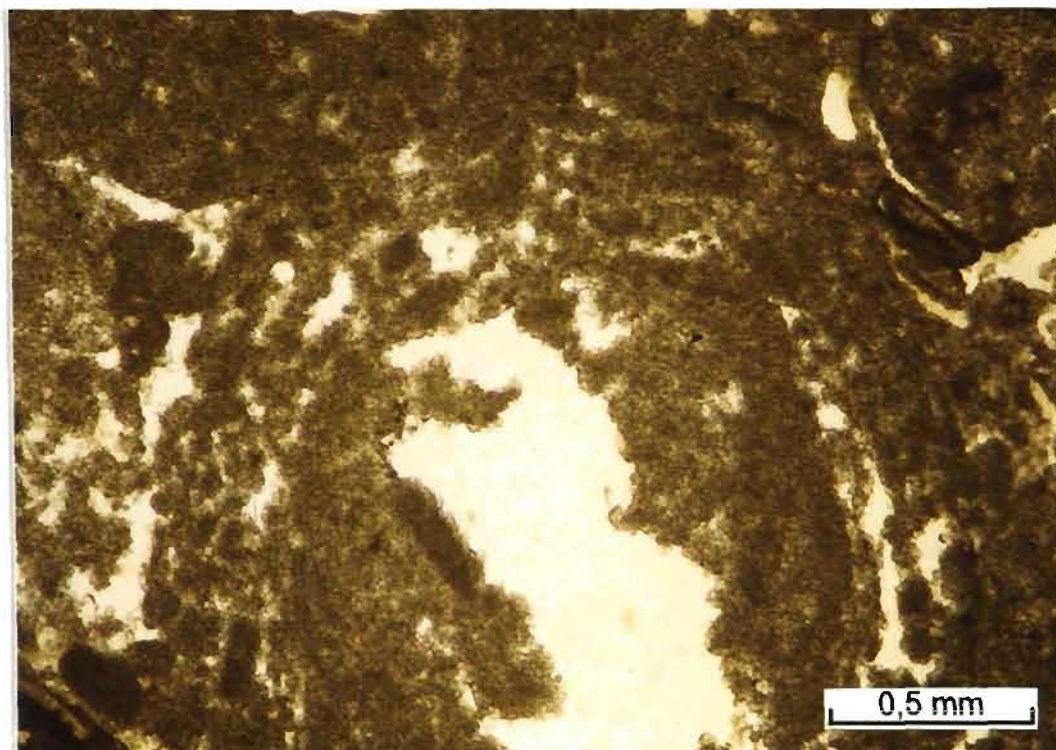
37 att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: kompleksas uzbūves oolīts, kurā tievs apvalciņš apņem gan oolītu ar vāji izteiktu tekstūru, gan nelielu slēptkristāliska dolomīta iecirkni. 1CT Drīsas urbums (Baltkrievija), aptuveni 295 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāņi (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli paralēli.



38 att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: mikritiski pseidoolīti un piciņas (tumšbrūnie) smilšakmenī ar domerīta matrici (brūnais viendabīgais) un pilnkristāliska dolomīta cementu (gaiši brūnganpelēkais). Redzami kvarca un laukšpata graudu (gaišpelēkie) bimodālie izmēri. 1CT Drisas urbums (Baltkrievija), 300-315 m dziļums, vidusdevona Rjažas slāņi (Rēzeknes svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli paralēli.

Spriežot pēc augstā satura un kopīgām orientācijas tendencēm, iespējams, ka apaļās un iegarenās piciņas ir aļģu atliekas. Dažos gadījumos kopā ar piciņām ir konstatēti iegareni, sazaroti, aļģu atliekām ļoti līdzīgi veidojumi. Bez tam Liozno urbumā Pērnavas svītā konstatēts viens apaļš veidojums ar diametru 2,2 mm, kas sastāv no koncentriski orientētiem iegareniem slēpt- un mikrokristāliska dolomīta sakopojumiem ar izplūdušu formu. Visdrīzāk šis agregāts ir *onkolīts* (39. att.) Karbonātu sakopojumi tajā parasti blīvi nepieklaujas viens otram un dažviet atgādina minētās piciņas.

Pārējo viendabīgo mikritisko pseidoolītu ģenēzi to viendabīgās struktūras dēļ ir grūti noteikt. Kā jau minēts, karbonātu pseidoolīti ir poligenētiski veidojumi - tie var būt noapaļoti organismu atlieku fragmenti, koprolīti, pārskaloti iežu fragmenti, pārkristalizēti vai mikritizēti oolīti u.c. Rēzeknes un Pērnavas svītu pseidoolīti, acīmredzot, nav koprolīti, jo tiem ir ļoti atšķirīgi izmēri, bez tam nogulumos fosīlā veidā nav pietiekami daudz tādu organismu, kas būtu producējuši tik lielu skaitu koprolītu. Vairumā gadījumu pseidoolīti nav arī pārskaloti nogulu fragmenti, jo tos sastop vai nu smilšakmeņos bez matricē, vai arī smilšakmeņos ar zaļganpelēku mālaini karbonātisku matrici, kura gan pēc sastāva, gan krāsas atšķiras no baltajiem un melnajiem dolomīta graudiņiem.



39. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: problemātisks onkolīts. Liozno urbums (Baltkrievija), aptuveni 383 m dziļums, vidusdevona Apakšmorsovas slāņi (Pērnavas svītas analogs pēc ģeoloģiskā vecuma). Nikoli paralēli.

Iespējams, ka lielākā daļa pseidoolītu ir mikritizēti oolīti, kuri zaudējuši (vai nekad nav ieguvuši) koncentrisku vai radiālu tekstūru abrāzijas dēļ saskarē ar citiem graudiem. Nav izslēgta arī aļģu vai citu organismu loma šo veidojumu mikritizācijā.

Pilnkristāliski pseidoolīti

Pseidoolīti, kuri sastāv no pilnkristāliska dolomīta, nav tik izplatīti kā mikritiskie apaļie veidojumi, taču bieži vien to saturs nogulumos sasniedz 2-3 % un dažkārt pat 10-15 %. Pilnkristāliskie pseidoolīti pārsvarā gadījumu ir konstatēti paraugos no Pērnavas svītas nogulumiem, kur sastop arī oolītus ar labi izveidotu smalko tekstūru. Rēzeknes svītā, kur dominē mikritiskie pseidoolīti un oolīti ar vāji izteiktu koncentrisku uzbūvi, pilnkristāliskie pseidoolīti ir reti.

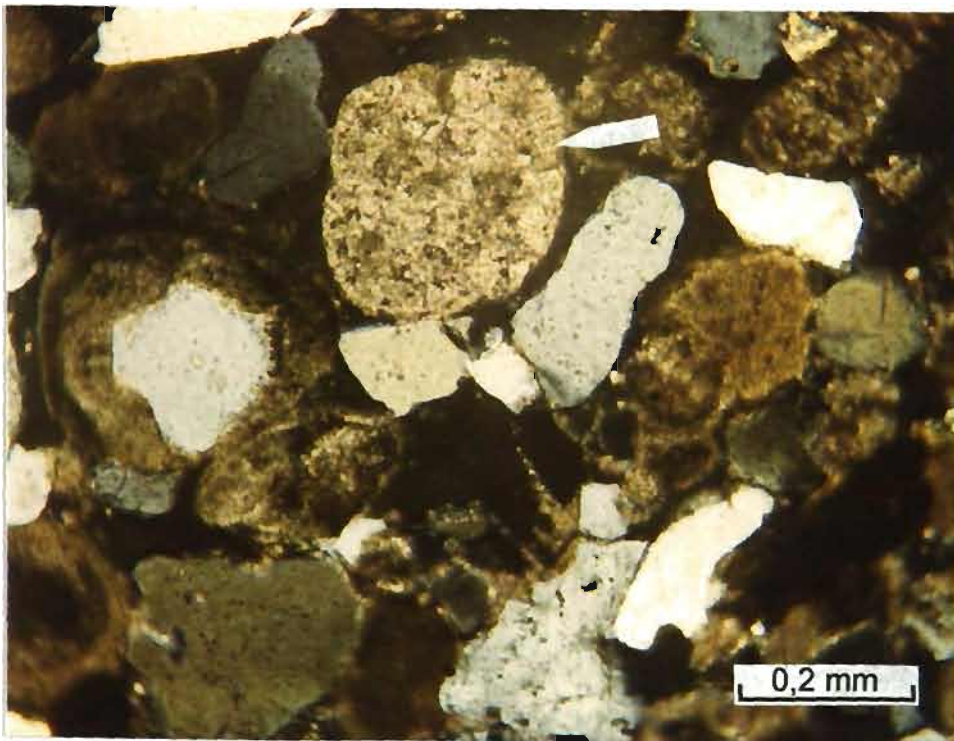
Šie ieapaļie karbonātu veidojumi sastāv no aptuveni vienādkristāliska dolomīta ar maksimālo kristālu diametru 0,07 mm (40. att.). Daudzus pilnkristāliskajos pseidoolītos dolomītam ir vēdekļveida nodzišana, bet lielā skaitā šo veidojumu dolomīta kristāli nodziest vienmērīgi. Domājams, ka vēdekļveida nodzišana ir sākotnējās oolītu krustiskās nodzišanas relikts, kas saglabājies pēc apaļo graudu pārkristalizēšanās. Kā jau minēts, arī daudzu koncentriski radiālo oolītu kodolā sastop pilnkristālisku dolomītu, kurš pēc visām pazīmēm atgādina pilnkristālisko pseidoolītu pamatmasu. Savukārt, pseidoolīti ar vienmērīgu dolomīta kristālu

nodzišanu, iespējams, ir veidojušies mikrītisku pseidoolītu pārkristalizēšanās rezultātā.

Sulfīdu minerāli oolītos un pseidoolītos

Dolomīta oolīti un pseidoolīti, kā jau minēts, ārēji dažkārt ir balti, citos gadījumos pelēki un melni. To nosaka sīkdispersu sulfīdu minerālu, visdrīzāk pirīta piejaukums, ko pierāda raksturīgais zeltainais metāliskais spīdums. Viskrasāk sulfīdu piejaukums izceļas, pētot uz baltas vismas novietotu plānslīpējumu binokulārajā mikroskopā. Savukārt, sīkākās sulfīdu sadalījuma nianšes var labi novērot plānslīpējumā.

Visbiežāk oolītiem un pseidoolītiem tikai ārmala ir intensīvi piesātināta ar sulfīdu minerāliem, bet iekšā to nav - pārškeltā parauga virsmā pat ar lupu ir redzams, ka daudzi melnie oolīti iekšienē ir pelēki un balti. Ar sulfīdiem piesātinātās apmalītes dažkārt ir krasas, citreiz izplūdušas. Bieži tumšās krāsas intensitāte, kas atbilst sulfīdu saturam, pakāpeniski pieaug no oolītu un pseidoolītu centra uz ārmalu. Reizēm sulfīdu apmalīšu biezums ir tikai milimetra tūkstošdaļas, citur tas mērāms milimetra simtdaļās, bet dažkārt viss pseidoolīts, retāk oolīts ir vienmērīgi piesātināts ar sulfīdiem.



40 att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: pilnkristālisks pseidoolīts (norādīts ar bultiņu) ar vēdekļveidīgu kristālu nodzišanu dažādgraudainā smilšakmenī. Pa kreisi no šī karbonāta grauda redzams oolīts ar vāji izteiktu koncentrisku uzbūvi, kura kodolā ir kvarca graudiņš. 15. Ludzas urbums, 424,4 m dziļums. Vidusdevona Pērnavas svīta. Nikoli krustoti.

Nereti sulfīdu minerāli veido ne tikai oolītu ārējo apmalīti, bet arī vairākas josliņas to iekšienē, kuru orientācija sakrīt ar oolītu koncentrisko uzbūvi (41. att.). Visbiežāk sulfīdu josliņas ir raksturīgas koncentriski radiālajiem oolītiem un labi pasvītrot šo apaļo veidojumu tekstūru. Lai gan josliņām vienmēr ir koncentriska orientācija, dažkārt tās ir izsekojamas tikai slēpt- un mikrokristāliskajos "kūļos", bet pārtrūkst gaišākajos pilnkristāliskajos iecirkņos ar vēdekļveida nodzišanu. Citur var novērot pilnīgi pretējo gadījumu - sulfīdu josliņas spilgti izceļas pilnkristāliskajos iecirkņos, bet mikrītiskajā materiālā nav izsekojamas. Ir arī tādi gadījumi, kad melno koncentrisko josliņu izplatība nav atkarīga no pilnkristālisku un mikrītisku radiālu iecirkņu maiņas.

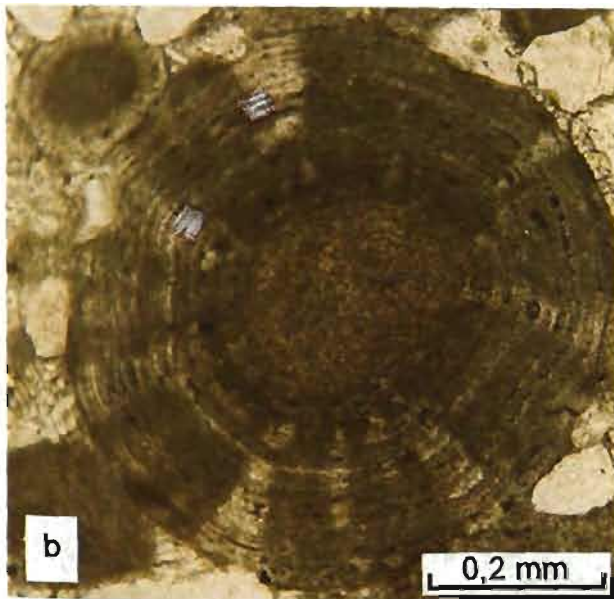
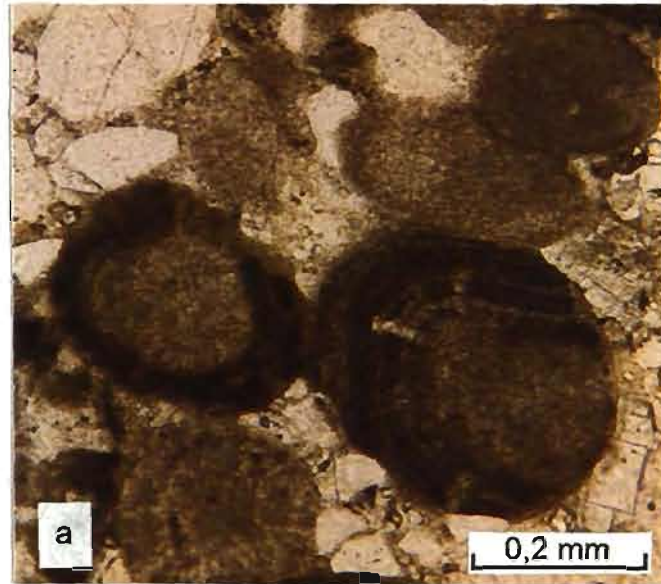
Acīmredzot, sulfīdu minerālu josliņas ir veidojušās vienlaicīgi ar pašiem oolītiem un pseidoolītiem. To pierāda vairāki fakti:

- oolītiem bieži ir nevis viena, bet vairākas, maksimāli 13 koncentriskas sulfīdu josliņas;
- tās precīzi sakrīt ar šo apaļo veidojumu primāro koncentrisko uzbūvi, nevis ar citām tekstūriem - radiālajām adatiņām, slēptkristāliskajiem kūļiem, pilnkristāliskajiem iecirkņiem utt.;
- dažkārt var novērot, ka oolītam trūkst vienas malas, un blakus tai krasi pārtrūkst arī koncentriskās sulfīdu josliņas (sk. 41. att. "a"). Tas liecina par josliņu veidošanos pirms oolīta malas nošķelšanās;
- vienā gadījumā konstatēts komplekss oolīts, kura iekšienē ir divi mazāki oolīti - viens no tiem ar sulfīdu ārējo apmalīti, otrs ar vairākām koncentriskajām sulfīdu josliņām - bet visu šo veidojumu arī apņem ar sulfīdiem bagātināta tieva apmalīte.

Dolomīta oolītos un pseidoolītos sastop ne tikai koncentriskas sulfīdu josliņas, bet arī mazāk regulāras formas šo minerālu sakopojumus. Pētījumi liecina, ka sulfīdu saturs oolītos un pseidoolītos nav atkarīgs no to uzbūves īpatnībām - dažkārt vienā plānslīpējumā blakus sastop apaļos karbonātu graudus ar līdzīgu uzbūvi un kristālu diametru, bet ļoti atšķirīgu sulfīdu saturu. Tas liecina, ka sulfīdi nav selektīvi veidojušies kādos noteiktos oolītos vai pseidoolītu paveidos, bet gan daļa šo apaļo karbonātu graudu ir ilgāku laiku pavadījuši sulfīdu ģenēzei labvēlīgos apstākļos.

Vairākos paraugos lielākā daļa dolomīta oolītu un pseidoolītu ir bez sulfīdu piejaukuma, turpretī mālaini karbonātiskajā nogulumu pamatmasā bieži sastop sīkus sulfīdu agregātus. Šis fakts, domājams, norāda uz to, ka apaļie karbonātu graudi nav ilgstoši atradušies ūdenstilpes dibenā kopā ar mālaini karbonātiskajām nogulām, bet gan ieskaloti no citas, varbūt netālu esošas baseina daļas.

Kā jau minēts, koncentriskās sulfīdu josliņas, acīmredzot, ir veidojušās vienlaicīgi ar pašiem oolītiem. Visdrīzāk tas ir noticis epizodēs, kad apaļie karbonātu veidojumi ir nosēdušies baseina dibenā. Sulfīdu izveidei ir labvēlīga reducējoša vide, ko bieži nosaka organiskās vielas klātbūtne. Tajos nogulumos, kur sastop dolomīta oolītus un pseidoolītus - dažāgraudainajos smilšakmeņos ar domerīta matrici un bez tās, kā arī zaļganpelēkajos domerītos - organiskā viela tieši nav konstatēta, taču tā, domājams, nosaka brūngano starpkārtnu krāsu ar minētajiem paveidiem asociējošajos gaišpelēkajos dolomītos.



41. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: Oolīti ar sulfīdu piejaukumu. "a" attēlā pa kreisi redzams oolīts, kura visa ārējā mala ir samērā vienmērīgi bagātināta ar tumšajiem sulfīdu minerāliem. Pa labi šajā pat attēlā skatāms oolīts ar daudzām koncentriskām sulfīdu josliņām, kuras precīzi sakrīt ar oolīta tekstūru. Šim oolītam ir nošķelta labā mala, un arī sulfīdu josliņas pie tās pārtrūkst, kas apstiprina to agrīno ģenēzi. "b" attēlā redzams oolīts, kurā sulfīdu piejaukums arī sakrīt ar koncentrisko tekstūru, taču veido pārtrauktas josliņas, kuras ir izsekojamas tikai gaišākajos pilnkristāliskajos iecirkņos. 103. Šķaunes urbums, 380,2 m dziļums, vidusdevona Pērnavas svīta.

Jāatzīmē, ka gaišpelēkajos dolomītos oolīti un pseidoolīti ir konstatēti tikai vienā slānī - pašā Pērnavas svītas augšdaļā 25. Višķu urbumā - un savdabīgi ir tas, ka šeit visi apaļie karbonātu veidojumi ir melni (piesātināti ar sulfīdiem), kamēr dziļāk iegulošajos dažādgraudainajos smilšakmeņos ievērojami dominē balti karbonātu graudi. Iespējams, ka organiskā viela ir ietilpusi arī citu oolītus saturošo nogulumu sastāvā, taču tās saturs bijis neliels, un pēc sedimentācijas procesos tā ir sadalījusies. Pēc mūsdienu priekšstatiem, kā jau minēts, zināmu lomu oolītu veidošanās procesā var spēlēt mikroorganismi, kuri veido īpatnējas kārtiņas ar tīmvielas spējām. Nav izslēgts, ka sulfīdu izveidei īpaši labvēlīga ir bijusi šādu mikroorganismu kārtiņu sadalīšanās.

Īpatnējs ir melno un balto karbonātu graudu (ar sulfīdu piejaukuma un bez tā) sadalījums ģeoloģiskajā griezumā. To izplatība 103. Šķaunes urbumā skatāma 42. att. Kā redzams, melnos, t.i. ar sulfīdiem piesūcinātos, oolītus un pseidoolītus

sastop tikai pētītās slāņkopas augšējos 3 metros, kas pieder Pērnavas svītai. Rēzeknes svītā, kur pseidoolītu un it sevišķi oolītu saturs ir zemāks, šie apaļie karbonātu graudi nav arī bagātināti ar sulfīdiem. Arī citos pētītajos urbumos oolīti un pseidoolīti ar sulfīdu piejaukumu atbilst slāņkopas augšējiem 2-8 m - Pērnavas svītai.

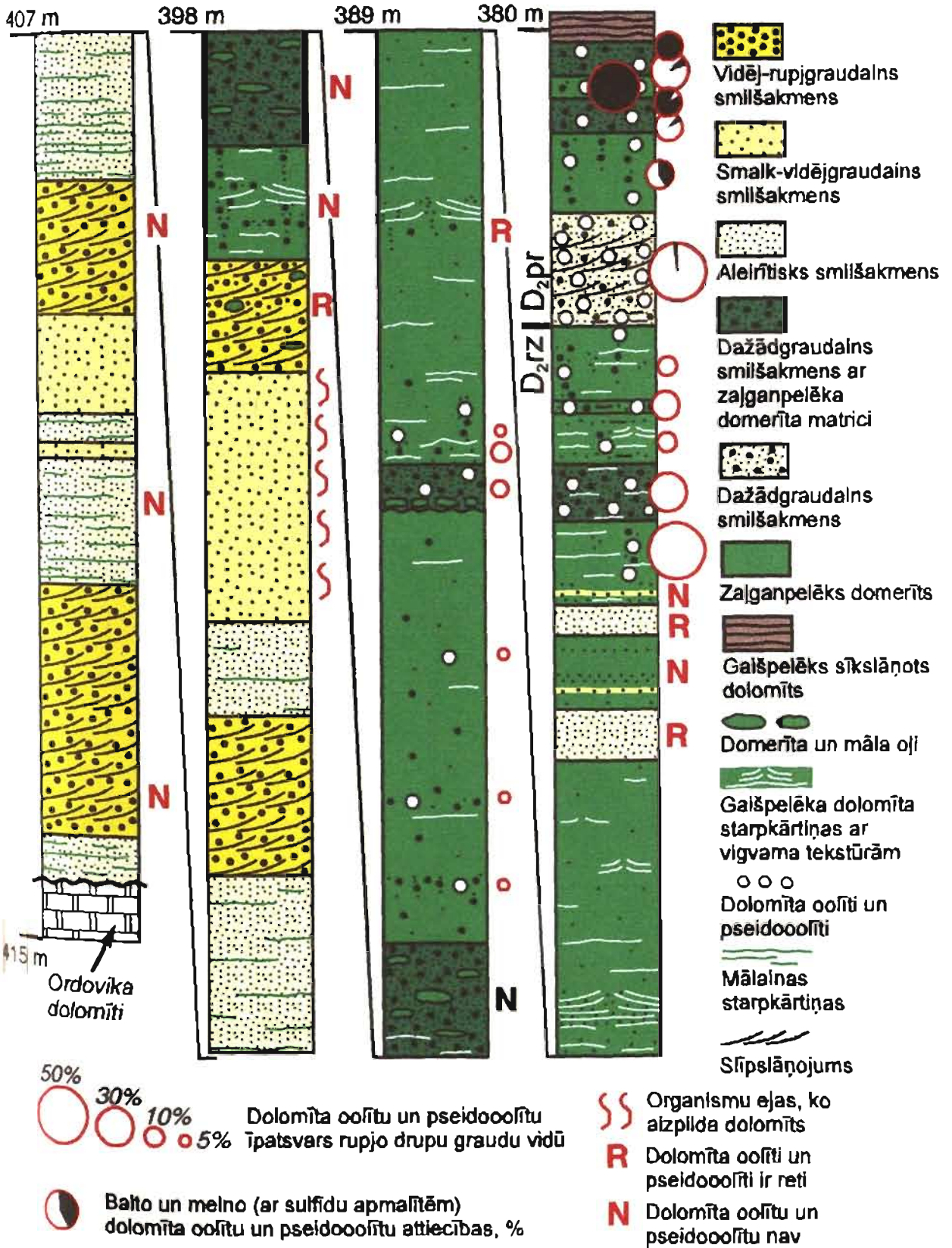
Sulfīdu piejaukums apaļajos karbonātu graudos atšķiras arī to izplatības laukumā. Visvairāk ar sulfīdiem ievērojami bagātinātu oolītu un pseidoolītu ir 15. Ludzas urbumā 424-426 m dziļumā (Pērnavas svītas apakšdaļā), daudz to ir arī 103. Šķaunes urbumā 380-381 m intervālā (pati Pērnavas svītas augšdaļa). Virzienā uz rietumiem - 25. Višķu urbumā - šo graudiņu ir jau mazāk, bet vistālāk rietumos izvietotajā 9. Atašienes urbumā, lai gan arī kopumā karbonātu graudiņu ir ļoti maz, neviens no tiem nav bagātināts ar sulfīdiem. Uz austrumiem no Latvijas datu par sulfīdu saturu ir maz. Spriežot pēc atsevišķiem plānslīpējumiem no 1CT Drisas un Liozno urbumiem, Baltkrievijas ziemeļrietumos ne visai augsts sulfīdu piejaukums karbonātu graudiem ir tikai Pērnavas svītā, bet Baltkrievijas ziemeļaustrumu daļā karbonātu oolīti un pseidoolīti nesatur sulfīdus.

Tādējādi, iespējams, ka karbonātu oolīti un pseidoolīti tika visintensīvāk piesātināti ar sulfīdiem smilšaino domerītu sedimentācijas areālā uz Viļakas vaļņa (Latvijas dienvidaustrumos), bet tālāk uz dienvidaustrumiem - domerītu fācijas ietvaros - sulfīdu piejaukums pakāpeniski samazinājās. Taču ierobežotais faktū materiāls par reģioniem uz dienvidaustrumiem no Viļakas vaļņa pagaidām to ļauj uzskatīt tikai par pieņēmumu.

Oolītu un pseidoolītu saistība ar baseina hidrodinamisko režīmu

Apaljie karbonātu graudi mūsdienās daudzos reģionos veidojas aktīvā hidrodinamiskajā režīmā un arī senajos nogulumos bieži tiek uzskatīti par šādu apstākļu indikatoriem. Taču pēdējo gadu desmitu laikā veiktie pētījumi liecina, ka oolītus plaši sastop arī mierīga ūdens apstākļos, kur tiem galvenokārt ir radiāla kristālu orientācija. Arī laboratorijā mierīgā ūdenī humīnskābju klātbūtnē ir sintezēti radiāli aragonīta oolīti (Davies, Bubela, Ferguson, 1978). Līdz ar to, kā atzīmēts literatūrā (Simone, 1981; Tucker, Wright, 1990), arī senajos nogulumos oolītus nevar viennozīmīgi uzskatīt par aktīva hidrodinamiskā režīma indikatoriem. Lai noskaidrotu oolītu veidošanās apstākļus, šie graudiņi jāpēta ciešā saistībā ar fācijām, kuru nogulumos tie ir atrodami. Tas pats attiecas uz pseidoolītiem, kuru ģenēze vispār ir mazāk skaidra.

Cik aktīvā vidē ir veidojušies Rēzeknes un Pērnavas svītu oolīti un pseidoolīti? Bieži vien par vides dinamiku liecina kristālu orientācija - tangenciāli oolīti veidojas aktīvā, bet radiālie pasīvā hidrodinamiskajā režīmā. Eifeļa stāva pamatnes iepaļajos karbonātu graudiņos bieži sastop radiālas adatiņas, bet nav īsti skaidrs, vai tās ir primāra tekstūriezīme, vai veidojušās agrīnu pārkristalizēšanās vai aizvietošanās procesu gaitā. Tas, protams, izslēdz jebkādus secinājumus par strauģu vai viļņu aktivitāti.



42. att. Vidusdevona Rēzeknes un Pērnavas svītu ģeoloģiskais griezumā 103. Šķaunes urbumā ar datiem par oolītu un pseidooolītu saturu un izplatību.

Šajā darbā ir izdarīts mēģinājums novērtēt hidrodinamiskā režīma īpatnības pēc oolītu iekšējās uzbūves simetrijas. Domājams, ka oolīti ar visregulārākajiem koncentriskajiem apvalciņiem un augstāko kodola un apmales simetriju ir ilgāku laiku pavadījuši turbulentā ūdenī, kur kalcija karbonāta kristāliņi visās apaļo veidojumu malās ir auguši ar līdzīgu ātrumu. Šādu secinājumu var izdarīt neatkarīgi no tā, vai kalcija karbonāts veidojās hemogēnos, vai daļēji organogēnos procesos. Savukārt, asimetriskajiem oolītiem ar neregulāru apvalciņu formu dažādās to malās ir bijusi atšķirīga augšanas intensitāte, kas liecina par veidošanos mazāk aktīvā režīmā, kad šie graudiņi tika periodiski pārvēlti un salīdzinoši reti nonāca turbulentā kustībā: lielāks kalcija karbonāta uzkrāšanās ātrums (gan hemogēnos, gan organogēnos procesos) bija kontaktā ar baseina ūdeni, bet mazāks - saskarē ar nogulām.

Jāņem gan vērā, ka daļa oolītu, kuru kodola uzbūve atšķiras no apmales, varēja veidoties sadrupināta oolīta fragmenta vēlreizējas koncentriskas apaugšanas rezultātā, kas nebūt neliecina par mazaktīvu hidrodinamisko režīmu. Šādā ceļā veidojušos oolītus var atšķirt no pakāpeniski augušajiem asimetriskajiem oolītiem pēc krasajām tekstūras (galvenokārt koncentrisko kārtiņu orientācijas) atšķirībām kodolā un apmalē.

Ne asimetriskajiem oolītiem, ne apaļajiem graudiem ar regulāru uzbūvi nav raksturīga koncentrācija kādā konkrētā nogulumu paveidā, un nav atzīmētas arī teritoriālas izplatības likumsakarības smilšaino domerītu un domerītu fācijās. Tas neļauj saistīt ne vienu, ne otru ieapaļo graudu grupu ar kādu baseina daļu, kur valdījuši noteikti hidrodinamiskie apstākļi.

Visdrīzāk lielākā daļa Rēzeknes un Pērnavas svītu oolītu ir veidojušies periodiskas aktīvu un mierīgu hidrodinamisku apstākļu maiņas apstākļos, kā tas pēc dažos literatūras avotos (Tucker, Wright, 1990) minētajiem datiem ir raksturīgs vairumam oolītu. Vairāk vai mazāk aktīva režīma epizodēs, kad oolīti vai nu pārvietojās turbulentā ūdenī, vai arī tika valstīti pa baseina dibenu, auga koncentriskie kalcija karbonāta apvalciņi, bet salīdzinoši ilgākus laika posmus tie pavadīja nogulās, kur tika daļēji pārkristalizēti, mikritizēti vai aizvietoti. To, ka oolīti vairākkārt savas veidošanās gaitā ir pasīvi gulējuši, īpaši skaidri parāda tiem raksturīgās koncentriskās sulfīdu josliņas, kuru skaits dažkārt pārsniedz desmit. Katra no šīm josliņām ir veidojusies laikposmā (domājams, samērā ilgstošā), kad oolīts bija nekustīgs un atradās baseina dibenā vai nogulās.

Tiem Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumu paveidiem, kuri satur karbonātu oolītus un pseidooolītus - dažādgraudainajiem smilšakmeņiem un zaļganpelēkajiem domerītiem - bieži vien ir lēcveidīgas, vērpetes un ripsnojuma tekstūras, kuras liecina par viļņu aktivitāti, kā arī slīpslāņojums, kas norāda uz ātru straumju darbību. Bez tam zaļganpelēkajiem domerītiem ir raksturīga smalka horizontāli un viļņoti slāņota tekstūra, kura ir izšķirama pat augstas drupu graudu un ieapaļo karbonātu veidojumu koncentrācijas gadījumā, lai gan tādā gadījumā kļūst izplūdusi. Tas liek secināt, ka mierīgu hidrodinamisko režīmu, kurā uzkrājās sīkslāņotās mālaini karbonātiskās nogulas, periodiski nomainīja aktīva viļņu darbība un drupu materiāla ieskalošana.

Tādējādi arī nogulumu tekstūras apstiprina oolītu un pseidoolītu veidošanos periodiskā aktīvu un mierīgu hidrodinamisko apstākļu mijā. Vēl jo vairāk, visaugstākais oolītu un pseidoolītu saturs ir Pērnavas svītā - intervālā, kas izceļas Eifeļa stāva transgresīvajā daļā ar vismainīgāko nogulumu sastāvu (sk. 12. un 42. att.) un atspoguļo biežas sedimentācijas režīma izmaiņas. Arī šis fakts sakrīt ar augšminētajiem secinājumiem.

Periodiskas oolītu uzduļķošanas un nogulsnešanas lielo nozīmi pierāda laboratorijas pētījumu rezultāti. P. Deviss, B. Babela un Dž. Fergusons (1978) eksperimentāli audzējuši oolītus no pārsātinātiem jūras ūdens šķīdumiem humīnskābju klātbūtnē un nonākuši pie svarīgiem secinājumiem. Konstatēts, ka karbonātu apvalciņi aug aktīvā hidrodinamiskajā režīmā tik ilgi, kamēr to virsma netiek piesātināta ar Mg^{2+} un, iespējams, H^+ joniem, kuri aptur kalcija karbonāta nogulsnešanos. Mg^{2+} un H^+ joni tiek aizvadīti no oolīta virsmas laikposmā, kad tas guļ ūdenstilpes dibenā. Šo "piesārņojošo" jonu aizvadīšana gan dažkārt nav pilnīga, tādēļ oolīts vairs tālāk neveidojas. Turpmākai augšanai ir nepieciešams jauns substrāts, ko nodrošina organisko membrānu veidošanās ap graudu laikposmā, kad tas ir nedaudz iegrimis nogulās. Vēlākas hidrodinamiskā režīma aktivizēšanās rezultātā oolīts atkal tiek uzduļķots un turpina augt.

Visbeidzot palicis svarīgs jautājums: kāpēc karbonātu oolīti un pseidoolīti visā Baltijas devona baseina attīstības vēsturē ievērojamā daudzumā ir veidojušies tikai Eifeļa laikmeta transgresīvajā laikposmā vienā vienīgā faciālajā zonā?

Nozīmīgs faktors šo karbonātu graudu ģenēzei ir ūdens piesātinājums attiecībā pret kalcija karbonātu. Tas netika sasniegts daudzās devona klastisko baseinu daļās, taču neapšaubāmi ilgstoši eksistēja Franas laikmeta vidusdaļā, kad uzkrājās karbonātiskas nogulas un dzīvoja organismi ar kalcītiskiem skeletiem. Otrs faktors, kas ir ļoti nozīmīgs koncentrisko un radiālo oolītu veidošanās procesam, ir aktīvs hidrodinamiskais režīms, kurš dominēja klastiskās sedimentācijas areālos, taču, domājams, nebija nekāds retums arī seklajos Franas laikmeta karbonātu baseinos. Taču oolīti arī šeit nav atzīmēti.

Nav izslēgts, ka kritisku lomu spēlēja hidrodinamiski aktīvo un mazaktīvo laikposmu maiņas biežums un to ilgumu attiecības. Bez tam, iespējams, ka hemogēno oolītu veidošanās apjoms samazinās tad, ja plaši attīstās organismi ar kalcītiskiem skeletiem (Keith, Zuppann, 1993). Šis faktors varēja ierobežot hemogēnu karbonātu graudu augšanu Baltijas baseinā Franas laikmeta vidusdaļā, bet sekmēt to Eifeļa laikmeta sākumā. Tomēr jautājums par oolītu veidošanos kontrolējošajiem faktoriem devona baseinā prasa īpašus pētījumus un sīkāk šeit netiks apskatīts.

Nogulsnēšanās procesu izmaiņu periodiskums

Eifeļa stāva transgresīvās slāņkopas cikliskuma raksturs, kā jau minēts, dažādu fāciju ietvaros ievērojami atšķiras. Tā, Baltijas centrālajā un rietumdaļā, kur tiešā sanesu plūsmu ietekmē uzkrājas daudz smilšainā materiāla, šo devona griezuma daļu nav iespējams iedalīt sīkāk. Turpretī uz Viļakas vaļņa un tālāk dienvidaustrumu virzienā mierīgākos apstākļos veidojās klastiskas un karbonātiskas nogulas, un šeit smilšainu, mālainu un karbonātisku slāņmijā labi parādās sedimentācijas procesu cikliskums.

Austrumbaltijas klastisko-karbonātiežu pārejas zonā ir izdalāmi divi plašā teritorijā korelējami sedimentācijas cikli - Rēzeknes un Pērnavas svītas. Jautājums par **Rēzeknes un Pērnavas svītu robežām un nogulumu izplatību** vēl aizvien ir diskutabls.

Uz Viļakas vaļņa un tā apkārtnē abu svītu robeža ir krasa un tiek vilkta virs domerītu slāņkopas, kura noslēdz Rēzeknes svītas griezumu (Клеесмент, Куршс, Мурниекс, 1975; Куршс, 1992). Rēzeknes svītas sastāvā uz rietumiem pieaug smilšainība un ievērojami samazinās karbonātu saturs. Domerītus faciāli nomaina karbonātiski aleirolīti, bet vēl tālāk uz rietumiem griezumā jau izteikti dominē smilšakmeņi. Šādā pat virzienā abus sedimentācijas ciklus kļūst aizvien grūtāk atšķirt vienu no otra.

Latvijas-Lietuvas ielieces teritorijā vidusdevona apakšdaļu zem Narvas svītas apvieno vienā - Pērnavas svītā. Ļ. Ļarska, kura pirmoreiz izdalījusi Rēzeknes svītu (1974), atzīmē, ka Rietumlatvijā nav izplatīti tai pēc ģeoloģiskā vecuma analogi nogulumi. Taču devona paleopacēlumu teritorijā (55. Talsu un 1. Gārdes urbemos) vidusdevona pamatnē iegul mālaini karbonātiski nogulumi, un Pērnavas svītā izdalās divas daļas, kuras, iespējams, atbilst austrumos sastopamajiem Rēzeknes un Pērnavas cikliem. Ārpus konsedimentācijas pacēlumu robežām uzkrājas ievērojami viendabīgāka smilšaina slāņkopa, kuras sastāvā, domājams, ietilpst gan Rēzeknes, gan Pērnavas svītas analogi, taču to nodalīšana ir apgrūtināta (Куршс, 1975, 1992).

Igaunijas teritorijā smilšainā slāņkopa, kura pēc ģeoloģiskā vecuma ir analoga Rēzeknes svītai, tiek saukta par Lemsi svītu (Kleesment, Mark-Kurik, 1997). Pēdējā gan ir kartējama vienīgi Igaunijas dienvidaustrumos, kur tā iegul tuvu Zemes virspusei, ir konstatēta daudzos urbemos un labi pētīta smago minerālu asociāciju aspektā. Minerālā sastāva atšķirības arī kalpo par galveno kritēriju smilšainās slāņkopas iedalīšanai Lemsi un Pērnavas svītās. Pārējā Galvenā devona lauka teritorijā Lemsi svīta netiek izdalīta.

Minēto stratigrāfisko vienību robežu vilkšanai Baltijā ir vairāki kritēriji - zivju atlieku kompleksu un nogulumu litoloģiskā un mineraloģiskā sastāva atšķirības, kā arī karotāžas līkņu raksturs. Tie detalizēti raksturoti jau minētajās publikācijās un šeit netiek apskatīti.

Sīkāk jāapskata **Rēzeknes un Pērnavas sedimentācijas ciklu uzbūve smilšaino domerītu un domerītu fācijās**. Rēzeknes svītas pamatnē Viļakas vaļņa teritorijā iegul transgresīvs smilšakmeņu slānis, kura biezums krasi samazinās uz austrumiem, bet dominējošo šīs svītas griezuma daļu veido zaļganpelēki domerīti ar smilšakmeņu un aleirolītu starpkārtām. Austrumu virzienā, jau Maskavas sineklīzes teritorijā, domerītos pakāpeniski pazūd klastiskā materiāla starpkārtas, turpretī biežāk parādās ģipša ieslēgumi, kā arī dolomīta oolīti un pseidoolīti. Rēzeknes svītas regresīvā daļa ir vāji izteikta. To veido smilšaini domerīti un sīkplātņaini aleirolīti ar nelielu biezumu.

Otru sedimentācijas ciklu - Pērnavas svītu - pārstāv galvenokārt smalk- un vidējgraudaini pelēki smilšakmeņi ar dolomīta un ģipša piejaukumu. Uz austrumiem tajos pieaug karbonātiskums, un smilšakmeņus nomaina oolītu dolomīti, kuros kvarca un laukšpata graudus sastop tikai oolītu kodolos. Pērnavas svītas augšdaļā,

līdzīgi citām faciālajām zonām, ieguļ gaišpelēki dolomīti. Tos, savukārt, Baltkrievijas teritorijā un Austrumeiropas platformas centrālajos rajonos pārsedz ģipša slānis, kas atbilst Pērnavas cikla regresīvajai daļai.

Lai gan šīs likumsakarības vispārīgā veidā ir labi izsekojamas vairumā urbumu, tomēr daudzveidīga sastāva nogulumu mijā nereti rodas grūtības precīzi noteikt, tieši starp kuriem slāņiem ir velkama abu lielo sedimentācijas ciklu robeža. Tādēļ arī pēc dažādu autoru datiem reizēm vienā un tajā pašā urbumā abu svītu robežas nesakrīt. Disertācijas darbā piedāvāts **variants Rēzeknes un Pērnavas svītu robežas novilkšanai**, pamatojoties uz dažādu nogulumu karbonātisko komponentu satura izmaiņām, kas atspoguļo sedimentācijas procesu attīstības tendences.

Četros detalizēti pētītajos urbumos abi sedimentācijas cikli pēc nogulumu sastāva izceļas dažādā mērā. Visai krasi tie izdalās *15. Ludzas* un *25. Višķu urbumos*, kur Rēzeknes un Pērnavas svītu robeža ir velkama attiecīgi 426 m dziļumā (virs 2 m bieza gaišpelēku dolomītu slāņa) un 355,2 m dziļumā (virs 6 m bieza zaļganpelēku aleirītisku smilšakmeņu slāņa).

Abos gadījumos Pērnavas svītas pamatnē ievērojami pieaug nogulumu graudu izmēri un sastop dažādgraudainus smilšakmeņus. *25. Višķu urbumā* šīs svītas apakšējais slānis sastāv no dažādgraudainiem smilšakmeņiem ar dolomīta oolītiem un pseidoolītiem bez domerīta matricēs. *15. Ludzas urbumā* Pērnavas svītas pamatni veido aleirītiski smilšakmeņi, kuros arī sastop dažādgraudainu smilšakmeņu starpkārtas ar dolomīta oolītiem un pseidoolītiem. Vietām šīs starpkārtas ir bez matricēs, bet citur satur domerīta matrici. Pērnavas svītas pamatne abos minētajos urbumos ir vienīgais intervāls, kur visā Rēzeknes un Pērnavas svītu griezumā sastop dažādgraudainus smilšakmeņus bez domerīta matricēs, bet ar dolomīta oolītiem un pseidoolītiem (sk. 12. att.).

Otra pazīme, kas augšminētajos divos urbumos precīzi sakrīt ar Pērnavas cikla apakšējo robežu, ir dolomīta oolītu un pseidoolītu saturs pieaugums. *15. Ludzas urbumā* Rēzeknes svītā vai nu vispār nav šo karbonātu graudu, vai arī to saturs attiecībā pret kvarca un laukšpata graudiem ir tikai ap 1 %, retāk līdz 2-5 %. Turpretī Pērnavas svītas bazālajā aleirītisko smilšakmeņu slānī dažādgraudaino smilšakmeņu starpkārtiņās dolomīta oolītu un pseidoolītu saturs ir ap 50 %, vietām sasniedz pat 70 %. *25. Višķu urbumā* Rēzeknes svītā ieapaļie dolomīta graudi vispār nav konstatēti, bet Pērnavas svītas bazālajā slānī to saturs attiecībā pret drupu graudiem ir 10-20 %. Jāatzīmē, ka tik daudz oolītu un pseidoolītu kā Pērnavas svītas pamatnē nav nekur Eifeļa stāva transgresīvajā slāņkopā - ne Rēzeknes svītā, ne arī augstākos Pērnavas svītas slāņos.

103. Šķaunes urbumā arī var izsekot abas minētās pazīmes, taču tās, atšķirībā no augšminētajiem urbumiem, nesakrīt tik precīzi. Šeit 381,6-382,6 m dziļumā ir ļoti izteiksmīgs, slīpslāņots dažādgraudainā smilšakmens slānis ar dolomīta oolītu un pseidoolītu saturu 40-60 %, kurš nesatur matrici, bet ir cementēts ar ģipsi. Tas pārsedz zaļganpelēkus smilšainus domerītus. Savukārt, dolomīta oolītu un pseidoolītu saturs, kas ir visai zems (<10 %) Rēzeknes svītas lielākajā daļā, krasi

pieaug līdz 30-50 % jau divus metrus zem slīpslāņotā smilšakmens slāņa apakšējās robežas - domerīta žūšanas plaisās un dažādgraudainā smilšakmenī ar domerīta matrici (sk. 42. att.). Lai gan visdrīzāk par Pērnavas svītas bazālo daļu jāuzskata slīpslāņotā dažādgraudainā smilšakmens slāņa pamatne 382,6 m dziļumā, tomēr arī intervāls 384,3-384,8 m, kur pirmoreiz krasi pieaug dolomīta oolītu un pseidoolītu saturs, ir apskatāms kā viens no Rēzeknes un Pērnavas svītu robežu vilkšanas variantiem.

Savukārt, 9. *Atašienes urbumā*, kas atrodas jau rietumos no Viļakas vaļņa - uz robežas starp smilšaino domerītu un smilšu fācijām - nogulumu karbonātiskums ir zems. Šeit ar paaugstinātu karbonātu saturu krasi izceļas viens dažādgraudaina smilšakmens slānis, kurš satur bīvu dolomīta cementu un retus dolomīta pseidoolītus, un iegūļ aptuveni 393,5-397,5 m dziļumā (interpretēts pēc karotāžas līknes). Citur šajā urbumā Eifeļa stāva transgresīvajā slāņkopā dolomīta pseidoolīti nav atzīmēti. Tādēļ, iespējams, ka intervāls 393,5-397,5 m atbilst Pērnavas svītas pamatnei un austrumu virzienā ir korelējams ar dažādgraudaino oolītisko smilšakmeņu slāņiem (sk. 12. att.).

Nemot vērā visu iepriekšminēto, Rēzeknes un Pērnavas svītu robežu uz Viļakas vaļņa un tā apkārtnē varētu vilkt zem pirmā (no apakšas uz augšu) dažādgraudainu smilšakmeņu slāņa vai citu nogulumu slāņa ar dažādgraudainu smilšakmeņu starpkārtām, kur krasi pieaug dolomīta oolītu un pseidoolītu saturs. Daudzos gadījumos kā papildus pazīmi var izmantot domerīta matricēs trūkumu šajā slānī.

Uz rietumiem no Viļakas vaļņa Rēzeknes un Pērnavas svītu robežu ir grūti novilkt, jo abi sedimentācijas cikli šajā virzienā nodalāmi aizvien vājāk. Šeit būtu jāmeklē viskarbonātiskākais intervāls, kurš izceļas vai nu ar paaugstinātu dolomīta cementa saturu, vai vienīgais visā apskatāmajā griezuma daļā satur dolomīta pseidoolītus, vai arī tam atbilst abas šīs pazīmes. Minēto intervālu, domājams, var uzskatīt par Pērnavas svītas apakšējo slāni. Jāatzīmē, ka ar raksturīgo balto un gaišpelēko krāsu dolomīta pseidoolīti samērā labi izceļas pat samitrinātā urbuma serdes virsmā, tādēļ atšķirami ar lupas palīdzību un neapbruņotu aci. Protams, precīzai to konstatēšanai ir nepieciešams izgatavot plānslīpējumus.

Pēc šādas pieejas Pērnavas svītas pamatne atbilst jūras transgresijai un hidrodinamiskā režīma aktivizācijai, par ko liecina tās relatīvi rupjgraudainie nogulumi (uz rietumiem no Viļakas vaļņa šī pazīme nav izteikta). Vienlaicīgi pietiekami augsts bija ūdens sāļums, uz ko norāda oolītu un pseidoolītu klātbūtne. Domājams, ka oolītu un pseidoolītu maksimālais saturs ir saistīts ar biežu aktīva un mierīga hidrodinamiskā režīma maiņu.

Neskaitot divus minētos sedimentācijas ciklus, kuri korelējami plašās teritorijās, Rēzeknes un Pērnavas svītu griezumā var izsekot arī zemāka ranga sedimentācijas apstākļu periodisku izmaiņu pazīmes - **cikliskas uzbūves intervālus ar biežumu metros un metru daļās**. Piemēram, 103. *Šķaunes urbumā* abās minētajās svītās kopā sastop aptuveni 20 intervālus, kuros virzienā no apakšas uz augšu samazinās nogulumu graudu izmērs (sk. 42. att.). Diemžēl šos intervālus pētītajos urbemos

neizdevās savstarpēji korelēt, tādēļ nav īsti skaidrs, vai tie atbilst kādiem plašāka mēroga notikumiem (baseina dibena celšanās-grimšanas etapiem, eistatiskām jūras līmeņa svārstībām), vai arī ir uzskatāmi par autocikliem, kuru ģenēzi noteikusi tikai un vienīgi sedimentācijas procesu virzība (līdzīgi kā veidojas aluviālie cikli upes meandru migrācijas rezultātā).

Tomēr ir lietderīgi īsumā apskatīt šos griezumā intervālus, kuri tiks nosacīti dēvēti par *cikliem*. Visvairāk datu izdevās iegūt par cikliem Rēzeknes svītas mālaini karbonātiskajos griezumos, kuri konstatēti 15. *Ludzas* un 103. *Šķaunes urbemos* un izceļas ar labu serdes iznākumu. Šo ciklu apakšdaļā ir domerīts ar rupju un smalku klastisko un karbonātu graudu piejaukumu, bet dažkārt ar pārskalotiem zemāk iegulošo iežu oļiem. Nereti pašā to pamatnē ir vēl rupjgraudaināki nogulumi - dažādgraudaini smilšakmeņi ar domerīta matrici vai pat bez matricēs.

Virzienā uz augšu šie nogulumi pāriet viendabīgos domerītos ar nelielu aleirītiskās smilts saturu un sporadiskām gaišpelēkā mālainā dolomīta starpkārtnēm un žūšanas pazīmēm. Dažkārt izdalās arī ciklu augšdaļas, kur domerītos ir daudz gaišpelēkā mālainā dolomīta starpkārtni, kā arī pieaug žūšanas plaisu un vigvama tekstūru loma. Šo div- līdz četrdaļīgo ciklu biezums ir aptuveni 5,5-6,5 m, un katrā no tiem var izsekot arī divus vai trīs zemāka ranga ciklus ar līdzīgu, bet vājāk izteiktu uzbūvi, kuru biezums svārstās aptuveni no 1 līdz 2,5 m (sk. 42. att.).

Augšminēto ciklu sākumposmā, domājams, aktivizējās hidrodinamiskais režīms, kā rezultātā daļēji pārskalotas senākas nogulas un pienests rupjdrupu materiāls. Vēlāk baseins padziļinājās un ieguva mierīgāku režīmu, bet noslēgumā atkal kļuva seklāks un nereti izveidotā slāņkopa nonāca Zemes virspusē, kur norisinājās žūšanas procesi. Jāatzīmē, ka visi novērotie cikli ir transgresīvi - tiem ir labi izteikta, dažkārt samērā bieza rupjgraudainā pamatne (transgresijas sākumposms), lielāko daļu veido viendabīgie mālaini karbonātiskie nogulumi (transgresijas maksimums), bet vāji izteikta un nereti vispār iztrūkstoša ir mālaini karbonātiskā augšdaļa ar smalkā drupu materiāla piejaukumu un žūšanas pazīmēm (regresija). Ar savu transgresīvo uzbūvi šie cikli labi iederas Rēzeknes un Pērnavas svītās - Eifeļa laikmeta cikla transgresīvajā daļā, tādēļ nevar izslēgt iespēju, ka gan augstākā, gan zemākā ranga cikli ir veidojušies vienu un to pašu faktoru ietekmē.

Bez minētajiem cikliem Rēzeknes un Pērnavas svītu griezumos sastop cita sastāva, bet līdzīgas uzbūves intervālus, kuros arī graudu izmēri pieaug no apakšas uz augšu, piemēram: vidēj-rupjgraudains smilšakmens - aleirītisks smilšakmens; dažādgraudains smilšakmens bez matricēs - līdzīgs smilšakmens ar domerīta matrici - gaišpelēks dolomīts; bezkarbonātisks smilšakmens - domerīts - gaišpelēks dolomīts u.c. Lai gan šo ciklu sastāvs un uzbūve ir daudzveidīgi, ko nosaka pašu nogulumu raibais sastāvs, tomēr tiem visiem pārsvarā ir raksturīga transgresīva uzbūve.

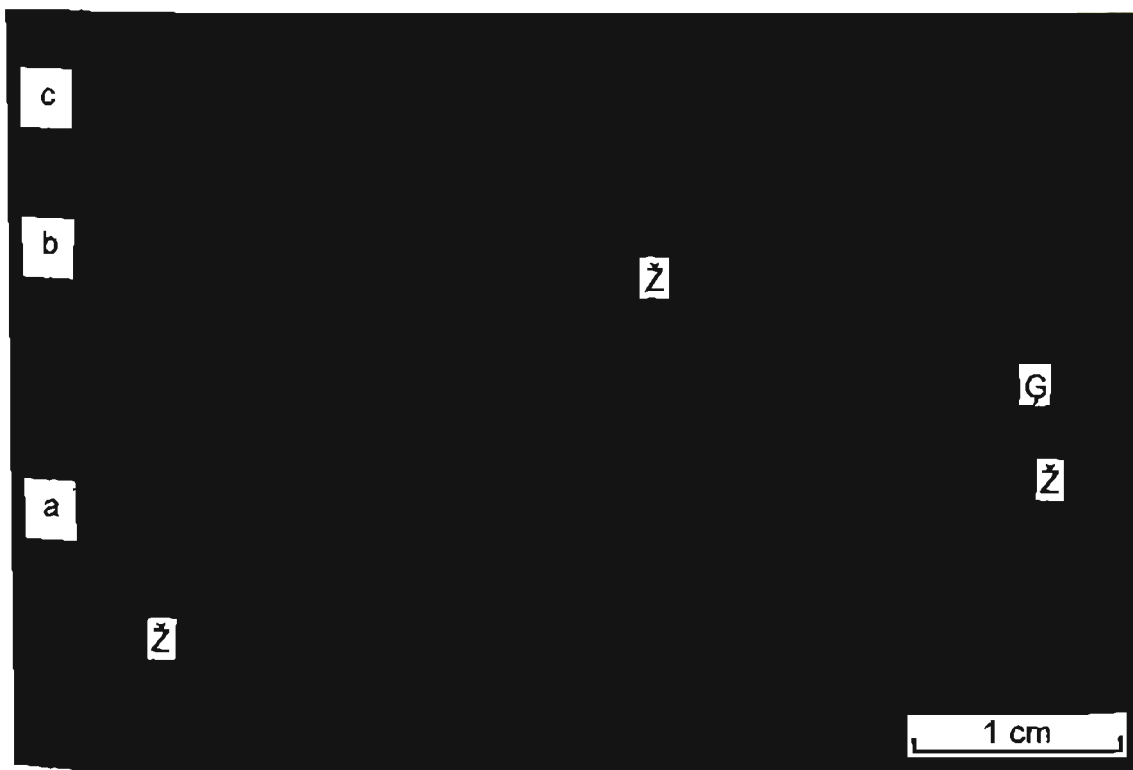
Vēl jāatzīmē, ka Pērnavas svītai Viļakas vaļņa teritorijā un tuvākajā apkārtnē ir mainīgāka slāņkopsas uzbūve nekā Rēzeknes svītai - Pērnavas svītas griezumā biežāk mijas rupjāki un smalkāki nogulumi, kas liecina par krasākām sedimentācijas apstākļu izmaiņām.

Bez tam Rēzeknes un Pērnavas svītu griezumos bieži sastop arī dažus centimetrus biezus intervālus ar periodiski atkārtoto nogulumu sastāva maiņu.

Kā piemērs jāatzīmē kāds domeņta slāņa intervāls 384,4 m dziļumā 103. Šķaunes urbumā (43. att.), kura 2 cm biezajā apakšdaļā nogulumiem ir ļoti sīkslāņota tekstūra, ko nosaka milimetra desmitdaļas biezu zaļganpelēkā un gaišpelēkā materiāla kārtiņu mija. Šī intervāla augšdaļā ir daudz sīku vigvama tekstūru un žūšanas plaisiņu, kuras kļīveidīgi sašaurinās uz leju (šo tekstūriem ir garums un amplitūda ir milimetros). Dažas žūšanas plaisiņas ir garākas, tās iesniedzas līdz 2 cm dziļi sīkslāņotajā domeņtā.

Sīkslāņotā intervāla augšdaļai ar žūšanas plaisiņām un vigvama tekstūrām seko 2 cm biezs pārskalota materiāla intervāls, kuram raksturīga neviendabīga tekstūra ar vājām lēcveidīga slāņojuma iezīmēm. Šī slāņota apakšdaļā ir daudz pārskalotu apakšējam sīkslāņotajam intervālam raksturīgu domeņta fragmentu, kuru klātbūtne nosaka kunkuļainu tekstūru. Par hidrodinamiskās vides aktivizēšanos izskalojuma laikā liecina tas, ka vietām šajā intervālā ir paaugstināts smalka smilšainā materiāla saturs. Pārskalotā slāņota augšdaļā iezis ar neapbruņotu aci šķiet viendabīgs, taču mikroskopā redzams tekstūras izjauktais raksturs - sīki tumšāki un gaišāki, dažādi orientēti kunkuļi ar izmēriem milimetra desmitdaļās, smilšu graudiņi nevienmērīgā sadalījumā. Pārskalotajam intervālam atkal seko sīkslāņots domeņts ar gaišpelēku un zaļganpelēku kārtiņu miju.

Tādējādi aprakstītajā piemērā 4-5 cm intervālā ir redzamas sekojošu procesu pazīmes: vienmērīga ritmiska sedimentācija, kad periodiski mijās zaļganpelēkā un gaišpelēkā materiāla nogulsnešanās; žūšana un plaisāšana, kas, acīmredzot, notika slāņkopas atsegšanās laikā Zemes virspusē; iepriekšveidotā materiāla izskalošana ūdens pieplūdes atjaunošanās rezultātā; un atkal ritmiska sedimentācija.



43. att. Zaļganpelēks domeņts ar daudzveidīgu tekstūru, kura mainās griezumā dažu centimetru intervālā un liecina par būtiskām sedimentācijas apstākļu izmaiņām: a - horizontāls slāņojums, kas atspoguļo mierīgus sedimentācijas apstākļus; b - ar žūšanas plaisām (Ž) un sīkām vigvama tekstūrām bagāts intervāls, kas norāda uz slāņkopas atsegšanas Zemes virspusē; c - kunkuļaina tekstūra, kas liecina par nogulu pārskalošanu. Vietām sastop ģipsa lēcas (G). 103. Šķaunes urbums, 384,4 m dziļums, vidusdevona Pērnavas svīta.

Līdzīgu gadījumu, kad zaļganpelēkā domerīta un gaišpelēkā mālainā dolomīta mija dažu centimetru un pat to daļu intervālā atspoguļo sedimentācijas apstākļu izmaiņas, ir daudz. Šādas pašas tekstūras ir raksturīgas arī gaišpelēkajiem dolomītiem un retāk citiem nogulumu paveidiem. Taču vissmalkākās sedimentācijas procesu periodiskuma iezīmes ir **ļoti sīkslāņotā tekstūra ar slāņu biezumu no 0,05 mm līdz 1 mm** gaišpelēkajos dolomītos un zaļganpelēkajos domerītos.

Iespējams, ka slāņotās tekstūras ar biezumu dažos centimetros, milimetros un milimetra daļās ir veidojušās plūdmaiņu ritmiskuma rezultātā, kaut arī nav izslēgta sezonālu klimatisko izmaiņu vai pat diennakts laikapstākļu maiņas ietekme.

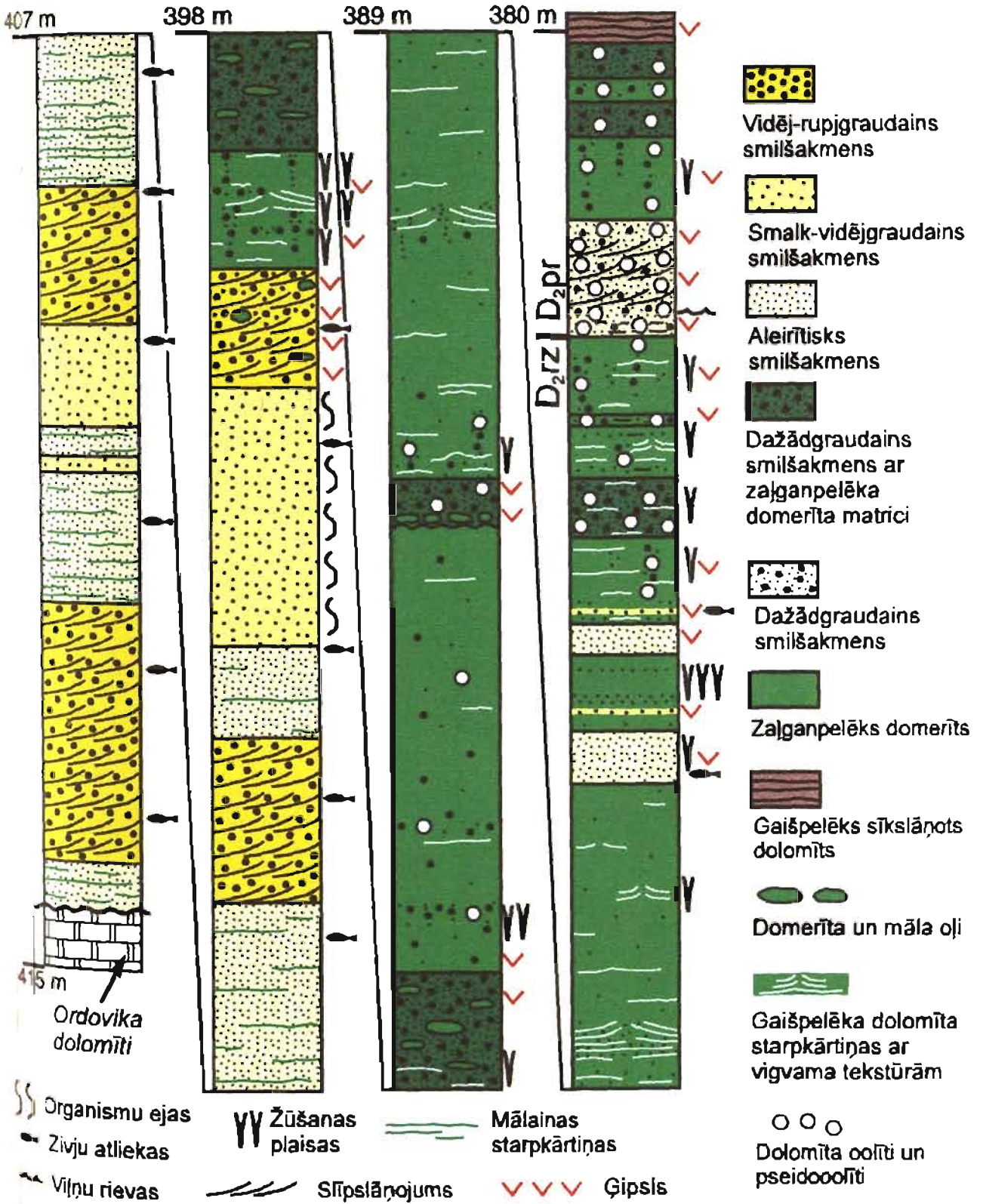
Sedimentācijas apstākļu īpatnības

Sedimentoloģisko un mineraloģisko pētījumu rezultāti liecina, ka Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumiem Austrumlatvijā ir raksturīgs daudzveidīgs sastāvs, tekstūras un struktūras, kas norāda uz mainīgiem to veidošanās apstākļiem. Sedimentācijas režīmu šai pārejas zonai atbilstošajā baseina daļā vislabāk raksturo tie nogulumu paveidi un komponenti, kuri izplatīti tikai tās ietvaros.

Kā jau atzīmēts, vieni no tipiskiem klastiski karbonātisko nogulu faciālās zonas pārstāvjiem ir **zaļganpelēkie domerīti**, kuru saturs un slāņu biezums pieaug uz tās centrālo daļu. Niecīgie graudu izmēri liecina par šo nogulumu veidošanos mierīgā hidrodinamiskajā režīmā. Līdz dažiem desmitiem metru biezā zaļganpelēko domerītu slāņkopa Rēzeknes svītā ir izsekojama vairāk nekā desmittūkstoš kvadrātkilometru laukumā, kas norāda uz mālaini karbonātisko nogulu vienlaicīgu uzkrāšanos milzīgās platībās. Šādu pašu domerītu slāņus ar mazāku biezumu neizdevās korelēt Rēzeknes un Pērnavas svītu ietvaros vairākos urbemos, taču domājams, ka arī tie atbilst laikposmiem, kad sedimentācijas procesi samērā mierīgā vidē norisinājās plašās teritorijās.

Zaļganpelēkie domerīti ar viendabīgu tekstūru un nelielu rupjāka piejaukuma saturu izgulsnējās ļoti mierīgā režīmā - domājams, dziļāk par pirmajiem metriem, kur nebija jūtama viļņu aktivitāte. Viendabīgo domerītu slāņos nav redzamas žūšanas pazīmes, tāpēc var domāt, ka tie pastāvīgi bija zem ūdens un neatsedzās Zemes virspusē. Nogulumu mālaini karbonātiskais sastāvs un gīpša lēcu klātbūtne norāda uz paaugstinātu ūdens sāļumu, kas, savukārt, atspoguļo to sedimentācijas areāla zināmu norobežošanos no klastiskā baseina ar pazeminātu ūdens sāļumu, kas atradās tālāk uz rietumiem. Līdz ar to viendabīgie zaļganpelēkie domerīti visdrīzāk ir uzkrājušies *lagūnām līdzīgos apstākļos*.

Taču ne visi mālaini karbonātisko nogulumu slāņi atbilst lagūnām līdzīgiem apstākļiem. Zaļganpelēkie domerīti bieži satur vigvama tekstūras, žūšanas plaisas, pārskalotus žūšanas produktus un brekčijas. Šīs tekstūras koncentrējas noteiktos griezuma intervālos, kuri aizņem aptuveni 20-30 % no domerītu kopējā slāņu biezuma pētītajos urbemos (44. att.). Papildus tam arī citās griezuma daļās sastop neregulāras formas, izplūdušas dzīslas, kuras izceļas ar paaugstinātu aleirītiskas un



44. att. Vidusdevona Rēzeknes un Pēlavas svītu ģeoloģiskais griezumā 103. Šķaunes urbumā ar datiem par nogulumu tekstūrām, organismu atlieku un gipsa izplatību.

rupjgraudainas smilts saturu un tāpat, iespējams, ir žūšanas plaisas, taču kļuvušas vāji izteiktas pēcsedimentācijas procesos. Šīs tekstūras norāda uz to, ka mālaini karbonātiskā materiāla uzkrāšanās periodiski mijās ar slāņkopu atsegšanos Zemes virspusē un žūšanas procesiem, kas ir raksturīga *litorālo līdzenumu* pazīme (Reineck, Singh, 1980; Селлвуд, 1990).

Acīmredzot, zaļganpelēkie domerīti nav veidojušies tikai lagūnā vai tikai litorālajā līdzenumā, bet gan to slāņi ar aptuveni līdzīgu biezumu atbilst kā vienai, tā otrai videi. Mūsdienu apstākļos litorālie līdzenumi bieži atrodas blakus lagūnām (Tucker, Wright, 1990; Селлвуд, 1990), kas norāda uz līdzīgas asociācijas iespējamību arī ģeoloģiskajā pagātnē. Viendabīgi domerītu slāņi bieži mijas ar intervāliem, kas satur daudzas žūšanas plaisas un vīgvama tekstūras. Tas atspoguļo vairākkārtīgu pāreju no lagūnas uz litorālo līdzenumu.

Domājams, ka zaļganpelēkās mālaini karbonātiskās nogulas uzkrājās arī nedaudz tālāk uz rietumiem no Viļakas vaļņa, bet vēlāk tās izskalotas ātru straumju iedarbības rezultātā. To apstiprina zaļganpelēku mālaina materiāla oīšu (diametrs līdz 1 cm) atradumi rupjgraudainu smilšakmeņu slāņos 9. Atašienes urbumā. Šajā urbumā Rēzeknes un Pērnavas svītu griezumā nav atzīmēti ne mālu, ne domerītu slāņi.

Vēl mierīgākā režīmā ir veidojušies **gaišpelēkie dolomīti**. Bieži sastopamās ģipša lēcas, kā arī halīta gliptomorfozes, pseidomorfozes un žūšanas plaisas liecina par to uzkrāšanos ļoti seklā baseinā ar paaugstinātu sāļumu, kā arī par biežu atsegšanos Zemes virspusē. Kā jau minēts, šie slēptkristāliskie karbonātiskie nogulumu griezumā ir sastopami noteiktos līmeņos - Pērnavas svītas un zemāka ranga sedimentācijas ciklu augšdaļās (sk. 12. att.) - un tādējādi iezīmē baseina regresijas epizodes, kas arī norāda uz ūdens dziļuma samazināšanos to uzkrāšanās laikā. Pērnavas laikposma beigās gaišpelēkie dolomīti ir veidojušies neparasti līdzenā teritorijā, jo to slāņi var izsekot ievērojamā attālumā. Viss augšminētais pierāda, ka karbonātiskais materiāls ir nogulsņējis litorālajā līdzenumā vai pat tā supralitorālajā daļā.

Jāapskata gaišpelēko dolomītu veidošanās arī uz plašāku Austrumeiropas platformas reģionu attīstības fona. Kā jau iepriekš atzīmēts, Maskavas sineklīzes centrālajā daļā sastop biezu akmenssāls un ģipša slāņkopu, kas liecina par milzīga evaporītu baseina eksistenci šajā teritorijā. Lai gan vidusdevona griezumu korelācija vēl aizvien ir diskutabla, ļoti iespējams, ka Maskavas sineklīzes evaporītu slāņkopa atbilst ģipša slānim, kurš Baltijas austrumos un Baltkrievijā ieguļ starp gaišpelēkajiem dolomītiem un Narvas brekčiju. Tādā gadījumā tieši gaišpelēko dolomītu veidošanās laikā Maskavas sineklīzes centrālā daļa sāka zaudēt kontaktu ar Baltijas centrālās daļas baseinu. Tas, savukārt, vēlreiz apstiprina slēptkristālisko karbonātiežu saistību ar litorāli vai pat supralitorāli: tie ir veidojušies uz plaša "slietkšņa", kurš atdalīja evaporītu baseinu no klastiskās sedimentācijas areāla.

Gan zaļganpelēkie domerīti, gan gaišpelēkie dolomīti neapšaubāmi uzkrājās mierīgos apstākļos, taču ne vienmēr hidrodinamiskais režīms bija tik mazaktīvs. Par to liecina nogulumos, it sevišķi domerītos, bieži izklīdētā aleirītiskā smilts un rupjie drupu graudi. Klastiskais materiāls ir ieskalots nogulās viļņu darbības rezultātā, uz ko norāda tā īpatnējais vērpētveida sadalījums un izplūdušas ripsnojuma iezīmes ar izmēriem no milimetra daļām līdz vairākiem centimetriem.

Jo augstāks ir drupu materiāla saturs, jo vairāk izjaukta domerītu smalkā tekstūra, kuras iezīmes tomēr var izsekot pat ievērojama smilts piejaukuma gadījumā. Tas liecina par smilts ieskalošanu jau izveidotās nogulās, nevis mālaini karbonātiskā un smilšainā materiāla vienlaicīgu nogulsnešanos. Gan smalko, gan rupjo graudu vidū bieži ir sastopami dolomīta oolīti un pseidoolīti.

Aleirītiskās smilts, rupjo kvarca, laukšpata un karbonātu graudu saturs domerītos parasti mainās neatkarīgi no žūšanas plaisu un vigvama tekstūru lomas. Nav vērojams, ka drupu materiāls koncentrētos iecirkņos, kur ir sevišķi daudz vai, gluži otrādi - ļoti maz žūšanas pazīmju. Tas liek secināt, ka smilts piejaukums mālaini karbonātiskajās nogulās nebija saistīts ne ar noteiktu lagūnas dziļumu, ne nonākšanu litorālā līdzenuma apstākļos, un klastiskā materiāla pieplūdi regulēja nevis jūras līmeņa svārstības, bet gan periodiska vētru darbība, citi klimatiskie faktori, vai arī sanesu avota tektoniskās aktivitātes izmaiņas.

Tikai smilšaino domerītu un domerītu fācijās, bet ne citās baseina daļās, var novērot arī tādus nogulumus kā **dažādgraudaini smilšakmeņi**. Kā jau atzīmēts, tie sastāv no divu atšķirīgu frakciju (0,05-0,2 mm un 0,3-1 mm) kvarca un laukšpata graudiem, šādu pašu frakciju dolomīta oolītiem un pseidoolītiem, un bieži vien arī no domerīta matrices. Bimodālais drupu graudu izmēru sadalījums pēc izmēriem, kas nosaka lēcveida tekstūru, un dažkārt sastopamās viļņu rievās pierāda šo nogulumu veidošanos viļņu darbības ietekmē. Retāk dažādgraudainais smilšainais materiāls ir uzkrājies straumēs, par ko liecina tā slīpslāņotā tekstūra.

Dažādgraudainie nogulumi atspoguļo trīs pēc veidošanās apstākļiem atšķirīgu komponentu sajaukšanās rezultātu. *Zaļganpelēkā mālaini karbonātiskā matrice* pēc ģenēzes ir analoga jau apskatītajiem domerītiem un veidojusies lagūnās vai litorālajos līdzenumos klastiski karbonātisko nogulu faciālās zonas ietvaros.

Arī *oolītus un pseidoolītus*, kā jau raksturots iepriekš, sastop tikai smilšaino domerītu un domerītu fācijās, un to saturs pieaug virzienā no rietumiem uz austrumiem. Liozno urbumā (Baltkrievija) konstatēti pat tādi nogulumi, kur oolīti un pseidoolīti ir vienīgie komponenti. Šajā pat virzienā parādās aizvien vairāk tādu oolītu, kam piemīt labi izveidota smalka koncentriska un radiāla tekstūra. Tas parāda, ka tieši pārejas fācijās eksistēja apaļo karbonātu graudu augšanu sekmējoši faktori, kuri nav līdz galam skaidri.

Pēc oolītu iekšējās uzbūves īpatnībām, sulfīdu izplatības koncentriskās josliņās, kā arī asociācijas ar dažādgraudainiem nogulumiem, secināts, ka apaļie karbonātu graudi veidojusies periodiski mainīga mierīga un aktīva hidrodinamiskā režīma mijā. Par mainīgas vides aktivitātes vadošo lomu oolītu ģenēzē liecina arī literatūras dati (Tucker, Wright, 1990; Davies, Bubela, Ferguson, 1978). Svarīgs ir jautājums par oolītu saistību ar konkrētām baseina daļām. Nav šaubu, ka apaļie karbonātu graudi veidojās aktīvākā hidrodinamiskajā režīmā nekā mālaini karbonātiskās nogulas, taču neizdevās noskaidrot, vai augstāka viļņu un straumju aktivitāte valdīja noteiktās baseina daļās, vai arī tā mainījās dažādos laikposmos, un nebija saistīta ar konkrētiem areāliem seklajā baseinā.

Trešais dažādgraudaino smilšakmeņu komponents ir *smalkie un rupjie kvarca un laukšpata graudi*. To saturs, pilnīgi pretēji oolītiem un pseidoolītiem, pieaug virzienā uz baseina centrālo daļu, kura atradās rietumos no Viļakas vaļņa. Pēc izmēriem un noapaļojuma pakāpes šie graudi ne ar ko neatšķiras no baseina centrālajā daļā dominējošā smilšainā materiāla, kas uzkrājies ātrās no Baltijas vairoga plūstošās straumēs. Domājams, ka dažādgraudainajos smilšakmeņos sastopamo smilts graudu cilmavots arī bija Baltijas vairogs, un klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā tie iekļuva straumju un viļņu darbības aktivizācijas laikposmos. Nav izslēgts, ka tie nonāca baseina austrumu daļā nevis tieši no ziemeļu sanesu avota, bet gan no rietumiem - baseina centrālās daļas - kuru šajā laikposmā šķērsoja ātras smilšaino materiālu transportējošas straumes. Iespējams arī, ka smilts graudiņi iekļuvuši domerītos bezkarbonātisko smilšaino nogulu pārskalošanas rezultātā turpat klastiski karbonātiskās sedimentācijas areālā.

Apstrādātie nogulumu paveidi ir raksturīgi tikai smilšaino domerītu un domerītu fācijām, bet neveidojās citās baseina daļās. Visos tajos ir paaugstināts karbonātu saturs - var novērot vai nu mālaini dolomītisku materiālu, vai dolomīta oolītus un pseidoolītus.

Taču zināmu lomu minētajās fācijās spēlē arī pilnīgi bezkarbonātiski klastiskie nogulumi - **aleirītiski, smalk-, vidēj- un rupjgraudaini smilšakmeņi, retāk aleirolīti**. Uz Viļakas vaļņa tie veido no dažiem milimetriem līdz vairākiem metriem biezus slāņus. Baseina centrālās daļas virzienā (uz rietumiem) pieaug gan klastisko nogulumu saturs, gan to slāņu biežums (sk. 12. att.). Bezkarbonātiskie smilšakmeņi un aleirolīti pēc saviem sedimentācijas apstākļiem neatbilst klastiski karbonātisko nogulu faciālajai zonai - tie vienlaicīgi norāda uz pazeminātu ūdens sāļumu un aktīvu hidrodinamisko režīmu. Vides aktivitāti īpaši uzsver rupjākajiem smiltsiežiem bieži raksturīgais slīpslāņojums. Gan smalkie, gan rupjie bezkarbonātiskie nogulumi ir sastopami vienās un tajās pašās griezuma daļās, kas liecina par to līdzīgu ģenēzi.

Domājams, ka bezkarbonātisko smilšakmeņu un aleirolītu slāņi ir veidojušies līdzīgos apstākļos kā dažādgraudainajos oolītiskajos smilšakmeņos izkļiedītie smalkie un rupjie smilts graudi - klastiskais materiāls ir izgulsnējies ātrās straumēs, kas plūda no Baltijas vairoga. Pateicoties Viļakas vaļņa kā barjeras eksistencei, šīs straumes parasti atvirzījās no minētā reģiona (Kurshs, Stinkulis, 1998), taču, acīmredzot, epizodiski iekļuva tajā un ienesa klastisko materiālu. Iespējams, ka pozitīvās tektoniskās struktūras bremsējošās ietekmes dēļ straumju virzieni šajā teritorijā atšķīrās no baseina centrālajā daļā dominējošās ziemeļu-dienvidu orientācijas.

Ātrās straumes ne tikai ienesa paceltajā Viļakas vaļņa teritorijā drupu materiālu, bet arī pazemināja ūdens sāļumu. Pēdējais apstāklis izskaidro oolītu un pseidoolītu trūkumu šajos nogulumos. Straumes ieplūda baseina austrumu daļā vai nu sakarā ar kopīgu jūras līmeņa celšanos, vai hidrodinamiskā režīma aktivizēšanos baseina centrālajā daļā, vai arī pateicoties Viļakas vaļņa grimšanai. Nav izslēgta arī citu faktoru ietekme.

Pārejā starp klastiski karbonātisko nogulu faciālo zonu un smilšaino nogulu fāciju (Baltijas centrālā daļa) karbonātu sedimentācija Eifeļa laikmeta sākumā norisinājās tikai īslaicīgā epizodē, domājams, Pērnavas laikposma sākumā, kam atbilst smilšakmeņu slānis ar dolomīta cementu un bieži sastopamām organismu ejām. Gan paaugstinātais karbonātiskums, gan organismu darbības pazīmes liecina par pazeminātā ūdens sāļuma tuvošanos normālam jūras ūdens sāļumam šo nogulumu veidošanās laikā. Tālāk uz austrumiem - smilšaino domerītu un domerītu fācijās - Pērnavas laikposma sākuma epizodei visdrīzāk atbilst dolomīta oolītu un pseidoolītu satura maksimums.

Apkopojot augšminēto, jāatzīmē sekojošas galvenās sedimentācijas apstākļu īpatnības klastiski karbonātisko nogulu faciālajā zonā:

- mierīgos hidrodinamiskajos apstākļos seklā un ļoti seklā ūdenī ar paaugstinātu sāļumu (lagūnām līdzīgos apstākļos un litorālajā zonā, vietām, iespējams, supralitorālē) uzkrājās mālaini karbonātisks materiāls ar ģipša ieslēgumiem;
- mainīgā un periodiski aktīvā režīmā veidojās karbonātu oolīti un pseidoolīti;
- tieši no sanesu avota vai arī no baseina centrālās daļas epizodiski ieplūda ātras ūdens straumes, kas ienesa dažāda rupjuma smilti un pazemināja ūdens sāļumu;
- bieži seklajā baseinā uz Viļakas vaļņa aktivizējās viļņu darbība, kas izraisīja dažādgraudainas smiltis un karbonātu graudu ieskalošanu mālaini karbonātiskajās nogulās;
- dažkārt plūda arī lokālas straumes, kuras izskaloja mālaini karbonātisko materiālu un nogulsņēja tikai dažādgraudainu smilti kopā ar karbonātu graudiem.

Jāapskata arī jautājums par faktoriem, kas regulēja hidrodinamiskā režīma aktivitātes izmaiņas seklajā Baltijas baseina austrumu daļā. Mūsdienu analoģu trūkuma dēļ vēl aizvien ir diskutabls jautājums par plūdmaiņu režīma ietekmi uz sedimentāciju plašās un seklās jūrās, taču daudzos literatūras avotos ir minētas tekstūras, slāņu saguluma īpatnības un citas pazīmes, kas pierāda paisuma-bēguma procesu eksistenci senajos epikontinentālajos baseinos (Mazzullo, Friedman, 1975; Klein, Ryer, 1978 u.c.). Dažas no šīm pazīmēm sastop arī Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos:

- viļņota un lēcveidīga tekstūra aleirītiskajos smilšakmeņos un zaļganpelēkajos domerītos;
- sīks ritmisks horizontāls slāņojums ar kārtiņu biezumu milimetra daļās un milimetros, kur mijas tīri mālaini karbonātiski nogulumi un aleirītiski smilšains materiāls. To var novērot zaļganpelēkajos domerītos un gaišpelēkajos dolomītos. Pēdējos šī pazīme ļoti atgādina Ziemeļjūras mūsdienu plūdmaiņu līdzenumos konstatēto paisuma-bēguma procesu radīto slāņojumu (Reineck, Singh, 1980);
- divos pretējos virzienos orientēts ripsnojums dažus centimetrus biezā zaļganpelēko domerītu slānītī.

Tomēr šāda veida tekstūras, lai gan visbiežāk ir konstatētas plūdmaiņu režīma nogulumos, nav viennozīmīgs paisuma-bēguma procesu indikators. Bez tam plūdmaiņu režīma darbības pazīmju noteikšana ir grūti iedomājama bez atsegumu sienu pētījumiem. Tikai plašākos atsegumos var konstatēt divvirzienu slīpslāņojumu, kanālu, sēkļu un citu raksturīgu baseina dibena formu klātbūtni un orientāciju - īpatnības, kas precīzi norāda uz paisuma-bēguma procesiem. Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumi Latvijas teritorijā konstatēti vienīgi urbūmu serdēs, no kurām iegūts arī viss šajā darbā izmantotais faktiskais materiāls, kas ierobežoja baseina sedimentācijas režīma detalizētākas analīzes iespējas.

Daudzveidīgās un dažāda mēroga viļņošanās pazīmes Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos norāda uz periodisku stipru vēju vai pat vētru darbību.

Sakarā ar pazemināto ūdens sāļumu un augsto smilšaini mālainā materiāla saturu klastiskajos devona baseinos dzīvoja maz organismu, un tie bija visai specifiski. Izņēmums nebija arī Rēzeknes un Pērnavas laikposmu baseins, tomēr jāatzīmē, ka nedaudz vairāk organismu atlieku ir tieši smilšaino domerītu un domerītu fācijās. Smilšainajos slāņos nereti sastop zivju kaulus, bet mālaini karbonātiskajos nogulumos var novērot estēriju atliekas. Acīmredzot, organismiem radīja labvēlīgākus dzīves apstākļus ierobežotā drupu materiāla pieplūde, kā arī bieža ūdens sāļuma tuvošanās normālam jūras ūdens sāļumam.

Domājams, ka zināma loma smilšaino domerītu un domerītu fācijās ir bijusi aļģu vai cianobiontu darbībai, par ko liecina sekojošās vietām konstatētas pazīmes: balta dolomīta sīkšķiedrainas kārtiņas dažādgraudainajos smilšakmeņos; mikrītiska dolomīta nūjiņveida agregāti smilšakmeņos ar dolomīta cementu; problemātisks onkolīts oolītiskos dolomītos no Liozno urbūma (Baltkrievija); ļoti smalka šķiedraina tekstūra gaišpelēkajos dolomītos; stromatolīta atradums 1. Boguševskas urbūma (Baltkrievija) serdē pēc V. Kurša aprakstiem. Aļģes un cianobionti ir visai izturīgi pret sāļuma izmaiņām un periodisku slāņkopu atsegšanos Zemes virspusē, tādēļ tiem ir liela loma daudzos mūsdienu un senajos litorālajos līdzenumos un asociējošajās fācijās. Līdz ar to ir ļoti iespējams, ka šie organismi dzīvojuši arī vidusdevona sākumā uz Viļakas vaļņa un tā apkārtnē, kur valdīja mainīgs, periodiski paaugstināts ūdens sāļums.

Visbeidzot jāatzīmē vairāki secinājumi, kas attiecas uz sedimentācijas īpatnībām Baltijas devona baseinā kopumā:

- Detalizētie nogulumu sastāva, struktūru, tekstūru un karbonātu minerālu asociāciju pētījumi apstiprina iepriekš publicētos datus (Курш, 1975, 1992) par ļoti sekla baseina eksistenci uz Viļakas vaļņa Rēzeknes un Pērnavas laikposmos, tādējādi vēlreiz pamatojot šīs struktūras konsedimentācijas raksturu.
- Viļņu darbības pazīmes, vērpētes tekstūras, karbonātu oolīti un pseidooolīti, kā arī zivju un estēriju atliekas skaidri parāda, ka smilšaino domerītu un domerītu fācijas nogulumi ir veidojušies ūdens vidē. Savukārt, mālaini karbonātisko un karbonātisko nogulumu pilnīgā dolomitizācija liecina par jūras ūdens iedarbību un noliedz upju vai ezeru ūdens būtisku ietekmi uz sedimentācijas procesiem.

- Gan smalkajiem, gan rupjajiem kvarca graudiem, kas sastopami domerītos izkļiedētā veidā, ir kopīgs cilmavots ar tiem smilšsainajiem nogulumiem, kuri veidojās baseina centrālajā daļā (Baltijas vidusdaļa). Šis smilšsainais materiāls ir transportēts no ziemeļiem - Baltijas vairoga - vai arī iekļuvis pārejas fācijās no rietumiem - baseina centrālās daļas. Voronežas anteklīzes vai citu iespējamo sanesu avotu būtiska ietekme uz sedimentācijas procesiem Rēzeknes un Pērnavas laikposmu baseina austrumu daļā nav konstatēta.

Nogulumu pēcsedimentācijas izmaiņas

Devona klastiski karbonātiskie nogulumi pēc veidošanās ir izbaudījuši visai ievērojamas pēcsedimentācijas izmaiņas. Tām ir bijusi līdzīga gaita kā tīriem devona klastiskajiem iežiem, kuru pēcsedimentācijas procesi un veidojumi ir raksturoti V. Kurša (1975, 1992) un V. Narbuta (1984) darbos. Taču pārejas slāņkopu, kura izceļas ar īpašu sastāva daudzveidību, ir skāruši vairāki tādi procesi un jaunveidojumi, kuri nav iepriekš atzīmēti.

Pēcsedimentācijas veidojumu pētījumiem ir liela nozīme paša baseina rakstura precizēšanai, jo daudzas no izmaiņām, kas ietekmēja nogulas pēc to uzkrāšanās, ir norisinājušās sedimentācijas baseina ūdens iespaidā un sniedz papildus informāciju par tā sastāva īpatnībām. Svarīgi ir noskaidrot arī kataģenētiskos procesus, kas darbojušies pēc iežu iegrimšanas zem jaunāku nogulumu slāņiem, un atšķirt tos no nogulu agrīno izmaiņu izpausmēm.

Mainīgais baseina sāļums, hidrodinamiskā aktivitāte un klastiskā materiāla pieplūde noteica visai savdabīga nogulu kompleksa un atšķirīgu tekstūru izveidošanos jau **sedimentoģenēzes stadijā**. Šai stadijai atbilst lielākā daļa iežu *slāņojuma iezīmju*. Primāri veidojumi ir *domerīta matrice* dažādgraudainajos smilšakmeņos un *karbonātu oolīti un pseidoolīti*. Pēdējos gan skāruši visai daudzveidīgi pēcsedimentācijas procesi, kas apskatīti tālāk.

Domājams, ka pēc ģenēzes primāras ir arī *baltās šķiedrainās sīki viļņoti slāņotās dolomīta kārtiņas* dažādgraudainajos smilšakmeņos, kas veidojušās aļģu vai cianobiontu darbības rezultātā. Nav izslēgts, ka arī *mikrītiska dolomīta nūjiņveida agregāti* smilšakmeņos ar dolomīta cementu ir aļģu veidojumi. Atzīmēti arī citi problemātiski šo organismu veidojumi.

Diāģenēzes stadijā Rēzeknes un Pērnavas svītu klastiskās un karbonātiskās nogulas skāra būtiskas izmaiņas (2. tab.). Zaļganpelēkajos domerītos un gaišpelēkajos dolomītos bieži sastop sīkus *sulfīdu agregātus* ar diametru līdz dažiem milimetriem, kuru vienmērīgā izplatība liecina par to ģenēzi vēl pirms nogulu litifikācijas. Sulfīdu veidošanos varēja izsaukt sulfātreducējošu baktēriju darbība, ko sekmēja organiskās vielas klātbūtne nogulumos. Kā jau minēts, pēc ģenēzes ļoti agrīnas sulfīdu josliņas sastop arī oolītos.

Paaugstinātais baseina ūdens sāļums izsauca arī sedimentogēna un agrīni diāģenētiska *ģipša* veidošanos. Par ģipša saistību ar sedimentācijas baseina ūdeni

liecina tā lēcu klātbūtne vairāk nekā desmit metru biezās domerīta slāņos, kuros būtu grūti iedomājama kaut cik ievērojama pazemes ūdeņu infiltrācija. Gaišpelēkajos dolomītos ģipša lēcas sastop kopā ar halīta gliptomorfozēm un, iespējams, arī pseidomorfozēm. Bez tam arī ģipšaino nogulumu asociācija ar mālaini dolomītiskām fācijām baseina teritorijā apstiprina, ka šis minerāls ir tieši izgulsnējies no ūdens ar paaugstinātu sāļumu.

2. tab.

Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumu pēcsedimentācijas izmaiņas klastisko-karbonātiežu pārejas zonā

<i>Procesi un veidojumi</i>	<i>Dia- ģenēze</i>	<i>Kata- ģenēze</i>	<i>Hiper- ģenēze</i>
Nogulumu dolomitizācija	■		
Sītkdispersu sulfīdu sakopojumu veidošanās domerītos un dolomītos	■		
Ģipša lēcu un dzīslīņu veidošanās domerītos un dolomītos	■	▨	
Poikilotopiska ģipša cementa veidošanās smilšakmeņos	■	■	
Pilnkristālisks karbonātu cementa veidošanās smilšakmeņos	■	■	
Pilnkristālisks karbonātu minerālu veidošanās domerītu gaišpelēkajās kārtiņās	■	■	
Dolomīta pārkristalizēšanās		■	
Kvarca un laukšpata graudu reģenerācija		■	
Vizlu hidratācija un kaolinizācija		■	
Vertikālu cauruļveida iegrauzumu veidošanās smilšakmeņos ar dolomīta cementu		■	▨
Sulfīdu agregātu oksidēšanās		■	▨

Apzīmējumi:

■ Nozīmīga stadija

▨ Maznozīmīga vai mazāk iespējama stadija

Minētie fakti nenoliedz viegli šķīstošā minerāla ģipša migrāciju un pārkristalizēšanos vēlākos pēcsedimentācijas procesos. Tievās ģipša dzīslīņas gaišpelēkajos dolomītos ir veidojušās jau pēc šo nogulumu litifikācijas. Arī ģipša cements dažādos smilšakmeņu paveidos ir pārgrupējies un pārkristalizējies - visdrīzāk kataģenēzes stadijā. Kā jau atzīmēts, poikilotopisku ģipša cementu bieži sastop pilnīgi bezkarbonātiskos smilšainajos nogulumos, kuri veidojušies pazemināta sāļuma ūdenī. Ģipsis šeit, acīmredzot, ir kristalizējies kataģenēzes stadijā no pazemes ūdeņiem, kas bagātinājušies ar kalcija sulfātu no citiem vidusdevona slāņkopas nogulumiem vai reliktiem baseina ūdeņiem. Jāteic gan, ka jautājums par

ģipša ģenēzi Latvijas vidusdevona nogulumos vēl arvien ir diskutabls un šajā darbā sīkāk netiek apskatīts.

Kā viens no nozīmīgākajiem diaģenēzes procesiem ir jāatzīmē visu karbonātisko komponentu *dolomitizācija*. Pētītajos 4 urbemos Eifeļa stāva transgresīvajā slāņkopā dolomīts ir vienīgais karbonātu minerāls - plānslīpējumu krāsošana liecina, ka kalcija karbonātus nesastop pat nelielu ieslēgumu veidā. Slēpt- un mikrokristālisks dolomīts ir izplatīts mālaini karbonātisko nogulumu pamatmasā; šis pats minerāls ar pilnkristālisķu struktūru veido smilšakmeņu cementu; pilnībā dolomitizēti ir oolīti un pseidoolīti utt. Arī citur Latvijas teritorijā augšminētajā slāņkopā kalcija karbonāts nav atzīmēts. Tomēr gandrīz nešaubīgi var apgalvot, ka dolomīts nav primārais karbonātu minerāls šajās nogulās. Jaunākie pētījumu dati par plašu pasaules reģionu dažāda vecuma dolomītiem liecina, ka tie praktiski vienmēr veidojas sākotnēja kalcija karbonāta aizvietošanas rezultātā.

Gandrīz viennozīmīgi var apgalvot, ka dolomīts Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos ir veidojies jūras ūdens ietekmē, jo grūti iedomāties citu magnija avotu visas slāņkopas pilnīgai dolomitizācijai. Ja smilšakmeņos šis minerāls varētu veidoties arī pazemes ūdeņu darbības rezultātā, tad biežajos mālaini karbonātisko nogulumu slāņos tas ir izslēgts ierobežotās ūdenscaurlaidības dēļ. Uzskats, ka jūras ūdens ar tikai nedaudz modificētu sastāvu (iztvaikošanas, ģipša sedimentācijas un citu procesu rezultātā) var izsaukt kalķakmeņu dolomitizāciju plašās teritorijās, pēdējos divos gadu desmitos ir ieguvis lielu ievērību pasaules sedimentologu aprindās (Land, 1985, 1986; Sun, 1994 u.c.).

Labvēlīgi faktori dolomīta ģenēzei ir paaugstināta Mg/Ca attiecība un augsts CO_3^{2-} saturs jūras ūdenī. Pirmais no tiem varēja tikt sasniegts, pateicoties periodiskai ģipša sedimentācijai kopā ar klastiski karbonātiskajām nogulām. Kalcija sulfāta nogulsnešanās rezultātā samazinās Ca^{2+} jona saturs jūras ūdenī, līdz ar to paaugstinās Mg/Ca attiecība, kas piešķir šim šķīdumam īpašu dolomitizācijas potenciālu. Lai veidotos dolomīts, svarīgs moments ir arī ūdens filtrācija caur nogulām vai iežiem pietiekamā apjomā (Morrow, 1982b). Ūdens cirkulāciju caur nogulām varēja sekmēt jūras līmeņa svārstības baseinā, par kuru ietekmi liecina zaļganpelēko domerītu tekstūra: nogulumi ar viendabīgu uzbūvi, kas veidojušies lagūnām līdzīgos apstākļos, griezumā mijas ar slāņiem, kuros sastop bagātīgas žūšanas plaisas un vigvama tekstūras. Pēdējās liecina par dziļuma samazināšanos un slāņkopas atsegšanos Zemes virspusē.

Domājams, ka nogulas pēc to uzkrāšanās ilgu laiku atradās tieši seklā epikontinentālā baseina dibenā vai nelielā dziļumā zem jaunākiem slāņiem, tādēļ jūras ūdens daudzas reizes filtrējās cauri vieniem un tiem pašiem slāņiem. Viss augšminētais radīja spēcīgu un ilglaicīgu dolomitizācijas mehānismu.

Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos nav redzamas dolomīta attiecības ar primārā kalcija karbonāta reliktiem, tādēļ ir grūti noskaidrot, vai dolomitizācija ir skārusi nogulas pirms vai pēc to zināmas konsolidācijas. Domājams, ka vismaz oolīti

un pseidoolīti ir dolomitizēti pēc vairākām kalcija karbonāta kristalizācijas epizodēm un pat daļējas pārkristalizēšanās.

Savdabīgi ir tas, ka dolomitizācijas procesos bieži ir labi saglabājusies nogulumu struktūra. Sevišķi tas attiecas uz dolomīta oolītiem un pseidoolītiem, kuros polarizācijas mikroskopā var izšķirt vissmalkākās kristālu saauguma un orientācijas iezīmes. Pēdējās nav veidojušās dolomitizācijas procesā, jo liecina par oolīta koncentrisku un, iespējams, radiālu augšanu.

Pētījumi liecina, ka šādu *struktūrsaglabājošu dolomitizāciju* (angļu valodā - *mimic dolomitisation, mimetic dolomitisation*) izsauc ļoti augsts fluīdu piesātinājums attiecībā pret dolomītu, kad vienlaicīgi veidojas neskaitāmi šī minerāla kristālu aizmetņi (Sibley, Gregg, 1987). Tas sakrīt ar augšminētajiem secinājumiem par dolomitizējošā šķīduma - jūras ūdens - paaugstināto Mg/Ca attiecību, kas noved pie ievērojama piesātinājuma attiecībā pret dolomītu. Šis Rēzeknes un Pērnavas svītu slāņkopas dolomitizācijas modelis liecina par ievērojamu jūras ūdens lomu nogulu uzkrāšanās gaitā, t.i. - *par vidusdevona pamatnes nogulumu marīnu ģenēzi*. Tad, ja baseinā dominētu kontinentāls (upju vai ezeru) ūdens, kam praktiski vienmēr ir zema Mg/Ca attiecība, nebūtu iespējama tik masveidīga dolomīta veidošanās.

Vairākos smilšakmeņu paveidos ir atzīmēts *pilnkristālais karbonātu cements*, kas pilnībā sastāv no dolomīta. Pārsvarā gadījumu šim cementam ir pakārtota loma. Tas veido nelielus iecirkņus dažādgraudaino smilšakmeņu mālaini karbonātiskajā matricē un retus izkliedētus agregātus smilšakmeņos bez matricēs. Grūti pateikt, vai cements ir ieguvis savu pilnkristālisko struktūru jau pirms dolomitizācijas, vai arī tā veidojusies dolomīta migrācijas un pārkristalizēšanās rezultātā.

Tikai vienā slānī 9. Atašienes urbumā, kas šajā darbā pieņemts par Pērnavas svītas pamatni, dolomīts samērā blīvi cementē visu poru tilpumu smilšakmeņos. Kā jau minēts, karbonātu minerāli, domājams, ir primāri šo smilšakmeņu komponenti. Iespējams arī, ka daļa karbonātu veidojumu - mikrītiskie nūjiņveida agregāti - ir saglabājuši savu sākotnējo struktūru. Taču nav īsti skaidrs, kā veidojies pilnkristālais dolomīta cements, kas aizpilda lielāko daļu poru apjoma - vai tas ir agrāku kalcija karbonāta vai dolomīta ģenerāciju pārkristalizēšanās rezultāts, vai arī audzis porās no jauna. Pilnkristālais dolomīts ir nosacīti pieskaitāms kādai no diaģenēzes vai kataģenēzes stadijām.

Tas pats attiecas arī uz pilnkristālisko, pārsvarā *ļoti smalk- un smalkkristālisko dolomītu*, kas ir sastopams gaišpelēkajos mālainā dolomīta starpslānīšos zaļganpelēkajos domerītos. Gaišpelēkajos slānīšos ir vairāk aleirītiski smilšaina materiāla nekā domerītu pamatmasā, kas liecina par to veidošanos aktīvākā hidrodinamiskajā režīmā. Vienlaicīgi ar smalkā drupu materiāla izgulsnēšanos ir notikusi daļēja mālaini karbonātisko nogulu izskalošana, tādēļ gaišpelēkie slānīši jau sākotnēji bijuši poraināki nekā domerītu pamatmasa. Tas sekmējis dažādu fluīdu migrāciju, kā arī karbonātu minerālu šķīšanu, kristalizāciju un pārkristalizēšanos. Nav izslēgts, ka šie procesi sākās diaģenēzē un turpinājās kataģenēzes stadijā.

Pārliecinošas *dolomīta pārkristalizēšanās* pazīmes sastop reti, lai gan, iespējams, šis process ir skāris daudzus no pilnkristāliskā dolomīta agregātiem. Vienīgi organismu ejās, kuras vietām sastop dažos smilšakmeņu paveidos, bieži var novērot īpatnības, kas liecina par dolomīta pārkristalizēšanos - šī minerāla kristālus ar zonālu uzbūvi, kuri, pārkristalizēšanās rezultātā ir ievērojami palielinājuši savu diametru līdz dažām milimetra simtdaļām, dažkārt pat 0,9 mm. Visdrīzāk šis process pamatā ir norisinājies **kataģenēzē**, bet sācies jau diaģenēzes beigu stadijās (sk. 2. tab.).

Dolomīta kristālu ievērojamie izmēri un vairākkārtējas augšanas pazīmes īpaši uzsver to, ka organismu ejās ir valdījuši dolomitizācijas procesam labvēlīgi apstākļi. Šāda likumsakarība ir atzīmēta arī augšdevona dolomitizēto kaļķakmeņu pētījumos, kur bieži vien tīra kaļķakmens pamatmasā ar nelielu dolomīta saturu sastop pilnīgi dolomitizētas organismu ejas. Dolomīta veidošanos ejās sekmēja vai nu šo iecirkņu paaugstinātā porainība, vai arī īpatnēji ģeoķīmiskie apstākļi, ko izraisījusi organismu darbība.

Tipiski kataģenētiski procesi ir *kvarca un laukšpata reģenerācija*, kā arī *vizlu kaolinizācija un hidratācija*, kas pētīti tīros klastiskajos nogulumos (Kypшc, 1975, 1992). Nereti reģenerētus kvarca un laukšpata graudus sastop arī klastisko-karbonātiežu pārejas zonā Rēzeknes-Pērnavas svītu nogulumos. Svarīgus datus par pēcsedimentācijas procesu stadijām var iegūt, pētot kvarca un laukšpata reģenerācijas apmalīšu kontaktus ar karbonātu minerāliem. Šī darba ietvaros gan neizdevās pārliecinoši konstatēt, vai kāda no dolomīta ģenerācijām ir agrīna vai vēlīna attiecībā pret klastisko graudu jaunveidotajām apmalītēm.

Domājams, ka kataģenēzes stadijā ir veidojušies īpatnēji *cauruļveida iegrauzumi*, kuri konstatēti vienā smilšakmeņu slānī ar dolomīta cementu 9. Atašienes urbumā. Šie iegrauzumi nav organismu ejas, jo tiem cauri var labi izsekot iežu pamatmasas slāņojumu. Tie nav radušies arī mehāniski (urbšanas darbu gaitā), jo izsekojami ne tikai serdes gabalu malās, bet arī to iekšienē. Visticamāk iegrauzumi ir veidojušies dolomīta šķīšanas rezultātā pazemes ūdeņu iedarbības dēļ, bet iespējama ir arī šo tukšumu izcelsme seno devona karsta procesu rezultātā. Svarīgi atzīmēt, ka karsta procesi, ja tie ir zināmā mērā ir norisinājušies, tad tikai devona periodā - pirms slāņkopas iegrimšanas zem jaunākiem devona sistēmas nogulumiem (sk. arī tālāk). Tādējādi varbūt vēl pirms kataģenēzes stadijas nogulumus ir skārušas **hiperģenētiskas** izmaiņas.

Vietām *melnie sulfīdu agregāti un oolīti ar sulfīdu apvalciņiem ir oksidēti* un ieguvuši rūsganu krāsu. Pēdējā ir izsekojama arī izplūdušu plankumu veidā vairāku milimetru attālumā ap sulfīdu agregātiem. Sulfīdu oksidēšanās pazīmes gan smilšainajos, gan mālainajos nogulumos ir retas. Iespējams, ka oksidēšanos ir izsaukusi pazemes ūdeņu darbība kataģenēzes stadijā, kaut gan pastāv zināma varbūtība par šī procesa norisi jau devona periodā, slāņkopai atsedzoties Zemes virspusē. Tādējādi atkal var būt runa par hiperģenēzes procesa izpausmēm pirms

kataģenēzes stadijas. Nav izslēgts arī, ka sulfīdi oksidējušies pēc serdes izcelšanas no urbuma.

Ilgajā ģeoloģiskajā vēsturē pēc devona perioda Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumus Austrumlatvijā vairs nav skāruši hiperģenētiskie procesi. Visos pētītajos urbumos šī slāņkopa atrodas dziļāk par 350 m, tādējādi vēl aizvien ir kataģenēzes zonā. Nav izslēgts, ka kādi no tai raksturīgajiem procesiem turpinās arī pašlaik.

Īsumā jāapskata arī karbonātu oolītu un pseidoolītu pēcsedimentācijas izmaiņas, kas bijušas visai daudzveidīgas un lielā mērā atšķirīgas no procesiem un veidojumiem, kas skāra pašus nogulumus. Detalizētāks karbonātu graudu veidošanās un pēcsedimentācijas procesu raksturojums sniegts iepriekš - katra oolītu un pseidoolītu paveida aprakstā.

Apaļo karbonātu veidojumu izmaiņas sākās jau to veidošanās gaitā. Raksturīga oolītu pazīme ir *smalkas radiālas adatiņas*. Kā jau atzīmēts, sakarā ar oolītu pilnīgu dolomitizāciju un tādu pazīmju trūkumu, kas liecinātu par adatiņu augšanu no konkrētiem kristalizācijas centriem, nav iespējams precīzi pateikt, vai radiālā oolītu uzbūve ir primāra, vai arī adatiņas ir veidojušās pēcsedimentācijas procesos. Tomēr visdrīzāk tās ir augušas pirms katras nākamās oolītu koncentriskās kārtiņas veidošanās, jo dažkārt uzrāda individuālas orientācijas tendences atsevišķos apvalciņos. Tādējādi radiālās oolītu adatiņas nav attiecināmas uz vēlāku stadiju kā agrīnā **diagēnēze** (3. tab.).

Kā atzīmēts, vēlāk par adatiņām ir veidojušies *radiālie kūļveida agregāti*, jo tie bieži šķērso vairākus oolītu apvalciņus un iestiepjas apaļo graudu kodolā. Tomēr kontaktā ar dažiem oolītu apvalciņiem, kuri "norauj" kūļveida agregātiem galus, redzams, ka pēdējie arī ir radušies jau oolītu veidošanās gaitā. Apaļo koncentriski radiālo graudu augšanas starpstadijās, acīmredzot, ir veidojies vēl viens to komponents - *mikrītiskās neregulāri koncentriskās josliņas*. Mikrīta izcelsme ir saistīta vai nu ar mehānisku abrāziju, vai arī kādu organismu darbību. Visdrīzāk minētās izmaiņas, izņemot mehānisko abrāziju, izpaudās epizodēs, kad oolīti gulēja baseina dibenā. Tās attiecināmas uz agrīno diagēnēzi.

Iespējams, ka daudzi pseidoolīti ir ieguvuši savu *slēpt- un mikrokristālisko struktūru* oolītu pilnīgas mikritizācijas rezultātā. Tas visdrīzāk ir noticis vienlaicīgi ar augšminēto mikrītisko josliņu veidošanos - ne vēlāk kā diagēnēzes sākumposmā.














Ļoti agrīni veidojumi oolītos un pseidoolītos ir arī *sulfīdu josliņas un apvalciņi*. Spriežot pēc to lielā skaita (līdz 13 vienā oolītā), koncentriskās orientācijas, kas sakrīt ar oolītu iekšējo uzbūvi, kā arī attiecībām ar oolītu tekstūru, sulfīdu josliņas ir veidojušās karbonātu graudu augšanas starpstadijās. Acīmredzot, tas norisinājies agrīnajā diagēnēzē laikposmos, kad oolīti un pseidoolīti gulēja baseina dibenā vai mālaini karbonātiskajās nogulās reducējošā vidē.

Daudziem apaļajiem graudiem ir pilnkristālisks kodols, kuru veido cieši saauguši dolomīta kristāli ar labi izteiktu vēdekļveida nodzišanu. Domājams, ka sākotnēji šādiem kodoliem ir bijusi smalka iekšējā tekstūra ar koncentriski radiālu orientāciju un krustiska nodzišana, bet pilnkristālisko struktūru tie ir ieguvuši *pārkristalizēšanās*

rezultātā. Par pamatu šādam secinājumam ir kristālu vēdekļveida nodzišana, kura ir liels retums Latvijas devona karbonātiežos, un visdrīzāk saglabājusies kā oolītu kodolu krustiskās nodzišanas relikti. Bez tam apaļajiem graudiem ar pilnkristālisko kodolu nereti ir daži koncentriski ārējie apvalciņi, kas norāda uz vismaz daļēju to veidošanos līdzīgi citiem oolītiem.

3. tab.

Oolītu un pseidoolītu pēcsedimentācijas procesi un veidojumi

<i>Procesi un veidojumi</i>	<i>Dia- ģenēze</i>	<i>Kata- ģenēze</i>
Radiālo adatiņu veidošanās oolītos		
Radiālo mikrītisko kūļu veidošanās oolītos		
Mikrītisko josliņu veidošanās oolītos		
Pseidoolītu veidošanās oolītu mikritizācijas rezultātā		
Sulfīdu apmališu un koncentrisku josliņu veidošanās oolītos un pseidoolītos		
Oolītu kodolu pārkristalizēšanās		
Pseidoolītu veidošanās oolītu pārkristalizēšanās rezultātā		
Oolītu un pseidoolītu dolomitizācija		
Oolītu un pseidoolītu noblīvēšanās		
Oolītu un pseidoolītu sadalīšanās fragmentos		
Oolītu kodolu šķīšana		
Oolītu kodolu cementācija ar pilnkristāliskiem karbonātu minerāliem		
Ģipša kristālu veidošanās oolītu kodolos		

Apzīmējumi:

Nozīmīga stadija



Maznozīmīga vai mazāk iespējama stadija

Nereti sastop pseidoolītus, kuri sastāv tikai no pilnkristāliskā dolomīta ar vēdekļveida nodzišanu. Visdrīzāk tie veidojušies koncentriski radiālo oolītu pilnīgas pārkristalizēšanās rezultātā. Par to liecina arī šo graudu asociācija ar koncentriski radiālajiem oolītiem, kuriem piemīt labi izteikta krustiskā nodzišana. Iespējams, ka oolītu pārkristalizēšanās ir norisinājusies galvenokārt diaģenēzes stadijā.

Oolīti un pseidoolīti, domājams, ir *dolomitizēti* vienlaicīgi ar lielo vairumu Rēzeknes un Pērnavas svītu karbonātisko nogulumu. Kā sīkāk raksturots iepriekš, dolomitizējošais fluīds, acīmredzot, bija baseina ūdens, kas infiltrējās nogulās diaģenēzes stadijā. Ir gan grūti spriest par dolomitizācijas laiku attiecībā pret galvenajām oolītu izmaiņu stadijām, taču vistīcamāk apaļie karbonātu graudi ir dolomitizēti pēc to pilnīgas izaugšanas un minētajām pārkristalizēšanās norisēm.

Apaļos karbonātu graudus ir ievērojami ietekmējusi iežu *noblīvēšanās*, kura sākās diagenēzes beigu posmā, bet spēcīgāk izpaudās **kataģenēzē** (sk. 3. tab.). Daudzi oolīti ir ieguvuši elipsoidālu formu, citi nedaudz iespiesti viens otrā, bet daļa oolītu ir ievērojami deformēti. Pseudoolīti ir saspiesti mazākā mērā, pateicoties savai blīvākajai uzbūvei. Sakarā ar noblīvēšanos daudziem oolītiem ir daļēji vai pilnīgi atlobījušies ārējie apvalciņi, bet dažkārt *karbonātu graudi ir sadalījušies fragmentos*. Domājams gan, ka graudu fragmentācija bija visintensīvākā jau sedimentoģenēzē, kad tie ūdenī sadūrās ar citiem karbonātu, kvarca un laukšpata graudiem.

Visspēcīgāk ir deformēti ir oolīti ar tukšu kodolu. Acīmredzot, to *kodols bija izšķīdis* pirms noblīvēšanās, vai arī vienlaicīgi ar šo procesu. Nereti šķīšanas un noblīvēšanās mijiedarbības rezultātā oolīti ir ieguvuši īpatnēju daiviņveida formu.

Kā jau minēts, dažkārt oolītu kodolos sastop *pilnkristālisku dolomītu*, kura kristālu diametrs pieaug virzienā uz apaļo graudu centru. Bieži vien pati oolītu vidusdaļa ir tukša, un uz to vērstajiem dolomīta kristāliem ir kristalogrāfiski pareiza forma. Šie fakti, kā arī kristālu dzidrums liecina par to augšanu cementa veidā pēc oolītu kodola izšķīšanas. Bieži pilnkristāliskais dolomīts cementē jau ievērojami deformētus oolītus, tajā skaitā paveidus ar daiviņveida formu, kas visdrīzāk liecina par tā veidošanos kataģenēzē pēc ievērojamas iežu noblīvēšanās.

Dažu oolītu tukšos kodolus pēcsedimentācijas izmaiņu gaitā, domājams, kataģenēzē, ir aizpildījuši lieli *ģipša kristāli*, kuri auguši vienlaicīgi ar poikilotopisko ģipša cementu iežu pamatmasā. Hiperģenēzes procesi, acīmredzot, nav būtiski ietekmējuši apaļos karbonātu graudus devona periodā, bet mūsdienās slāņkopa atrodas vairāk nekā 350 m dziļumā - vēl aizvien kataģenēzes zonā.

Nav izslēgts, ka oolītu izmaiņu procesi tik daudzveidīgi bija, pateicoties to sākotnēji atšķirīgajam minerālajam sastāvam - vienos dominējis aragonīts, citos calcīts. Biminerāli oolīti ir atzīmēti gan mūsdienu nogulumos, gan senajās karbonātiežu slāņkopās (Tucker, Wright, 1990).

KARBONĀTUS SATUROŠU KLASTISKO IEŽU UN TO BEZKARBONĀTISKO ANALOGU PĀREJAS ZONA ŽIVETAS STĀVĀ UN FRANAS STĀVA APAKŠDAĻĀ

Disertācijas darba uzdevumos ietilpa devona smilšakmeņos un mālos sastopamo karbonātu kristālu un agregātu minerālā sastāva, struktūru un tekstūru pētījumi ar nolūku precizēt karbonātu minerālu ģenēzi un pēcsedimentācijas izmaiņas. Tas ļāva iegūt jaunus datus par sedimentācijas apstākļiem un faciālo zonalitāti Latvijas devona baseinos.

Šajā nodaļā tiks raksturota klastisko-karbonātiežu pārejas zona ar zemāku karbonātu saturu nekā iepriekšējā nodaļā apskatītajā jaukta sastāva slāņkopā Eifeļa stāva pamatnē. Burtnieku, Gaujas un Amatas svītas krasi dominē klastiskie nogulumi, kuros karbonāti ir izplatīti tikai konkrēciju un cementa veidā.

Lai gan karbonātu ieslēgumi devona klastiskajos nogulumos ir minēti daudzās publikācijās, kartēšanas un izpētes darbu pārskatos, tomēr tikai retos gadījumos ir veikti to detalizēti pētījumi. Karbonātu konkrēcijas Burtnieku svītas nogulumos Tūjas māla karjerā ir pētītas sakarā ar to ietekmi uz keramisko izstrādājumu kvalitāti (Eiduks, Dikmane, Karlsons, 1953). I. Apinīte (1958) ir pievienojusi īsus karbonātu konkrēciju plānslīpējumu aprakstus pārskatam par izpētes un meklēšanas darbiem Planču māla atradnē, kas arī pieder Burtnieku svītai.

Dolomīta veidojumus Lietuvas apakšdevona klastiskajos nogulumos ir raksturojis V. Vasiļauskas (1967). Izvirzīts uzskats, ka gan klastiskie ieži, gan dolomīta agregāti tajos veidojušies kontinentālos, tuksnesim līdzīgos apstākļos. Kalcīta cementa izplatību un veidošanos augšdevona smilšakmeņos ir pētījis V. Sorokins (1978). Secināts, ka šajos iežos ir notikusi primāra karbonātu veidošanās, lai gan pašreizējo formu kalcīta cementa agregāti ir ieguvuši pazemes un atmosfēras ūdeņu iedarbības rezultātā. V. Kuršs (1975, 1992) raksturojis karbonātu agregātu izplatību gan smilšainajos, gan mālainajos devona nogulumos. Pierādīts, ka šie nogulumi ir marīni. Konstatēta zināma karbonātu sadalījuma sakritība ar devona baseinu faciālo zonalitāti.

Disertācijas darbā raksturotie karbonātu cementa un konkrēciju pētījumu rezultāti ir lielā mērā atspoguļoti jau iepriekš (Stinkulis, 1996, 1997). Karbonātu agregāti Burtnieku, Gaujas un Amatas svītās tiek raksturoti kopumā, neapskatot katru svītu atsevišķi, jo principiālas karbonātu sastāva un izplatības atšķirības tajās darba gaitā netika konstatētas.

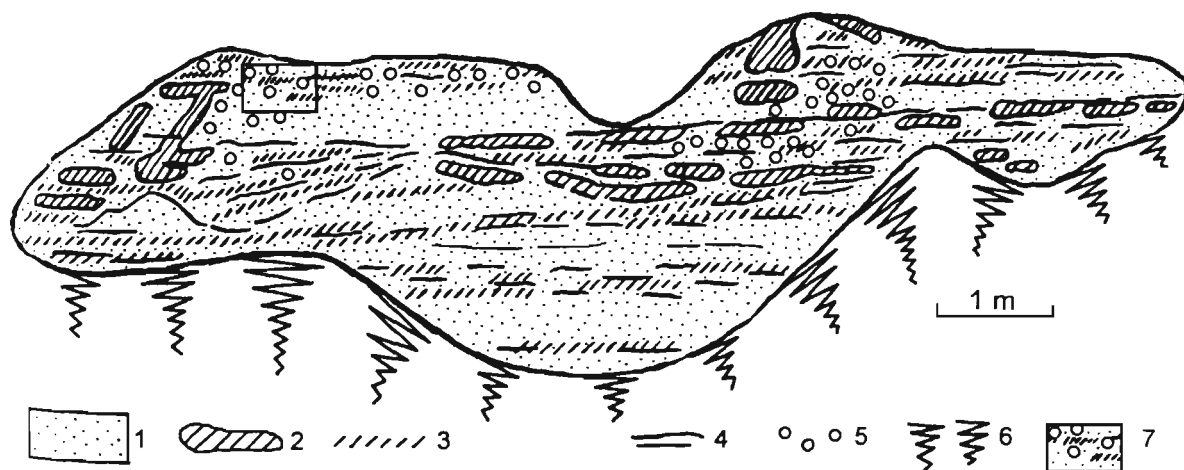
Dolomīta un kalcīta cements smilšakmeņos

Karbonātu cements Burtnieku-Amatas svītu smilšakmeņos ir visai nevienmērīgs, un cementētie agregāti bieži šķērso slāņojumu. Pārsvarā gadījumu karbonātu minerāli aizpilda poras iezī un reti veido tīrus agregātus bez drupu graudu

piejaukuma. Ļoti raksturīgs ir poikilotopisks karbonātu cements. Cementu veido divi karbonātu minerāli - kalcīts un dolomīts.

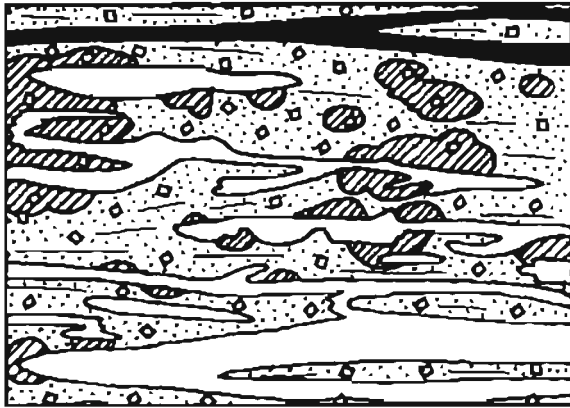
Dolomīta cements

Dolomītu smilšakmeņos visbiežāk sastop plātņu veidā, kuru garums svārstās no dažiem centimetriem līdz 1 m, bet biezums - no dažiem milimetriem līdz 10 cm (45., 46. un 47. att.). Amatas svītā, kur karbonātu saturs visumā ir augsts un nereti pārsniedz 10 %, dažas smilšakmens plātnes ar dolomīta cementu nedaudz pārtrauktā veidā var izsekot visā atsegumu platībā >10 m attālumā. Vietām to biezums sasniedz 20 cm. Plātnes ir aptuveni paralēlas slāņojumam, lai gan pilnīga atbilstība nav vērojama. Reizēm tās sakrīt ar slīpo slānīšu orientāciju slīpslāņotajās sērijās. Amatas svītas smilšakmeņos plātnes asociē ar mālainākajiem slāņiem. Retāk dolomīta cements smilšakmeņos veido vertikālas, līdz 10 cm biezas dzīslas. Amatas upes baseinā un Kautraka gravās pašā Amatas svītas augšdaļā smilšakmeņiem ar dolomīta cementu ir šūnveida tekstūra - starp tievu dolomīta dzīslīņu saaugumiem ir iekļauts smilšaini mālains materiāls.

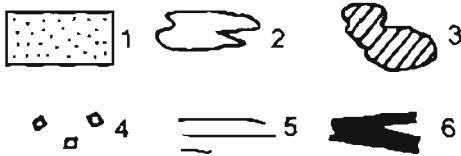


45. att. Smilšakmens ar dolomīta un kalcīta cementu (augšdevona Amatas svīta) atsegumā Amatas kreisajā krastā, aptuveni 500 m lejpus Melturu tilta: 1 - smalkgraudains smilšakmens; 2 - sārtas smilšakmens plātnes ar dolomīta cementu, biezums līdz 10 cm; 3 - dzeltenī sārtas smilšakmens plātnes ar dolomīta cementu, biezums līdz 2-3 cm; 4 - mālainas starpkārtas; 5 - pelēkas smilšakmens lodītes ar kalcīta cementu; 6 - nobirums; 7 - 46. att. redzamā slāņkopas fragmenta atrašanās vieta.

Dolomīta cementa stiprība ir dažāda. Burtnieku svītā cements ir samērā vājš, un vairākus centimetrus biezas plātnes var viegli salauzt ar roku. Amatas svītas augšdaļā vietām ir plātnes ar visai blīvu cementu, kuras pēc stiprības neatpaliek no izturīgākajiem dolomīta paveidiem. Plātņu krāsa ir dzeltena un sarkana; sarkanā krāsa parasti ir raksturīga biežākajām plātnēm. Mikroskopā ir redzams, ka dolomīts ir smalk- un vidējkristālisks ar rupjkristāliska piejaukumu. Sastop gan bazālo, gan poru cementu. Dolomīta kristālu saaugums ar kvarca un laukšpata drupu graudiem ir biešs.



10 cm



46. att. Dolomīta un kalcīta cementa attiecības smilšakmenī (augšdevona Amatas svīta) atsegumā Amatas kreisajā krastā, aptuveni 500 m leņpus Melturu tilta. Redzams, ka smilšakmens lodītes ar kalcīta cementu pēc formas pieskaņojas smilšakmens agregātiem ar dolomīta cementu: 1 - smalkgraudains smilšakmens; 2 - dzeltenī sārta smilšakmens plātnes ar dolomīta cementu; 3 - pelēkas smilšakmens lodītes ar kalcīta cementu; 4 - dzeltenīgi dolomīta poikilotopi ar diametru līdz 2 mm; 5 - slāņojums; 6 - māla starpkārta. Attēlā redzamā slāņkopas fragmenta atrašanās vietu sk. 45. att



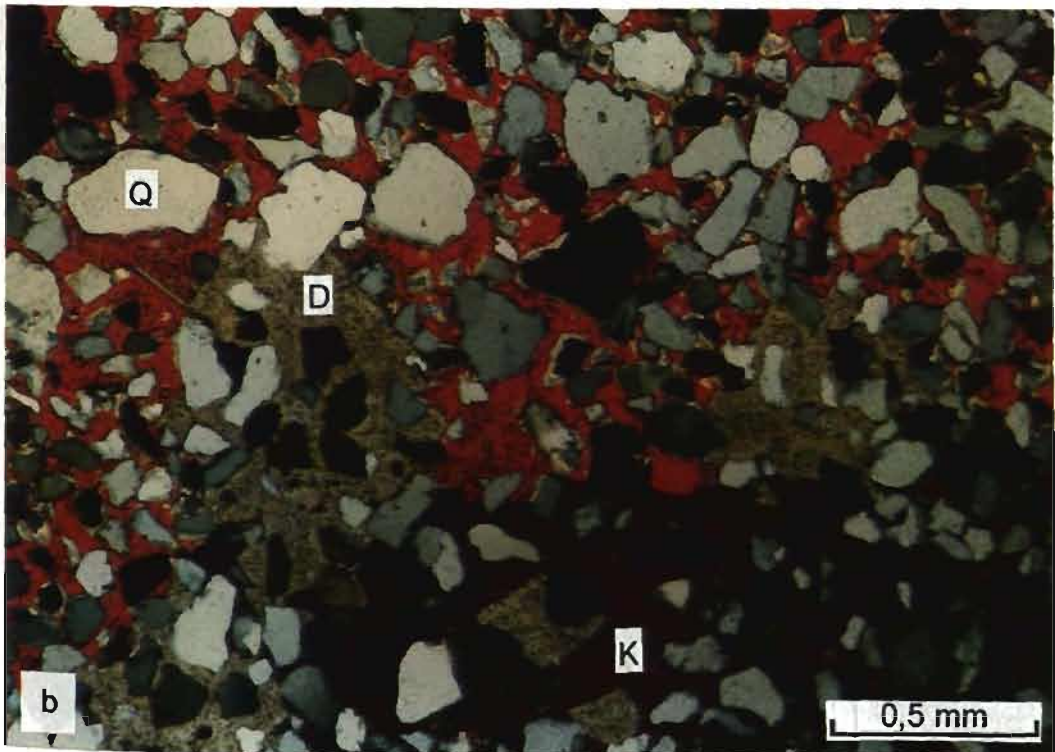
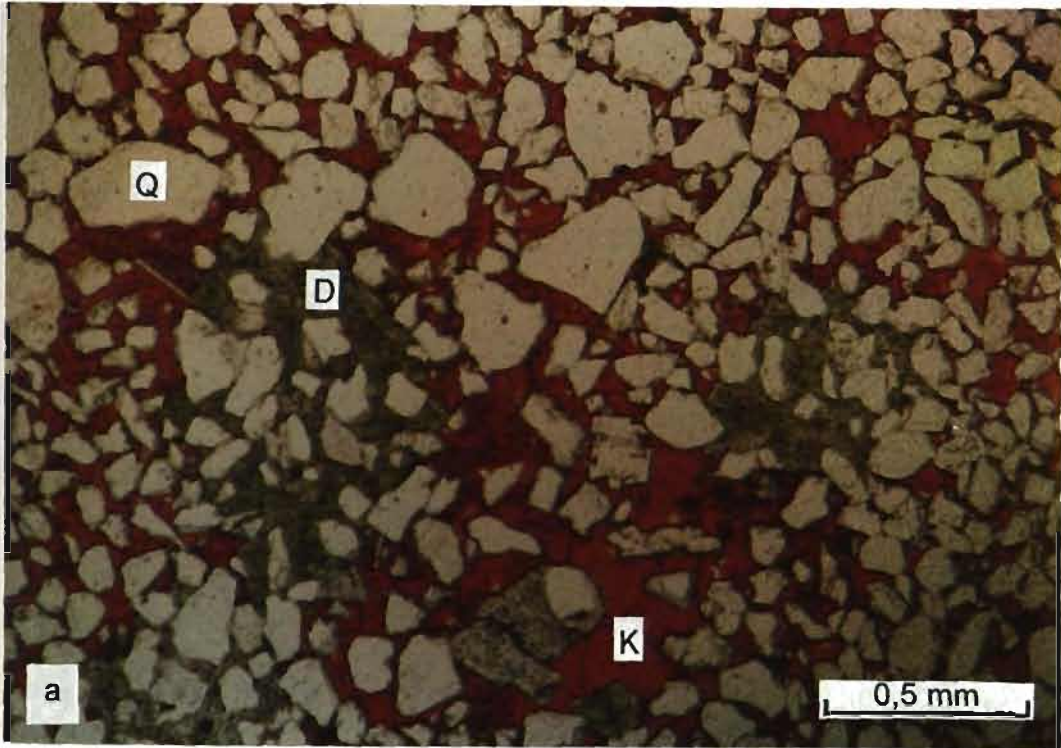
47. att. Dolomīta un kalcīta cementa attiecības smilšakmenī (augšdevona Amatas svīta) atsegumā Amatas kreisajā krastā, aptuveni 500 m leņpus Melturu tilta: apaļās pelēkās lodītes un to keķari - kalcīta cements; dzeltenīgi pelēkais masīvais agregāts - dolomīta cements. Pelēkajās lodītēs ar kalcīta cementu sastop arī dzeltenīgus dolomīta kristāliņus ar diametru līdz 2 mm (norādīts ar bultiņu). Irdenais smilšakmens starp cementētajiem iecirkņiem ir izskalots, tādēļ ļabi redzams cementa saaugums. Šis attēls ir līdzīgs 46. att.

Vietām Amatas svītas smilšakmeņos var novērot gandrīz tīra dolomīta lēcas un lēcveida slānītšus ar nelielu drupu graudu piejaukumu (48. att.). Lēcu biezums ir līdz 5 mm, bet garums - 2-3 cm. Šo dolomīta agregātu orientācija aptuveni sakrīt ar ieža slāņojumu, robežas biežāk ir krasas, retāk pakāpeniskas.

Bez tam Amatas baseinā Amatas svītas augšdaļas smilšakmeņos gandrīz viscaur ir izkliedēti 0,2-2 mm lieli dolomīta kristāli un līdz 1x1 cm lieli šādu kristālu sakopojumi (49. att.). Kristāli ir poikilotopiski, katrā no tiem parasti iekļauti vairāki kvarca un laukšpata drupu graudi. Maksimāli vienā dolomīta poikilotopā ir konstatēti 18 drupu graudi. Ja dolomīta kristāli savstarpēji kontaktē, tie ir ksenomorfi un bieži veido mozaīkas struktūru, bez tam samazinās arī dolomīta kristālu izmēri. Kontaktā ar mālainākiem iecirkņiem, porām un apkārtējo irdeno smilšakmeni kristālu forma ir pareizāka un izmēri lielāki.



48. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: smilšakmens ar dolomīta un kalcīta cementu (augšdevona Amatas svīta). Daļa no 46. att.: Q - kvarca un laukšpata drupu graudi; D - dolomīta cements; K - kalcīta cements. Attēla apakšdaļā redzama tīra dolomīta lēca bez drupu graudu piejaukuma. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reakfīvu. Nikoli paralēli.



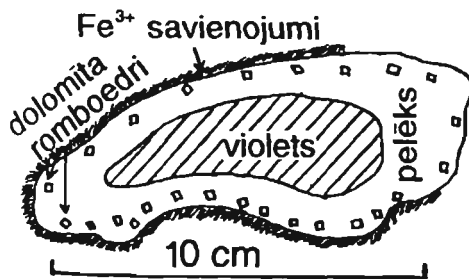
49 att. Plānslīpējumu mikrofotogrāfijas: smilšakmens ar poikilotopisku kalcīta un dolomīta cementu (augšdevona Amatas svīta). Daļa no 46. att.: Q - kvarca un laukšpata drupu graudi; D - dolomīta cements; K - kalcīta cements. Līdzīgi dolomīta poikilotopi mikrofotogrāfijas centrā redzamajiem ir sastopami arī smilšakmeņos, kuri nav cementēti ar kalcītu. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. "a" attēlam nikoli paralēli, "b" attēlam - krustoti.

Īpatnēji karbonātu veidojumi ir atzīmēti Gaujas svītas nogulumos Muižarāju atsegumā Abavas kreisajā krastā. Šeit smilšakmenī ir aptuveni 30 cm bieza konglomerāta starpkārta, kura sastāv no smilšakmens-aleirolīta oļiem ar dolomīta cementu un māla oļiem.

Smilšakmens un aleirolīta oļi ar dolomīta cementu ir līdz 3 x 10 cm lieli. Parasti drupu graudu saturs tajos ir augsts, taču dažos oļos - tikai 5-20 %. Dolomīta cements oļos ir blīvs, kas padara tos visai izturīgus. Ļoti retos gadījumos sastop dolomīta ieslēgumus ar slēptkristālisku struktūru, kuru diametrs nepārsniedz 1 mm. Iespējams, ka šie ieslēgumi ir primārās karbonātu struktūras relikti.

Māla oļu iekšienē karbonātu nav, turpretī 2-3 mm biezā slānītī to ārējā malā bieži sastop dolomīta romboedrus ar diametru 0,2-1 mm (50. att.). Augšanas gaitā dolomīta kristāli ir deformējuši mālus, par ko liecina māla minerālu orientācijas izmaiņas pie dolomīta kristālu malām.

Bez tam dolomīta cements ir novērojams arī starp oļiem - smilšakmens matricē - kur tas ir vājš un nevienmērīgs. Visos aprakstītajos veidojumos minētajā konglomerāta starpkārtā dolomīta kristāli ir samērā bagāti ar piemaisījumiem (mālu, slēptkristālisku karbonātu vai Fe^{3+} savienojumiem), tādēļ mikroskopā izskatās pelēcīgi vai iebrūni. Retāk nelielās dzīslīnās un zonālās dolomīta kristālu apmalītēs sastop dzidru dolomītu.



50. att. Māla oļis, kura malās ir dolomīta kristāli ar diametru 0,2-1 mm. Paraugs no konglomerāta starpkārtas smilšakmenī, Muižarāju atsegums Abavas kreisajā krastā, augšdevona Gaujas svīta.

Māla oļi konglomerātā neapšaubāmi ir pārskaloti mālainu nogulu fragmenti. Pastāv iespēja, ka dolomīta kristālu augšana to malās ir notikusi vienlaicīgi ar vājā karbonātu cementa veidošanos smilšakmens matricē. Iespējams, ka smilšakmens-aleirolīta oļi ar dolomīta cementu arī ir pārskaloti nogulu fragmenti, un karbonātu minerāli ir bijuši primāri to komponenti. Par pārskalošanu liecina oļu regulāri ieapaļā forma, bet par primāru karbonātu piejaukumu - dažkārt novērojama zems drupu graudu saturs attiecībā pret dolomītu.

Diviem dolomīta cementa paraugiem ir veikta rentgendifraktometriskā analīze. Noskaidroti sekojoši dolomīta kristālrežģa parametri: $a=4,808 \text{ \AA}$, $c=16,01-16,03 \text{ \AA}$, $d_{104}=2,887 \text{ \AA}$. Šie rādītāji liecina, ka dolomīts ir tuvs stehiometriskam, t.i., Ca/Mg attiecība kristālrežģī ir tuvu 50/50 %. Tas visdrīzāk norāda, ka šis minerāls ir vai nu veidojies ūdenī ar paaugstinātu Mg/Ca attiecību, vai arī to skārusi visai ievērojama pārkristalizēšanās.

Kalcīta cements

Kalcīta cements smilšakmeņos veido raksturīgās lodītes un ķekarus, kas pazīstami kā *lodīšu smilšakmeņi*. Lodīšu smilšakmeņi ir zināmi visā Austrumeiropas platformas ZR daļā dažādos devona griezumu intervālos. Šajā darbā ir apkopoti dati par Amatas svītas lodīšu smilšakmeņiem to tipiskajā izplatības areālā - Amatas upes krastos posmā no Melturu tilta līdz Dolomītu kraujai, kā arī Kautraka gravās. Lodīšu diametrs svārstās no nepilna centimetra līdz dažiem centimetriem, retāk līdz pat 7 cm (Kautraka gravās). Šo agregātu forma un izplatība ļoti atšķiras no dolomīta veidojumu formas un sadalījuma. Jāatzīmē gan, ka literatūrā (Василюк, 1967) atzīmētas arī smilšakmeņu lodītes ar dolomīta cementu, kuras pašreizējā darbā plānslīpējumos netika pētītas.

Iecirkņi, kas cementēti ar kalcītu, krasi šķērso slāņojumu (sk. 45. att.). Smilšakmeņos sastop kā atsevišķas lodītes ar kalcīta cementu, tā arī to ķekarveida saaugumus. Lielākie saaugumi veido vairākus metrus lielus blokus, kuri sakarā ar paaugstināto izturību pret dēdēšanu atsegumos redzami kā izciļņi. Pēc V. Sorokina datiem (1978), vairākās vietās smilšakmeņi ar kalcīta cementu pakāpeniski pāriet smilšainos kaļķakmeņos. Pētītajos Burtnieku, Gaujas un Amatas svītu nogulumu atsegumos tādus neizdevās novērot.

Smilšakmeņu slāņojumu netraucētā veidā var izsekot cauri iecirkņiem ar kalcīta cementu. Apdēdējušā atsegumu virsmā sevišķi labi redzams, ka lodīšu virsma ir reljefa - to veido smilšakmeņu slāņojumam paralēli iegrauzumi un izciļņi. Lodveida formas ir tikai kalcīta cementa agregātu ārējā malā, bet agregātu iekšienē cements ir blīvāks, ko nosaka ciešs kristālu saaugums. Lielākie lodīšu saaugumi ir ļoti izturīgi; tos ar grūtībām var pārsist ar āmuru. Kalcīta cementa krāsa ir pelēka, tumšsarkana, vai pelēka ar tumšsarkaniem plankumiem un joslām. Bieži vien tumšsarkanas joslas pelēkos kalcīta cementa agregātos sakrīt ar slāņojumu. Agregātu malās tumšsarkanā krāsa pakāpeniski izzūd un pāriet pelēkā. Daudzām smilšakmeņu lodītēm ar kalcīta cementu vidus ir sarkans, bet mala - pelēka.

Mikroskopā redzams, ka katru lodīti veido viens vai daži lieli kalcīta poikilotopi ar diametru no milimetra daļām līdz vismaz 2 x 3 centimetriem. Cementēto agregātu iekšienē kalcīta kristālu saaugums ir ciešs - vietām gluds, citur zobains. Kristālu forma ir izometriska un iegarena, ar asām šķautnēm. Lodīšu ārējās malas ir visai neregulāras. To, vai uz lodīšu virsmas ir redzamas kalcīta kristālu šķīšanas pazīmes, ir grūti novērtēt, jo drupu graudu klātbūtne padara lodīšu virsmu visai neregulāru. Atsevišķos gadījumos kalcīta cements korodē laukšpata graudu reģenerācijas apmalītes. Salīdzinājumam jāpiemin, ka nekur netika droši konstatēta laukšpata drupu graudu korozija ar dolomītu (Stinkulis, 1997).

Lai gan kalcīta cements ir kā poru, tā bazālais (sk. 49. att.), tomēr, pretstatā dolomītiskajiem agregātiem, kvarca, laukšpata un vizlas saturs viscaur ir augsts un nekur neizdevās novērot iecirkņus ar ievērojami samazinātu drupu graudu

koncentrāciju. Tas gan nenoliedz šādu veidojumu eksistenci, jo šeit sīkāk raksturots tikai Amatas svītas smilšakmeņu cements nelielā areālā.

Kalcīta cementa agregātu lodveida forma neviļus liek domāt par to *koncentrisko uzbūvi*. Tomēr koncentriskas tekstūras iezīmes lodītēs ir konstatētas samērā reti tādās vietās, kur ir zems kopējais karbonātu cementa saturs. Kā piemēru var minēt Vizbulīšu klinti Amatas labajā krastā (augšdevona Gaujas svīta), kur vietām sastop nepilnu centimetru lielas lodītes ar cietāku karbonāta kodolu un vienu vai vairākām sārtām, ar Fe^{3+} savienojumiem bagātām apmalītēm. Līdzīgi veidojumi ir konstatēti arī Jaščeras upes (Lugas pieteka, Krievija) krastos vidus-augšdevona robežslāņkopā (51. att.). Bez tam atsevišķas 0,5 cm lielas lodītes ar dzeltenīgu kalcīta kodolu un rūsganu Fe^{3+} savienojumu apmalīti tika atrastas augšdevona Famenas stāva Ketleru svītas atsegumā Ventas labajā krastā pie bij. Ketleru mājām. Koncentrisko lodīšu minerālais sastāvs ir zināms ne visos gadījumos. Lodītes šķērso nedeformēts smilšakmeņu slāņojums. Visticamāk, ka koncentrisko uzbūvi lodītes ir ieguvušas jau litificētā iezī karbonāta šķīšanas un Fe^{3+} savienojumu migrācijas dēļ.

Reti smilšakmeņu agregātiem ar kalcīta cementu ir plātņ- vai dzīslveida forma. Kā piemēru var nosaukt Gaujas svītas smilšakmeņu griezumus - Muižarāju klinti Abavas kreisajā krastā un atsegumu aptuveni 1 km leņpus šīs klints - upes labajā krastā pie Zariņu mājām.



51. att. Koncentriskas karbonāta lodītes smilšakmenī. Vietām redzams, ka slāņojums netraucēti šķērso lodītes. Devona Jaščeras svītas (ģeoloģiskais vecums atbilst Burtnieku un Gaujas svītām Latvijā) atsegums Jaščeras upes (Lugas pieteka, Krievija) krastos. V. Kurša foto.

Dolomīta un kalcīta saaugumagregāti

Vissvarīgākie novērojumi, kas dod informāciju par karbonātu cementa veidošanās secību, ir izdarīti Amatas upes krastos atsegtajos Amatas svītas smilšakmeņos, kur pelēkie agregāti ar kalcīta cementu bieži vien ir saauguši ar dzeltenīgajām un sārtajām plātnēm ar dolomīta cementu (sk. 46. un 47. att.). Kalcīta "puslodes" apņem dolomīta plātnes no malām, bet tad, ja dolomīta plātnes sastāv no vairākām daļām, kalcīta agregāti ir arī starp tām. Raksturīgi, ka dolomīta plātņu forma nav atkarīga no tā, vai tās kontaktē ar kalcītu vai nē, turpretī kalcīta agregāti pēc formas pieskaņojas smilšakmens plātnēm ar dolomīta cementu. Tikai ar kalcītu cementēto iecirkņu ārējai malai ir lodveida forma.

Reizēm smilšakmens plātnēs ar dolomīta cementu ir kavernas, kuru malās dolomīta kristāli ir lielāki un ar pareizāku formu. Kavernu malās var novērot arī zonālus dolomīta kristālus. Kavernas aizpilda lieli kalcīta kristāli, kuri neapšaubāmi ir veidojušies pēc beidzamās dolomīta kristalizācijas stadijas. Domājams, ka to ģenēze ir vienlaicīga ar smilšakmeņus cementējošajiem kalcīta poikilotopiem, jo atsevišķos gadījumos viens liels kalcīta kristāls ir izsekojams gan kavernā, gan smilšakmens cementā. Kalcītam ir raksturīga tendence aizpildīt visu kavernu, nevis inkrustēt tās malas žeodu veidā.

Izklidētos dolomīta poikilotopus un nelielos šī minerāla agregātus sastop ne tikai irdenajā smilšakmenī, bet arī kalcīta lodīšu iekšienē (sk. 49. att.). Dolomīta kristālu saturs, forma un izmēri nav atkarīgi no to atrašanās kalcīta poikilotopā vai irdenā smilšakmenī. Jāatzīmē gan, ka dolomīta kristāli konstatēti tikai pelēkajās kalcīta cementa lodītēs, bet pelēkajās lodītēs ar sarkanu kodolu dolomīts netika atrasts.

Reizēm kontaktā starp abiem cementējošajiem karbonātu minerāliem kalcīts iesniedzas dolomīta kristālos pa skaldnības plaisām, sašķeļot tos vairākos fragmentos. Citur kalcīta dzīslīņas stiepjas dolomīta cementa agregātos gar drupu graudu un dolomīta kristālu kontaktiem. Abos gadījumos kalcīta dzīslīņas ir kļīveidīgas un sašaurinās virzienā uz dolomītisko agregātu centru.

Karbonātu cementa veidošanās

Dolomīts ir veidojies pirms kalcīta (Stinkulis, 1997), par ko liecina galvenokārt iepriekšējā un šajā lappusē minētās abu minerālu saauguma īpatnības. Tas, ka smilšakmens plātnes ar dolomīta cementu nereti šķērso slāņojumu, sakrīt ar slīpajiem slānīšiem slīpslāņotajās sērijās un reizēm ir pat vertikālas, liecina, ka tās skāruši pēcsedimentācijas procesi, kas gan neizslēdz cementa sedimentogēnu izcelsmi un vēlāku pārgrupēšanos. Biežā sakrītība ar iežu slāņojumu neapgāž secinājumu par pēcsedimentācijas procesu ietekmi, jo slāņu robežas var kalpot par barjerām karbonātu izgulsnēšanās procesā. Iespējams, ka māla klātbūtne (lokāla dehīdratācija, kādu komponentu sorbcija no šķīduma?) ir bijusi labvēlīga dolomīta vai

cita agrāka karbonātu minerāla veidošanās procesam, uz ko norāda dolomīta plātņu asociācija ar mālainajiem slānīšiem.

Cementa ģenēzes jautājumu sarežģī jau apskatītie nelielie lēcveida dolomīta slānīši, kuros tikpat kā nav kvarca un laukšpata drupu graudu. Drupu graudu orientācija paralēli lēcveida dolomīta slānīšu malām, kas liecinātu par karbonātisko kunkuļu agrīnu ģenēzi (pirms iežu nobīvēšanās), nav izteikta. Turpretī, ir vērojama dolomīta veidojumu asociācija ar rupjgraudainākajiem smilšakmens iecirkņiem, kuri, iespējams, tika pakļauti lokāliem sufozijas procesiem un ieguva kavernožu struktūru. Dolomīta kristālu krāsa, forma un izmēri ir līdzīgi gan karbonātiskajos iecirkņos, gan vietās, kur cements aizpilda poras smilšakmenī. Viss augšminētais visdrīzāk norāda uz dolomīta *lēcveida slānīšu un lēcu veidošanos* vienlaicīgi ar poras aizpildošo dolomīta cementu *pēcsedimentācijas procesos*.

Dolomīta kristalizācija vai kāda cita agrīna karbonātu minerāla dolomitizācija ir norisinājusies vismaz divās stadijās, par ko liecina zonāli dolomīta kristāli un dzidrākas dolomīta dzīslīņas viendabīgajā cementa pamatmasā (sk. 49. att.) Kalcīta cements, acīmredzot, ir veidojies pēc pašas beidzamās dolomīta kristalizācijas stadijas.

Tas, ka cemenētajos agregātos lielie kalcīta un dolomīta kristāli aizpilda visu poru tilpumu un ir cieši saauguši, norāda uz karbonātu cementa veidošanos (vai pārgrupēšanos) apstākļos, kad smilšakmeņu poras bija piesātinātas ar ūdeni. Tādējādi kalcīts un dolomīts nav kristalizējušies aerācijas zonā (virs gruntsūdeņu līmeņa), kur no augšas ieplūstošie atmosfēras ūdeņi sūcas tikai gar graudu kontaktiem, un veidojas īpatnēji meniskveida cementi.

Pašreizējā abu karbonātu minerālu struktūra neatbilst arī t.s. marīnajam cementam, kas attīstās klastiskajos un karbonātiežos tiešā jūras ūdens ietekmē. Marīnie cementi parasti ir adatveida vai arī slēpt- un mikrokristāliski. Taču iespējams, ka dolomīta cements pēc ģenēzes ir marīns un ieguvis savu lielo kristālu diametru pēcsedimentācijas procesos - vairākkārtējas pārkristalizēšanās rezultātā. Dolomīta cementa struktūra neizslēdz arī iespēju, ka tas veidojies no pazemes ūdeņiem jebkurā laikposmā pirms kalcīta kristalizācijas. Kalcīta cements, kas veidojies vēlāk par pēdējo dolomīta kristalizācijas stadiju, neapšaubāmi ir audzis pazemes ūdeņu ledarbības rezultātā, un tas noticis dziļāk par aerācijas zonu, taču precīzāk noskaidrot tā veidošanās laikposmu, dziļumu un atbilstošo pazemes ūdeņu sastāvu šajā darbā lietotajām metodēm neizdevās.

Gan kalcīta, gan dolomīta poikilotopiskā struktūra, iespējams, norāda uz abu minerālu kristalizāciju no ūdeņiem, kuri bija tikai nedaudz pārsātināti attiecībā pret šiem savienojumiem, tādēļ kristāli auguši lēni un sasnieguši ievērojamus izmērus (Tucker, Wright, 1990). Tomēr kristālu izmēru palielināšanos varēja sekmēt arī pārkristalizēšanās.

Saksijas (Vācija) glaciofluviālajos nogulumos ir atrasts lodīšu smilšakmeņu olis, ko ledājs, domājams, ir transportējis no Austrumbaltijas reģiona. Zivju atliekas pierāda oļa atbilstību devona nogulumiem. Šī oļa mineraloģiski petrogrāfiskiem pētījumiem ir veltīts zinātniskais raksts (Bartholomäus, Reinhold, Solcher, 1997). Ar elektronu mikrozondes analīzi noteikts galveno katjonu

saturs poikilotopiskajā kalcīta cementā, kas attiecībā pret kopējo katjonu saturu ir sekojošs: $Mg^{2+}=0,38-1,29$ mol%; $Fe^{2+}=0,085-0,325$ mol%; Mn^{2+} mazāk nekā 0,165 mol%; Sr^{2+} mazāk nekā 0,125 mol%. Atzīmēts, ka magnija un stroncija saturs kalcītā ir zemāks, nekā raksturīgs marīnas ģenēzes cementam, bet pārāk augsts, lai to uzskatītu par atmosfēras ūdeņu produktu. Pēc šiem datiem, samērā augstā dzelzs un mangāna satura, kā arī katodluminiscences mikroskopijas rezultātiem secināts, ka kalcīta cements ir veidojies laikposmā, kad smilšakmens slānis bijis dziļi iegrimis zem jaunāku nogulumu slāņkopas (kataģenēzē).

1997. gadā smilšakmeņu atsegumi Siguldā tika apmeklēti kopā ar vienu no šī raksta autoriem vācu ģeologu V. Bartolomeusu, kurš secinājis, ka Vācijā atrastais olis makroskopiski ir līdzīgs Latvijas devona lodīšu smilšakmeņiem. Līdz ar to iespējams, ka minētajā rakstā minētos datus var zināmā mērā attiecināt uz Latvijas devona klastiskajiem nogulumiem ar karbonātu cementu.

Literatūrā, kas veltīta klastisko iežu pēcsedimentācijas izmaiņām, plaši minēts fakts par karbonātu agregātu veidošanos smilšainajos iežos no fluīdiem, kuri plūduši no blakusesošajiem māla slāņiem. Par šo fluīdu migrācijas iemeslu uzskata mālu dehidratāciju noblīvēšanās vai minerālā sastāva izmaiņu (montmorilonīta illitizācijas) rezultātā. Taču Latvijas devona klastiskajos nogulumos karbonātu veidošanos, iespējams, varētu izsaukt vienīgi mālu dehidratācija noblīvēšanās dēļ, un arī tajos gadījumos, kad mālaino slāņu ir daudz salīdzinājumā ar smilšainajiem.

Dolomīts tikai sporadiski veidojas no māla dehidratācijas fluīdiem (Махнач, 1989). Montmorilonīta illitizācija, kas teorētiski varētu izraisīt dolomīta veidošanos, notiek vēlīnajā kataģenēzē temperatūrā virs $100-140^{\circ}C$, kas Latvijas devona nogulumus nav skārusi. Līdz ar to, ņemot vērā arī mūsdienu pētījumu rezultātus dolomitizācijas jautājumā (Sun, 1994; Tucker, Wright, 1990; Махнач, 1989 u.c.), jādomā, ka dolomīta veidošanos vai dolomitizāciju varēja izraisīt pats jūras ūdens un tā sajaukšanās ar pazemes ūdeņiem vai māla dehidratācijas ūdeņiem (sk. arī tālāk par karbonātu konkrēciju veidošanos).

Karbonāti mālos un aleirolītos

Latvijas devona klastiskajā slāņkopā sastop mālus ar vienmērīgu un nevienmērīgu karbonātu sadalījumu. Mālos ar vienmērīgu karbonātu sadalījumu parasti ir maz rupjāka drupu materiāla piejaukuma, un griezumā tie asociē ar karbonātiežiem (piemēram, Narvas svītā). Taču Latvijas devona mālaino iežu vidū dominē paveidi ar nevienmērīgu karbonātu sadalījumu - *karbonātu konkrēcijām un dzīslīņām*. Šajos mālos ir arī smilts un aleirīta piejaukums, kas dod karbonātiem lielāku iespēju pārgrupēties. Māli un aleirolīti ar karbonātu konkrēcijām ir raksturīgi gandrīz visām klastiskās slāņkopas stratigrāfiskajām vienībām, t.sk. apskatāmajām Burtnieku, Gaujas un Amatas svītām. Īpaši daudz karbonātu agregātu ir mālaino nogulumu zaļganpelēkajos plankumos un joslās, sevišķi, ja tie ir smilšaini, taču nereti karbonāti sastopami arī sarkanajos aleirolītos, kur asociē ar Fe^{3+} oksīdiem un hidroksīdiem.

Uzbūve un sastāvs

Karbonātu konkrēciju diametrs ir no centimetra daļām līdz dažiem desmitiem centimetru. Tās sastāv no dolomīta ar māla, aleirīta, smalkas smilts, un Fe^{3+} savienojumu piejaukumu. Dolomīts parasti konkrēcijās veido dzīslainus saaugumus, un arī pārējo komponentu sadalījums ir nevienmērīgs. Retāk sastop konkrēcijas ar vienmērīgu dolomīta un citu sastāvdaļu sadalījumu, kuras arī makroskopiski šķiet viendabīgas. Koncentriskas uzbūves iezīmes ir tikai retām konkrēcijām. Mikroskopā redzams, ka koncentrisko uzbūvi nosaka dolomīta josliņu ar dažādu kristālu diametru mija un Fe^{3+} savienojumu sadalījums. Nekad nav sastopamas konkrēcijas ar radiālu uzbūvi (Stinkulis, 1996).

Konkrēciju krāsu nosaka galvenokārt Fe^{3+} oksīdu-hidroksīdu saturs un sadalījums. Sastop pelēkas, dzeltenīgi pelēkas, sārti pelēkas un tumšsarkanas konkrēcijas, bieži tās ir joslainas un plankumainas. Dolomīta savilkumu un dzīslīņu daudzveidīgo, sazaroto formu var labi novērot konkrēcijās, kas atrodamas nobirās pie māla atsegumiem, jo no tām atmosfēras ūdeņu iedarbības rezultātā izskalots māla un smilts piemaisījums.

Konkrēciju pētījumi mikroskopā liecina, ka tajās gandrīz vienmēr ir *aleirīta un smilts drupu graudi*, kuru saturs parasti nav augstāks par 20%, bet atsevišķos gadījumos sasniedz 40%. Drupu materiāla sadalījums ir dažāds - vienmērīgs un nevienmērīgs, bet dažkārt tas ir viens no galvenajiem faktoriem, kas nosaka konkrēciju kunkuļaino un sazaroto uzbūvi. Nereti aleirīta un smilts graudi asociē ar māla ieslēgumiem.

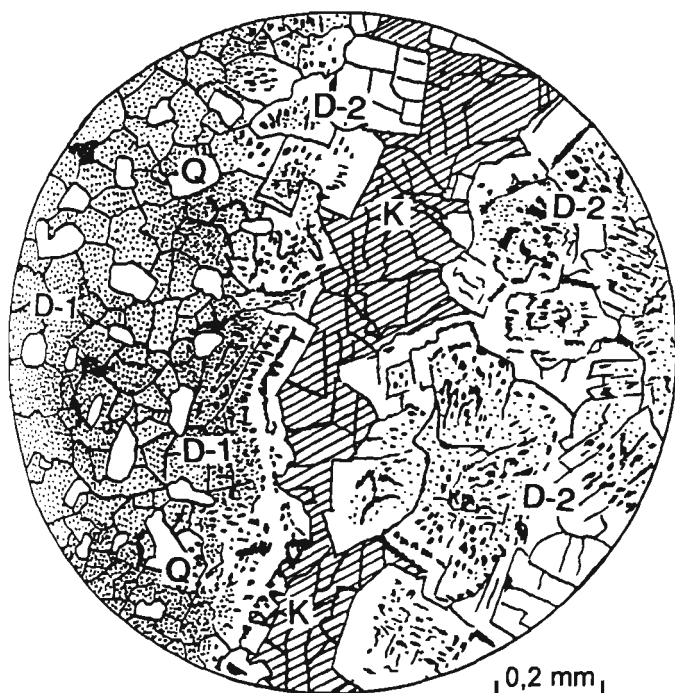
Māla saturs konkrēcijās arī ir dažāds. Tīrākajos dolomīta agregātos māla nav nemaz, citur tas ir vienmērīgi izkliedēts dolomīta kristālos un starp tiem, bet bieži veido arī no karbonātiskās pamatmasas labi norobežotas dzīslīņas, lēcveida slānīšus un lēcas. Vairākās konkrēcijās sastop līdz dažiem milimetriem lielus māla oļus. Acīmredzot, konkrēcijas augšanas gaitā ir iekļāvušas smilti, aleirītu un mālu no apkārtējiem klastiskajiem nogulumiem.

Gandrīz visām pētītajām konkrēcijām raksturīgs *Fe^{3+} oksīdu un hidroksīdu piemaisījums*. Trīsvērtīgās dzelzs savienojumi reizēm ir vienmērīgi izkliedēti konkrēcijas pamatmasā, kur rada dzeltenīgu, sārtu vai rūsganu krāsu. Citur tie īpaši koncentrējas dolomīta kunkuļos ar mazākiem kristālu izmēriem nekā konkrēciju pamatmasā. Nereti Fe^{3+} oksīdu un hidroksīdu rūsganie piemaisījumi ir sastopami vienīgi uz dolomīta kristālu robežām un padara tās kontrastainas. Dažu konkrēciju ārmalas ir īpaši bagātinātas ar šiem savienojumiem. Bieži vien Fe^{3+} savienojumi asociē ar mālaino materiālu.

Taču, kā jau minēts, dominējošais karbonātu konkrēciju komponents ir dolomīts. Pēc krāsas, kristālu izmēriem un piemaisījumu sadalījuma var izdalīt divus šī minerāla paveidus (Stinkulis, 1996).

Pirmais dolomīta paveids ir izplatītāks un veido konkrēciju pamatmasu. Šim dolomīta paveidam raksturīgi ksenomorfi, retāk hipidiomorfi kristāli (52. att.), kuri pēc

krāsas ir gaišpelēki, brūnganpelēki, brūni vai rūsgani, un nekad nav pilnīgi dzidri. Kristālu saauguma raksturs ir atkarīgs no piemaisījumu satura. Tīru vienādkristālisku dolomīta konkrēciju pamatmasā parasti ir ciešs, nereti zobains dolomīta kristālu saaugums. Savukārt, ja konkrēcijās ir ievērojams Fe^{3+} savienojumu un mālainā materiāla piemaisījums, dolomīta kristālu robežas bieži ir neskaidras, izplūdušas. Raksturīgi, ka kontaktā ar māla ieslēgumiem šo kristālu forma parasti ir pareiza - romboedriska. Drupu graudu ieslēgumus sastop gan starp šī dolomīta paveida kristāliem, gan to iekšienē.



52. att. Plānslīpējuma zīmējums: dzīslu dolomīta (D-2) agregāts ar vēlākas ģenerācijas kalcīta kodolu (K) dolomīta konkrēcijā. Kreisajā malā redzama konkrēcijas pamatmasa, kas sastāv no tumšākiem ksenomorfiem pirmā dolomīta paveida kristāliem (D-1). Pamatmasā ir daudz kvarca graudu (Q), kuru nav dzīslīnā. Konkrēcija no vidusdevona Burtnieku svītas mālu atseguma Rīgas jūras līča krastā 500 m uz ziemeļiem no Tūjas mola. Nikoli paralēli.

Pirmais dolomīta paveids ir smalk- un vidējkristālisks, bieži ar ļoti smalkkristālisks un arī rupjkristālisks piejaukumu. Šie relatīvi lieli dolomīta kristāli liecina, ka konkrēciju sākotnējā struktūra ir vāji saglabājusies - pēcsedimentācijas procesos tās ir spēcīgi pārkristalizētas. Retos gadījumos saglabājušies mikrokristālisks (reizēm ar slēptkristālisks piejaukumu) karbonāta relikti - sīki dolomīta kunkuļi un atsevišķu kristāliņu ieslēgumi lielākos kristālos vai starp tiem.

Reizēm pirmajam dolomīta paveidam raksturīgi divu atšķirīgu izmēru kristāli. Kādā konkrēcijā no Gaujas svītas māliem Rietumlatvijā mikro- un smalkkristālisks dolomīts veido ar Fe^{3+} savienojumiem intensīvi krāsotus kunkuļus, kuru diametrs sasniedz 0,5 cm, bet pārējā pamatmasa sastāv no dzidrāka ļoti smalk- un vidējkristālisks dolomīta. Citā konkrēcijā no Tūjas māla karjera (Burtnieku svīta) dažādkristālisks dolomīta sadalījums iezīmē koncentrisko uzbūvi. Smalkkristālisks dolomīts tajā veido 0,5 x 0,5 cm lielu kodolu, kas ir bagāts ar Fe^{3+} oksīdiem un hidroksīdiem. Kodolu apņem ap 0,5 cm plata dolomīta josliņa ar lielāku kristālu diametru. Bez tam koncentrisko uzbūvi uzsver arī sazarotas trīsvērtīgās dzelzs savienojumu josliņas.

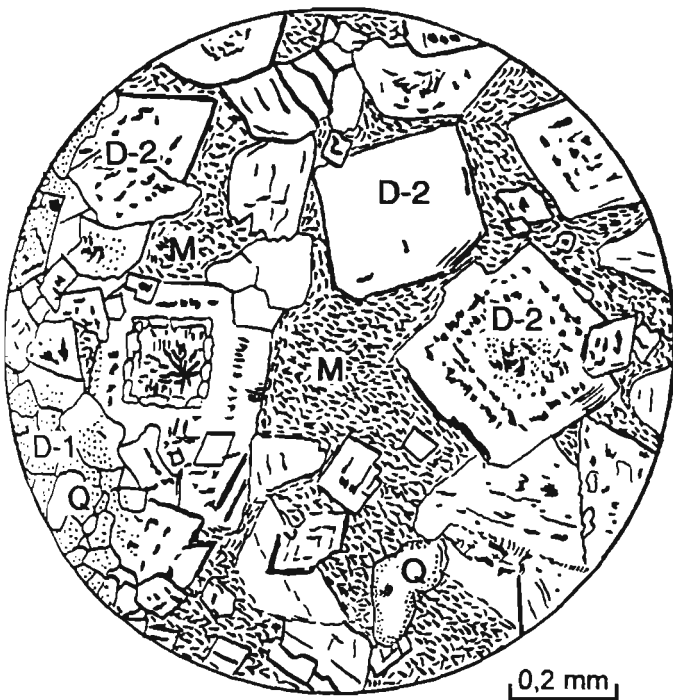
Domājams, ka pirmais dolomīta paveids pieder vissenākajai karbonātu minerālu ģenerācijai, kura pašlaik ir saglabājusies konkrēcijās. Šis dolomīta paveids dominē konkrēciju pamatmasā, tam pieder vissīkākie novērotie kristāliņi, un tas ir bagāts ar piemaisījumiem. Atbilstoši mūsdienu priekšstatiem par dolomīta veidošanos, ir maz ticams, ka dolomīts būtu primāra karbonātu konkrēciju sastāvdaļa. Acīmredzot tas ir aizvietojis kādu sākotnējo kalcija karbonāta minerālu - kalcītu, magneziālo kalcītu vai aragonītu.

Otrs dolomīta paveids arī ir sastopams lielākajā daļā konkrēciju, taču tā saturs ir nedaudz mazāks. Sakarā ar raksturīgo izplatību līdz 1,2 mm platās, dažādos virzienos orientētās dzīslās tas dēvēts par dzīslu dolomītu. Bez dzīslām šis dolomīta paveids ir sastopams arī atsevišķu kristālu vai to agregātu veidā. Dzīslu dolomītam ir raksturīgi dzidri bezkrāsaini kristāli, kuros vienmēr var novērot melnus punktveida vai sīkzarainus ieslēgumus (sk. 52. att.). Pēdējie, domājams, sastāv no slēptkristāliska karbonāta, māla, dzelzs un mangāna savienojumiem vai sulfīdu minerāliem. Melnie ieslēgumi nereti ir orientēti paralēli kristālu skaldnības plaisām. Dzīslu dolomīts parasti ir vidēj- un rupjkristālisks, atsevišķos gadījumos pat ļoti rupjkristālisks. Parasti kristāli ir ksenomorfi, reizēm ar stipri izrobotām malām, taču ar lielāku palielinājumu (20 x objektīvu) redzams, ka izrobujuma kontūras atbilst romboedriskai formai. Drupu graudu ieslēgumi dzīslu dolomītā, atšķirībā no pirmā, pamatmasai raksturīgā paveida, ir reti. Dažās konkrēcijās dzīslu dolomīts cementē pirmā dolomīta paveida agregātus, kā arī drupu graudu, māla un Fe^{3+} savienojumu matrici, kurā šie agregāti ir izkliedēti. Vietām dzīslu dolomīts ir ieaudzis pirmā dolomīta paveida agregātos pa plaisām.

Reizēm abu dolomīta paveidu izdalīšana ir nosacīta. Samērā bieži sastop dolomīta kristālus ar tumšāku kodolu, kas pēc krāsas atbilst pamatmasai, un dzidru, dzīslu dolomītam līdzīgu apmalīti. Melnie punktveida ieslēgumi parasti sastopami uz robežas starp kodolu un apmalīti. Citur var novērot pretēju parādību - kristāla kodols ir dzidrs, bet apmalīte saplūst ar dolomītisko pamatmasu. Pāreja starp dzīslīnām un konkrēcijas pamatmasu nereti notiek atsevišķu kristālu ietvaros, kas labi redzams ar ieslēgtu analizatoru. Reizēm dzīslīņu malu iezīmē rūsgana vai brūna Fe^{3+} savienojumu josliņa, kura arī šķērso lielos dolomīta kristālus. Bieži vien visu dzīslīņas platumu - dzidro kodolu un abas brūnganpelēkās apmalītes - aizņem viens dolomīta kristāls. Iespējams, ka dzīslu dolomīta augšanas gaitā vienlaicīgi daļēji pārkristalizējusies konkrēcijas pamatmasa, kura ieguvusi ar to kopīgu kristalogrāfisko orientāciju.

Tad, ja dzīslīņu vidus ir tukšs, vai arī to aizņem māls, uz šīs vidusdaļas pusi dolomīta kristālu forma parasti ir pareiza, romboedriska, kas liecina par brīvu augšanu. Bieži šeit izveidojušies arī zonāli dolomīta kristāli, kuru romboedriskais, retāk ieapaļais kodols ir bagāts ar tipiskajiem melnajiem punktveida ieslēgumiem. Kodolu apņem viena vai vairākas (maksimāli 3) dzidras, pareizas formas, zonālas apmalītes, kuras vienu no otras norobežo melno punktveida ieslēgumu josliņas (53. att.). Romboedriskus dolomīta kristālus nereti sastop arī māla lēcu vidusdaļā.

Dolomīts augšanas gaitā, domājams, atspiedis mālu, tādēļ māla adatiņas pie kontakta ar dolomīta kristāliem ir orientētas paralēli to malām.



53. att. Plānsīpējuma zīmējums: Idiomorfi, nereti zonāli dzīslu dolomīta kristāli (D-2) māla (M) lēcā, kas iekļauta dolomīta konkrēcijā. Kreisajā malā redzama konkrēcijas pamatmasa ar tumšākiem, ksenomorfiem pirmā dolomīta paveida kristāliem (D-1). Retos gadījumos gan konkrēcijas pamatmasā, gan māla lēcā sastop kvarca graudus (Q). Dolomīta konkrēcija no vidusdevona Burtnieku svītas mālu atseguma Ventas labajā krastā, 1 km lejpus Paventu mājām. Nikoli paralēli.

Dzīslu dolomīts, domājams, ir veidojies vēlāk par konkrēciju karbonātisko pamatmasu. Visdrīzāk tas ir kristalizējis jau pēc karbonātu konkrēciju litifikācijas. Par to liecina dzīslu dolomīta relatīvi lielie kristāli, izplatība dzīslīnās, kas šķērso konkrēcijas dažādos virzienos, kā arī kristalizācija kavernu un plaisu malās (sk. 52. att.). Bez tam atšķirībā no pirmā dolomīta paveida, kurš veidojies kāda agrāka kalcija karbonāta minerāla aizvietošanas procesā, dzīslu dolomīts daudzos gadījumos, acīmredzot, ir kristalizējis no jauna - t.i., dzīslu dolomīta kristāli ir auguši vietā, kur agrāk nav bijis neviens karbonātu minerāls. To pierāda jau minētās šī dolomīta paveida izplatības likumsakarības.

Retos gadījumos dolomīta dzīslu vidusdaļā sastop *calcītu*, kas veidojies vēlāk pašu beidzamo dolomīta ģenerāciju (sk. 52. att.). Konkrēcijas parauga rentgendifraktometriskā analīze liecina, ka dolomīta atstarojuma d_{104} skaitliskā vērtība ir aptuveni 2,88 Å, kas atbilst stehiometriskam dolomītam ar Ca^{2+} un Mg^{2+} jonu attiecību kristālrežģī apmēram 50/50 %.

Veidošanās apstākļi

Karbonātu agregātu saturs māla slāņkopās sasniedz 5-10%. Grūti iedomāties, kā tie varētu izgulsnēties no ūdeņiem, kas ieplūduši no augstāk un zemāk iegulošajiem ūdenscaurlaidīgajiem smilšakmeņiem. Lai gan īpaši pētījumi šajā sakarā nav veikti, šķiet apšaubāmi, ka vairāk nekā 20 m biežajos māla slāņos sastopamās smilšsainās lēcas un starpkārtiņas kontaktētu ar apkārtējiem

smilšakmeņu slāņiem, kuri būtu karbonātu veidojumu cilmavots. Nav vērojamas arī konkrēciju satura izmaiņas slāņu malās un vidusdaļā.

Drīzāk konkrēcijas ir veidojušās, pēcsedimentācijas procesos pārgrupējoties karbonātiem, kuri sākotnēji izgulsnējušies no baseina ūdens kopā ar mālainajām nogulām un bijuši tajās vienmērīgi izkliedēti. Karbonātu pārgrupēšanos varēja sekmēt mālu atūdeņošanās to nobīvēšanās rezultātā. Par labu uzskatam, ka dolomīta konkrēcijas nav veidojušās no pazemes ūdeņiem, zināmā mērā liecina kalcīta retā sastopamība tajās. Kā jau minēts, kalcītam ir visai liela loma smilšakmeņu cementā, kur tas ir kristalizējies no pazemes ūdeņiem. Ja pazemes ūdeņi būtu lielā apjomā filtrējušies arī caur smilšainajām kārtiņām mālos, domājams, ka kalcītam konkrēcijās būtu jāatrodas augstākā koncentrācijā.

Apskatāmo konkrēciju struktūra un mikrotekstūra sniedz visai maz informācijas par to veidošanās apstākļiem. Septārijas (konkrēcijas ar radiālām žūšanas plaisām), kuras ir agrīnās diaģenēzes indikatori, netika konstatētas. Parasti konkrēciju veidošanās apstākļus nosaka arī pēc organismu atlieku deformācijas, māla orientācijas tajās, mikroslānīšu izsekošanas cauri konkrēcijām apkārtējā iezī (Gautier, Claypool, 1984). Šo metožu izmantošanu apgrūtināja primārā karbonātu materiāla aizvietošanās vai pārkristalizēšanās.

Tādējādi, spriežot galvenokārt pēc atrašanās biezu māla slāņu iekšienē un niecīgā kalcīta satura, *konkrēcijas ir veidojušās sedimentogēnu karbonātu pārgrupēšanās rezultātā pēcsedimentācijas procesos, visdrīzāk diaģenēzē*, kad māls visvairāk nobīvējās un atūdeņojās.

Domājams, ka konkrēcijas veidojošais karbonātu minerāls sākotnēji nebija dolomīts. Katrā ziņā zonālie kristāli un to lielie izmēri liecina par dolomīta pārkristalizēšanos vai kāda agrīna karbonātu minerāla aizvietošanos ar dolomītu. Jaunus secinājumus varētu iegūt, nosakot izotopu (^{13}C , ^{18}O) un dažādu mikroelementu saturu - varbūt mālos un smilšakmeņos sastopamais dolomīts ir veidojies (vai pārkristalizējies) vienā stadijā? Šādu jautājumu liek uzdot dolomīta kristālu tuvie izmēri un līdzīgais piemaisījumu saturs un sadalījums. Minētās analīzes nebija iespējams veikt šī darba ietvaros, bet tās ir jāiekļauj turpmāko pētījumu metodikā.

Nenoliedzot dolomīta ģenēzes sarežģītību, jāapskata šī minerāla veidošanās iespējas karbonātu konkrēcijās. Dolomīts, acīmredzot, nav primārs minerāls, bet gan ir aizvietojojs sākotnējus kalcija karbonātus (aragonītu, kalcītu vai magneziālo kalcītu). Jau minētie secinājumi par pazemes ūdeņu ierobežoto filtrāciju māla slāņos, kā arī par kalcīta satura atšķirībām smilšakmeņos un mālos, liecina, ka dolomitizāciju ir izraisījis sedimentācijas baseina ūdens. Kā minēts arī citās šī darba nodaļās, kalcija karbonāta nogulu un kaļķakmeņu dolomitizācija jūras ūdens ietekmē tiek atzīta par vienu no iedarbīgākajiem masīvu dolomīta slāņkopu veidošanās mehānismiem Zemes ģeoloģiskajā vēsturē. Pārgrupēšanās procesā agrīnie karbonātu minerāli savu sastāvu vairs būtiski nemainīja.

Literatūrā atzīmēts, ka karbonātieži bieži tiek dolomitizēti no mālu dehidratācijas ūdeņiem, taču šāds mehānisms neatbilst Burtnieku-Amatas svītu nogulumiem sakarā ar māla slāņkopas relatīvi nelielo biezumu attiecībā pret karbonātu agregātu augsto saturu. Piemēram, pēc A. Mahnača datiem (1989), 1 m bieza kaļķakmeņu slāņa (porainība 10%) dolomitizācijai nepieciešama 400 m bieza māla slāņa dehidratācija šajā pašā teritorijā. Karbonātu konkrēciju saturs Latvijas devona mālos bieži ir ievērojami lielāks.

Tādējādi jāpieņem, ka *kopā ar mālaino duļķi sākotnēji nogulsņējās kalcija karbonāts, kurš ļoti agrīnos diaģenēzes procesos tika dolomitizēts jūras ūdens iedarbības rezultātā.*

Dolomīta veidošanās turpinājās pēcsedimentācijas procesu gaitā jau litificētās konkrēcijās. Dzidri, zonāli dolomīta kristāli (dzīslu dolomīts) aizpildīja plaisas un kavernas, kā arī auga māla lēcās un dzīslīnās. Retos gadījumos plaisas un kavernas dolomīta konkrēcijās ir aizpildījis kalcīts, kurš līdzīgi kā jau aprakstītajos karbonātu cementa agregātos ir veidojies pēc pēdējās dolomīta kristalizācijas stadijas (sk. 52. att.).

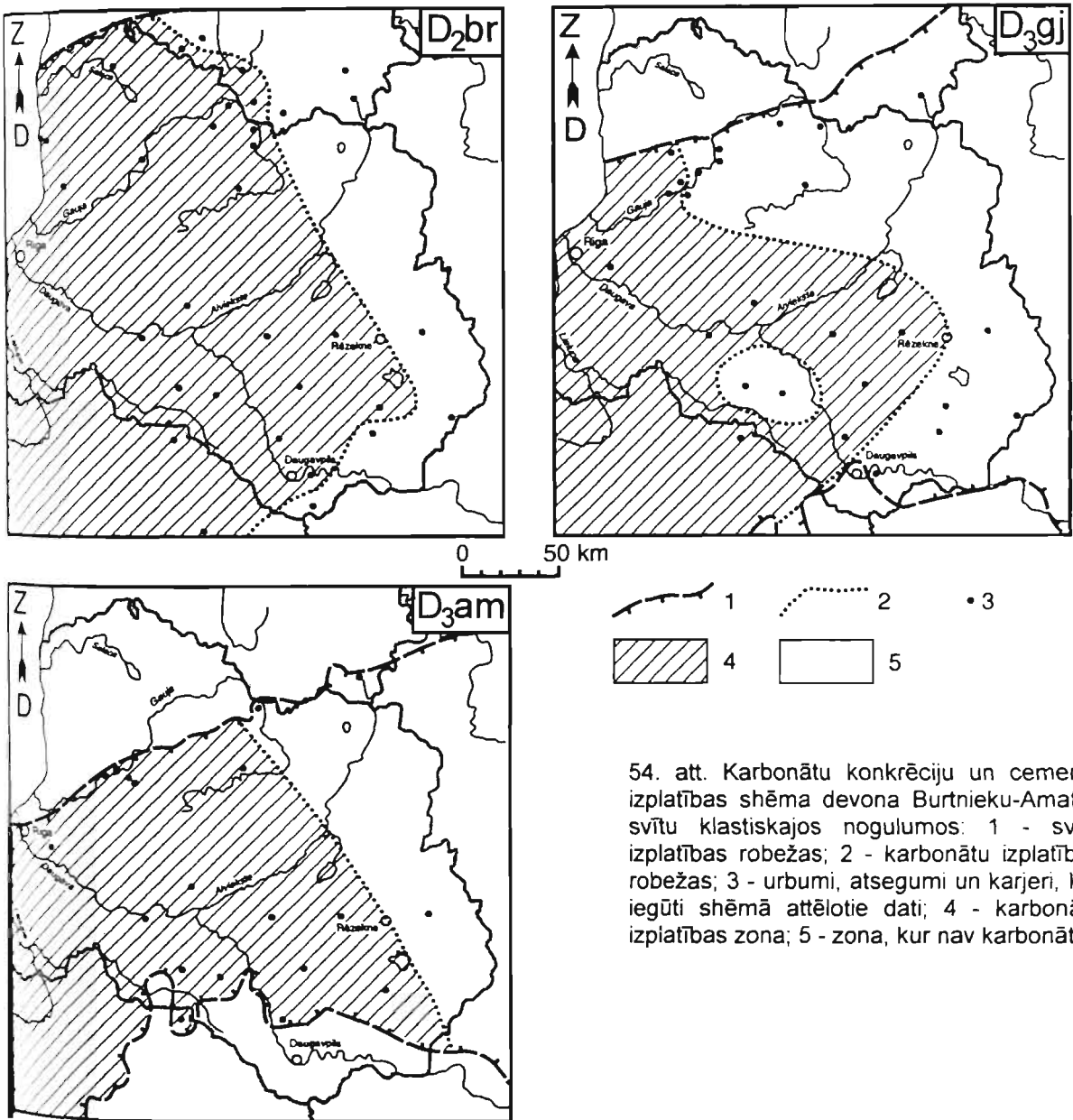
Karbonātu minerālu ģenēze un devona baseina faciālā zonalitāte

Kā jau atzīmēts, karbonātu konkrēciju saturs mālos visdrīzāk labi atspoguļo karbonātiskā materiāla sākotnējo sadalījumu nogulās. Primāra karbonātu cementa klātbūtni *smilšakmeņos* ar plānslīpējumu pētījumu palīdzību neizdevās konstatēt, lai gan datu, kas apšaubītu cementa primāru ģenēzi, arī nav.

Tādēļ ir nepieciešams apskatīt, kā karbonātu sadalījums mainās plašākā mērogā - sedimentācijas baseina teritorijā. Šajā darbā iekļautās karbonātu izplatības shēmas (54. att.), kas sastādītas pēc vairāku desmitu urbumu un atsegumu datiem, apstiprina iepriekš izdarītos novērojumus, ka karbonātu konkrēciju un cementa saturs devona klastiskajā slāņkopā pieaug no austrumiem uz rietumiem.

Labi zināma ir devona klastiskās slāņkopas cikliskā uzbūve. Gandrīz katru no vietējām stratigrāfiskajām vienībām (svītām) veido viens divdaļīgs cikls, kura apakšdaļā ir smilšaini ieži, bet augšdaļu veido māli un aleirolīti. Karbonātu izplatība katras svītas smilšainajos un mālainajos iežos aptuveni sakrīt, turpretī tā mainās no vienas stratigrāfiskās vienības uz otru: Burtnieku un Amatas svītu klastiskajos nogulumos karbonātu ieslēgumi ir vērojami visā Latvijas teritorijā, kamēr Gaujas svītas smilšakmeņi un māli ir karbonātiski galvenokārt Rietumlatvijā (sk. 54. att.).

Karbonātu saturs virzienā uz austrumiem samazinās pakāpeniski. Kurzemē Burtnieku-Amatas svītu klastiskajos nogulumos viscaur ir ļoti daudz karbonātu konkrēciju un cementa. Svītu izplatības robežu tuvumā šo veidojumu ir stipri mazāk - nereti urbumu serdēs vairākus desmitus metru biezās slāņkopās konstatēti tikai 1-3 karbonātu agregāti. Jāatzīmē, ka karbonāti ir atrasti arī tālu austrumos no shēmās redzamajām karbonātu izplatības robežām, taču šeit to sastopamība ir jau sporadiska.



54. att. Karbonātu konkrēciju un cementa izplatības shēma devona Burtnieku-Amatas svītu klastiskajos nogulumos: 1 - svītu izplatības robežas; 2 - karbonātu izplatības robežas; 3 - urbumi, atsegumi un karjeri, kur iegūti shēmā attēlotie dati; 4 - karbonātu izplatības zona; 5 - zona, kur nav karbonātu.

Svarīgi ir atzīmēt, ka līdzīgs raksturs devona slāņkopā, t.sk. Burtnieku un Gaujas svītās, ir arī smilšakmeņu un mālu minerālu asociāciju un krāsas teritoriālajām izmaiņām. Austrumu reģionos klastiskie nogulumu izceļas ar augstu kvarca, cirkona, turmalīna un kaolinīta saturu, kas samazinās uz rietumiem. Austrumos šiem nogulumiem ir raksturīga gan pelēka, gan sarkana krāsa, kamēr Rietumlatvijā krasi dominē sarkani smilšakmeņi un māli. Pēc V. Kurša datiem (1975, 1992) šī zonalitāte norāda uz dēdēšanas procesu atšķirībām galvenajā sanesu avotā - Baltijas vairogā. Tektoniski aktīvie sanesu avota rietumu un centrālie bloki piegādāja baseinā vidēji

sadēdējušu materiālu, turpretī tektoniski stabilākajos Baltijas vairoga austrumu blokos izveidojās illīta-kaolinīta dēdējumgaroza, no kuras baseina austrumu daļā pieplūda materiāls ar augstu dēdēšanas pakāpi.

Tīri kvarca smilšakmeņi un pelēku, treknu mālu lēcas - attīstītas dēdējumgarozas pārskalošanas produkti - Gaujas svītā ir izsekojami tālāk uz rietumiem nekā Burtnieku un Amatas svītās. Kā jau minēts, tieši Gaujas svītā vistālāk rietumos sastop arī nogulumus bez karbonātu cementa un konkrēcijām.

Sakritība ar klastisko nogulumu minerālu asociāciju izmaiņām parāda, ka karbonāti visdrīzāk ir sedimentogēni veidojumi, kuri izgulsnējās no baseina ūdens kopā ar smilti un mālu. Baseina rietumos ūdens bija piesātinātāks attiecībā pret karbonātiem, nekā tā austrumu daļā. Iespējams, ka to noteica augstāks karbonātu saturs no sanesu avota rietumu blokiem transportētajā materiālā, taču nav izslēgts arī, ka baseina rietumu daļā bija mazāk intensīva saldūdens pieplūde.

Augšminētās karbonātu sadalījuma īpatnības vidus-augšdevona klastiskajos baseinos ir svarīgi salīdzināt arī ar Franās griezuma karbonātiskās daļas (Pļaviņu-Daugavas svītu) baseinu raksturu. Pļaviņu, Salaspils un Daugavas laikposmu baseinos virzienā no rietumiem uz austrumiem mālāinus un ģipšainus dolomītus nomaina sākumā tīri dolomīti, bet pēc tam arī kaļķakmeņi. Šie nogulumi atspoguļo sedimentācijas baseina raksturu - austrumos tas savienojās ar atklātu jūru, bet uz rietumiem daļēji norobežojās no tās, tādēļ ūdens kļuva sāļāks. Arī Burtnieku-Amatas svītu nogulumos karbonātu saturs pieaug virzienā no austrumiem uz rietumiem, kas, domājams, liecina par augstāku jūras ūdens sāļumu rietumos. Vidus-augšdevona klastisko iežu pāreja uz Franās stāva karbonātisko un ģipšaino slāņkopu ģeoloģiskajā griezumā atbilst kopīgam lielum sedimentācijas baseina attīstības ciklam. Neskatoties uz nogulumu sastāva ievērojamajām izmaiņām, kopīgo faciālās zonalitātes tendenču saglabāšanās viena cikla ietvaros šķiet visai loģiska. Tas ir vēl viens apstiprinājums karbonātu minerālu primārai ģenēzei Burtnieku, Gaujas un Amatas svītu klastiskajos nogulumos.

Ūdens filtrācija no pārsedzošajiem Franās stāva karbonāt- un sulfātiežu slāņiem, domājams, nav ietekmējusi karbonātu veidošanos klastiskajos nogulumos tāpēc, ka devona klastiskajā slāņkopā sastop vairākus desmitus metru biezas māla kārtas, caur kurām šķīdumu migrācija ir grūti iedomājama. Bez tam karbonātu izplatība ievērojami atšķiras katrā apskatītajām svītām, ko nevar izskaidrot ar ūdens infiltrāciju no kopīgas pārsedzošās slāņkopas.

Cementa un konkrēciju pēcsedimentācijas izmaiņas

Kā secināts pētījumu rezultātā, karbonātu saturs devona klastiskajā slāņkopā, domājams, atbilst to sākotnējam saturam nogulās. Pēcsedimentācijas izmaiņas ir ietekmējušas vienīgi karbonātu cementa un konkrēciju agregātu formu, izmērus un dārgrupēšanos.

Diagenēzes stadijā (4. tab.) pusšķidrējās mālainajās nogulās pārgrupējās sākotnēji vienmērīgi izkliedētais karbonātiskais materiāls. Tas savilkās neregulāras formas *konkrēcijās*, kuras bieži sastop smilšainākajās lēcās un kārtiņās ar paaugstinātu ūdenscaurlaidību. Arī *smilšainajās nogulās* diagenēzes stadijā notika *zināma karbonātu minerālu migrācija*, kuras pazīmes gan ir grūti atšķirt no vēlāku pēcsedimentācijas stadiju veidojumiem.

Vissenākajai pašlaik sastopamajai karbonātu minerālu ģenerācijai gan smilšakmeņu cementā, gan konkrēcijās mālainajos nogulumos pieder *dolomīts*. Visdrīzāk dolomīts veidojās jau diagenēzē sedimentācijas baseina ūdens ietekmē, jo ir grūti iedomāties citu magnija avotu karbonātu konkrēciju pilnīgai dolomitizācijai dažus desmitus metru biezo mālaino slāņkopu ietvaros, kur pazemes ūdeņu pieplūde ir bijusi ierobežota. Dolomitizācija mālu dehidratācijas rezultātā ir apšaubāma. Lai gan tiešu pierādījumu tam nav, visticamāk, ka smilšakmeņu karbonātiskā cementa dolomitizācija norisinājās analogi - diagenēzes stadijā. Dolomīta agrīnā veidošanās karbonātu konkrēcijās un cementā zināmā mērā kalpo par vēl vienu *pierādījumu vidus-augšdevona robežslāņkopas klastisko nogulumu marīnajai ģenēzei* - jūras ūdenī ir augsta Mg/Ca attiecība, kas labvēlīga dolomitizācijai, bet ievērojama kontinentālo (upju un ezeru ūdeņu) ietekme šo attiecību būtiski samazina.

Domājams, ka lielākā daļa pašlaik sastopamo dolomīta veidojumu gan smilšakmeņos, gan mālos ir radušies agrāko šī minerāla ģenerāciju pārkristalizēšanās rezultātā. Nav izslēgta arī zināma dolomīta pārgrupēšanās. Visdrīzāk *dolomīta pārkristalizēšanās* sākās diagenēzē un turpinājās jau kataģenēzes stadijā, un tās rezultātā veidojās pirmais dolomīta paveids karbonātu konkrēcijās, kā arī pilnkristāliskais, bieži poikilotopiskais šī minerāla cements smilšakmeņos. Diagenēzē un kataģenēzes sākumstadijā smilšakmeņu plātnes un dzīslas ar dolomīta cementu, kā arī karbonātu konkrēcijas, acīmredzot, ieguva savu pašreizējo formu, kura kataģenēzes beigu posmā un hiperģenēzē būtiski nemainījās.

Kā jau atzīmēts, Gaujas svītas nogulumos Muižarāju atsegumā Abavas kreisajā krastā sastop īpatnēju konglomerāta slāni. Tajā konstatēti *māla oļi, kuru ārējās apmalītēs var novērot lielus dolomīta romboedrus*. Iespējams, ka šie romboedri ir auguši vienlaicīgi ar māla oļu nobīvēšanos - caur smilšainajiem nogulumiem migrējošo šķīdumu un māla dehidratācijas fluīdu mijiedarbības rezultātā. Visreālāk arī šis process ir attiecināms uz diagenēzi un kataģenēzes sākumstadijām. Arī *dolomīta agregāti bez drupu gaudiem*, kurus vietām sastop smilšakmeņos ar karbonātu cementu, domājams, ir diagenēzes vai kataģenēzes stadijā aizpildījuši iežu kavernas.

Kataģenēzes stadijā veidojās otrs karbonātu konkrēcijās izdalītais dolomīta paveids - *dzīslu dolomīts* (sk. 4. tab.). Par kristalizāciju pēc iežu un pašu konkrēciju litifikācijas liecina tā izplatība dažādos virzienos orientētās dzīslīnās, kā arī dažkārt novērojamā asociācija ar plaisām. Domājams, ka aptuveni vienlaicīgi ar dzīslu dolomīta veidošanos ir norisinājies tāds process kā *dolomīta kristālu zonālo apmalīšu*

augšana, kas arī izpaudās galvenokārt karbonātu konkrēcijās. Dolomīta kristāliem maksimāli ir 3 zonālas apmalītes, kuras ir dzidras un tikai vietām satur melnus punktveida ieslēgumus, tādējādi pēc visām pazīmēm līdzinās dzīslu dolomītam.

4. tab.

Karbonātu agregātu veidošanās un pēcsedimentācijas izmaiņas devona smilšakmeņos un mālos

<i>Procesi un veidojumi</i>	<i>Dia- ģenēze</i>	<i>Kata- ģenēze</i>	<i>Hiper- ģenēze</i>
Karbonātu konkrēciju veidošanās	■		
Dolomīta cementā sastopamo slēptkristālisko agregātu veidošanās	■		
Dolomīta cementa veidošanās smilšakmeņos	■	■	
Pirmā dolomīta paveida veidošanās konkrēcijās	■	■	
Dolomīta kristālu veidošanās māla oļu apmalītēs	■	■	
Tīru karbonātu agregātu (kuros nav drupu graudu) veidošanās smilšakmeņos	■	■	
Dzīslu dolomīta veidošanās konkrēcijās		▨	■
Dolomīta kristālu zonālo apmalīšu veidošanās karbonātu konkrēcijās		▨	■
Vizlu kaolinizācija un hidratācija		■	
Kvarca un laukšpata reģenerācija		■	
Kalcīta cementa veidošanās smilšakmeņos			■
Kalcīta kristālu veidošanās konkrēciju kavernās			■
Kalcīta cementa agregātu lodveida formas veidošanās			▨
Fe ³⁺ oksīdu un hidroksīdu veidošanās			▨

Apzīmējumi:

■ Nozīmīga stadija

▨ Maznozīmīga vai mazāk iespējama stadija

Tipiski kataģenētiski procesi Latvijas devona smilšakmeņos ir *kvarca un laukšpata reģenerācija, kā arī vizlu hidratācija un kaolinizācija* (Куршс, 1975). Šie procesi norisinājās sakarā ar zināmu iežu nobīvēšanos un šķīšanas procesiem drupu graudu kontaktzonās. Ne kvarca un laukšpata reģenerācija, ne arī vizlu izmaiņu procesi netika īpaši pētīti šī darba ietvaros, taču tie ir vērtīgi kā atskaites punkts dažādu karbonātu ģenerāciju veidošanās stadijas interpretācijā. Kā jau atzīmēts, tika atrasti vairāki laukšpata kristāli, kuriem kalcīts ir korodējis reģenerācijas apmalīti. Turpretī, agregātos ar dolomīta cementu netika konstatēti ne reģenerēti laukšpati, ne arī korodēti drupu graudi. Iespējams, ka tas norāda uz

kalciņa veidošanos pēc laukšpata reģenerācijas, bet dolomīta kristalizāciju pirms tās, taču šādam apgalvojumam vēl nedod pamatu pārāk nelielais novērojumu skaits.

Kalcīta cements smilšakmeņos ir veidojies vēlāk par pēdējo dolomīta kristalizācijas stadiju. Uz to norāda jau aprakstītais abu minerālu saaugums. Līdzīgu slēdzienu var izdarīt attiecībā uz *kalcītu, kas audzis karbonātu konkrēciju kavernās* un bieži kontaktē ar pareizas formas zonāliem dolomīta kristāliem. Gan kalcīta cements smilšakmeņos, gan šī minerāla kristāli karbonātu konkrēcijās mālajos nogulumos ir veidojušies pazemes ūdeņu iedarbības rezultātā. Kalcīta sporadiskā klātbūtne mālajos nogulumos sastopamajās konkrēcijās pretstatā plašajai izplatībai smilšakmeņu cementā īpaši uzsver to, ka pazemes ūdeņi minimāli iespaidojuši karbonātu konkrēcijas, tādēļ šos ūdeņus nevar uzskatīt par magnija avotu dolomitizācijai.

Hiperģenēzes stadijā (sk. 4. tab.) smilšakmens agregāti ar kalcīta cementu ir ieguvuši raksturīgo *lodveida formu*, pēc kuras tie pazīstami kā lodīšu smilšakmeņi. Domājams, ka smilšakmens agregāti ar kalcīta cementu ir apšķīduši tādu atmosfērā ūdeņu iedarbības rezultātā, kuri bija nepiesātināti attiecībā uz kalcija karbonātu. Šīs formas veidošanos nevar izskaidrot ar ieapaļu kalcīta kristālu augšanu, jo porainajos smilšakmeņos karbonātu kristāliem ir visas iespējas iegūt kristalogrāfiski pareizu formu, par ko liecina arī cita karbonātu minerāla - dolomīta - poikilotopu romboedriskās kontūras. Visticamāk, ka lodītes ir kalcīta rozetes, kuras šķīšanas dēļ zaudējušas tikai asās šķautnes, bet ne formas pamatiezīmes.

Hiperģenēzes stadijā, domājams, ir notikusi visaktīvākā dzelzs savienojumu migrācija, kā arī *Fe³⁺ oksīdu un hidroksīdu plankumu un joslu veidošanās* karbonātu cementa agregātu malās un to iekšienē. Nav izslēgts, ka kalcīta cementa šķīšana un Fe³⁺ savienojumu uzkrāšanās ir sākusies jau kataģenēzē.

KALĶĀKMEŅU-DOLOMĪTU PĀREJAS ZONA FRANAS STĀVA GRIEZUMĀ

Krasu faciālo izmaiņu zona Latvijas austrumdaļas augšdevona karbonātiežos ir pazīstama jau sen - kopš K. Grevinga pētījumiem 1861. gadā. Pirmie plašākie dati par Latvijas austrumdaļas karbonātiežiem un to organismu kompleksu ir iegūti šī gadsmīta 20.-40. gados (E. Krauss, N. Delle, I. Mamantovs un H. Bīlenšteins). Pētījumi gan veltīti galvenokārt šīs slāņkopas stratigrāfiskā iedalījuma precizēšanai un nogulumu sastāvs raksturots nedaudz. Pētījumu gaitā ievāktas kaļķakmeņu un dolomītu kolekcijas, daļa no kurām atrodas LU Ģeoloģijas muzejā.

Pleskavas apgabalā 1930.-60. gados aktīvi strādāja R. Hekers un D. Obručevs, kuru darbi ievērojami izmainīja priekšstatus par Franās laikmeta nogulumu veidošanās apstākļiem Veļikajas upes baseinā un kaimiņreģionos. Viņu secinājumi kalpoja par pamatu virknei turpmāko stratigrāfisko, paleontoloģisko un paleoģeogrāfisko pētījumu.

Augšdevona nogulumus kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonā (Vjadas, Kiras, Kuhvas, Liepnas, Pededzes un citu upju krastos) 1938.-44. gados pētījuši A. Mutulis, I. Mamantovs un N. Delle, lai noskaidrotu sārti pelēko Linavas dolomītu (Daugavas svīta) izplatību un ieguves iespējas būvakmeņu ražošanai. Ievākti paraugi, kuru petrogrāfisko sastāvu īsumā aprakstījis J. Bite, izmantojot arī plānslīpējumu pētījumus. Raksturota galvenokārt iežu struktūra un karbonātu minerālu attiecības ar mālu un dzelzs savienojumiem, kas nosaka iežu krāsu un mehānisko izturību, bet nav datu par kalcīta un dolomīta saauguma raksturu.

1946.-49. gados V. Melzoba un R. Ozolas vadībā (Melzobs, Ozola, 1948; Ozola, 1949) pētīti daudzi dabīgie atsegumi un veikts viens urbums ziemeļaustrumu Latvijā ar nolūku precizēt šī reģiona iežu sastāvu, stratigrāfisko iedalījumu un tektonisko struktūru. Lai gan kaļķakmeņu-dolomītu rindas iežu sastāvs un uzbūve ir raksturota makroskopiski, plānslīpējumu izgatavošana un pētījumi netika veikti.

Plaša mēroga tematiskie darbi 60. gados veltīti Latvijas augšdevona nogulumu sastāvam, stratigrāfijai un faciālajai zonalitātei (Лиепиньш, Аболкалнс, Гравитис и др, 1964; Сорокин, Савваитова, Гравитис, 1967). To rezultātā sastādītas dažādu šīs nodaļas svītu litoloģiski faciālās kartes un griezumī pa visu Latvijas teritoriju, aptverot arī kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonu.

Latvijas Franās stāva karbonātiežu struktūras, tekstūras, veidošanās apstākļi un pēcsedimentācijas izmaiņas ir apskatītas R. Ulstes zinātniskajā rakstā (1963). Blakus citiem iežiem izdalīti arī vairāki dolomitizēto kaļķakmeņu paveidi. Secināts, ka visi Franās stāva dolomīti ir vai nu sedimentogēni, vai sedimentogēni-diaģenētiski. Pēdējai grupai R. Ulste pieskaita arī zonālos dolomīta romboedrus mikrokristāliskos kaļķakmeņos, kuri raksturīgi Austrumlatvijas augšdevona slāņkopai. Konstatēts, ka karbonātiežus lielā mērā skārusi dedolomitizācija un vietām veidojušies sekundārie kaļķakmeņi.

P. Liepiņš (1963a) atzīmējis, ka Austrumlatvijā Daugavas svītas nogulumos sastop arī tādus dolomītus, kas veidojušies vēlākos pēcsedimentācijas izmaiņu procesos. To viņš pierādījis ar sekojošiem faktiem: sastop dolomītiežus ar reliktu organogēno struktūru; dolomitizācijas procesiem ir bijusi saistība ar plaisām un tārpu ejām.

V. Grāvītis (1967), izmantojot griezumumu petrogrāfiskā sastāva un ritmiskas uzbūves analīzi, kā arī pētot organismu atliekas, precizējis kaļķakmeņu un dolomītu izplatības likumsakarības Franā stāva griezumā Gulbenes ieplakā. Dažās griezuma daļās konstatēts, ka kaļķakmeņi ir dolomitizēti, sākot no slāņu augšējā kontakta uz leju.

V. Sorokins savā monogrāfijā (1978) un daudzos citos darbos detalizēti raksturojis Franā stāva karbonātiežu slāņkopas sastāvu, veidošanos un izplatību. Secināts, ka Latvijas devona nogulumos sastop divus dolomīta paveidus, pirmais no kuriem ir sedimentogēni diaģenētisks (?), bet otrs veidojies pēcsedimentācijas procesos, magnija savienojumiem migrējot no tos pārsedzošajiem vai zemāk iegulošajiem pirmā paveida dolomītiem.

Minēts fakts par "pasīvo dolomitizāciju" (selektīvu kalcīta šķīšanu dolomītā) Franā stāva slāņkopā Austrumlatvijā un Centrālās Latvijas austrumu daļās. Noskaidrots, ka izšķīstot kalcītiskajiem organismu skeletiem, kā arī dolomīta kristālu kalcīta kodoliem un iekšējām josliņām, veidojās poras un vietām uzkrājās dolomītmilti. Ar mikroskopa palīdzību konstatēts, ka pēdējie sastāv no zonālo romboedru ārējām apmalītēm. Detalizēti raksturoti dažādi senie dedolomitizācijas veidojumi, t.sk. sekundārie kaļķakmeņi augšdevona karbonātiežos (Сорокин, 1967).

V. Sorokina publikācijām pievienotas detalizētas dažādu Franā laikmeta posmu litoloģiski paleoģeogrāfiskās kartes, kurās atspoguļots arī kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas nogulumu sastāvs un organismu kompleksi.

Daudz jaunu materiālu par Franā stāva karbonātiežu sastāvu un izplatību Ziemeļaustrumu Latvijā ir iegūts 1:200 000 mēroga ģeoloģiskās kartēšanas darbos (Панов-Иванов, Дубрава, Чуманова и др., 1962; Янкин, Мурниекс, Мурнице и др., 1975; Каяк К., Каяк Х., Кивисилла и др., 1975). Pamatojoties uz ģeoloģiskās kartēšanas materiāliem, T. Arharova un L. Birgere ir sastādījušas Pļaviņu, Salaspils, Daugavas un citu devona svītu litoloģiski faciālās shēmas un ģeoloģiskos griezumus, kurās atspoguļota kaļķakmeņu un dolomītu fāciju robeža Latvijas ziemeļaustrumos (sk. 5. un 7. att.). Šie griezumi un kartes ir pievienoti darbam par Latvijas ģeoloģiju un derīgajiem izrakteņiem (Геологическое строение ..., 1979).

Visu minēto plašo un detalizēto pētījumu gaitā ir ievērojami precizēts visas Latvijas, tajā skaitā arī kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas stratigrāfiskais iedalījums, paleoģeogrāfiskie apstākļi un faciālā zonalitāte.

Šī darba uzdevumos ietilpa noskaidrot iepriekšējos gados mazāk pētītus jautājumus: precizēt dolomīta izplatības formas, struktūru un attiecības ar citiem karbonātu minerāliem. Kopā ar agrākajos datos lietotajām tradicionālajām sedimentoloģijas pētījumu metodēm darbā veikti arī krāsotu plānslīpējumu pētījumi,

bet dati par galveno katjonu saturu dolomīta kristālos iegūti pēc rentgendifraktometriskās un elektronu mikrozondes analīzes datiem. Tā rezultātā tika precizēta karbonātu minerālu veidošanās secība, ieskaitot dolomitizācijas procesu norises laiku un mehānismu. Disertācijas darba rezultāti ir daļēji atspoguļoti 18. Eiropas reģionālās sedimentoloģijas konferences tēzēs (Stinkulis, 1997a) un LU zinātnisko konferenču tēzēs (Stinkulis, 1996a, 1997b).

Dolomīta veidošanās ir viena no šī gadsimta lielākajām sedimentoloģijas problēmām, un daudzi tās aspekti vēl eksistē kā "baltie plankumi" zinātnē par nogulumiežiem. Tādēļ, pirms tiek raksturoti Austrumlatvijas augšdevona karbonātiežu un tajos izplatītā dolomīta pētījumu rezultāti, būtu vērts apskatīt dolomīta ģenēzes problēmu un mūsdienu pieredzi šajā jautājumā.

Dolomītu veidošanās apstākļi un mūsdienu stāvoklis to pētījumos

Lai gan dolomīti Zemes garozā ir gandrīz tikpat izplatīti kā kaļķakmeņi, tomēr to ģenēze vēl arvien ir neskaidra. Mūsdienās ir zināmi vairāki minerāla dolomīta veidošanās mehānismi, bet nav zināms, kurš vai kuri no tiem bija par iemeslu, lai izveidotos simtiem metru biezās paleozoja un mezozoja dolomītiežu slāņkopas, kas aizņem tūkstošiem kvadrātkilometru lielas platības. Bez tam līdz šim nav izdevies sintezēt dolomītu laboratorijā normālās temperatūrās - t.i. zem 100°C. Tas nedod iespēju novērtēt fizikāli ķīmiskos apstākļus, kuros pārsvarā ir veidojušies dolomīti Zemes ģeoloģiskajā vēsturē. Nav līdz galam skaidrs arī, kādu faktoru iespaidā agrāk izveidojušies smalkkristāliski un poraini dolomīti ar laiku pārveidojas rupjkristāliskos, izturīgos dolomītos ar nelielu porainību, kādi tagad ir tipiski paleozoja nogulumiem (Cander, 1994). Neskaidrie jautājumi par dolomīta veidošanās vietu, mehānismu, fizikāli ķīmiskajiem faktoriem un pēcsedimentācijas izmaiņām nosaka t.s. "*dolomīta problēmas*" būtību.

Kainozoja nogulumos un it sevišķi kvartāra slāņkopā dolomīta saturs ir niecīgs, kamēr mezozoja un paleozoja nogulumos dolomītieži bieži vien dominē. Tie ir izplatīti pārsvarā seklūdēns marīnos nogulumos, tādēļ šķiet loģiski, ka jūras ūdenim ir bijusi zināma loma šo dolomītu veidošanās procesā. Tomēr dolomīta veidošanās tieši no jūras ūdens mūsdienās nav konstatēta.

Jaunākie pētījumi gan liecina par izkliedētu dolomīta kristālu klātbūtni dziļūdēns baseinu nogulumos, kuri veidojušies pēc juras perioda (Lumsden, 1985, 1988; citēts: Mukhopadhyay, Chanda, Fukuoka et al., 1996). Šis dolomīts, domājams, pēc ģenēzes ir visai agrīns, bet ne primāri sedimentogēns. Ņemot vērā niecīgo dolomīta saturu jūras dziļūdēns nogulumos (vidēji 1 %) un milzīgu dolomīta ķermeņu klātbūtni seklūdēns nogulumos, šos dziļūdēns dolomītus nevar izmantot kā kritēriju seno dolomītu ģenēzes noskaidrošanai.

Dažādi savienojumi izgulsnējas no šķīdumiem, ja tie atrodas pārsātinājumā. Jūras ūdens ir pārsātināts attiecībā pret kalcītu, magneziālo kalcītu un aragonītu, un tieši šie minerāli arī veido dažāda dziļuma jūrām un okeāniem raksturīgos

karbonātiskos nogulumus. Taču arī dolomīts jūras ūdenī ir pārsātināts, pie tam vēl lielākā mērā nekā kalcīts. To nosaka Mg^{2+}/Ca^{2+} attiecība jūras ūdenī 5,2:1 mol %, kas ir labvēlīgāka kalcija-magnija karbonāta, nevis tīra kalcija karbonāta veidošanās procesam. Kāpēc gan dolomīts neveidojas no jūras ūdens, ja tas ir pārsātināts? Uzskata, ka galvenokārt traucē kinētiskas¹ barjeras (Morrow, 1982a; Tucker, Wright, 1990):

- karbonāta ātrā sedimentācija no pārsātināta, koncentrēta šķīduma kavē kalcija un magnija nodaļšanos slāņos, kuri raksturīgi dolomīta kristālrežģim, līdz ar to drīzāk veidojas kalcija karbonāti;
- Mg^{2+} jons jūras ūdenī hidratējas lielākā mērā nekā Ca^{2+} , kas traucē tā savienošanos ar CO_3^{2-} un izsauc ar kalciju bagātu savienojumu veidošanos;
- zema CO_3^{2-} aktivitāte jūras ūdenī kavē magniju saturošu karbonātu minerālu nogulsnešanos, bet mazākā mērā traucē kalcija karbonātu veidošanos.

Vēl jo vairāk, kinētiskās barjeras nav vienīgais šķērslis, lai veidotos dolomīts. D. Morovs savā rakstā (1982b) uzskatāmi ilustrējis, ka nepieciešama gan magnija un karbonāta piegāde pietiekamā apjomā, gan atbilstošs pieplūdes mehānisms, gan arī labvēlīgi ģeokīmiskie apstākļi vietā, kur veidojas dolomīts. Tomēr, neskatoties ne uz ko, dolomīti ir vieni no Zemes garozā bieži sastopamajiem nogulumiežiem. Lai izskaidrotu veidus, kā dabā tiek pārvarētas kinētiskās barjeras un citi minētie šķēršļi dolomīta kristalizācijas un kaļķakmeņu aizvietošanās ar dolomītu (dolomitizācijas) procesam, literatūrā tiek apskatīti vairāki atšķirīgi dolomitizācijas modeļi. Mūsdienās tos iedala piecās kategorijās (Tucker, Wright, 1990):

Evaporītu (sebhās²) modelis ir galvenais mūsdienu dolomītu veidošanās mehānisms, kurš tādēļ ir labi pētīts. Atbilstoši evaporītu modelim, dolomīts veidojas arīdā klimatā seklu jūru litorālajā un supralitorālajā zonā, kā arī lagūnās un ezeros ar paaugstinātu sāļumu. Smalku dolomīta kristāliņu augšanu pārsvarā garioņu veidā šeit sekmē Mg/Ca attiecības paaugstināšanās, ko nosaka ģipša un aragonīta kristalizācija pirms dolomīta, CO_2 satura paaugstināšanās un SO_4^{2-} satura pazemināšanās. Bez tam kontinentālo un jūras ūdeņu sajaušanās dažādās proporcijās un iztvaikošana noved pie tā, ka šķīdums iegūst specifisku ķīmisko sastāvu ar augstāku dolomitizācijas potenciālu. Ir atzīmēta arī dolomīta garioņu veidošanās no tikai nedaudz modificēta jūras ūdens, kas sūcas cauri nogulām plūdmaiņu procesu rezultātā. Dolomītu veidošanās pēc evaporītu modeļa mūsdienās ir atzīmēta Bahamu salās, Floridā, Persijas līča dienvidu malas sebhās, Kurongas lagūnā un dažos sālsezeros Austrālijā, lagūnās ar paaugstinātu sāļumu Kuveitā u.c. Modelim ir daudz piemēru senajos nogulumos.

¹ **ĶĪMISKĀ KINĒTIKA** - ķīmisko reakciju ātrums un faktori, no kuriem tas atkarīgs, ķīmisko reakciju mehānisms un katalīzes procesi (pēc Kļaviņa un Breiča, 1965).

² **SEBHA** (angļu val. sabkha) - plaša un ļoti līdzena zemiene arīda klimata reģionos jūru piekrastē. Sebhās periodiski mijas jūras ūdens uzplūdi un žūšanas procesi, tādēļ lielā daudzumā veidojas evaporīti un karbonātu minerāli. Liela loma minerālu ģenēzē ir kapilārajiem procesiem.

Cauršūķšanās-atplūdu dolomitizācijas modeļa shēma ir sekojoša: dolomitizējošie fluīdi ir lagūnas ūdeņi vai litorālā līdzenuma poru ūdeņi, kuros iztvaikošanas un tai sekojošas ģipsa nogulsnešanās rezultātā paaugstinās Mg/Ca attiecība. Šie relatīvi blīvie ūdeņi filtrējas zemāk iegulošajos karbonātiskajos nogulumos, kuru poru ūdeņu blīvums ir mazāks. Lai gan nav labu mūsdienu analoģu (tikai lokāli veidojumi Kanāriju salās un Karību jūras Sanandresas salā), cauršūķšanās-atplūdu modelis bieži tiek pielietots seno dolomītu griezumiem (piemēram, Ziemeļrietumeiropas augšperma dolomīti, Teksasas apakškrīta Edvarda svīta).

Jaukto atmosfēras un jūras ūdeņu dolomitizācija ir modelis, atbilstoši kuram dolomīts veidojas kontinentālo gruntsūdeņu un jūras ūdeņu sajauķšanās zonā. 70-80. gados šis modelis ieguva plašu atzinību pēc B. Hanševa, K. Badiozamani un L. Lenda darbiem. Dolomīts atrodas jūras ūdenī augstākā pārsātinājumā nekā kalcīts. Pēc minēto autoru datiem, jūras ūdenim sajaucoties noteiktās attiecībās ar gruntsūdeni, tas vēl aizvien ir pārsātināts attiecībā pret dolomītu, bet nepiesātināts attiecībā pret kalcītu, kas rada termodinamiskus¹ priekšnoteikumus dolomīta ģenēzei. Vēlākos gados jaukto ūdeņu modelis gan ir spēcīgi kritizēts (Machel, Mountjoy, 1986; Hardie, 1987) sakarā ar neprecizitātēm dolomitizācijas mehānisma pamatojumā no ķīmijas viedokļa un ar to, ka plaši izplatītajās mūsdienu jaukto ūdeņu zonās dolomīts ir ārkārtīgi rets. Iespējams, ka gruntsūdeņu un jūras ūdeņu sajauķšanās zonā vienīgi tiek daļēji novērstas dolomitizācijas kinētiskās barjeras, ko tīrā jūras ūdenī nosaka augstā jonu aktivitāte. Mūsdienās jaukto ūdeņu modeli tā sākotnējā veidā praktiski nelieto.

Dolomitizācija slāņkopu iegrimšanas rezultātā tiek uzskatīta par reālu un iedarbīgu modeli. Galvenais šī modeļa mehānisms ir šelfa dziļākās daļas mālaino nogulumu dehidratācija un minerālā sastāva izmaiņas to noblīvēšanās rezultātā, kam seko ar Mg²⁺ bagātināto fluīdu ieplūšana blakus iegulošajos seklāka ūdens karbonātiskajos nogulumos. Minētais modelis ir plaši pielietots daudzu seno dolomītu ģenēzes izskaidrošanai (augšdevona Mjetas biohermi Albertas provincē Kanādā, kembrija Boneterras dolomīti Misūri štata dienvidaustrumu daļā ASV, devona Lostburro svītas dolomīti Kalifornijas štatā ASV, apakškarbona Pendlsaidas kalķakmeņi Bovlendas baseinā Ziemeļanglijā u.c.), bet, domājams, nav attiecināms uz Latvijas devona dolomītiem sakarā ar biezu māla slāņkopu trūkumu un nepietiekamu iegrimšanu ģeoloģiskās attīstības vēsturē.

Dolomitizācija no jūras ūdens ir process, kurš ir ieguvis plašu ievērību tieši pēdējos gadu desmitos. Daudzos literatūras avotos minēts uzskats, ka jūras ūdens tikai nelielas sastāva modifikācijas rezultātā var kļūt par dolomitizējošu šķīdumu.

¹ĶĪMISKĀ TERMODINAMIKA - dažādu enerģijas veidu savstarpējā pārvērsšanās ķīmiskajos procesos: reakciju siltumefekti, ķīmiskā līdzsvara pārvietošanās likumi u.c. Pamatojoties uz ķīmiskās termodinamikas aprēķiniem, iespējams teorētiski iepriekš paredzēt reakciju iespējamību vai neiespējamību (pēc Kļaviņa un Breiča, 1965).

Nepieciešami vienīgi apstākļi, kas liek ūdenim cirkulēt caur kaļķakmeņu slāņkopām. Viens no šādiem mehānismiem ir t.s. Kohouta konvekcija - aukstu okeāna ūdeņu plūšana uz augšu seklūdēns karbonātu sedimentācijas areālu malaszonās saskarē ar augšupejošiem gruntsūdeņiem, kuriem ir paaugstināta temperatūra hidrotermālo procesu dēļ. Mūsdienās Kohouta cirkulācija norisinās Bahamu salās un Floridā.

Cits mehānisms, kas liek jūras ūdenim filtrēties caur karbonātu slāņkopām, ir tā plūšana uz leju blīvuma paaugstināšanās dēļ. Šāda parādība ir raksturīga plašiem seklūdēns karbonātu sedimentācijas areāliem, kuros ūdens bieži iegūst paaugstinātu sāļumu sakarā ar iztvaikošanas procesiem, daļēju norobežošanu no atklāta baseina un vāju cirkulāciju. Notiek arī cita veida ūdens sastāva modifikācija - mainās CO_3^{2-} un SO_4^{2-} saturs, gipsa nogulsnešanās rezultātā paaugstinās Mg/Ca attiecība u.c. Modificētais ūdens sastāvs var būt par iemeslu dolomitizācijai, jo novērš kinētiskās barjeras šim procesam. Viens no galvenajiem nosacījumiem, lai kaļķakmeņi tiktu dolomitizēti, ir pastāvīga fluīdu pieplūde pietiekamā daudzumā (Morrow, 1982b). Plašajos seklūdēns karbonātu baseinos šādu mehānismu nodrošina ūdens blīvuma paaugstināšanās līdz ar iztvaikošanu un blīvā ūdens infiltrācija zem baseina iegulošajos vairāk vai mazāk litificētajos nogulumos.

Mūsdienu apstākļos augšminētie procesi ir novēroti Bahamu un Floridas reģionā, taču ievērojami lielāka loma tiem varēja būt tajos paleozoja un mezozoja laikposmos, kad eksistēja ļoti plaši seklūdēns karbonātu sedimentācijas areāli. Bieži literatūrā pat atzīmēts, ka jūras ūdens ir vienīgais plaši pieejamais šķīdums ar pietiekamu magnija saturu, kas varēja izsaukt kaļķakmeņu masīvu dolomitizāciju ģeoloģiskajā pagātnē (Land, 1985, 1986; Sun, 1994 u.c.).

Ilgus gadus aktuāls ir bijis jautājums, vai dolomīts ir primāra nogulu sastāvdaļa, vai arī tas ir kaļķakmeņu pēcsedimentācijas izmaiņu produkts. Mūsdienās, kad dolomīts veidojas ļoti mazā mērogā, šis minerāls galvenokārt aizvieto kaļķakmeņus, bet primārs sedimentogēns dolomīts ir konstatēts tikai atsevišķos ezeros un lagūnās ar specifisku ūdens sastāvu, piemēram, sāļūdēns ezeros (piemēram, Balhaša ezerā) un Kurongas lagūnā Dienvidaustrālijā (Tucker, Wright, 1990). Turklāt pat šajos gadījumos ir šaubas par to, vai dolomīts nav audzis ap sākotnēju kalcija karbonāta iedīgli.

Dolomīta veidošanās apstākļus senajos pirmskainozoja nogulumos ir sarežģīti noskaidrot, taču gandrīz visi detalizēto pētījumu materiāli par dažādiem pasaules reģioniem, kuros minēti krasī atšķirīgi dolomitizācijas modeļi (Badiozamani, 1973; Sass, Katz, 1982; Burns, Baker, 1987; Montañez, Read, 1992; Cander, 1994; Gill, Moore, Aharon, 1995; Braithwaite, Heath, 1996; Peryt, Scholle, 1996; u.c.) neapskata primāru dolomīta ģenēzi - neatkarīgi no apkārtējās vides temperatūras, ūdens sāļuma un citiem faktoriem, *dolomīts ir aizvietojis jau nogulsnetu vai izkristalizētu kalcija karbonātu*. Aizvietošanās var notikt dažādās stadijās - sākot no agrīnās diaģenēzes līdz kataģenēzei un pat hidrotermāliem procesiem. Jāatzīmē, ka angļu valodā diaģenētiski dolomīti nereti tiek saukti par "synsedimentary" un "sedimentary" (Baker, Kastner, 1981; Montañez, Read, 1992). Taču tas šajā

gadījumā nenožīmē vārdu "sedimentogēns", bet gan norāda, ka dolomitizējošais fluīds ir bijis vairāk vai mazāk modificēts sedimentācijas baseina ūdens.

Dolomitizēto kaļķakmeņu paveidi

Sedimentoloģisko un mineraloģisko pētījumu gaitā konstatēts, ka dolomitizācijas procesu izpausmes Franās stāva karbonātiežos Austrumlatvijā un kaimiņreģionos ir bijušas visai daudzveidīgas - sastop dolomitizētas lēcas, dzīslīņas; dažkārt dolomitizācija ir selektīvi skārusi organismu ejas, bez tam var novērot arī vienmērīgi dolomitizētus kaļķakmeņus, vidēj- un rupjkristāliskus dolomītkāļķakmeņus u.c. Secināts, ka dolomitizēto iecirkņu izplatība un uzbūve parasti ir atkarīga no kaļķakmeņu pamatmasas tekstūras un struktūras, tādēļ dolomīta agregāti šajā darbā tiek apskatīti kopā ar tos ietverošajiem kaļķakmeņiem.

Darba rezultātā pēc dolomīta kristālu izmēriem, to agregātu formas, uzbūves un attiecībām ar kaļķakmeņu pamatmasu izdalīti 7 dolomitizēto kaļķakmeņu paveidi. Kā jau minēts, sakarā ar izvēlēto darba metodiku - plānslīpējumu krāsošanu un detalizētu aprakstu - pētījumos izmantoti daudzi individuāli paraugi. Dažkārt tiem nav pat piesaistes konkrētam griezumam intervālam Pļaviņu, Salaspils vai Daugavas svītā, tādēļ mazāka vērtība šajā darbā veltīta, lai raksturotu šo paveidu savstarpējās attiecības un izmaiņu likumsakarības ģeoloģiskajā griezumā.

Pētījumu rezultāti liecina, ka izdalītie karbonātiežu paveidi ir veidojušies dažādos apstākļos, bet vēl būtiskākas ir to pēcsedimentācijas procesu un veidojumu atšķirības. Tādēļ dolomitizācijas aspekti, kā arī citas ģenēzes un pēcsedimentācijas izmaiņu problēmas, ir apskatīti katram dolomitizēto kaļķakmeņu paveidam atsevišķi. Šīs nodaļas punktā "Karbonātiežu pēcsedimentācijas izmaiņas" ir sniegts šo procesu apkopojums atbilstoši norises secībai.

Organogēni un hemogēni kaļķakmeņi ar dolomīta lēcām

Vēlā devona Pļaviņu, Salaspils un Daugavas laikposmos Austrumlatvijas teritorijā, kura atradās netālu no atklātas jūras, plaši uzkrājās kalcija karbonāta nogulas un dzīvoja daudzveidīgi organismi, tādēļ organogēni kaļķakmeņi ir viens no izplatītākajiem iežu paveidiem apskatāmajā pārejas zonā.

Kaļķakmeņu krāsa ir gaiši dzeltenīgi pelēka vai pelēka, gaiši sārti un violeti plankumaina. To **pamatmasu** veido slēpt- un mikrokristālisks, gaišpelēks, visdrīzāk hemogēnas ģenēzes kalcīts, kurā parasti sastop organismu atliekas un to skeletu detritu ar mainīgu saturu - no dažiem līdz 30 procentiem (sk. 8. att.). Dominē brahiopodi; sastop arī ostrakodu, gliemežu, gliemeņu un jūras liliju atliekas, bet vienā plānslīpējumā konstatētas umbellas - problemātiskas organismu atliekas, kuras visdrīzāk pieskaitāmas algēm. Reizēm var novērot divu dažādu izmēru organismu atliekas: līdz 1 cm garas veselas čaulas un to fragmentus, kā arī sīku, politaksonu

detrītu. Atsevišķos gadījumos gliemežu kodoliņos ir ģeopetāla struktūra - to apakšdaļā redzami sīki kunkuļi kopā ar mikrītisku kalcītu, bet augšdaļā ir izkristalizējusies dzidrs kalcīta cements ar mozaīkas struktūru.

Bieži vien kaļķakmeņu uzbūve nav viendabīga - tajos ir līdz 0,5 x 3 mm lieli iegareni kunkuļi, kuri atšķiras no pamatmasas pēc kristālu izmēriem, organismu atlieku satura un izmēriem u.c. Pat nelietojot mikroskopu, kunkuļus var atšķirt pēc pelēkās un brūnganpelēkās krāsas, kura visbiežāk ir tumšāka nekā pamatmasā. Šo veidojumu robežas pārsvarā ir izplūdušas, tomēr vietām krasas. Reizēm tos no pamatmasas norobežo slēptkristāliska kalcīta josliņas. Daži no kunkuļiem ir viendabīgi, citi ar plankumainu uzbūvi. Nereti gandrīz viss kaļķakmens sastāv no daudzveidīgiem kunkuļiem, kuri ir savstarpēji saauguši, veidojot sarežģītu tekstūru. Kunkuļi ar krasām robežām un no pamatmasas atšķirīgu sastāvu visdrīzāk ir sedimentācijas baseinā pārskaloti daļēji litificētu nogulu fragmenti. Līdzīgi, iespējams, ir veidojušies arī kunkuļi ar izplūdušām robežām, taču vēlāk tos ietekmējušas pēcsedimentācijas izmaiņas.

Atsevišķos gadījumos kaļķakmeņiem piemīt mikroritmiska uzbūve - katra ritma apakšdaļu veido organogēns un organogēni detrītisks kaļķakmens ar slāņotu tekstūru, kuru iezīmē čauliņu orientācija, bet augšdaļa sastāv no slēptkristāliska kaļķakmens. Ritmu apakšdaļas ir biežākas - 4-6 mm - bet augšdaļas ir tikai 1-3 mm biezas.

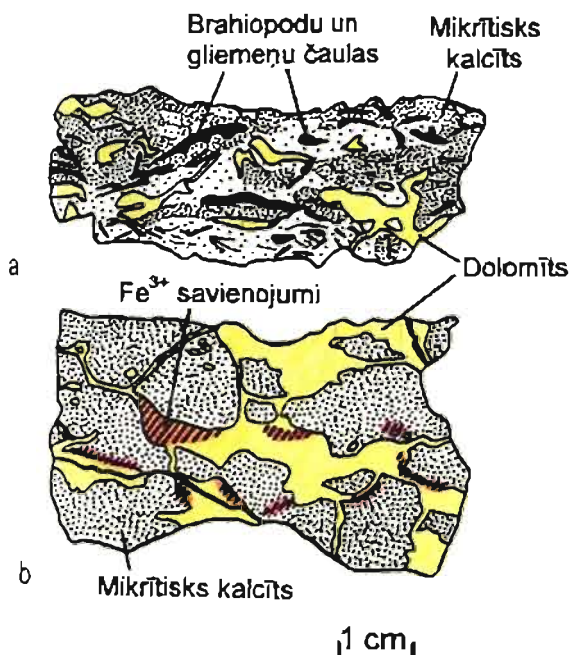
Organogēnajos un hemogēnajos kaļķakmeņos bieži var novērot **pilnkristālisku kalcītu**, kas pārsvarā gadījumu ir aizpildījis dažādas izcelsmes kavernas, tajā skaitā gliemju čaulas, gliemežu un ostrakodu kodolus u.c. Uz šī minerāla augšanu cementa veidā norāda kristālu izmēru palielināšanās cementētā iecirkņa vidusdaļas virzienā (Tucker, Wright, 1990). Retāk pilnkristāliskais kalcīts, iespējams, ir veidojies arī mikrītiskās kaļķakmeņu pamatmasas pārkristalizēšanās rezultātā. Dažkārt daļa pilnkristāliskā kalcīta iecirkņu, krāsojot ar kombinēto reaktīvu, iegūst nevis tipisko sarkano krāsu, bet gan sārti violetu toni, kas liecina *par paaugstinātu Fe^{2+} saturu kalcīta kristālrežģī*. Krāsu pāreja parasti nesakrīt ar kristālu robežām un norāda uz ķīmiskā sastāva izmaiņām to augšanas gaitā. Retos gadījumos var novērot, ka dzelzainais kalcīts, atšķirībā no kalcīta ar nelielu dzelzs saturu, korodē dolomīta kristālu ārmalas (sk. 8. att.).

Organogēnās un hemogēnās karbonātiskās nogulas ir veidojušās ļoti seklā jūrā. To apliecina atsevišķos gadījumos novērojamās viļņu rievās uz kaļķakmeņu slāņu virsmām, kā arī līdz 1 cm lieli organismu atlieku fragmenti un līdz 3 cm lieli intraklasti, kuru pārvietošanai bijis nepieciešams aktīvs hidrodinamiskais režīms.

Dolomīta izplatība kaļķakmeņos ir ļoti nevienmērīga: šī minerāla agregātus pārsvarā sastop neregulāras formas, iegarenās, reizēm sazarotās lēcās, lielākā daļa no kurām ir orientēta slāņojuma virzienā. Bieži to var novērot arī plaisās, bez tam reti romboedriski dolomīta kristāli ir vienmērīgi izkliedēti kaļķakmeņu pamatmasā.

Dolomīta lēcas pēc dzeltenpelēkās un oranžpelēkās krāsas pat makroskopiski labi atšķiras no pelēcīgākā mikrītiskā kalcīta un iebrūnajām organismu atliekām.

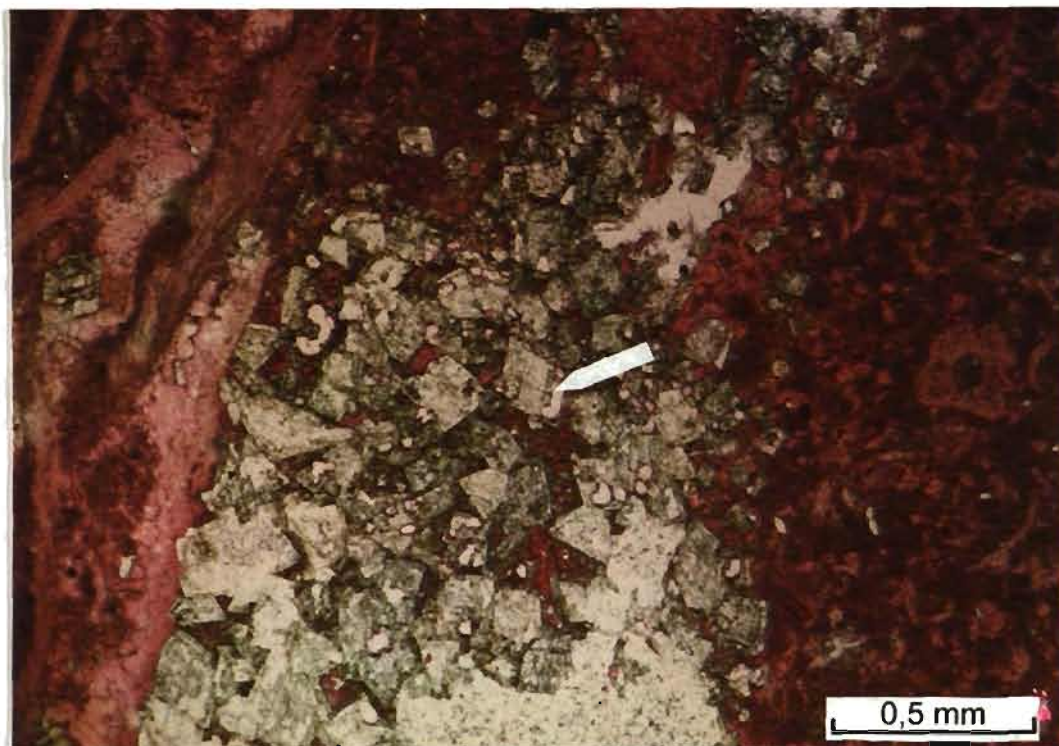
Lēcu izmēri svārstās no dažiem milimetriem līdz 2 x 3 cm, bet to saturs iezī ir 5-10 % (55. att. "a"). Dolomīta kristālu diametrs lēcās parasti ir 0,06-0,1 mm (smalkkristāliski), maksimāli 0,25 mm (starp vidēj- un rupjkristāliskiem).



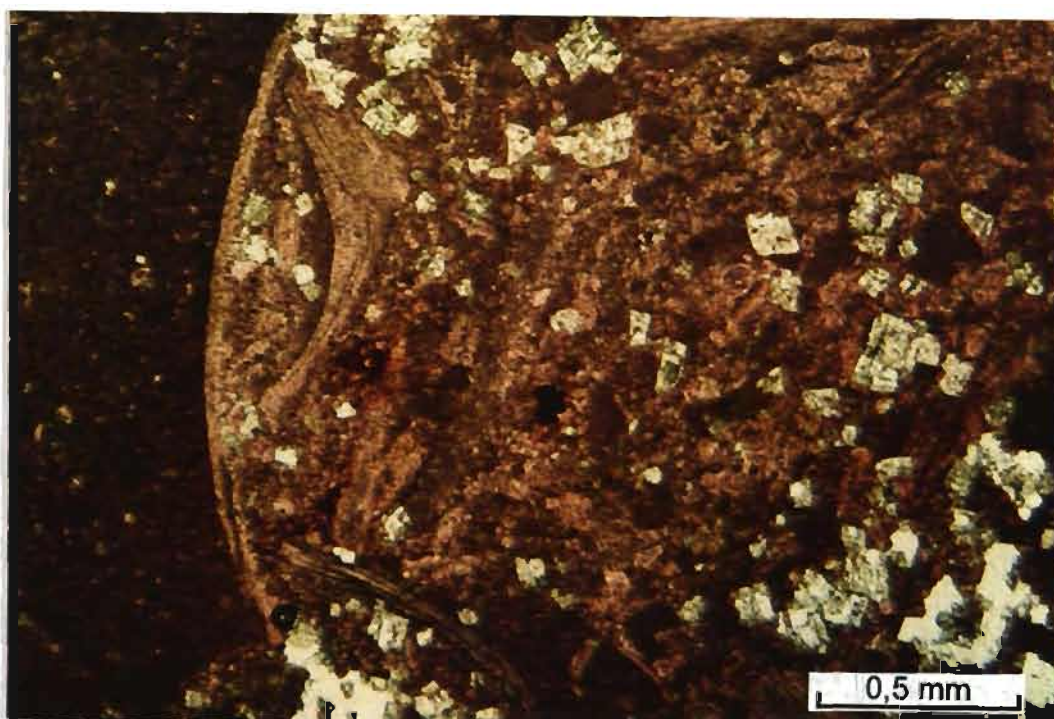
55. att. Makroparaugu zīmējumi: organogēns kaļķakmens ar dolomīta lēcām (a) un homogēns kaļķakmens ar dolomīta dzīslām (b). Augšdevona Daugavas svītas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Vukos (Alūksnes rajons).

Dolomīta kristāli lēcās bieži ir zonāli, un sastop 1-2 koncentriskas apmalītes, kuru kontūras sakrīt ar kristāla romboedrisko ārējo malu. Pārsvārā gadījumu vai nu josliņa starp kodolu un apmalīti, vai arī kristāla kodols ir *poraini un pat pilnīgi tukši*. Poras ir iegarenas, bieži sazarotas, to forma atbilst dolomīta kristālu malām vai skaldnības plaisām (56. att.). Nereti visa kristāla vidusdaļa ir tukša - sastop vienīgi apmalīti, kuras plānslīpējumā redzamā platība ir tikai 5-10% no veselam dolomīta kristālam atbilstoša laukuma. Dolomīta kristālu malas, atšķirībā no vidusdaļas, parasti ir samērā līdzenas un atbilst idiomorfai formai. Bieži vien ne tikai dolomīta kristāli, bet arī pašas dolomitizētās lēcas ir stipri porainas. Reizēm poras aizņem līdz 50 un pat 80% no lēcu apjoma. Atsevišķos gadījumos tādās vietās, kur kaļķakmens ir bagāts ar Fe^{3+} savienojumiem, pilnīgi izšķīdušo dolomīta kristālu vietā sastop romboedriskas poras. Dažkārt koncentrisko josliņu starp apmalīti un kodolu vai arī tikai kodolu aizpilda calcīts.

Dolomitizēto agregātu forma ir atkarīga no iežu struktūras, kura bieži vien ir visai nevienmērīga - kunkulaina vai lēcveidīga. Tādēļ dolomīta iecirkņi ir ieapaļi, iegareni vai arī ar neregulāru formu, bieži vien sazaroti. Visintensīvāk dolomitizācija ir skārusi tādus lēcu iecirkņus, kuros ir aptuveni 50-70 % slēpt- un mikrokristāliska calcīta (dominējošais kristālu diametrs 0,004-0,008 mm), taču sastop arī lielākus calcīta kristālus ar diametru līdz pat 0,7 mm, kā arī sīku brahiopodu, ostrakodu, adatādaiņu u.c. organismu detritu ar izmēriem līdz 0,1 mm un saturu vismaz 10% (57. att.). Parasti dažādu izmēru organismu atliekas un kristāli ir izklidēti samērā vienmērīgi un neveido sakopojumus.



56. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: dolomīta lēca organogēnā kaļķakmenī. Daudzi dolomīta kristāli (gaišpelēkie) ir poraini (norādīts ar bultīnu), tāpat arī pati lēca ir poraināka nekā apkārtējā ieža pamatmasa, kuru veido mikrītisks kalcīts, organismu čauliņas un detrits (sarkanie). Augšdevona Daugavas svītas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Vuķos (Alūksnes raj.). Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paralēli.



57. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: dolomitizētas lēcas uzbūve organogēnā kaļķakmenī. Redzams, ka dolomitizētā lēca (pa labi) atšķiras no mikrītiskās kaļķakmens pamatmasas (pa kreisi) ar savu heterogēno struktūru - tā sastāv no kalcīta ar dažādu izmēru kristāliem, sīka organismu detrita un dažiem lielākiem organismu čauliņu fragmentiem. Kalcīts ir sārti brūns un iesārts (jo lielāks kristālu diametrs, jo gaišāks), dolomīts - gaišpelēks. Paraugs no ZBPI darbinieku ievāktās Latvijas ziemeļaustrumu Franās stāva karbonātiežu kolekcijas. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paralēli.

Bieži vien (bet ne vienmēr) šie iecirkņi ir bagātāki ar Fe^{3+} savienojumiem nekā citas ieža daļas. Dolomīta saturs lēcās ir dažāds, parasti tas sasniedz 50%, reti 90%. Atsevišķos gadījumos dolomitizētajās lēcās ir māla piemaisījums līdz 30-40%, ko nekad nesastop dolomīta kristālu porainajā vidusdaļā.

Lai gan visaugstākais dolomīta saturs ir augšminētajās lēcās, paši lielākie dolomīta kristāli ir izauguši pilnkristālisku kalcīta iecirkņu malās kontaktā ar kaļķakmens pamatmasu. Pilnkristāliskais kalcīts, domājams, ir veidojies kā kavernu cements un ir vēlīns attiecībā pret dolomītu. Tas, savukārt, norāda, ka lielie dolomīta kristāli ir auguši uz tukšu kavernu sienīņām. Dolomīta saturs šeit gan ir relatīvi zems, kas atspoguļo ne visai labvēlīgus apstākļus tā kristalizācijai vaļējās kavernās. Arī homogēnajā mikrītiskajā kaļķakakmeņu pamatmasā nav bijuši piemēroti nosacījumi dolomitizācijas procesu attīstībai, jo šeit sastop tikai sīkus (diametrs 0,02-0,05 mm, retāk līdz 0,15 mm) vienmērīgi izkliedētus dolomīta kristāliņus.

Tādējādi rodas secinājums, ka dolomīts ir mazākā mērā kristalizējies vaļējās kavernās un mikrītiskā kaļķakmens matricē, bet visaktīvāk veidojies neviendabīgos iecirkņos, kuri, iespējams, dolomitizācijas procesos ir bijuši bagāti ar sīkām porām. Arī pēc dolomitizācijas tās saglabājušas paaugstinātu porainību, par ko liecina gan sīkie tukšumi dolomīta kristālos un starp tiem, gan Fe^{3+} savienojumu piejaukums. Nav izslēgts, ka vislabākie apstākļi dolomitizācijai ir bijuši no kapilārajiem šķīdumiem, kas lēnām filtrējušies caur porām.

Pie līdzīgiem slēdzieniem ir nonācis arī igauņu sedimentologs T. Kīpli (1983) vidusordovika Veo svītas dolomitizēto kaļķakmeņu pētījumu rezultātā. Viņš konstatējis, ka viens no dolomīta paveidiem ir izplatīts tikai šīs svītas robežās, taču tā ķermeņi šķērso slāņojumu, kas pierāda minerāla sekundāro raksturu. Dolomitizācija nav vērojama brīvas pazemes ūdeņu cirkulācijas zonā gar plaisām un noslāņojuma virsmām, turpretī labvēlīga dolomitizācijai ir bijusi šo pašu pazemes ūdeņu pārvietošanās kapilārā veidā.

Organogēnajos kaļķakmeņos bieži sastop *stilolītu šuves*, kuras iezīmē paaugstināts Fe^{3+} savienojumu un māla saturs. Gar stilolītu šuvēm ir ievērojami šķīdināta kaļķakmeņu pamatmasa, kunkuļi, organismu atliekas u.c. Par šķīšanu liecina šo veidojumu krasie un zobainie kontakti ar stilolītiem.

Svarīgs ir jautājums par dolomīta attiecībām ar stilolītu šuvēm. Daudzās stilolītu šuvēs vai arī tām blakus ir paaugstināts dolomīta saturs. Pārsvarā gadījumu Fe^{3+} savienojumu josliņa, kas iezīmē stilolītu šuvi, apliec pareizas formas dolomīta kristālus, uz kuru ārmalām nav šķīšanas pazīmju. Tikai dažos gadījumos tika konstatēti tādi dolomīta kristāli, kuru kontakts ar stilolītu šuvi norāda uz šķīšanu, un līdz ar to liecina par dolomīta veidošanos pirms stilolītiem.

Nav izslēgts, ka pirms stilolītiem ir veidojies lielais vairums dolomīta kristālu, jo šķīšanas pazīmju trūkums uz malām vēl neliecina par to augšanu jau izveidojušās stilolītu šuvēs. Domājams, ka dolomīts gar stilolītiem šķīst krietni mazākā mērā nekā kalcīts, ko uzskatāmi ilustrē rupjkristālisku dolomitizēto kaļķakmeņu plānslīpējumi no Hino urbuma (DA Igaunija). Šeit dolomīts neapšaubāmi ir veidojies pirms stilolītiem,

jo zobainās šuves vairākās vietās šķērso lielus dolomīta iecirkņus. Taču vietās, kur dolomīta kristāli ir izkļaidēti kaļķakmeņu pamatmasā, stilolītu šuves bieži vien tos apliec un nekorodē to robežas, turpretī apkārtējās kalcītiskās struktūras ir ievērojami apšķīdinātas.

Tomēr nedaudz paaugstinātais dolomīta saturs gar vairākām stilolītu šuvēm, iespējams, norāda uz zināmu dolomitizācijas procesu darbību organogēnajos un hemogēnajos kaļķakmeņos jau pēc stilolītu veidošanās. Jautājums par ģenētiski svarīgajām dolomīta un stilolītu attiecībām vēl nav skaidrs un prasa papildus pētījumus.

Pēc stilolītu šuvēm ir veidojies pilnkristāliskais kalcīts, kurš, kā jau minēts, ir vēlīns arī attiecībā pret dolomītu. Šuves nešķērso pilnkristāliskā kalcīta iecirkņus kā vienotas joslas, bet gan sazarojas pa kalcīta kristālu kontaktiem ievērojami tievāku, ar Fe^{3+} savienojumiem bagātu dzīslīņu veidā. Kalcīta kristāli, acīmredzot, ir auguši stilolītu šuvēs, kuras bija ūdenscaurlaidīgas, un šo šuvju pildījums ir ticis iekļauts starp tiem.

Dolomīts vietām ir audzis plaisiņās, kuras nav stilolīti. Tām trūkst zobainu robežu un citu pazīmju, kas liecinātu par šķīšanu. Iespējams, šīs plaisiņas ir radušās nogulu litifikācijas vai nobīvēšanās rezultātā. Kā minēts nākamā dolomitizēto kaļķakmeņu aprakstā, plaisas nereti ir izsekojamas dolomīta dzīslu vidusdaļā, kas arī norāda uz kaļķakmeņu plaisāšanu pirms dolomitizācijas.

Pētījumu rezultātā ir precizētas galvenās **karbonātu minerālu veidošanās un izmaiņu** īpatnības organogēnajos kaļķakmeņos. Domājams, ka šie karbonātiem ir *dolomitizēti* jau litificētā veidā kataģenēzes stadijā, par ko liecina dolomīta koncentrācija neregulāras formas lēcās un plaisās, kā arī šī minerāla satura krasās izmaiņas - lai gan lēcas un plaisas reizēm ir stipri dolomitizētas, kaļķakmeņu pamatmasā sastop tikai retus šī minerāla kristāliņus. Pa porainajām lēcām un mikroplaisiņām varēja migrēt karbonātiskie pazemes ūdeņi, kuri izsauca kaļķakmeņu dolomitizāciju. Visdrīzāk ūdeņi pārvietojās kapilāros apstākļos.

Dolomitizācija nav vienīgais pēcsedimentācijas procesu rezultāts. Jau pēc iežu litifikācijas ir veidojušās arī dolomīta kristālos sastopamās poras un pilnkristāliskais kalcīts, kas tās vietām aizpilda. Viens no iespējamajiem poru veidošanās skaidrojumiem varētu būt dolomīta augšana skeletkristālu¹ veidā. Vēlākos kataģenēzes procesos šīs poras vietām aizpildījis kalcīts. Tas tomēr ir maz ticams, jo dolomīta skeletkristāli literatūrā nav atzīmēti.

Tikpat maz iespējama šajos iežos ir arī versija par kalcīta reliktu saglabāšanos dolomīta kristālos (Shearman, Khouri, Tahe, 1961; citēts: Атлас, 1969) un vēlāku selektīvu izšķīšanu. To izslēdz fakts, ka dolomīta kristālos iekļautais kalcīts ir pilnkristālisks atšķirībā no kaļķakmeņu slēptkristāliskās pamatmasas.

¹ **SKELETKRISTĀLI** - tukši, zvaigžņveida, staraini vai tīklveida kristāli, kas iegūst savu formu sakarā ar ļoti atšķirīgu augšanas ātrumu dažādos virzienos, kā, piemēram, sniegpārslīņas (Геологический словарь ..., 1973).

Reālāks šķiet pieņēmums, ka kalcīta un poru veidošanos ir izsaucis viens mehānisms - *dedolomitizācija*. Iespējams, ka pēc dolomīta veidošanās krasi izmainījās caur iezi migrējošo ūdeņu sastāvs vai vide, tāpēc dolomitizētajās lēcās, kuras vēl aizvien bija porainākas par ieža pamatmasu, dolomīta kristāli aizvietojās ar kalcītu. Tas, ka dolomīta aizvietošanās ar kalcītu ir iespējama no kristālu iekšienes, saglabājot neskartas to malas, minēts vairākos darbos (Хворова, 1958; Махлаев, 1964; citēts: Атлас, 1969). Šādā veidā varēja rasties pilnkristāliskā kalcīta ieslēgumi dolomīta romboedros.

Dolomīta aizvietošanos ar kalcītu apstiprina šo minerālu zobainie kontakti, kas liecina par dolomīta šķīšanu kalcīta veidošanās laikā. Faktu, ka Latvijas Franās stāva iežos relatīvi vēlīns kalcīts ir kristalizējis dolomīta romboedru iekšienē, atzīmējusi R. Ulste (1963).

Runājot par poru ģenēzi, maz ticams, ka tās radušās dolomīta kristālos, jaunveidotajam kalcītam vēlreiz šķīstot, pie tam pilnīgi neskarot aptverošo kaļķakmens pamatmasu. Iespējams, ka dedolomitizācijas gaitā uz porainajiem iecirkņiem iedarbojās tādi pazemes ūdeņi, kuri bija agresīvi attiecībā pret dolomītu, taču nebija pietiekoši piesātināti ar kalcija karbonātu, tādējādi izsaucot tikai dolomīta kristālu šķīšanu no iekšienes, ko ne vienmēr pavadīja kalcīta kristalizācija.

Kaļķakmeņi ar dolomīta dzīslām

Bieži dažādos karbonātiežu paveidos, tajā skaitā organogēnajos kaļķakmeņos, var novērot dzīslveidīgus agregātus ar paaugstinātu dolomīta saturu.

Daugavas svītas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegumā Vuķos (Alūksnes raj., Pededzes pag.) dolomīta dzīslas vietām sastop **kaļķakmeņos** ar gliemežnīcas lūzumu un slēpt- un mikrokristālisku struktūru, kuri ir tikai nedaudz bagātināti ar sīku organismu detritu. Kaļķakmeņiem raksturīga vienmērīga brūnganpelēka krāsa. Citos reģionos var novērot tādus kaļķakmeņus ar dolomīta dzīslām, kuru pamatmasa arī ir slēpt- un mikrokristāliska, taču krāsa ir visai daudzveidīga: sastop sārtus, sārti pelēkus un gaišpelēkus plankumus un joslas. Domājams, ka sārtā krāsa kaļķakmeņos ir primāra, un to nosaka Fe^{3+} savienojumu klātbūtne, bet gaišpelēko toni ieži ir ieguvuši izskalošanas procesos, kuri norisinājušies gar plaisām un porainākajiem iecirkņiem.

Dolomitizētās dzīslas ir daudzveidīgas. Brūnganpelēkajos kaļķakmeņos no Vuķu atseguma aptuveni 30 % aizņem kontrastainas dzīslas ar biežumu 1-10 mm, kuras pat ar neapbruņotu aci labi izceļas ar savu dzeltenpelēko krāsu (sk. 55. att. "b"). Vietām var labi redzēt, ka dzīslas sakrīt ar kaļķakmens plaisām, kuras stiepjas caur to vidusdaļu. Šo dolomitizēto iecirkņu robežas ar pamatmasu ir samērā krasas, retāk izplūdušas.

Sārti pelēki plankumainajos kaļķakmeņos paaugstināts dolomīta saturs ir tumši sārtās viļņotās, šķiet, slāņojuma virzienā orientētās dzīslās ar biežumu no 0,5 līdz 3 mm, kuras ir mālainākas par iežu pamatmasu. Tās piešķir iezim kunkuļainu

tekstūru un visdrīzāk ir veidojušās diaģenēzes procesos, mālainajam materiālam nodaloties atsevišķi karbonātu pārgrupēšanās rezultātā. Bez tam dolomītu sastop tievākās dzīslīnās ar biezumu $<0,3$ mm un līdzīgu orientāciju - visdrīzāk arī slāņojuma virzienā. Daļai šo dzīslīņu piemīt zobaina uzbūve, un "zobiņi" ir orientēti vienā virzienā, kas norāda, ka tās ir stilolītu šuves. Visbeidzot, intensīvi dolomitizēti ir lielāki iecirkņi ar izmēriem līdz 6×6 mm, kuri arī asociē ar plaisiņām.

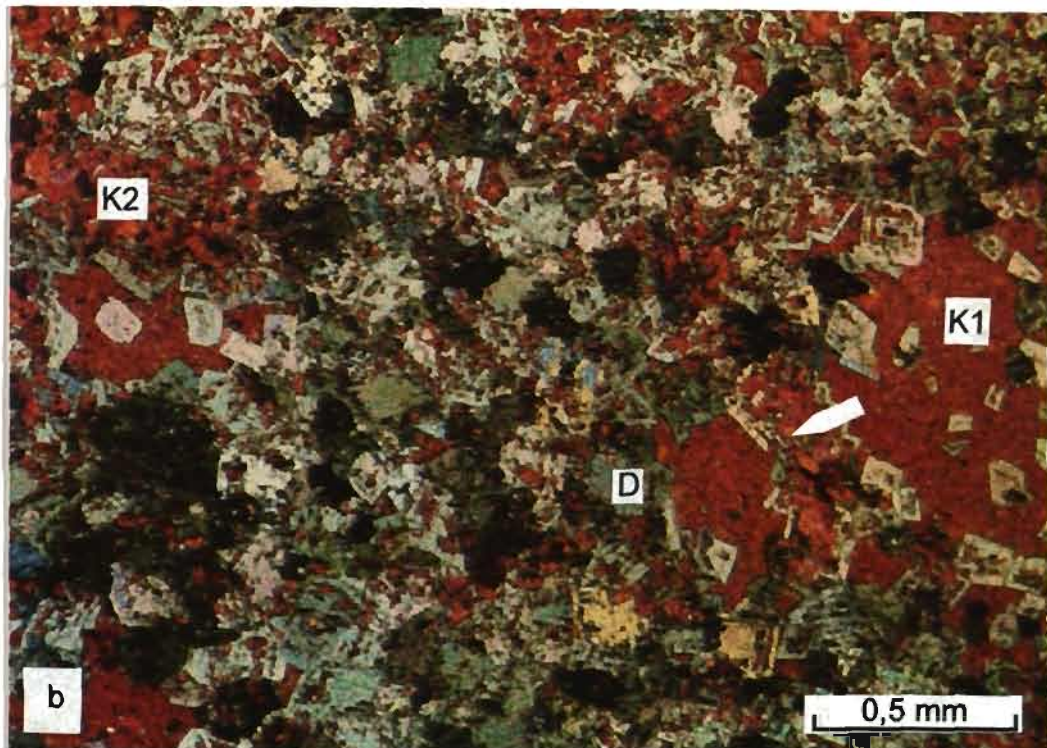
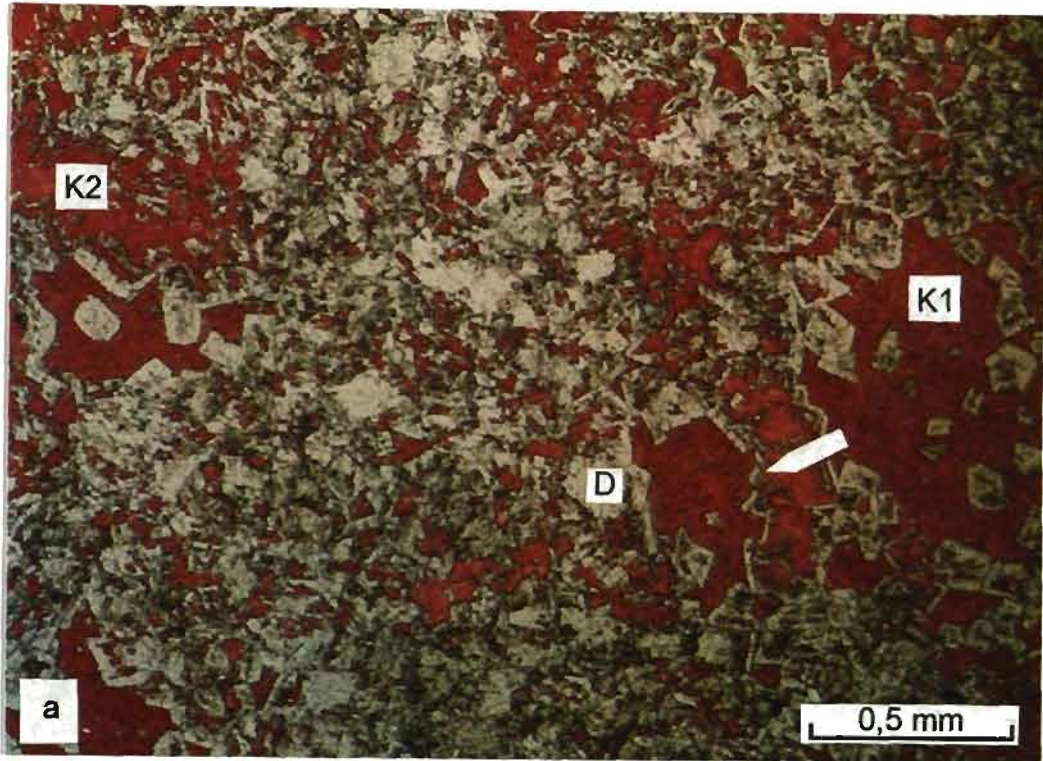
Dolomīta kristālu diametrs atšķirīgajos dzīslu paveidos parasti svārstās no $0,06$ līdz $0,2$ mm, reti sasniedz $0,3$ mm. Daudzi dolomīta kristāli, tāpat kā jau aprakstītajās organogēnajos kaļķakmeņos sastopamajās lēcās, satur poras, kuras ir iegarenas un orientētas paralēli dolomīta kristālu malām vai skaldnības plaisām. Dažkārt poras ir kodolā, citur vienā zonālā josliņā, kura pēc formas precīzi atbilst kristālu romboedriskajai formai.

Īpaši jāapskata karbonātu minerālu attiecības dolomitizētajās dzīslās Vuķu atseguma karbonātiežos. Dolomīta kristālos šeit parasti ir nevis poras, bet gan pilnkristāliska, pārsvarā ļoti smalkkristāliska kalcīta ieslēgumi (58. att.). Tiem tāpat kā porām ir iegarena, bieži sazarota forma, kura sakrīt ar dolomīta kristālu skaldnības plaisām un malām. Visbiežāk kalcīts aizpilda dolomīta romboedru kodolu; citur kodolā ir dolomīts, to apņem nevienmērīga kalcīta josliņa, bet kristāla mala atkal sastāv no dolomīta. Reizēm romboedriskiem dolomīta kristāliem var novērot tikai malas - kodolu pilnībā aizņem kalcīts.

Vietām dzīslās ievērojami dominē pilnkristāliskais kalcīts, bet dolomītam raksturīgi tikai robaini, iegareni plāksnīšveida fragmenti - daļas no kristālu malām. Pilnkristāliskā kalcīta kontakts ar dolomītu ir ļoti neregulārs un zobains. Jo lielāki ir pilnkristāliskā kalcīta iecirkņi, jo lielāki arī paši kalcīta kristāli, kuri maksimāli sasniedz $0,2$ mm diametru. Bieži starp dolomīta kristāliem ir mikrītisks kalcīts. Tas neatšķiras no kaļķakmeņu pamatmasas un pakāpeniski pāriet tajā, ko sevišķi labi var novērot vājāk dolomitizētajos dzīslu posmos. Atšķirībā no pilnkristāliskā kalcīta, mikrīts apņem dolomīta romboedrus bez korozijas pazīmēm. Nekad to nesastop dolomīta kristālu kodolā.

Kā jau minēts, vietām dolomīts koncentrējas tievās plaisiņās, daļa no kurām ir stilolītu šuves. Ļoti retos gadījumos var novērot, ka stilolītu šuvēs sastopamie dolomīta kristāli ir ievērojami iespiesti viens otrā, kā arī to malas gar šuvi ir korodētas. Tādēļ, iespējams, ka dolomīts vismaz vietām ir kristalizējies pirms stilolītu šuvju izveidošanās. Turpretī, dolomīta satura paaugstināšanās pie stilolītu šuvēm dod zināmu norādi uz tā veidošanos vēlāk par stilolītiem. Līdzīgi kā kaļķakmeņos ar dolomīta lēcām, jautājums par dolomīta un stilolītu attiecībām prasa papildus pētījumus.

Vislielākie dolomīta kristāli ar diametru līdz $0,3$ mm konstatēti nelielās dzīslīnās ar tukšu kodolu. Iespējams, ka to kodols ir bijis tukšs arī dolomīta veidošanās gaitā, kas sekmējis kristālu brīvu augšanu. Bez tam kaļķakmens pamatmasā sastop dolomīta kristālus ar saturu zem 10% un kristalogrāfiski pareizu romboedrisku formu, kas izveidojusies, pateicoties augšanai izolētā veidā - savstarpēji nesaskaroties.



58. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfijas; dolomīta dzīslu uzbūve homogēnos kaļķakmeņos. Dolomīta (D) kristāliem ir krasi kontakti ar mikrītisko kaļķakmeņu pamatmasu (K1). Dzīslu iekšienē ir notikusi intensīva dedolomitizācija un dolomīts ir aizvietots ar pilnkristālisku kalcītu (K2), kurš spēcīgi korodē dolomīta kristālus. Vietām pilnkristāliskais kalcīts aizņem visu dzīslu telpumu un saglabājušās tikai dolomīta kristālu ārējās apmalītes (norādīts ar bultiņu). Augšdevona Daugavas svītas dedolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Vuķos (Alūksnes raj.). Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaklīvu. "a" attēlā - nikoli paralēli, "b" attēlā - krustoti.

Karbonātu minerālu veidošanās un izmaiņas šajā dolomitizēto kaļķakmeņu paveidā ir norisinājušās līdzīgi kaļķakmeņiem ar dolomīta lēcām. Domājams, ka *dolomīts ir veidojies* kataģenēzes stadijā *jau litificētos un plaisainos kaļķakmeņos*, uz ko norāda tā dzīslu neregulārā forma, asociācija ar plaisām, kā arī krasi atšķirīgais dolomīta saturs dzīslās un kaļķakmeņu pamatmasā - attiecīgi >50 % un <10 %. Karbonātiskie fluīdi ir migrējuši pa mikroplaisām litificētajos kaļķakmeņos, kur arī norisinājušies dolomitizācijas procesi.

Atsevišķi jāaplūko mālaino, slāņojuma virzienā orientēto dzīslu dolomitizācijas aspekti. Kā minēts iepriekš, šīs dzīslas ir veidojušās diaģenēzes stadijā karbonātu pārgrupēšanās rezultātā. Domājams, ka arī *dolomitizācijas procesi skāruši tās jau diaģenēzē, kad nogulas vēl nebija līdz galam litificētas*. Ne visai reāla šķiet dzīslu dolomitizācija kataģenēzes stadijā, jo litificētos kaļķakmeņos mālainākais materiāls izceļas ar zemu ūdenscaurlaidību.

Tādējādi šajā nogulumu paveidā nav izslēgta dolomīta veidošanās divās stadijās - diaģenēzē un kataģenēzē. To, ka mālainajās dzīslas sastopamais dolomīts atbilst citai ģenerācijai nekā ar mikroplaisām asociējošās dolomīta dzīslas, zināmā mērā liecina arī pirmā (diaģenētiskā paveida) mazākais kristālu diametrs. Tomēr visa veida dzīslās izteikti dominē kataģenētiskais dolomīts. Tas, acīmredzot, veidojies vienlaicīgi ar organogēno un hemogēno kaļķakmeņu lēcās izplatītajiem dolomīta kristāliem.

Arī pēc dolomitizācijas abus kaļķakmeņu paveidus skāruši līdzīgi pēcsedimentācijas procesi, kā galveno no kuriem jāatzīmē *dedolomitizāciju* - dolomīta kristālu šķīšanu no iekšienes un vienlaicīgu kalcīta kristalizāciju izveidotajās porās. Kaļķakmeņu dedolomitizācijas jautājums ir sīkāk diskutēts iepriekšējā iežu paveida aprakstā. Jāatzīmē, ka dolomīta kristālu aizvietošanās ar pilnkristālisku kalcītu sevišķi spilgta ir dolomitizētajās dzīslās Vuķu atseguma kaļķakmeņos (sk. 58. att.). Dedolomitizācijas procesi, acīmredzot, ir norisinājušies galvenokārt kataģenēzē. To, ka tie neatbilst hiperģenēzei, apstiprina kalcīta kristālu mozaīkas struktūra un blīvais saaugums, kas ir raksturīgs pazemes ūdeņu piesātinājuma zonai, nevis atmosfēras ūdeņu infiltrācijas zonai (virs gruntsūdens līmeņa), kur kristalizējas menisku veida cementi (Tucker, Wright, 1990).

Kaļķakmeņi ar dolomītu organismu ejās

Karbonātieži, kuros dolomīts galvenokārt veidojies organismu ejās, ir visai raksturīgi kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonai augšdevona Franas stāva nogulumos. Tie konstatēti vairākos paraugos no LU Ģeoloģijas muzeja kolekcijām, kā arī veido vismaz 2 m biezu slāņkopu (59. att.) atsegumā pie Olutovas kaļķu ceplja Balvu rajonā.



59. att. Augšējās Daugavas pasvītas kalcītisko dolomītu atsegums mazā pamestā lautzuvē pie Olutovas kaļķu cepļa Medņevas pagastā Balvu rajonā. Attēlā redzama atseguma augšdaļa. Gan to, gan pārējo pašlaik atsegto slāņkopu (kopējais biezums 2 m) veido karbonātieži, kas ļoti bagāti ar organismu ejām.

Dolomitizētas organismu ejas sastop **kaļķakmeņos** ar dažādu struktūru un tekstūru. Tās konstatētas pelēkos un brūnganpelēkos, bļīvos, slēpt-mikrokristāliskos kaļķakmeņos ar porcelānveida struktūru, kuros sastop arī sīku organismu atlieku detritu. Vienā no pētītajiem paraugiem dolomitizētās organismu ejas šķērso brūnganpelēku, bļīvu stromatoporāta fragmentu.

Šīm organogēnajām tekstūrām parasti ir cauruļveida forma; to diametrs svārstās no 2 mm līdz 1,5 cm, bet krāsa ir zaļganpelēka vai dzeltenīgi pelēka un labi izdalās pelēcīgajā kaļķakmeņu pamatmasā. Organismu eju robežas ar kaļķakmeņu pamatmasu parasti ir ļoti krasas, retāk mazliet izplūdušas.

Dolomīta saturs organismu ejās ir ļoti augsts - no 50 līdz pat 90 % - un krasi atšķiras no kaļķakmeņu pamatmasas, kur dolomīta vai nu nav nemaz, vai arī tā proporcija nepārsniedz 5 %. Dolomīta kristālu diametrs svārstās no 0,03 līdz 0,25 mm, vidēji 0,1-0,12 mm (smalk-vidējkristālisks). Dažkārt to kodolos sastop poras, kuras, domājams, veidojušās sekundāras šķīšanas rezultātā. Pārsvarā gadījumā gan dolomīta saturs, gan atšķirīgu izmēru kristālu sadalījums organismu ejās ir vienmērīgs - ne lielākie, ne mazākie kristāli nav sastopami individuālos iecirkņos. Tikai vienā no pētītajiem paraugiem mazākie un pārsvarā ksenomorfe dolomīta kristāliņi veido gandrīz tīrus iecirkņos bez kalcīta ieslēgumiem, bet lielākie dolomīta kristāli ar pareizāko formu kontaktē ar pilnkristāliska kalcīta agregātiem. Domājams, ka lielie dolomīta kristāli ir auguši tukšu kavernu malās, kuras vēlāk cementējis pilnkristāliskais kalcīts.

Kopā ar dolomītu ejās sastop organismu skeletu detrītu, slēpt- un mikrokristālisku kalcītu, mālaino materiālu, bet vienā paraugā arī jau minēto pilnkristālisko kalcītu (kristālu diametrs līdz 0,8 mm). Organogēni detrītisko materiālu veido brahiopodu, retāk adatādaiņu fragmenti, kuri dūņēdāju vai urbējorganismu darbības rezultātā ir iekļuvuši to ejās.

Pārsvarā gadījumu ir grūti novērtēt, vai ejas kaļķakmeņos ir veidojuši racējorganismi, kuri atstājuši savas pēdas vēl mīkstās nogulās, vai arī urbējorganismi, kas pārstrādājuši jau litificētus iežus. Vienīgi stromatoporāta paraugā, acīmredzot, sastop urbējorganismu ejas, jo šis veidojums jau augšanas gaitā ir bijis litificēts un nepiemērots organismu rakšanas darbībai.

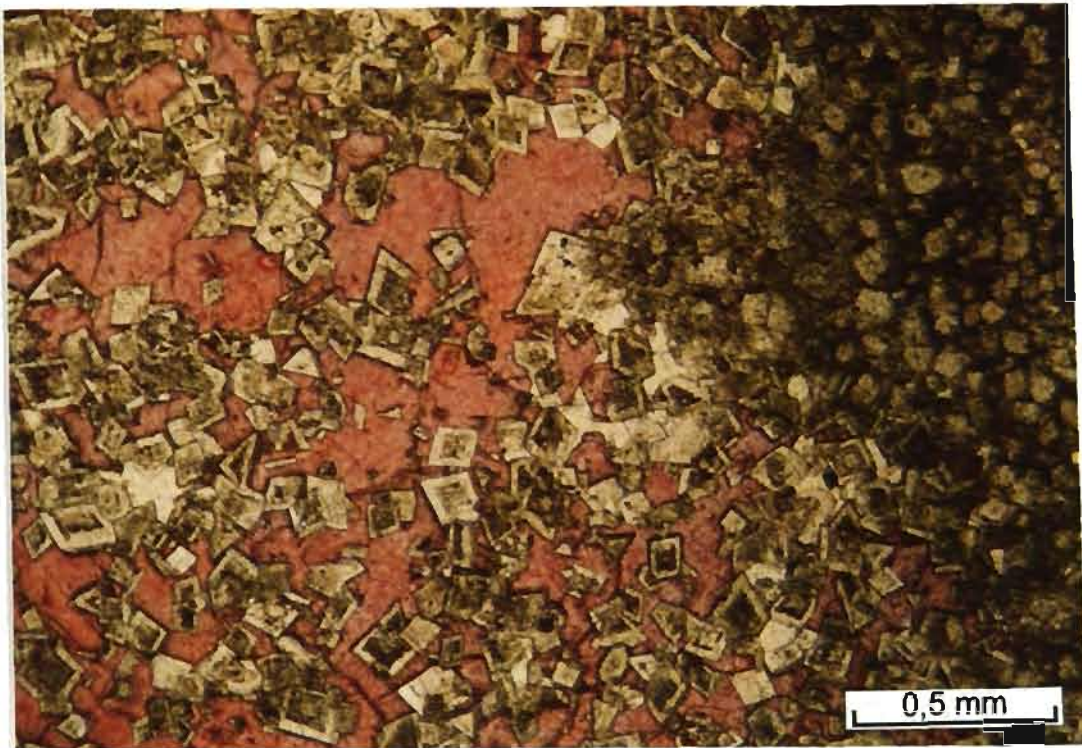
Organismu ejās ir valdījuši īpaši labvēlīgi apstākļi dolomitizācijas procesa attīstībai, par ko liecina tajās krasi paaugstinātais dolomīta saturs, salīdzinot ar kaļķakmeņu pamamasu. Ejās ir izcēlušās vai nu ar paaugstinātu porainību, kas varēja sekmēt dolomitizējošo fluīdu migrāciju, vai arī tajās eksistējuši kādi dolomitizācijai labvēlīgi ģeoķīmiskie nosacījumi. Domājams, ka dolomīts ir veidojies pēc zināmas *nogulu litifikācijas*, jo citādi ir grūti izskaidrot krasos dolomitizēto iecirkņu kontaktus ar kaļķakmeņu pamatmasu, kurā šī minerāla saturs ir ļoti zems.

Karbonātieži ar dolomitizētām organismu ejām ir konstatēti arī vienā atsegumā (augšējā Daugavas pasvīta) - vecas lauztuves sienās pie kaļķu ceļa Olutovā (Medņevas pag., Balvu raj.). Šajā atsegumā karbonātiežus bija iespējams pētīt dabīgā sagulumā 2 m biezā slāņkopā; tie tika detalizēti noparaugoti un aprakstīti plānslīpējumos. Šiem nogulumiem ir īpatnēja struktūra un karbonātu minerālu attiecības, kas deva iespēju raksturot kalcīta un dolomīta veidošanās un pēcsedimentācijas izmaiņu secību. Tādēļ minētos nogulumus ir vērts apskatīt sīkāk.

Atšķirībā no iepriekšminētajiem kaļķakmeņu paveidiem, kuros dolomīts ir izplatīts gandrīz tikai organismu ejās, Olutovas karbonātiežos dolomitizācijas procesi ir gājuši tālāk un *dolomīta* saturs iežos kopumā sasniedz 70-80 % (60. att.). Tāpat kā iepriekš raksturotajos paveidos, visaugstākā dolomīta koncentrācija ir ejās, kur tuvojas 100 %, taču visai daudz šī minerāla ir arī iežu pamatmasā. Slāņojuma iezīmju Olutovas kalcītiskajiem dolomītiem nav, un iespējams, ka tās ir iznīcinājusi dūņēdāju organismu darbība.

Makroskopiski **organismu ejas** izceļas kā gaišpelēki cauruļveida iecirkņi tumšāk pelēkā un brūnganpelēkā apkārtējā kalcītisko dolomītu pamatmasā. Gaišpelēko iecirkņu saturs pamatmasā ir tikai neliels mazāks par 50 %. Tie aptuveni vienādā koncentrācijā ir izplatīti visā nelielā karjera sienās atsegtajā 2 m biezajā slāņkopā, kas liecina par pastāvīgu un intensīvu organismu darbību. Ejās bieži ir orientētas horizontāli, bet nereti arī vertikāli un slīpi. To diametrs svārstās no dažiem milimetriem līdz 1,5 cm.

Mikroskopā redzams, ka organismu pārstrādātie iecirkņi sastāv no ksenomorfiem dolomīta kristāliem ar diametru 0,04-0,15 mm (vidēji 0,09-0,11 mm), bez tam sastop daudz sīkdispersu melnu un tumšpelēku piejaukumu - visdrīzāk Fe^{3+} oksīdus un



60. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: Olutovas kalcītisko dolomītu (augšējā Daugavas pasvīta) sastāvs un struktūra. Attēla labajā malā redzama daļa no pilnīgi dolomitizētas organismu ejas, kuru veido cieši saauguši ksenomorfi dolomīta kristāli. Kreisajā malā skatāma iežu pamatmasa, kas sastāv no lieliem kalcīta poikilotopiem (sārtie), kuros izkliedēti dolomīta kristāli (gaišpelēkie). Dolomīta kristāli šeit ir ievērojami lielāki nekā organisma ejā, kā arī izceļas ar savu kristalogrāfiski pareizo formu. Lielākā daļā dolomīta kristālu ir zonāli ar tumšāku, piemaisījumiem bagātu kodolu un gaišāku, tīrāku apmali. Dažkārt pilnkristāliskais kalcīts veido dolomīta kristālos vienu zonālu apmali vai kodolu. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paraļēli.

hidroksīdus, bet, iespējams, arī sulfīdus, mālaino materiālu vai slēptkristāliskus karbonātu minerālus. Piejaukumi ir izkliedēti gan dolomīta kristālos, gan uz to robežām (sk. 60. att.). Bieži var novērot dolomīta kristālus ar samērā gaišiem un dzidriem kodoliem, bet ļoti tumšām robežām, kuras ir ievērojami bagātinātas ar sīkdisperso materiālu.

Arī **kalcītisko dolomītu pamatmasā** ir daudz dolomīta kristālu (saturs 40-60 %), kuri izkliedēti lielos kalcīta poikilotopos (saturs 5-60 %). Dolomīta kristāli iežu pamatmasā ir gan pareizāki pēc formas (pārsvarā idiomorfi un hipidiomorfi), gan arī lielāki nekā organismu ejās (sk. 60. att.) - to diametrs svārstās no 0,08 līdz 0,35 mm, vidēji 0,15 mm. Poikilotopisko kalcīta kristālu diametrs ir ievērojams un maksimāli sasniedz 2,5 mm. Parasti kalcīta poikilotopi neaizņem visu tilpumu starp dolomīta kristāliem - sastop daudz poru. Reizēm iežu pamatmasa ir stipri poraina, un kalcīta laijā nav nemaz. Ar porām kontaktējošās kalcīta kristālu malas ir gludas, un uz tām nav korozijas pazīmju.

Dažkārt starp romboedriskajiem dolomīta kristāliem sastop **slēptkristāliska dolomīta ieslēgumus** ar garumu līdz 0,35 mm, kuri kontaktā ar porām izskatās

korodēti. Domājams, ka šie ieslēgumi ir *nogulumu primārās struktūras relikti*. Ieslēgumu sastāvs gan ir mainījies pēcsedimentācijas procesos, jo primāru sedimentogēnu dolomītu veidošanās jaunākajā ģeoloģiskajā literatūrā tiek atzīta par maz iespējamu. Sākotnēji Olutovas karbonātiežu pamatmasu veidojis kalcīts, magneziālais kalcīts vai aragonīts.

Idiomorfie un hipidiomorfie dolomīta kristāli ļoti reti ir viendabīgi, parasti tiem raksturīga *zonāla uzbūve*, ko nosaka tumšo sīkdisperso piejaukumu sadalījums vienā vai vairākās josliņās. Tumšās josliņas ir pārtrauktas, piejaukumi tajās veido nelielus punktvēda un sazarotus agregātus; parasti josliņu kontūras sakrīt ar dolomīta kristālu romboedrisko formu un pat īpaši to uzsver. Tajos gadījumos, kad iežu pamatmasā ir daudz kalcīta, šis minerāls bieži ir arī dolomīta kristālu iekšienē, kur aizpilda kodolu vai veido vienu zonālu josliņu.

Olutovas kalcītiskie dolomīti ir izbaudījuši daudzveidīgus *karbonātu minerālu veidošanās un izmaiņu* procesus. Domājams, ka sākotnēji no jūras ūdens izgulsnējās *kalcija karbonāta duļķe*, bet diaģenēzes stadijā tā pārveidojās slēptkristāliskā karbonātiezī, kura pamatmasas relikti vietām ir redzami mikrītisku dolomīta agregātu veidā. Vai nu pirms, vai pēc litifikācijas karbonātisko materiālu ievērojami pārstrādāja neskaidras piederības organismi. Pirmais karbonātu minerālu izmaiņu process, acīmredzot, bija *dolomīta veidošanās*, kas aptuveni vienlaicīgi skāra organismu ejas un kaļķakmeņu pamatmasu. Ejās vai nu bija porainākas, vai arī tajās eksistēja labvēlīgāki ģeoķīmiskie nosacījumi dolomīta ģenēzei, tādēļ tās tika gandrīz pilnīgi dolomitizētas. Kaļķakmeņu pamatmasā dolomitizācijas process nebija tik intensīvs. Zonālie kristāli pierāda, ka dolomīts veidojās vairākstadiju procesā, kurš visdrīzāk iesākās diaģenēzē, taču turpinājās kataģenēzes stadijā.

Kalcīts, domājams, ieguva savu rupj- un ļoti rupjkristālisko struktūru pārkristalizēšanās rezultātā kataģenēzes stadijā jau pēc dolomīta veidošanās. Kalcīta pārkristalizēšanās gaitā tika korodētas un aizvietotas ar kalcītu dolomīta kristālu zonālās josliņas un kodoli - t.i. notika daļēja iekšējā dedolomitizācija. Minerālu pārkristalizēšanās parasti notiek smalkākā materiāla šķīšanas un lielāku kristālu augšanas mijiedarbībā (Tucker, Wright, 1990). Daudzos Olutovas kalcītisko dolomītu paraugos var novērot, ka šķīšana ir dominējusi pār jaunu kristālu augšanu, jo kalcīts neaizpilda visu tilpumu starp dolomīta romboedriem. Dažkārt ir norisinājusies tikai šķīšana, un lieli kalcīta kristāli nav izveidojušies. Varētu domāt arī, ka rupjkristāliskais kalcīts ir kristalizējies visās porās un vēlāk izšķīdis, taču pretrunā ar to ir kalcīta kristālu gludās šķautnes ar pareizu formu, kuras vērstas pret vaļējām porām.

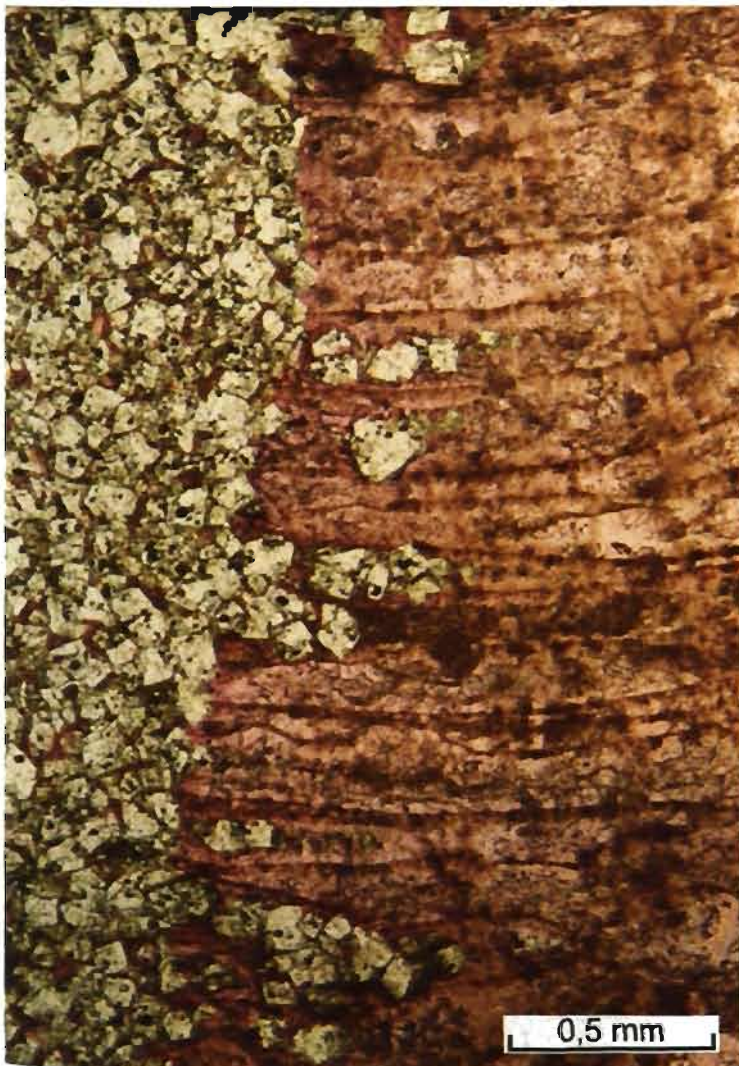
Augšminētā secība, domājams, vislabāk atbilst kalcītisko dolomītu veidošanās un pēcsedimentācijas izmaiņu gaitai. Latvijas devona nogulumos nereti ir atzīmēti arī t.s. sekundārie kaļķakmeņi, kuri veidojušies dolomītu kalcitizācijas (dedolomitizācijas) rezultātā (Сорокин, 1967, 1978). Taču tad, ja rupjkristāliskais kalcīts Olutovas kalcītiskajos dolomītos būtu veidojies šādā ceļā, grūti ir izskaidrot to, kāpēc tieši ar kalcītu bagātajos iecirkņos dolomīta kristāliem ir pareiza forma, bet organismu ejās tie ir ksenomorfi.

V. Grāvītis savā rakstā (1967) ir atzīmējis biežu rokošo dūņēdāju organismu eju sastopamību Latvijas ziemeļaustrumos augšējā Daugavas pasvītā, kas atbilst Olutovas atsegumam. Viņš konstatējis, ka visintensīvāk tikušas dolomitizētas dūņēdāju ejas, un mazākā mērā pārējais kaļķakmens, ko apstiprina arī šajā darbā veikto pētījumu rezultāti.

Dolomitizēti stromatoporāti

Stromatoporāti ir viena no raksturīgām organismu grupām Daugavas un Pļaviņu svītu nogulumos, un arī starp pētītajiem LU Ģeoloģijas muzeja kolekciju paraugiem no Austrumlatvijas un kaimiņreģioniem ir trīs stromatoporātu fragmenti. Šo organismu atliekas, kuras pamatā sastāv no kalcīta, nedaudz ir skāruši arī dolomitizācijas procesi.

Stromatoporātu atliekas ir brūnganpelēkas, samērā izturīgas un blīvas, gandrīz bez porām un kavernām. Tām ir smalka tekstūra, ko nosaka šai organismu grupai tipisko horizontālo *plāksnīšu* un vertikālo *stabiņu* mija (61. att.). Gan plāksnītes, gan stabiņus, gan arī *šūnas* starp tiem veido **pilnkristālisks kalcīts** ar kristālu diametru <0,01-0,15 mm.



61. att. Plānslīpējuma mikrofoto-grāfija: dolomitizēts stromatoporāts. Labajā malā redzama kalcītiskā stromatoporāta uzbūve - horizontālo plāksnīšu un vertikālo stabiņu mija (sārtie). Kreisajā malā skatāma daļa no pilnīgi dolomitizētas urbējorganisma ejas (gaišpelēkā). Dolomīta kristālus sastop arī izkliedētā veidā stromatoporāta "pamatmasā", kur tie asociē ar mikrītiskiem kalcīta agregātiem (tumšsarkanie). Domājams, ka izkliedētie dolomīta kristāli ir veidojušies vienlaicīgi ar organisma ejas dolomitizāciju, par ko liecina to paaugstinātais saturs blakus ejai. Paraugs no E. Krausa ievāktās Latvijas ziemeļaustrumu Franas stāva karbonātiežu kolekcijas. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paralēli.

Stabiņi un plāksnītes plānslīpējumā izceļas ar nedaudz tumšāku krāsu, ko nosaka melni un pelēki amorfi piemaisījumi (Fe^{3+} vai mangāna savienojumi, vai arī sulfīdu minerāli). Bez tam plāksnītēs nereti ir mazāks kalcīta kristālu diametrs, bet stabiņos kristāliem biežāk ir iegarena forma un vertikāla orientācija. Savukārt, šūnu iekšienē ir visdziļākie un vislielākie kalcīta kristāli. Jāatzīmē gan, ka šīs likumsakarības ir spēkā tikai vietām, un bieži vien stabiņos, plāksnītēs un šūnās ir izplatīti identiskas struktūras kalcīta kristāli, bez tam kristālu robežas bieži nesakrīt ar minēto iecirkņu kontūrām.

Šūnu garums (attālums starp stabiņiem) ir mainīgs - 0,15-0,8 mm, bet to biezums (attālums starp plāksnītēm) būtiski nemainās - 0,13-0,2 mm. Vietām sastop lielākas šūnas ar izmēriem līdz 0,3 x 1 mm, kurās var novērot arī vislielākos kalcīta kristālus. Bieži vien šūniņās, it sevišķi lielākajās, kalcīta kristālu diametrs pieaug no malas uz vidu, kas liecina par *sākotnēji tukšu šūniņu cementāciju ar kalcītu*, nevis par šī minerāla pārkristalizēšanos. Kalcīta kristālos šūniņu vidū nereti ir *paaugstināts Fe^{2+} saturs*, uz ko norāda sārti violets tonis plānslīpējumā, kas krāsots ar kombinēto reaktīvu. Pāreja no sarkanās krāsas (kalcīts ar nelielu Fe^{2+} saturu) uz sārti violeto krāsu (dzelzainais kalcīts) bieži nesakrīt ar kristālu robežām, kas atspoguļo kalcīta ķīmiskā sastāva izmaiņas tā kristālu augšanas gaitā.

Stromatoporātos bieži sastop arī *slēpt- un mikrokristālisku kalcītu*. Kādā paraugā mikrīta saturs ir no 5 līdz 10 %, un visbiežāk tas aizpilda šūnas (reizēm tikai to apakšdaļas), bet nav izplatīts stabiņos un plāksnītēs. Mikrītisko agregātu robežas parasti ir bumbuļveidīgas. Reizēm sastop lielākus iegarenus agregātus, kuri ir orientēti aptuveni paralēli stromatoporāta plāksnītēm, tomēr nedaudz šķērso tās. Šo agregātu maksimālie izmēri ir 0,1 x 1 cm. Spriežot pēc bumbuļveida formas un literatūrā (Johnson, 1971) atzīmētās raksturīgās stromatoporātu asociācijas ar aļģēm, iespējams, ka mikrītiskie agregāti ir *aļģu veidojumi*.

Citā stromatoporāta paraugā slēpt- un mikrokristāliskais kalcīts ir ievērojami izplatītāks. Tas veido ne tikai bumbuļveida agregātus, bet arī 0,6-3,5 mm biezus slānīšus, kuri mijas ar līdzīga biezuma smalkās šūnveida tekstūras kārtiņām. Slēpt- un mikrokristāliskā kalcīta slānīšos sastop arī nelielus pilnkristāliska kalcīta iecirkņus, atsevišķus brahiopodu fragmentus, kā arī slāņojumam paralēli orientētus 0,8-1,2 mm garus sazarotus un sīki viļņotus veidojumus - domājams, *aļģu atliekas*. Pēdējo klātbūtne ir papildus apstiprinājums aļģu lomai slēpt- un mikrokristāliskā kalcīta veidošanās procesā.

Dolomīta saturs stromatoporāta paraugos svārstās no 1-2 % līdz aptuveni 5 %, un tam raksturīgs kristālu diametrs 0,05-0,15 mm, reti līdz 0,3 mm. Dolomīts izteikti asociē ar slēpt- un mikrokristālisko kalcītu (sk. 61. att.) - to sastop gan mikrīta slānīšos, gan agregātos, kuri vietām aizpilda stromatoporāta šūnas. Dolomīta kristāli, kuri aizvietojuši bumbuļveidīgos mikrītiskā kalcīta agregātus, ir izsekojami tikai vienas stromatoporāta kārtiņas ietvaros, neizejot blakus kārtiņās. Reizēm tos ir korodējis pilnkristāliskais kalcīts ar nelielu dzelzs saturu, bet citos gadījumos arī dzelzainais kalcīts. Bez tam dolomīts ir izplatīts no 1 x 1 mm līdz 2 x 10 mm lielos ieapaļos un iegarenos

agregātos - *urbējorganismu ejās* (sk. 61. att.). Tā saturs šajos veidojumos ir ļoti augsts - parasti 80-90 %. Svarīgi atzīmēt, ka arī mikrītiskā kalcīta agregātos, kuri aizpilda stromatoporāta šūnas, visaugstākais dolomīta kristālu saturs ir blakus intensīvi dolomitizētajām urbējorganismu ejām.

Karbonātu minerālu veidošanās un izmaiņas stromatoporātos norisinājās vairākās stadijās. Sākotnēji šie organogēnie veidojumi ir bijuši poraini, un tikai raksturīgie stabiņi un plāksnītes sastāvēja no kalcija karbonāta. Domājams, ka agrīni veidojumi ir arī *slēpt- un mikrokristāliskā kalcīta* agregāti un slānīši, ko apstiprina to sakrītība ar stromatoporātu tekstūru. Iespējams, ka mikrītiskie kalcīta agregāti un slānīši ir aļģu veidojumi, kuri auguši vienlaicīgi ar stromatoporātu. *Pilnkristāliskais kalcīts*, kas ir dominējošais stromatoporātu komponents un veido gan skeletu, gan šūnas, acīmredzot, ir daļēji radies sākotnējā kalcija karbonāta pārkristalizēšanās rezultātā (stabiņos un plāksnītēs), bet daļēji audzis no jauna (šūnu cements). Tāpat kā iepriekš aprakstītajos organogēnajos un hemogēnajos kaļķakmeņos ar dolomīta lēcām, pilnkristāliskā kalcīta cements visdrīzāk atbilst kataģenēzes stadijai.

Šķiet, ka *dolomīts* ir vienlaicīgi veidojies gan urbējorganismu ejās, gan arī slēpt- un mikrokristāliskajos stromatoporāta agregātos un slānīšos. Par to liecina dolomīta kristālu līdzīgie izmēri visos minētajos iecirkņos un fakts, ka šī minerāla saturs stromatoporāta "pamatmasā" pieaug intensīvi dolomitizēto urbējorganismu eju tuvumā (sk. 61. att.). Tas norāda, ka dolomīts ir veidojies pēc stromatoporāta izaugšanas un urbējorganismu darbības. No otras puses, dolomīts pēc ģenēzes ir agrāks par pilnkristālisko kalcītu, kurš bieži ir korodējis dolomīta kristālus. Pēc pašreizējo pētījumu datiem nebija iespējams noteikt precīzāk, kurai dia- vai kataģenēzes stadijai atbilst stromatoporātu dolomitizācija.

Vienmērīgi dolomitizēti kaļķakmeņi

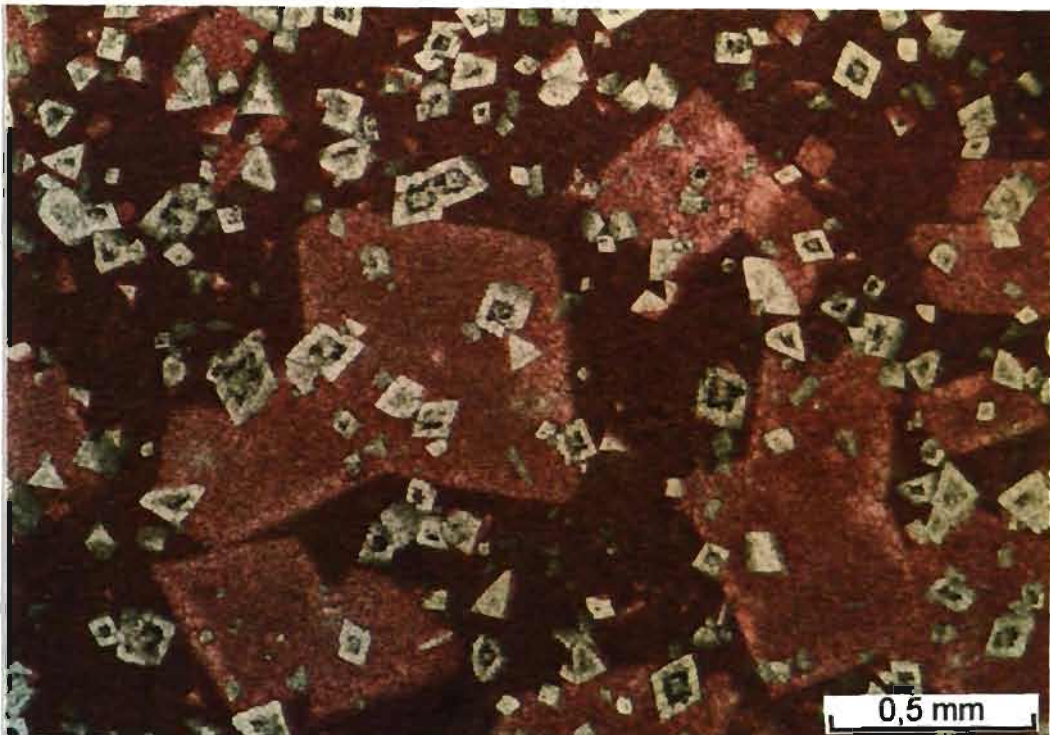
Iepriekš aprakstītajos dolomitizēto kaļķakmeņu paveidos dolomīts veido vairāk vai mazāk krasus agregātus, kuri asociē ar dažādiem iecirkņiem - lēcām, plaisām, organismu ejām, slēpt- un mikrokristāliskiem agregātiem u.c. Taču sastop arī tādus karbonātiežus, kuros dolomīts ir vienmērīgi izkliedēts un tā saturs nav paaugstināts noteiktas struktūras vai sastāva iecirkņos. Vienmērīgi dolomitizēti kaļķakmeņi dominē apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļas karbonātiežu atsegumā Karvā (starp Alūksni un Api) Vaidavas upes labajā krastā, bet citos atsegumos un paraugos no LU Ģeoloģijas muzeja kolekcijām tie ir konstatēti reti.

Vienmērīgi dolomitizētie kaļķakmeņi ir gaiši brūnganpelēki un brūnganpelēki, reizēm ar vāji izteiktu slāņojumu, ko nosaka dolomitizācijas pakāpes atšķirības. Arī kaļķakmeņu lūzums ir atkarīgs no dolomīta piejaukuma. Vāji dolomitizētos iecirkņos tas ir porcelānveida, bet intensīvi dolomitizētos - mirdzošs, nelīdzens.

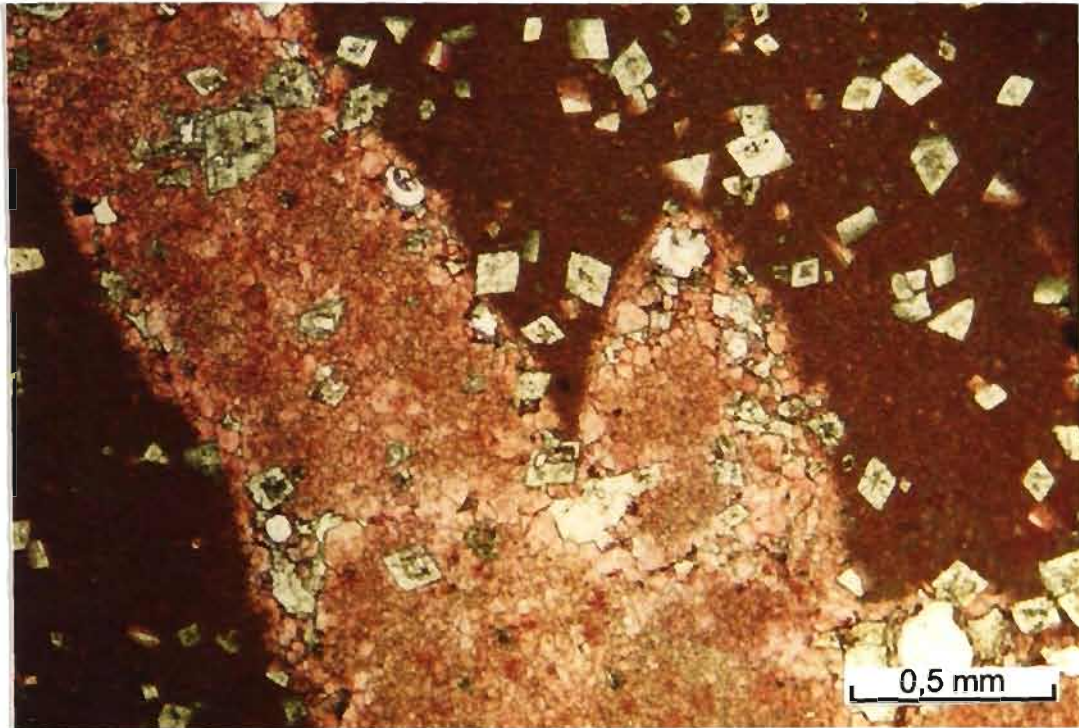
Mikroskopā redzams, ka **kaļķakmeņu pamatmasa** ir viendabīga - to veido slēptkristālisks kalcīts. Taču bieži sastop arī īpatnējus pilnkristāliska (mikro- un ļoti smalkkristāliska) **kalcīta agregātus ar romboedrisku formu** (62. att.). Retāk tie ir

daudzšķautņaini, ieapaļi vai iegareni ar sašaurinātiem galiem. Pilnkristāliskā kalcīta veidojumu diametrs svārstās no 0,15 līdz 2 mm, bet to saturs kaļķakmeņos ir dažāds - vietām zemāks par 5 %, citur pārsniedz 50 %. Augstas koncentrācijas gadījumā romboedriskie agregāti ir cieši saauguši kopā un slēptkristālisku kalcītu sastop starp tiem vienīgi sazarotas formas ieslēgumos. Bieži romboedrisko agregātu malās ir lielāki (ļoti smalk- un smalkkristāliski) kalcīta kristāli nekā to vidū. Romboedriskie agregāti ar savu tumšbrūno krāsu labi izceļas arī zāgētā paraugu virsmā un vietām pat svaigā iežu lūzumā.

Svarīgi ir atzīmēt to, ka citā dolomitizēto kaļķakmeņu paveidā - kaļķakmeņos ar dolomīta dzīslām - kopā ar līdzīgiem romboedriskiem pilnkristāliskā kalcīta agregātiem sastop lielākus, bieži vien sazarotus veidojumus, kuriem raksturīga tāda pati struktūra un romboedriskas kontūras. Kādā paraugā no Vuķu atseguma (D₃dg) šādi agregāti ir līdz 2 cm gari, ar asiem galiem un šķēpveida atzariem (63. att.). Līdzīgi mazākajiem romboedriskajiem agregātiem, tie arī sastāv no mikro- un ļoti smalkkristāliska kalcīta. Vēl jo vairāk - tieši tāpat kā romboedros, arī šajos agregātos kalcīta kristālu diametrs pieaug virzienā uz ārpalu. Garie veidojumi atšķiras no mazākajiem agregātiem ar kavemozo vidusdaļu, kur gar kavernu malām arī pieaug kalcīta kristālu izmēri. Pilnkristāliskā kalcīta šķēpveida agregāti izceļas makroparauga zāgētā virsmā kā adatiņas ar gaišāku vidusdaļu.



62. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: Vienmērīgi dolomitizēts kaļķakmens ar romboedriskiem pilnkristāliska kalcīta agregātiem (gaišsārtie). Kalcīta kristālu izmēri bieži pieaug no romboedrisko agregātu vidus uz malām. Redzams, ka zonālie dolomīta kristāli (gaišpelēkie) ir vienmērīgi izkliedēti gan mikrītiskajā kaļķakmeņu pamatmasā (tumšsarkanā), gan pilnkristāliskā kalcīta agregātos, kas liecina par dolomitizācijas procesa norisi pēc visu minēto kalcīta veidojumu kristalizācijas. Apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Karvā (Alūksnes rajons). Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paralēli.



63. att. Plānsīpējuma mikrofotogrāfija: Vienmērīgi dolomitizēts kaļķakmens ar šķēpveidīgu pilnkristāliska kalcīta agregātu (gaišsārtais). Šī agregāta struktūra ļoti atgādina 62. att redzamos romboedriskos kalcīta veidojumus. Augšdevona Daugavas svītas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Vuķos (Alūksnes rajons). Plānsīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paralēli.

Citā paraugā vietām sastop īpatnējus 0,3 x 0,6 - 5 x 5 mm lielus, pārsvarā aptuveni izometriskus iecirkņus, kuru kodolu aizpilda ļoti smalk-, retāk smalk- un vidējkristālisks kalcīts, bet apmalīte nereti ir tukša. Mazākie agregāti ir romboedriski, bet lielākie iecirkņi - sazaroti - taču arī to malām dažkārt piemīt romboedriskas formas iezīmes. Minētie veidojumi labi izceļas arī zāgētā parauga virsmā - redzamas to tukšās apmalītes un ar kalcītu pildītais kodols, kas pēc krāsas ir gaiši dzeltenīgi pelēks.

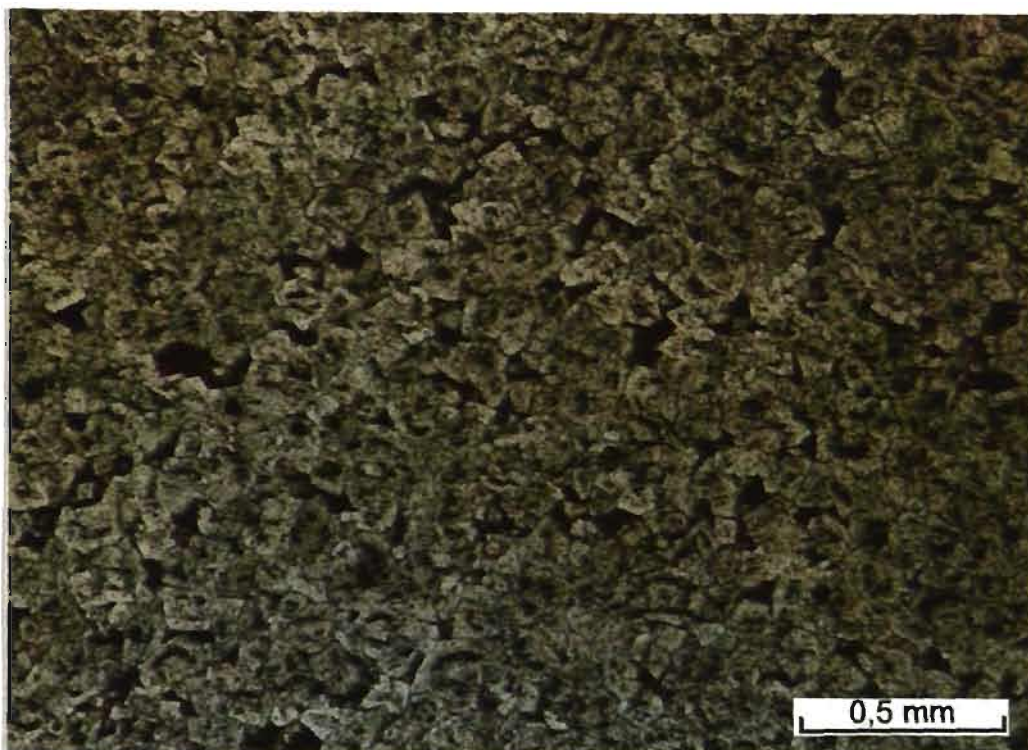
Dolomīta kristālu izplatība nav atkarīga no kaļķakmeņu struktūras - šī minerāla romboedrus sastop kā slēptkristāliskajā pamatmasā, tā pilnkristāliskā kalcīta agregātos. Tas apstiprina dolomīta veidošanos vēlāk par visu aprakstīto kalcīta struktūru izkristalizēšanos.

Dolomīta sadalījums iežos ir dažāds. Reizēm kaļķakmeņi ir vienmērīgi, vāji dolomitizēti, un šī minerāla saturs kaļķakmens pamatmasā nepārsniedz 25 %. Dolomīta kristāli ir auguši no izkļiedētiem kristalizācijas centriem un veidošanās gaitā nav savstarpēji kontaktējuši, kas sekmējis kristalogrāfiski pareizu formu izveidi. Tādēļ dominē idiomorfs, retāk hipidiomorfs dolomīts ar vidējkristālisku struktūru. Citos gadījumos dolomīta sadalījums arī ir vienmērīgs, bet tā saturs ļoti augsts - no 75 līdz 95 % (64. att.).

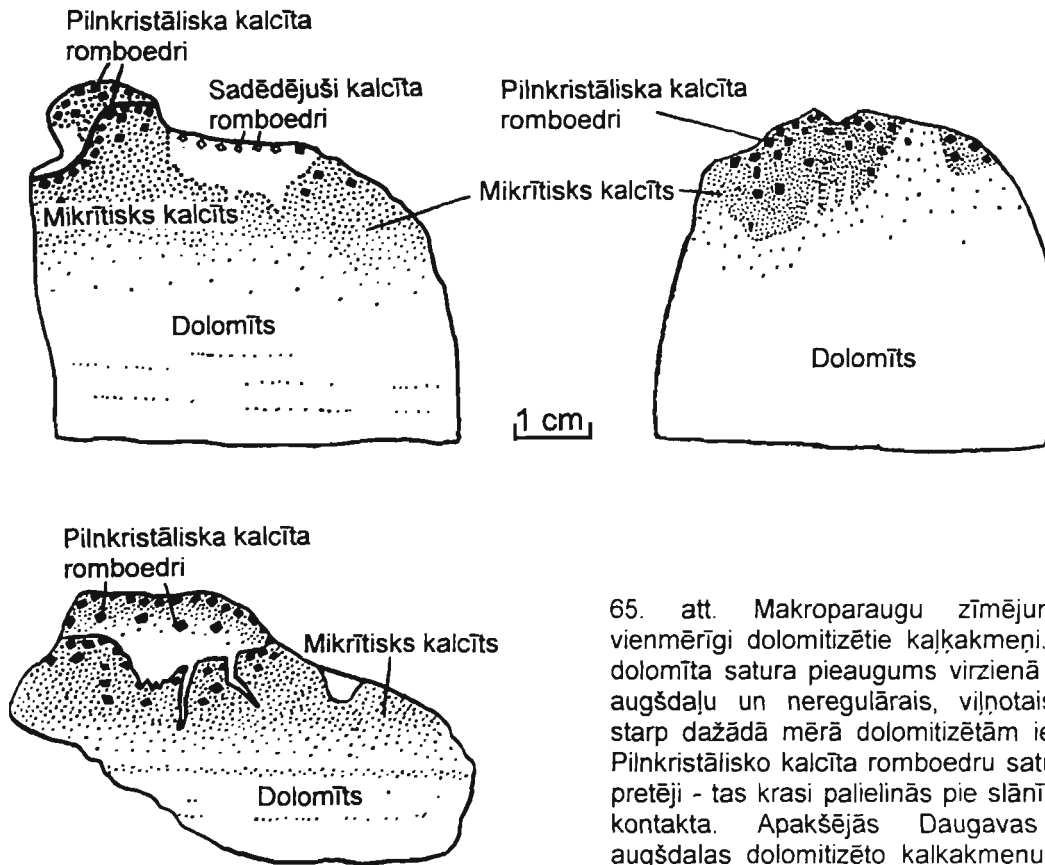
Dolomīts pārsvarā ir smalk- un vidējkristālisks, kristālu ciešā saauguma dēļ ksenomorfs un hipidiomorfs, vietām veido mozaīkas struktūru. Kalcītu sastop tikai neregulāros, līdz 1 mm lielos ieslēgumos starp dolomīta kristāliem. Acīmredzot, jo intensīvāk iezis ir dolomitizēts, jo vairāk dolomīta kristāli augšanas gaitā ir spieduši viens uz otru, traucējot iegūt pareizu kristalogrāfisko formu un lielus izmērus.

Abi šie piemēri atbilst attiecīgi minimālajai un maksimālajai konstatētajai dolomitizācijas procesa intensitātei, taču kaļķakmeņos ir izsekojamas arī visas iespējamās pārejas gan attiecībā uz dolomīta saturu, gan tā kristālu saauguma raksturu.

Bieži *dolomitizācijas pakāpe pakāpeniski mainās 3-5 cm biezo slānīšu ietvaros* - to apakšdaļā dolomīta saturs svārstās no 50 līdz pat 90 %, bet augšdaļā nepārsniedz dažus desmitus procentu (65. att.). Robeža starp dažādā mērā dolomitizētajām slāņa daļām bieži ir neregulāra, viļņota, ar amplitūdu vismaz līdz 1 cm. Reizēm pašā slānīšu augšdaļā ir izsekojama vēl viena 0,5-1 cm bieza kārtiņa ar ļoti neregulāru viļņveidīgu formu, kurā mazākā mērogā izpaužas tādas pašas dolomīta sadalījuma likumsakarības - apakšdaļa sastāv no gandrīz tīra dolomīta, bet virzienā uz augšu šī minerāla saturs strauji samazinās, līdz to sastop tikai izkliedētu kristālu veidā. Vietām var novērot dolomīta dzīslīņas, kuras no intensīvi dolomitizētās slānīša apakšdaļas iesniedzas zemāk iegulošā slānīša kalcītiskajā augšdaļā.



64. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: Vienmērīgi, intensīvi dolomitizēts kaļķakmens, kurā dolomīta kristāli (pelēkie) ir cieši saauguši kopā, un kalcītu (tumšsarkanais) sastop tikai neregulāras formas šazarotos ieslēgumos. Apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Karvā (Alūksnes rajons). Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reakktīvu. Nikoli paralēli.



65. att. Makroparaugu zīmējumi: tipiski vienmērīgi dolomitizētie kaļķakmeņi. Redzams dolomīta satura pieaugums virzienā uz slānīšu augšdaļu un neregulārais, viļņotais kontakts starp dažādā mērā dolomitizētām ieža daļām. Pilnkristālisko kalcīta romboedru saturs mainās pretēji - tas krasi palielinās pie slānīšu augšējā kontakta. Apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Karvā (Alūksnes rajons).

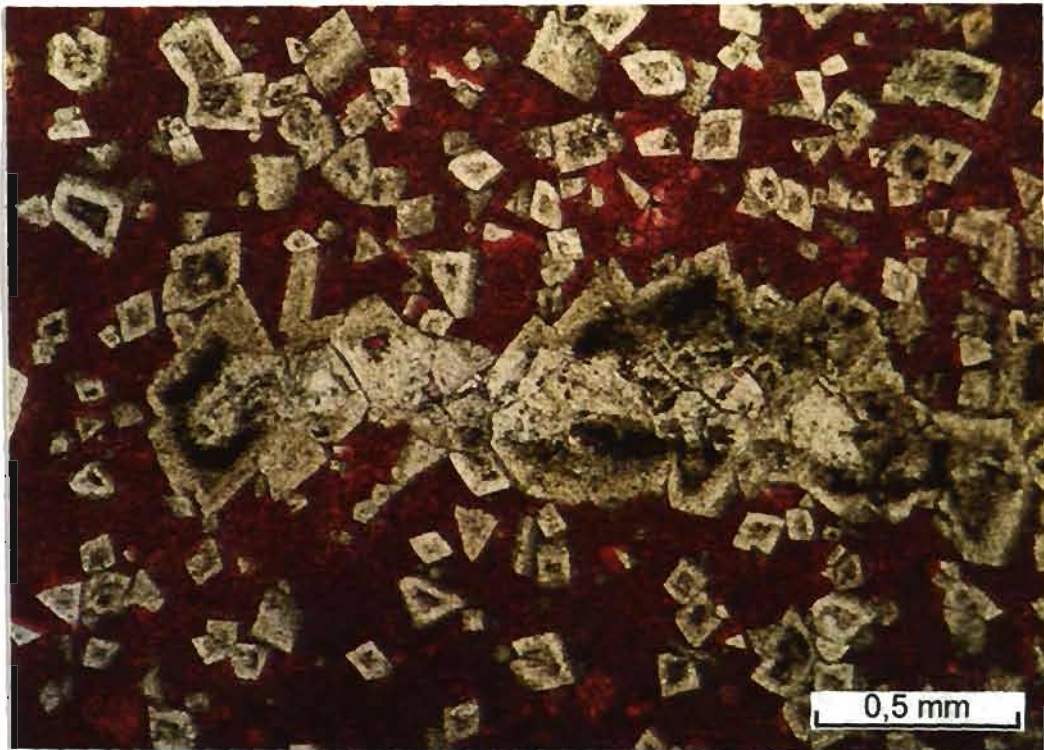
Jāatzīmē, ka *pilnkristāliskā kalcīta romboedru sadalījums ir pilnīgi pretējs nekā dolomītam* - to saturs ievērojami pieaug no slānīšu apakšdaļas uz augšdaļu (sk. 65. att.). Daži kalcīta romboedri krasi pārtrūkst kontaktā ar augstāk uzgulošo slānīti (tiem saglabājušās tikai apakšdaļas), tādējādi liecina par zināmu izskalojumu vai šķīšanu laikposmā starp abu slānīšu veidošanos, un kas ir svarīgi - par pilnkristāliskā kalcīta romboedru izveidi jau pirms nākamā slānīša karbonātiskās duļķes izgulsnēšanās. Attiecībā uz dolomīta kristāliem šādas likumsakarības netika novērotas. Dažkārt kalcīta romboedri slānīšu augšdaļā ir apšķīduši no iekšienes, kas arī, iespējams, ir norisinājies pirms nākamās karbonātisko nogulu kārtiņas uzkrāšanās.

Liela daļa dolomīta kristālu ir zonāli. Bieži tiem ir samērā dzidrs kodols, ko apņem melnu, slēptkristālisku ieslēgumu un kalcīta josliņa, kam atkal seko dzidra apmalīte (sk. 62. att.). Raksturīgi ir arī tādi kristāli, kuros melnie ieslēgumi un kalcīts ir kodolā, bet to apņem viena dzidra apmalīte. Atsevišķos gadījumos zonalitāte ir sekojoša: tumšo ieslēgumu un kalcīta kodols // dzidra josliņa // tumšo ieslēgumu un kalcīta josliņa // dzidra apmalīte.

Reti dolomitizēto kaļķakmeņu tekstūru sarežģī slāņojumam aptuveni paralēlas, līdz 3 mm biezas *lēcveida kārtiņas ar paaugstinātu kalcīta vai dolomīta saturu.* Kādā vāji dolomitizētā kaļķakmenī 20-30% no tilpuma aizņem *lēcas* ar samērā

krasām robežām un izmēriem 0,3 x 0,3 - 1 x 2 cm, kuras izceļas *ar ļoti augstu dolomīta saturu* - no 75 līdz gandrīz 100 %. Īpatnēji, ka pat zāgētā makroparauga virsmā šīs lēcas nemaz neizdalās ieža pamatmasā - tās var izšķirt vienīgi ar krāsošanas palīdzību. Dolomīts lēcās ir smalk- un vidējkristālisks. Tur, kur dolomitizācija ir pilnīga un kristāli saskaras ļoti cieši, tie ir relatīvi nelieli un izteikti ksenomorfi (mozaīkas struktūra), bet nedaudz vājāk dolomitizētajās lēcu daļās kristālu forma ir pareizāka un izmēri mazliet lielāki. Starp dolomīta kristāliem sastopamie kalcīta ieslēgumi pēc struktūras neatšķiras no kaļķakmens pamatmasas. Šajās lēcās dolomīta kristāli ir samērā "nefīri" - bagāti ar piemaisījumiem. Zonāla uzbūve tiem ir tikai nepilnīgi dolomitizētajos iecirkņos; kristālu zonalitāte ir tāda pati kā pamatmasā sastopamajiem romboedriem.

Dažviet iezī sastop vidēj- un rupjkristālisks *karbonātu dzīslīņas*. 0,6-2 mm biezās dzīslīņas ir izsekojamas gan kaļķakmens pamatmasā, gan lēcās; tās šķērso iezi dažādos virzienos un, acīmredzot, ir izveidojušās plaisās un kavernās. Dažas dzīslīņas un to daļas sastāv tikai no kopā saaugušiem, hipidiomorfiem dolomīta kristāliem (66. att.). Bieži vien šādu dzīslīņu malas ir stipri tumšākas nekā kodols, bez tam to dzidruma maiņa nesakrīt ar kristālu formu, bet gan šķērso tos. Pašas kristālu ārējās apmalītes, kas vērstas pret kaļķakmens pamatmasu, ir ar pareizu formu un nedaudz dzidrākas par dzīslīņu malām. Ļoti dzidrs un tīrs ir dzīslīņu kodols - tajā ir maz tumšo ieslēgumu.



66. att. Plānsīpējuma mikrofotogrāfija: dolomīta (gaišpelēkais) dzīslīņa vienmērīgi dolomitizētā kaļķakmenī. Pāreja starp dzīslīņas tumšāko malu un dzidrāko kodolu nesakrīt ar kristālu robežām, bet gan šķērso tos. Kalcīta ieslēgumus (sarkanie) dolomīta kristālos sastop gan dzīslīņas kodolā, gan malās. Apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļas dolomitizēto kaļķakmeņu atsegums Karvā (Alūksnes rajons). Plānsīpējums ir krāsots ar kombinēto reakīvu. Nikoli paralēli.

Kalcīta ieslēgumus dolomīta kristālos sastop gan dzīslīņu vidū, gan malās. No citiem piemaisījumiem "attīrītajā" dzīslīņās kodolā tie izceļas īpaši labi. Kalcīta ieslēgumu kontakti ar dolomīta kristāliem ir zobaini, kas liecina par dolomīta koroziju kalcīta veidošanās laikā.

Vairāku dzīslīņu malās atrodas vidēj- un rupjkristālisks dolomīts, bet kodolu pilnībā aizņem rupjkristālisks, ļoti dzidrs kalcīts. Pret kalcīta kodolu vērstās dolomīta kristālu malas atbilst idiomorfai formai. Jāatzīmē, ka visu veidu dzīslīņās dolomīta kristāliem vietām ir vāji izteikta vēdekļveida nodzišana.

Domājams, ka **karbonātu minerālu veidošanās un izmaiņas** vienmērīgi dolomitizētajos kaļķakmeņos ir bijis daudzstadiju process. *Vissenākajai karbonātu minerālu ģenerācijai pieder slēpt- un mikrokristāliskā pamatmasa.* Visdrīzāk tā atbilst primārām hemogēnām kalcija karbonāta nogulām, kuras tikai nedaudz pārkristalizējušās pēcsedimentācijas procesos.

Vēlāk par mikrītisko materiālu ir veidojušies *piļnkristāliskā kalcīta agregāti.* To raksturīgā romboedriskā forma liek domāt par dolomīta pseidomorfozēm - kalcīta veidošanos ļoti agrīnu lielu dolomīta kristālu vietā pēc to izšķīšanas - taču šādu variantu izslēdz ar romboedriem asociējošie šķēpveidīgi sazarotie kalcīta agregāti. Nav iedomājams, ka tie varētu piederēt dolomītam - minerālam, kurš vienmēr veido izometriskas formas kristālus. Drīzāk iespējams, ka gan šķēpveidīgos agregātus, gan romboedrus jau sākotnēji ir veidojis kāds kalcija karbonāta minerāls. Kā atzīmēts literatūrā (Tucker, Wright, 1990), kalcīta kristāliem dažkārt ir raksturīga romboedriska forma. Nav izslēgts arī, ka minētie veidojumi piederējuši kādam citam mazizplatītam minerālam, kurš vēlāk izšķīdis.

Kā vēl viena iespējamā versija ir jāatzīmē to organogēna izcelsme. Dž. Kuslanskis un Dž. Frīdmans (1981) raksta, ka jūras līlīņu fragmentu daļējas pārkramošanās rezultātā dažkārt saglabājas romboedriski kalcīta veidojumi. Šie autori atzīmējuši, ka minēto organismu atlieku pārkramošanās norisinās selektīvi - paralēli kalcīta skaldnības virzieniem - un tur, kur process nav bijis pilnīgs, sākotnējais krinoideju kalcīts saglabājas romboedru veidā. Krama veidojumi visās Daugavas pasvītās, t.sk. Austrumlatvijas teritorijā, ir atzīmēti vairākās publikācijās (Гравитис, 1963; Лиепиньш, 1963b; Сорокин, 1963). Lai gan vienmērīgi dolomitizētos kaļķakmeņus nav skārusi pārkramošanās, ir iespējama šī procesa norise citā baseina daļā un tā rezultātā izveidoto kalcīta romboedru pārgulsnēšanās. Arī sazarotie šķēpveidīgie agregāti pēc formas varētu atbilst kādu adatādaiņu atlieku fragmentiem.

Tomēr šo skaidrojumu izslēdz vairāki apstākļi. Adatādaiņu fragmenti vienmēr ir monokristāli, kam neatbilst apskatītie romboedri. Maz ticams, ka šādi monokristāli būtu izšķīduši un aizvietojušies ar ļoti smalkkristālisku kalcītu, vai arī notikusi to pārkristalizēšanās. Kā novērots arī dolomitizētajos organogēnajos kaļķakmeņos, monokristāliskās adatādaiņu atliekas ir ļoti stabilas gan pret šķīšanu, gan pārkristalizēšanos, gan arī dolomitizāciju.

Bez tam romboedri, acīmredzot, ir auguši kaļķakmeņos kristālu veidā, nevis nogulsnējušies baseina dibenā kā organismu detrits vai līdzīgs materiāls, par ko pagaidām gan liecina tikai viens novērojums: kādam kalcīta romboedram viens gals atrodas kaļķakmeņu mikrītiskajā pamatmasā, bet otrs šķērso brahiopoda čaulu gandrīz visā tās biezumā. Uz mikrītisko pamatmasu vērstā kalcīta agregāta daļa sastāv no izometriskiem kristāliem, bet brahiopoda čaulu šķērsojošā daļa - no gareniem kristāliem, kuru orientācija sakrīt ar čaulas iekšējo uzbūvi.

Iespējams, ka šie savdabīgie romboedriskie veidojumi ir anhidrīta kristāli, kas diaģenēzes stadijā aizvietojušies ar kalcītu.

Tādējādi piļnkristāliskā kalcīta romboedrisko un sazaroto agregātu ģenēze pagaidām nav īsti skaidra. Taču ir zināms, ka tie ir veidojušies pirms katra nākamā dažus centimetrus biezā kaļķakmeņu slānīša izveides - vai nu tieši karbonātisko

nogulu uzkrāšanās laikā, vai arī to litifikācijas gaitā. To pierāda jau minētais fakts, ka kontaktā ar augstāk iegulošo slānīti romboedriem vietām ir "norauta" augšdaļa.

Svarīgs ir jautājums par *vienmērīgi izkliedēto dolomīta kristālu ģenēzi*. Līdzīgais dolomīta sadalījums dažādās kalcīta struktūrās - pamatmasā un pilnkristāliskajos romboedros - liecina par tā veidošanos gan pēc pamatmasas, gan pēc romboedru kristalizācijas. Nozīmīgu informāciju sniedz dolomīta sadalījums slāņkopas ietvaros. Kā jau minēts, tā izplatība ir vai nu vienmērīga visā slāņu biezumā, vai arī samērā pakāpeniski pieaug virzienā no to augšas uz apakšu, bet nemainās gar plaisām un reti veido vertikāli orientētas dzīslīņas.

Domājams, ka *tas norāda uz dolomitizācijas procesa saistību ar sedimentācijas baseina ūdeni vai arī pusšķidru nogulu porās modificētu šķīdumu*. Ja dolomitizācija būtu notikusi jau litificētā iezī gar noslāņojuma virsmām, grūti izskaidrojams ir fakts, kāpēc dolomīta saturs pieaug tikai no šīm horizontālajām plaknēm uz augšu, bet ne uz leju. Tas, ka pilnkristāliskie kalcīta romboedri ir eksistējuši jau pirms dolomīta, nenoliedz pēdējā agrīnu ģenēzi, jo jau diaģenēzē ir iespējama karbonātu minerālu pārkristalizēšanās un kristalizācija no jauna.

Viss iepriekšminētais, domājams, norāda uz vienmērīgi izkliedēto dolomīta kristālu veidošanos kalcija karbonāta aizvietošanās rezultātā *diaģenēzes stadijā*, kad nogulas vēl atradās kontaktā ar sedimentācijas baseina ūdeni. Acīmredzot, dolomitizācija nenotika nogulu augšējā kārtā tiešā jūras ūdens iedarbībā, kam par iemeslu varēja būt nepietiekams CO₂ saturs, Mg²⁺ jona hidratācija, piesātinājums ar SO₄²⁻ jonu un citi faktori, kas plaši atzīmēti literatūrā. Taču jūras ūdens filtrējās arī dziļāk nogulās, un jau pirmajos centimetros, domājams, modificējās tā sastāvs vai pH režīms, kas deva iespēju kalcija karbonāta dolomitizācijai.

Jāapskata arī *dolomīta lēcu un dzīslīņu ģenēze*. Acīmredzot, ciešāk saaugušie, viendabīgākie dolomīta kristāli lēcās ir veidojušies vienlaicīgi ar pamatmasā izkliedēto dolomītu. Iespējams, ka lēcveidīgie dolomīta agregāti auga kādos lokālos iecirkņos ar paaugstinātu māla saturu, pazeminātu vai paaugstinātu porainību.

Dolomīta veidošanās dzīslīnās acīmredzami ir bijis kataģenētisks process. To apstiprina fakts, ka dzīslīņas šķērso iezi dažādos virzienos, kā arī to krasās robežas un zonalitāte. Šķiet, ka lieli dolomīta kristāli augšanas gaitā ir daļēji asimilējuši ieza pamatmasā izkliedētos piemaisījumus un "atspieduši" tos dzīslīņu malās. Iespējams, ka dolomīts ir kristalizējies dzīslīnās vairākkārtīgi, kā rezultātā vēlīnie kristāli ieguvuši kopīgu kristalogrāfisko orientāciju ar relatīvi agrīnajiem. Rupjkristāliskais kalcīts, kas veido dzīslīņu kodolu, ir kristalizējies vēlākā kataģenēzes procesa etapā nekā dolomīts.

Domājams, ka dolomīta kristāli ir ieguvuši savu zonālo uzbūvi vairākstadiju augšanas rezultātā: kristalizācijas etapus, kad veidojās dzidrākie iecirkņi, nomainīja pārtraukumi un daļēja šķīšana, kuras laikā uzkrājās tumšo piejaukumu josliņas. Kalcīts visdrīzāk ir iekļuvis dolomīta kristālu kodolos un zonālajās josliņās dedolomitizācijas rezultātā, kura aktīvāk norisinājās ar piejaukumiem bagātākajos kristālu iecirkņos. Šādu ģenēzi apliecina kalcīta ieslēgumu neregulārā forma ar korozijas pazīmēm gan virzienā uz dolomīta kristālu kodolu, gan uz ārmalām.

Vidēj-rupjkristāliski kalcītdolomīti

Kalcītdolomīti ar sarežģītu uzbūvi, kuros smalkkristāliska dolomīta lēcveida slānīši un lēcas mijas ar kārtiņām, kas sastāv no vidēj- un rupjkristāliska dolomīta un kalcīta, šī darba gaitā konstatēti tikai Karvas atseguma (D_3dg_1) apakšējā daļā - tieši virs mālaina slāņa, kurš atbilst Vaidavas upes līmenim. Makroskopiski šie ieži ir tumši brūnganpelēki, tumšāki par pārējiem dolomitizēto kaļķakmeņu paveidiem. Pat ar neapbruņotu aci labi redzama to lēcveidīgā un slāņotā struktūra, kuru nosaka mirdzošu rupjkristālisku un nespodru pelēcīgu iecirkņu un kārtiņu mija. Pelēcīgos iecirkņus bieži šķērso slāņojuma virzienā orientētas līdz 2 mm biezas mālainas josliņas, kuras zāgētā paraugu virsmā izdalās kā iegrauzumi. Slānīšu un lēcu biezums svārstās no milimetra daļām līdz aptuveni 2 cm.

Novērojumi mikroskopā liecina, ka mirdzošās lēcas un slānīši sastāv no vidēj- un rupjkristāliska dolomītkaļķakmens, bet nespodrie, pelēcīgie iecirkņi un kārtiņas - no ļoti smalk- un smalkkristāliska dolomīta. Slānīši nav izturēti, tie bieži sazarojas un izķīlējas. Reti šī paveida dolomitizētajos kaļķakmeņos sastop iegarenus, līdz 1 mm garus, fosfātiskus zivju kaulus. Fosfātu ieslēgumi ir bijuši nepārvarami šķēršļi kalcīta un dolomīta augšanai, ko pierāda karbonātu kristālu ksenomorfās robežas, kuras pēc formas "pielāgojas" zivju kauliem. Reizēm gan kauli ir vairākās vietās mehāniski pārlauzti un nedaudz atliekti, iespējams, pateicoties karbonātu kristālu augšanai.

Ļoti smalk- un smalkkristāliskā dolomīta lēcās un slānīšos ir ļoti neliels kalcīta saturs, bet var novērot māla un Fe^{3+} savienojumu piejaukumu (67. att.). *Dolomīta* kristāli nav sevišķi cieši saauguši, bez tam starp lielākiem kristāliem bieži sastop mazākus. Kristāli ir ksenomorfi, bet mālainākajās slānīšu daļās arī hipidiomorfi un idiomorfi, vietām pelēcīgi, bagāti ar piejaukumiem, bet citur dzidri un tīri. Bieži tajos redzami melni punktveida ieslēgumi, kas dažviet ir vienmērīgi izkliedēti, citur koncentrējas kodolā vai arī josliņā starp kodolu un apmalīti. Šos ieslēgumus, domājams, veido trīsvērtīgās dzelzs vai mangāna savienojumi, bet nav izslēgta arī sulfīdu minerālu klātbūtne.

Dolomītkaļķakmens lēcās un slānīšos kalcīta un dolomīta attiecība ir no 70/30 % līdz 40/60 %. *Dolomīts* šeit ir idiomorfs un hipidiomorfs, vidēj- un rupjkristālisks ar maksimālo kristālu diametru 0,6 mm. Dolomīta kristāliem ir raksturīga tipiskā zonalitāte, kas jau atzīmēta citu dolomitizēto kaļķakmeņu paveidu raksturojumā: parasti - dolomīta kodols // kalcīta un tumšo piemaisījumu josliņa // dolomīta apmalīte; retāk - kalcīta un tumšo piemaisījumu kodols // dolomīta apmalīte; vēl retāk - kalcīta kodols // dolomīta josliņa // kalcīta un tumšo piemaisījumu josliņa // dolomīta apmalīte (sk. 67. att.).

Pēdējā gadījumā kalcīta kodols nereti ir romboedrīks un atbilst dolomīta kristālu malu kontūrām. Raksturīgi, ka kalcīta ieslēgumu robežas ir izrobotas, tomēr krasas, turpretī tumšo piemaisījumu koncentrācija parasti pakāpeniski samazinās uz abām pusēm no to veidotajām josliņām.



67. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: vidēj-rupjkristāliska kalcītdolomīta uzbūve. Ļoti smalk- un smalkkristāliska dolomīta lēcveida slānītis (attēla kreisā mala un vidusdaļa) izceļas ar mazākiem kristālu izmēriem, ciešāku to saaugumu un augstāku piejaukumu saturu (māls, Fe^{3+} savienojumi u.c.). Vidēj-rupjkristāliskā kalcīta un dolomīta lēca (attēla labā mala, apakš- un augšdaļa) atšķiras ar ievērojami lielākiem pareizas formas dolomīta kristāliem un augstu kalcīta saturu. Daudziem dolomīta kristāliem ir labi izteikta zonalitāte. Apakšējās Daugavas pasvītas augšdaļas dolomitizēto kalņakmeņu atsegums Karvā (Alūksnes rajons). Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu: dolomīts ir gaišpelēks, kalcīts - sarkans. Nikoli paralēli.

Kalcīts starp dolomīta kristāliem arī ir vidēj- un rupjkristālisks, ar ļoti smalk- un smalkkristāliska piejaukumu. Saaugums ir ciešs - gluds un noapaļoti zobains. Dolomītkalņakmens lēcās starp kalcīta kristāliem un uz kontaktiem starp kalcītu un dolomītu reizēm var novērot rūsganus Fe^{3+} savienojumu piesmērējumus. Dažkārt trīsvērtīgās dzelzs oksīdu un hidroksīdu joslīņas norobežo ar kalcītu bagātos iecirkņus no dolomīta.

Vietām var novērot, ka tīra kalcīta iecirkņu centrālajā daļā kristālu izmēri ir ievērojami lielāki nekā to malās, bet citur šāda likumsakarība nav vērojama. Krāsošana ar kombinēto reaktīvu liecina, ka bieži *kalcīts ir dzelzains* un krāsojas sārti violets (sk. 9. att.). Sarkanās krāsas (kalcīts ar nelielu Fe^{2+} saturu) un sārti violetās krāsas (dzelzains kalcīts) sadalījums ir nevienmērīgs - pārsvarā gadījumu tas nesakrīt ar kristālu robežām un liecina par kristālu ķīmiskā sastāva izmaiņām to augšanas gaitā. Lai gan krāsu pāreja bieži ir izplūdusi, tomēr var novērot, ka iecirkņi ar zemāku Fe^{2+} saturu visbiežāk ir kalcīta kristālu malās.

Tas parāda, ka augšanas sākumstadijās kalcīta kristālos ir bijis zemāks dzelzs saturs, bet vēlāk tas paaugstinājies. Pēc elektronu mikrozonas analīzes datiem, tajos kalcīta kristālu iecirkņos, kuri krāsojas sarkani ar kombinēto reaktīvu, Fe^{2+} saturs attiecībā pret kopējo katjonu saturu ir 0,15-0,5 mol % (2 mērījumi), bet sārti violetajos iecirkņos tas ir 0,26-0,86 mol % (6 mērījumi). Tādējādi dzelzs satura

atšķirības dažādās kalcīta kristālu daļās ir nelielas un tuvojas elektronu mikrozondes analīzes izšķirtspējas robežai. Šis fakts apliecina kombinētā reaktīva augsto jūtīgumu, kurš krāso dažādos toņos pat iecirkņus ar Fe^{2+} satura atšķirībām dažas desmitdaļas procenta.

Kā redzams, vidēj- un rupjkristāliskajiem kalcītdolomītiem ir visai sarežģīta uzbūve, kas rada grūtības **karbonātu minerālu veidošanās un izmaiņu** procesu noskaidrošanā. Taču, domājams, ka šo procesu sākumstadijas ir bijušas līdzīgas iepriekš raksturotajiem dolomitizēto kaļķakmeņu paveidiem - *dolomīta kristāli ir visdrīzāk auguši diaģenēzē kalcija karbonāta nogulās, kuras vēl nebija līdz galam litificētas*. Par to liecina paaugstināts dolomīta saturs mālainākajos iecirkņos, ko būtu grūti izskaidrot, ja šis minerāls veidotos jau litificēta kaļķakmens aizvietošanas ceļā - mālainie iecirkņi izceļas ar zemāku ūdenscaurlaidību. Iespējams, ka mālainākajos iecirkņos dolomitizācijas process norisinājās straujāk, un izveidojās daudz smalku kristāliņu, bet tīrākajās kalcītiskajās lēcās un slānīšos lēni auga lielie pareizas formas dolomīta romboedri. Ļoti iespējams, ka dolomīta kristāli ir turpinājuši augt vēlākās pēcsedimentācijas stadijās, vai arī tie ir pārkristalizējušies.

Pašlaik novērojamās kalcīta un dolomīta attiecības kalcītdolomītos visticamāk aptuveni atbilst tām šo minerālu proporcijām, kuras izveidojās dolomitizācijas procesa noslēgumā, un vidēj-rupjkristāliskais kalcīts nav veidojies dedolomitizācijas rezultātā. Dedolomitizāciju izslēdz tas, ka kalcītiskajos iecirkņos dolomīta kristāli ir relatīvi lieli, dzidri un ar pareizu formu, bet mālainā dolomīta lēcās un slānīšos tie ir mazāki un bagātāki ar piemaisījumiem.

Savu vidēj- un rupjkristālisko struktūru kalcīts ir nenoliedzami ieguvis pēcsedimentācijas procesu gaitā. Grūti gan pateikt, vai sākotnēji ir izšķīdusi primārā kaļķakmens pamatmasa un lielākie kalcīta kristāli ir auguši porās, vai arī vidēj- un rupjkristāliskais kalcīts ir veidojies sākotnējā kalcītiskā materiāla pārkristalizēšanās gaitā. Visdrīzāk gan sākumā ir dominējuši kalcīta šķīšanas procesi, un lielie kristāli ir daļēji aizpildījuši to rezultātā izveidojušās poras. Uz to norāda gan vietām konstatētā kalcīta kristālu izmēru palielināšanās no lēcu malas uz vidu, gan arī jau apskatītais dzelzainā kalcīta sadalījums.

Augšanas vai pārkristalizēšanās gaitā kalcīts bieži no iekšienes ir aizvietojis dolomīta kristālus, kuros sastop kalcīta kodolus un zonālas apmalītes ar korozijas pazīmēm. Iespējams, ka tieši dolomīta šķīšanas rezultātā kalcīts ir ieguvis paaugstināto dzelzs saturu, jo kā liecina elektronu mikrozondes dati, šajā iežu paveidā dolomīta kristālos Fe^{2+} saturs attiecībā pret kopējo katjonu saturu svārstās no 0,6 līdz 1,1 mol % (vidēji 0,8 mol %), kas pārsniedz tā koncentrāciju kalcītā (vidēji 0,5 mol %).

Kalcīta pārkristalizēšanās, augšana cementa veidā un dolomīta kristālu aizvietošana no iekšienes visdrīzāk ir norisinājusies kataģenēzes stadijā. Ļoti iespējams, ka aktīvu kalcija karbonāta šķīšanu, migrāciju un kristalizēšanos tieši vidēj- un rupjkristāliskajos kalcītdolomītos sekmējis apstākļi, ka tie pārsedz mālainu slāni, tādēļ ir piesātināti ar ūdeni, kas bija labi novērojams atsegumā Vaidavas upes

krastā. Domājams, ka arī visā ilgstošajā ģeoloģiskajā vēsturē pēc devona perioda, kopš teritorija nonāca sauszemē, pazemes un atmosfēras ūdeņi ir visaktīvāk filtrējušies tieši virs minētā māla slāņa. Augstāk iegulošajos dolomitizēto kaļķakmeņu slāņos vidēj- un rupjkristāliskam calcītam ir pakārtota nozīme.

Dolomīti ar reliktu struktūru

Sešos iepriekšminētajos karbonātiežu paveidos var izsekot dolomitizācijas procesa attīstības pirmos iedīgļus - izkļiedētus dolomīta kristālus, to nelielus agregātus, lēcas un dzīslas. Dolomīts ir iekļauts kaļķakmeņu pamatmasā un tā attiecībās ar primāro calcīta struktūru bieži ir izsekojamas abu karbonātu minerālu veidošanās stadijas, pēc kurām ir iespējams izdarīt dažus secinājumus par dolomitizācijas procesa norises laiku.

Taču kaļķakmeņu un dolomītu pārejas zonā Austrumlatvijā un kaimiņreģionos sastop arī tīrus dolomītus, daži paraugi no kuriem ietilpst arī E. Krausa vāktajā Latgales ziemeļaustrumu daļas karbonātiežu kolekcijā (LU Ģeoloģijas muzejs). Šajos iežos vietām ir izšķiramas primāras organogēnās tekstūras iezīmes, kuras pierāda to veidošanos kaļķakmeņu dolomitizācijas ceļā.

Dažkārt **dolomīti** ir *dažādkristāliski* - ar kristālu diametru no milimetra tūkstošdaļām līdz 0,2 mm. Šķiet, ka dolomīta struktūra un tekstūra aptuveni atbilst sākotnējām kaļķakmeņu uzbūves īpatnībām. Bieži sastop *sīkas, tumšas ieapaļas piciņas*, kuras sastāv no slēpt- un mikrokristāliska dolomīta un ir vai nu koprolīti, vai alģu atliekas, vai arī pārskaloti nogulu fragmenti. Starp piciņām atrodas dzidrāks smalkkristālisks dolomīts. Jāatzīmē, ka arī tīros kaļķakmeņos bieži sastop mikrītiskas piciņas, kuras apņem lielāki calcīta kristāli. Šādu kaļķakmeņu dolomitizācijas rezultātā, domājams, izveidojās minētā tekstūra.

Sastop arī dolomītus ar samērā *vienādkristālisku struktūru*, kuru kristālu diametrs svārstās no 0,1 līdz 0,4 mm. Taču arī to uzbūve nav viendabīga: var novērot *neregulāras formas lēcas* ar izmēriem milimetros, kuras veido cieši saauguši, ksenomorfi, ar gaišbrūniem piemaisījumiem (Fe^{3+} savienojumi, māls vai slēptkristāliski karbonātu minerāli) bagāti dolomīta kristāli. Starp šīm lēcām sastop *mazākus un gaišākus iecirkņus*, kuros dolomīta kristāliem ir dzidras apmalītes, lielāki izmēri un pareizāka forma. Dažkārt gaišo iecirkņu kodolā ir kaverna, un kuru vērsta pareizi romboedriska dolomīta kristālu malas.

Dolomītos ar reliktu struktūru bieži var novērot 0,15-0,5 mm platus un 1-10 mm garus, liektus veidojumus, kuri izceļas ar savu dzidrumu un caurspīdīgumu. Šo veidojumu forma un izmēri liecina, ka tie ir *vai nu gliemeņu, vai brahiopodu čaulu fragmenti*, kas dolomitizēti pēcsedimentācijas procesos. Īpatnēji, ka čaulu ārējā mala, kura ir labi izsekojama visā tās garumā, nesakrīt ar dolomīta kristālu robežām un bieži tos šķērso. Dolomīta kristālu daļa, kas atbilst ieža pamatmasai, ir vienmērīgi piesātināta ar gaišbrūniem piemaisījumiem (Fe^{3+} savienojumiem, mālu vai slēptkristāliskiem karbonātu minerāliem), bet čaulai "piederošā" daļa ir dzidra un

satur tikai izkliedētus melnus punktveida un nūjiņveida ieslēgumus (Fe^{3+} , mangāna savienojumus vai sulfīdu minerālus).

Kāds iegarens veidojums sastāv no trim 0,15 mm platiem un 0,7-0,8 mm gariem dolomīta kristāliem ar ļoti ciešu saaugumu, kuriem paralēli stiepjas arī izplūdušas gaišbrūnu piejaukumu josliņas. Domājams, ka šis agregāts ir *dolomitizēta brahiopoda čaula*, ko pierāda gari stiepto dolomīta kristālu orientācija paralēli tās garenasij, kā arī līdzīgā virzienā orientētās piejaukumu josliņas - čaulu šķiedrainās uzbūves relikti.

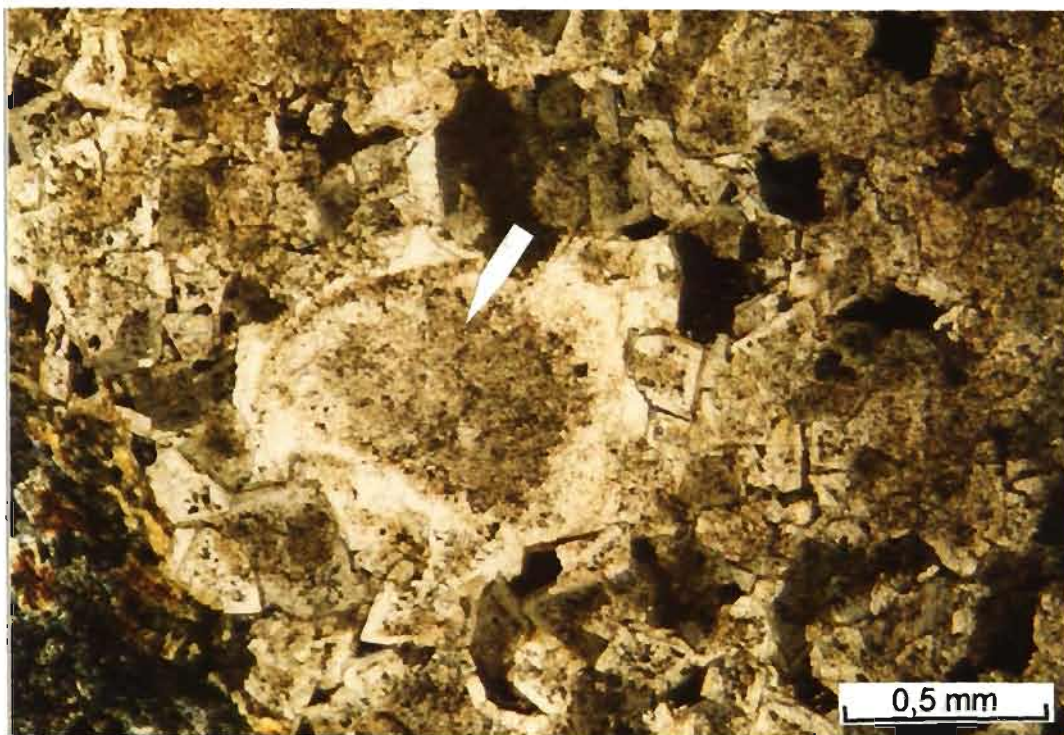
Konstatēti arī daži līdz 0,5 x 1 mm lieli dolomīta monokristāli ar izometrisku formu, kuru kodols ir bagāts ar tumšiem piemaisījumiem, bet ārmala ir dzidra un caurspīdīga (68. att.). Tie ir *dolomitizēti adatādaiņu fragmenti*, jo pēc formas un iekšējās uzbūves precīzi atgādina kalcītiskos adatādaiņu fragmentus, kurus visai bieži sastop organogēnajos kaļķakmeņos.

Vietām sastop *fosfātiskus zivju kaulus*, kuri nav ne mazākajā mērā aizvietoti ar dolomītu. Tas sakrīt ar novērojumiem vidēj- un rupjkristāliskajos kalcītdolomītos, kur fosfātu ieslēgumi arī nav ne kalcitizēti, ne dolomitizēti.

Pilnīgās dolomitizācijas dēļ šajā iežu paveidā ir grūti noskaidrot **karbonātu minerālu veidošanās un izmaiņu** likumsakarības. Tomēr struktūra un tekstūra, kā jau minēts, pierāda šo dolomītu *veidošanos primāru organogēnu kaļķakmeņu aizvietošanas rezultātā*. Dolomitizācijas procesos ir aptuveni saglabājušies sākotnējie karbonātu minerālu kristālu izmēri - mikrītiskās piciņas, tās apņemošie pilnkristāliskie iecirkņi, adatādaiņu monokristāliskie fragmenti. No citiem veidojumiem ir palikusi tikai forma. Daudzas īpatnības, domājams, ir dolomitizācijas rezultātā pilnīgi izdzēstas, jo organogēnajiem kaļķakmeņiem gandrīz vienmēr raksturīga smalka un ļoti daudzveidīga tekstūra, kas vairs nav skatāma augšminētajos dolomītos.

Latvijas centrālajā un rietumdaļā devona nogulumos ir plaši sastopami **dolomīti bez kaļķakmeņu struktūras reliktiem**. Tiem raksturīga ļoti daudzveidīga struktūra - no slēpt- un mikrokristāliskas līdz vidēj- un rupjkristāliskai un pat ļoti rupjkristāliskai. Sastop dolomītus ar mozaīkas struktūru un gludiem kristālu kontaktiem, kā arī paveidus ar cieši un zobaini saaugušiem kristāliem. Parasti šie ieži ir pilnībā zaudējuši sākotnējo struktūru, vai arī saglabājušās tikai vājas tās iezīmes - kavernas izšķīdušo organismu atlieku vietā u.c. Pēcsedimentācijas izmaiņu rezultātā izveidojušās pilnīgi jaunas uzbūves detaļas, piemēram, dzidrāku un lielāku kristālu iecirkņi.

Domājams, ka Centrālās un Rietumlatvijas Franas stāva slāņkopu, salīdzinot ar šajā nodaļā raksturotajiem Ziemeļaustrumu Latvijas kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas nogulumiem, ir skārusi ne tikai intensīvāka dolomitizācija, bet arī spēcīgāka dolomīta pārkristalizēšanās.



68. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: pilnībā dolomitizēts organogēns kaļķakmens, kurā vairs nav sastopami pat nelieli kalcīta ieslēgumi, tomēr vietām labi izsekojama relikvā struktūra. Redzams liels adatādaīņa fragments (norādīts ar bultiņu), kurš pēc dolomitizācijas ir saglabājis savu raksturīgo monokristālisko uzbūvi un dažādu piejaukumu sadalījumu. Paraugs no E. Krausa ievāktās Latvijas ziemeļaustrumu Franas stāva karbonātiežu kolekcijas. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli krastoti.

Karbonātiežu pēcsedimentācijas izmaiņas

Pēcsedimentācijas norises un to veidojumi Austrumlatvijas augšdevona karbonātiežu slāņkopā ir raksturoti nedaudz, un sevišķi maz minētā problēma ir analizēta pēc plānslīpējumu apraksta datiem. Šādu pētījumu veikšana, izmantojot plānslīpējumu krāsošanu un aprakstu mikroskopā, bija viens no šī darba uzdevumiem. Pēcsedimentācijas izmaiņu aspekti ir sīkāk apskatīti katram dolomitizēto kaļķakmeņu paveidam atsevišķi, bet šeit dots to apkopojums atbilstoši norises secībai.

Par **primāriem kaļķakmeņu fragmentiem** neapšaubāmi ir *atzīstamas organismu atliekas un pārskalotie nogulu fragmenti*. Arī to *slēpt- un mikrokristāliskā pamatmasa* atspoguļo primāro kalcija karbonāta nogulu struktūru un ir pārkristalizēta mazā mērā. Viens no pirmajiem nogulu izmaiņu procesiem ir *karbonātu pārgrupēšanās, māla lēcu un slāņojumam paralēlu dzīslīņu veidošanās*, kas, acīmredzot, ir attiecināms uz **diagēnēzes** stadiju (5. tab.). Visai agrīnos procesos, domājams, ir veidojušies arī īpatnējie *pinakristāliskā kalcīta romboedriskie un šķēpveida agregāti*, kas bieži sastopami vienmērīgi dolomitizētajos kaļķakmeņos.

Iespējams, ka tie ir bijuši kāda minerāla (anhidrīta?) monokristāli, kuri aizvietojusies ar kalcītu diagenēzes procesos.

Šajā pašā stadijā visdrīzāk ir veidojušies dolomīta kristāli vienmērīgi dolomitizētajos kaļķakmeņos, ko pierāda dolomīta saturs pieaugums no slāņu augšas uz leju. Kā jau minēts, šī minerāla saturs nekad nepalielinās pretējā virzienā un nemainās gar iecirkņiem ar paaugstinātu ūdenscaurlaidību, kas liecina par dolomitizācijas procesu saistību ar sedimentācijas baseina ūdeni, kurš, domājams, nedaudz izmainījis savu sastāvu un kļuvis par dolomitizējošu šķīdumu nogulās dažu centimetru dziļumā. Savukārt, pēc dolomīta vienmērīgās izplatības mikrītiskajā kaļķakmens pamatmasā un pilnkristāliskā kalcīta romboedros jāsecina, ka kalcīta romboedriskie agregāti ir veidojušies jau pirms dolomīta.

5. tab.

Dolomitizēto kaļķakmeņu galvenās pēcsedimentācijas izmaiņas

<i>Procesi un veidojumi</i>	<i>Dia- genēze</i>	<i>Kata- genēze</i>	<i>Hiper- genēze</i>
Karbonātu pārgrupēšanās, māla lēcu un slāņojumam paralēlu dzīslīņu veidošanās	■		
Romboedrisko pilnkristāliskā kalcīta agregātu veidošanās	■		
Vienmērīgi izkliedēto dolomīta kristālu veidošanās	■		
Mālainu lēcu un dzīslīņu dolomitizācija	■		
Gliemeņu un gliemežu aragonītisko atlieku šķīšana	■		
Mikrītisko aļģu veidojumu dolomitizācija stromatoporātu atliekās		■	
Organismu eju dolomitizācija		■	
Dolomīta pārkristalizēšanās un zonālu apmaiņu veidošanās		■	
Kalcīta pārkristalizēšanās		■	
Dolomīta lēcu un dzīslu veidošanās		▨	
Stilolītu veidošanās		■	
Kalcīta dzīslu veidošanās		▨	
Poru un kavernu cementācija ar kalcītu		▨	
Poru un kavernu cementācija ar dzelzaino kalcītu		■	
Dedolomitizācija		■	
Kalcīta un dolomīta šķīšana		■	■
Fe ³⁺ oksīdu un hidroksīdu veidošanās		▨	■

Apzīmējumi:

Nozīmīga stadija



Maznozīmīga vai mazāk iespējama stadija

Iespējams, ka diaģenēzē ir *dolomitizēti arī rupjkristāliskie kalcītdolomīti*, jo citādi ir grūti izskaidrot dolomīta asociāciju ar mālainām lēcām, kuras kataģenēzes stadijā izcēlušās ar pazeminātu ūdenscaurlaidību. Tāpat kaļķakmeņos ar dolomīta dzīslām šī minerāla veidošanās visdrīzāk ir sākusies jau diaģenēzē, kad *dolomitizējās mālainās, slāņojumam paralēlās dzīslīņas*. Šajā kaļķakmeņu paveidā diaģenētiskajai dolomitizācijai gan ir pakārtota nozīme.

Nav īsti zināms, kurā nogulu vai iežu izmaiņu stadijā ir dolomitizētas *organismu ejas* kaļķakmeņos. Šo intensīvi dolomitizēto iecirkņu krasie kontakti ar iežu pamatmasu, kurā ir ievērojami zemāks dolomīta saturs, liek secināt par nogulu zināmu litifikāciju pirms dolomīta veidošanās, tādēļ izslēdz diaģenēzes agrīnās stadijas. Iespējams, ka šis process norisinājās diaģenēzes beigu posmā, bet tikpat ticama ir kataģenētiska dolomitizācija. Krasi paaugstinātais dolomīta saturs parāda, ka organismu ejās valdīja sevišķi labvēlīgi apstākļi tā kristalizācijai, no kuriem galvenie varēja būt paaugstināta porainība un specifisks ģeoķīmiskais režīms ar organiskās vielas klātbūtni. Nav skaidrs arī, kurā nogulu vai iežu izmaiņu stadijā ir aizvietojušies ar *dolomītu mikrītiskie aļģu bumbulveida agregāti stromatoporātu atliekās*, taču spriežot pēc dolomīta satura pieauguma tajos virzienā uz dolomitizētām organismu ejām, var domāt par šī procesa vienlaicīgu norisi gan ejās, gan aļģu veidojumos.

Jāatzīmē, ka diaģenētisko un kataģenētisko dolomītu nevar atšķirt pēc kristālu izmēriem. Tiem dolomīta paveidiem, kuri visdrīzāk veidojušies diaģenēzes stadijā, pārsvarā raksturīgs kristālu diametrs 0,05-0,25 mm (maksimāli 0,6 mm), bet dzīslās un lēcās sastopamajam kataģenētiskajam dolomītam - 0,06-0,2 mm. Gan vienu, gan otru vidū sastop ksenomorfus un hipidiomorfus kristālus. Dažreiz uzskata, ka lielāki kristālu izmēri liecina par dolomīta veidošanās kataģenēzē, bet mazāki - par augšanu diaģenēzes procesos. Austrumlatvijas augšdevona dolomitizēto kaļķakmeņu struktūras īpatnības šiem datiem neatbilst. Taču jāņem vērā, ka kristālu diametrs bieži vien ir atkarīgs nevis no veidošanās agrīnos vai vēlīnos pēcsedimentācijas procesos, bet gan no kristālu augšanas ātruma - jo lēnāk tie aug, jo lielākus izmērus sasniedz. Bez tam kristālu diametrs var ievērojami palielināties zonālu apmalīšu augšanas dēļ, kā arī pārkristalizēšanās rezultātā.

Karbonātu minerāli ir samērā viegli šķīstoši, tādēļ zināma *dolomīta pārkristalizēšanās* varēja sākties jau drīz pēc tā pirmo kristālu veidošanās. Tomēr visintensīvāk šis process, šķiet, ir norisinājies kataģenēzē, kad dolomitizētajos iecirkņos izveidojās gaišākas un dzidrākas dzīslīņas un plankumi. Visbiežāk pārkristalizētie, no piejaukumiem attīrītie iecirkņi šķērso dolomīta kristālus dažādās daļās un nesakrīt ar to robežām. Bez tam dolomīts bieži ir audzis vairākās stadijās, kā rezultātā izveidojušies zonāli kristāli. Viena vai divas dzidrākas apmalītes apņem relatīvi tumšāku, ar piejaukumiem bagātu kodolu. *Zonālo apmalīšu* augšanas laiku plānsīpējumos bija grūti noteikt, taču to veidošanās varēja sākties pēc pirmo dolomīta iedīglu rašanās diaģenēzē vai kataģenēzē un beidzās pirms plašas pilnkristāliskā kalcīta veidošanās etapa kataģenēzē.

Iespējams, ka *pilnkristāliskais kalcīts*, kuru bieži sastop dažādos dolomitizēto kaļķakmeņu paveidos, pēc ģenēzes daļēji ir agrīnu karbonātu minerālu pārkristalizēšanās produkts. Pārkristalizēšanās visdrīzāk ir sākusies diaģenēzē, bet turpinājusies kataģenēzē. Taču bieži pilnkristāliskais kalcīts ir audzis citā ceļā - cementējies dažādu izmēru poras un kavernas, kā sīkāk raksturots tālāk.

Kataģenēzes stadijā ir veidojušās *stilolītu šuves* - zobainas plaisiņas - kuru ģenēze ir saistīta ar iežu noblīvēšanos un vienlaicīgu šķīšanu (sk. 5. tab.). Stilolīti ir tipiski kataģenēzes stadijai, tādēļ attiecības ar tiem sniedz vērtīgu informāciju par dažādu minerālu veidošanās secību.

Kataģenētiski veidojumi ir *dolomīta lēcas organogēnajos un hemogēnajos kaļķakmeņos, kā arī dolomīta dzīslas, kas bieži sakrīt ar plaisām*. Šis secinājums pamatojas uz dolomīta agregātu neregulāro, slāņojumu šķērsojošo formu, krasajām robežām, kā arī asociāciju ar plaisām un, domājams, porainākajiem iecirkņiem. Izņēmums ir retāk sastopamās slāņojumam paralēlās mālainās dzīslīņas, kuras, iespējams, ir dolomitizētas diaģenēzes stadijā. Daži novērojumi liecina par dolomīta veidošanos pirms stilolītu šuvēm, jo atsevišķos gadījumos pēdējās šķērso un nedaudz korodē dolomīta kristālus. Turpretī nedaudz augstāks dolomīta saturs gar vairākām stilolītu šuvēm norāda uz šī minerāla kristalizāciju pēc šuvju izveidošanās. Jautājums par dolomitizācijas norises laiku attiecībā uz stilolītu veidošanos vēl aizvien ir atklāts.

Domājams, ka pārsvarā kataģenēzes stadijā ir veidojies arī *pilnkristāliskais kalcīts ar mozaīkas struktūru*, kuru sastop dažādas formas agregātos ar diametru līdz dažiem centimetriem. Lai gan ar plānslīpējumu pētījumu palīdzību vien to ir grūti novērtēt, visdrīzāk tas visos minētajos agregātos pieder vienai ģenerācijai. Uz to norāda līdzīgās izplatības likumsakarības, kristālu forma, kā arī bieži novērojamā asociācija ar dzelzaino kalcītu un Fe^{3+} savienojumiem.

Pārsvarā gadījumu pilnkristāliskais kalcīts, acīmredzot, ir audzis cementa veidā un aizpildījis kavernas litificētā kaļķakmenī, bet nevis veidojies kalcija karbonāta pārkristalizēšanās rezultātā. Par to liecina fakts, ka kalcīts bieži vien ir pilnīgi dzidrs un nesatur cita sastāva vai struktūras ieslēgumus. Bez tam nereti kalcīta iecirkņos var novērot kristālu diametra izmaiņas - tas pieaug virzienā no malām uz vidu. Pēc M. Takerā un P. Raita datiem (1990), pilnkristāliska kalcīta cements ar mozaīkas struktūru var veidoties kataģenēzes stadijā divējādos apstākļos:

- relatīvi lielā dziļumā;
- samērā tuvu Zemes virsmai *pazemes ūdeņu piesātinājuma zonā*, bet tomēr dziļāk par aerācijas zonu, kur no augšas ieplūst tikai atmosfēras ūdeņi.

Aerācijas zonā cements aug tikai pie graudu kontaktiem, bet ar sedimentācijas baseina ūdeni saistītais cements parasti ir adatveida un mikrītisks (Tucker, Wright, 1990). Tādējādi pilnkristāliskais kalcīta cements nav veidojies saistībā ar devona sedimentācijas baseina ūdeni, un nav kristalizējies arī virs gruntsūdens līmeņa aerācijas zonā. Taču atšķirt abus minētos iespējamajos cementa veidošanās mehānismus ir grūti.

Daži novērojumi liecina par kalcīta cementa veidošanos pēc stilolītiem, kuri pilnkristāliskā kalcīta agregātos sadalās vairākās šaurākās dzīslīnās, kas izlocās starp kalcīta kristāliem. Uz pēdējiem nav šķīšanas un noblīvēšanās pazīmju. Daudzos gadījumos ir skaidri redzams, ka pilnkristāliskā kalcīta cements ir audzis vēlāk par pēdējo dolomīta kristalizācijas stadiju, jo cementēto iecirkņu malās atrodas lieli zonāli dolomīta romboedri - vislielākie šī minerāla kristāli plānslīpējumā. Būtu grūti izskaidrot, kādā veidā dolomīta kristāli sasnieguši tik lielus izmērus un pareizu formu, augot kontaktā starp kaļķakmeņu pamatmasu un jau izveidojušos blīvo kalcīta cementu.

Pilnkristāliskais kalcīts aizpilda arī dažādu organismu kodolus un veido gliemežu vai gliemeņu čaulas. Jādomā, ka sākotnēji čaulas sastāvēja no kāda mazāk stabila minerāla, visdrīzāk aragonīta, kurš izšķīdis diaģenēzes stadijā. Pilnkristāliskais kalcīts šeit ir audzis cementa veidā vēlākos pēcsedimentācijas procesos - līdzīgi kā jau aprakstīts.

Plānslīpējumu krāsošana ar kombinēto reaktīvu uzrāda, ka kopā ar kalcītu bieži sastop *dzelzaino kalcītu*, pie tam ķīmiskā sastāva atšķirības parasti nesakrīt ar kristālu robežām. Dzelzainais kalcīts bieži veido pilnkristāliskā kalcīta iecirkņu kodolu, kas liecina par tā vēlnu ģenēzi attiecībā pret kalcītu ar nelielu dzelzs saturu. Daudzos gadījumos "plankumi" ar paaugstinātu divvērtīgas dzelzs saturu ir vienmērīgi izkliedēti pilnkristāliskā kalcīta iecirkņos, tomēr arī šeit ir pazīmes, kas liecina par dzelzainā kalcīta veidošanos pēc kalcīta ar nelielu dzelzs saturu.

Par divvērtīgās dzelzs avotu varēja kalpot Fe^{3+} savienojumu reducēšanās produkti vai māla minerāli. Par iemeslu dzelzs satura pieaugumam kalcītā varēja būt arī dolomīta šķīšana. Kā jau minēts, bieži vien ar pilnkristāliskā kalcīta iecirkņiem asociē dolomīta kristāli, kuru kodoli un iekšējās zonas ir izšķīdušas vai aizvietotas ar kalcītu. Šķīšanas rezultātā ūdenī varēja nonākt Fe^{2+} , kas iekļuva kalcīta cementa sastāvā.

Kopā ar vairāk vai mazāk izometriskas formas kalcīta agregātiem nereti sastop arī *pilnkristāliskā kalcīta dzīslīnas*, kā arī tādas *dzīslīnas*, kuru malās ir zonāli dolomīta romboedri, bet kodolā pilnkristāliskais kalcīts. Nekad nav vērojamas pretējas kalcīta un dolomīta attiecības. Visticamāk, ka kalcīts dzīslīnās ir veidojies vienlaicīgi ar pilnkristālisko kalcīta cementu kataģenēzes stadijā.

Nozīmīgs un izplatīts dolomitizēto kaļķakmeņu pēcsedimentācijas izmaiņu process ir *dedolomitizācija* - dolomīta aizvietošanās ar kalcītu. Franās stāva karbonātiežos Austrumlatvijā tā pārsvarā ir norisinājusies no kristālu iekšienes - ļoti bieži sastop zonālus dolomīta kristālus ar tukšumu kodola vai iekšējo zonu vietā; retāk kristālu kodolu vai zonālās josliņas veido kalcīts. Kaļķakmeņos ar dolomīta dzīslām dedolomitizācija ir gājusi tik tālu, ka sekundāra pilnkristāliskā kalcīta matricē ir saglabājušies vairs tikai dolomīta kristālu malu fragmenti. Ņemot vērā to, ka Latvijas devona karbonātiežos sastop gan mūsdienu dolomīta šķīšanas pazīmes, gan senos karsta veidojumus un dedolomītus (Сорокин, 1967), ir grūti pēc plānslīpējumu pētījumiem vien spriest par to veidošanas laikposmu. Dolomītu

aizvietojošā kalcīta mozaīkas struktūra un ciešais kristālu saaugums liek saistīt dedolomitizāciju ar pazemes ūdeņu piesātinājuma zonu - vai nu tuvu Zemes virspusei, vai dziļākos slāņos.

Hiperģenēzes stadijā turpinājās *dolomīta šķīšana*, lai gan to nepavadīja kalcīta kristalizācija (sk. 5. tab.). Pie tam šajā stadijā dolomīts šķīda ne tikai no kristālu iekšpuses, bet arī no ārmas, kā vērojams vairākos plānslīpējumos, kuri izgatavoti no Zemes virsmas apstākļos apdēdējušiem karbonātiem. *Šķīšanas procesi skāra arī kalcītu*, un to ietekme visintensīvākā, domājams, bija tieši hiperģenēzē. Līdzīgi kā citos devona iežu paveidos, kataģenēze un hiperģenēze bija galvenās stadijas, kad veidojās *Fe³⁺ oksīdi un hidroksīdi*. Trīsvērtīgās dzelzs savienojumu uzkrāšanās, domājams, aktivizējās relatīvi nesēnā ģeoloģiskajā vēsturē, kad slāņkopa nonāca tuvu Zemes virspusei - oksidējošo atmosfēras ūdeņu iedarbības zonā.

Organismu atlieku dolomitizācija

Austrumlatvijas augšdevona karbonātiem ir veidojušies tuvu atklātai jūrai ar normālam tuvu ūdens sāļumu, tādēļ tajos sastop visai bagātīgu organismu kompleksu. Tas raksturots vairākos literatūras avotos, it īpaši detalizēti V. Sorokina (1978, 1981) publikācijas, un šeit sīkāk netiek apskatīts. Mazākā mērā veikts organismu atlieku apraksts plānslīpējumos. Šajā darbā tika precizētas organismu atlieku dolomitizācijas īpatnības, pamatojoties uz krāsotu plānslīpējumu pētījumu datiem.

Konstatēts, ka dažādu jūras bezmugurkaulnieku skeletos un kodolos, kā arī citos organogēnos veidojumos ir bijusi visai atšķirīga dolomitizācijas procesu intensitāte, ko var izskaidrot ar pārakmeņojumu struktūru, minerālo sastāvu un pēcsedimentācijas izmaiņu specifiku, retāk, iespējams, ar ģeoķīmisko apstākļu īpatnībām. Pētījumu gaitā organismu atliekas un dažādi organogēni veidojumi konstatēti 25 plānslīpējumos. Pārsvarā gadījumu organismu atlieku noturība pret dolomitizāciju tika novērtēta, salīdzinot dolomīta saturu tajās ar šī minerāla koncentrāciju apkārtējā kalņakmeņu pamatmasā. Tikai retos gadījumos izdevās tieši salīdzināt dažādu organismu atlieku dolomitizācijas īpatnības vienā plānslīpējumā. Organismu atliekas un citi organogēni veidojumi tiek apskatīti, sākot ar visintensīvāk dolomitizētajiem un beidzot ar tiem, kuri ir bijuši visnoturīgākie pret dolomitizāciju.

Kā jau minēts, Franā stāva karbonātiskajā daļā Austrumlatvijā un kaimiņreģionos samērā bieži sastop **organismu ejas**. Plānslīpējumu pētījumi liecina, ka šie veidojumi ir bijuši vislabvēlīgākie iecirkņi dolomitizācijas procesu attīstībai, tādēļ karbonātiem ar organismu ejām izdalīti kā atsevišķs dolomitizēto kalņakmeņu paveids. Organismu ejās ir ļoti augsts dolomīta saturs - 50-90 % - kas ievērojami atšķiras no kalņakmeņu pamatmasas, kurā parasti ir mazāk nekā 5 % dolomīta. Karjerā pie Olutovas kalņu cepļa (augšējā Daugavas pasvīta) dolomīta saturs iežu pamatmasā ir aptuveni 50 %, bet organismu ejās sasniedz 100 %.

Domājams, ka šajos iecirkņos ir bijusi ievērojama porainība, kas labvēlīgi ietekmējusi dolomitizējošo šķīdumu migrāciju, vai arī tajos eksistēja savdabīgi ģeokīmiskie apstākļi, kuri sekmēja dolomīta kristalizāciju. Pārsvarā gadījumu ir grūti pateikt, vai ejas ir izveidojuši urbējorganismi jau litificētos nogulumos, vai arī tās ir vēl pusšķīdru nogulu pārstrādāšanas rezultāts. Tikai vienā gadījumā - stromatoporāta paraugā - neapšaubāmi sastop urbējorganismu darbības pazīmes.

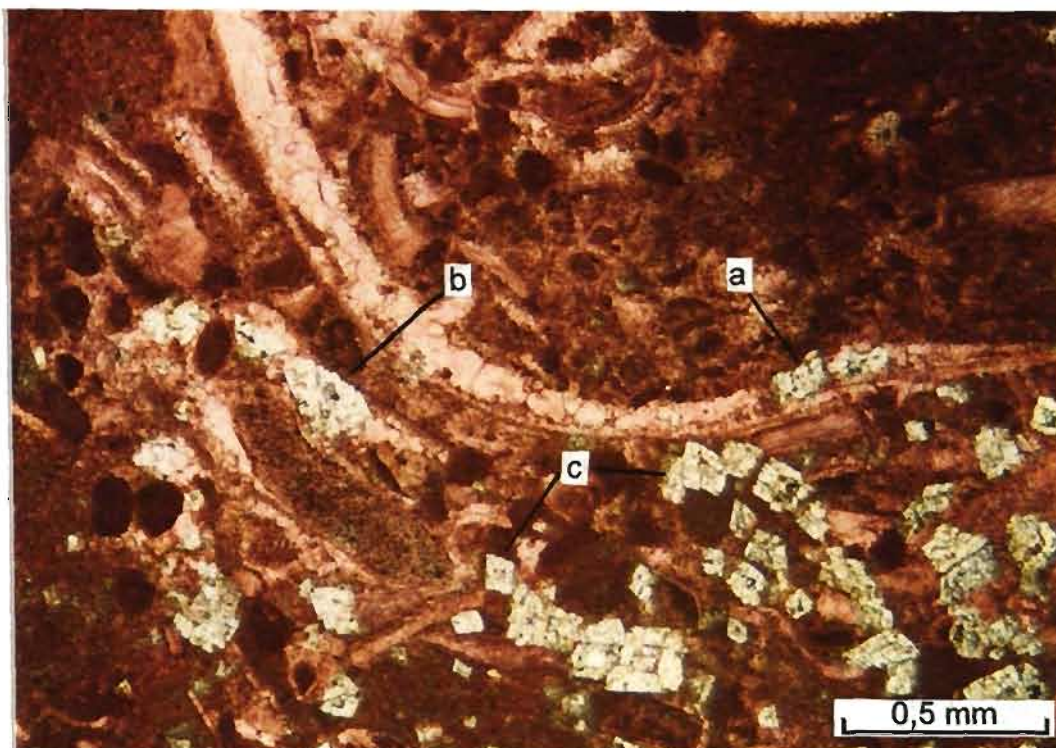
Nereti dolomītu sastop kopā ar pilnkristālisku kalcītu **gliemeņu un gliemežu** čaulu iekšienē (69. att.). Plānslīpējumu pētījumi ne visos gadījumos ļāva atšķirt abas minēto organismu grupas vienu no otras. Dolomīta saturs šajās čaulās bieži ir paaugstināts attiecībā pret citiem kaļķakmeņu iecirkņiem, bez tam tajās nereti koncentrējas lielākie dolomīta kristāli.

Savdabīgi ir tas, ka pret čaulu malām vērstās dolomīta kristālu robežas bieži pēc formas nav vis romboedriskas, bet gan "pielāgojas" čaulu kontūrām un ir izrobotas (sk. 69. att.). Ņemot vērā to, ka gliemeņu vai gliemežu čaulas ir iekļautas mikrītiska kalcīta matricē, kurā dolomīta augšanai nav īpašu šķēršļu, šādu dolomīta kristālu formu nevar izskaidrot ar to veidošanās īpatnībām. Visdrīzāk dolomīta romboedri auguši kavernās, kuras izveidojušās čaulu šķīšanas rezultātā. Ieža noblīvēšanās jau pēc dolomīta izveides visspēcīgāk skāra poras un kavernas, tādēļ tikušas intensīvi šķīdinātas tās dolomīta kristālu robežas, kas vērstas pret čaulu ārmaļām - pret spiediena virzienam. Pilnkristāliskais kalcīts aizpildījis kavernas jau pēc noblīvēšanās un dolomīta kristālu šķīšanas.

Tādējādi iespējams, ka dolomīta kristāli ir veidojušies pirms ievērojamiem noblīvēšanās procesiem, bet pēc čaulu šķīšanas. Par to, ka noteiktā iežu pēcsedimentācijas izmaiņu etapā čaulu vietā tik tiešām ir bijušas kavernas, liecina jau minētais tajās sastopamais pilnkristāliskais kalcīts, kura struktūra norāda uz augšanu cementa veidā (t.i. - aizpildot tukšumus), nevis pārkristalizējoties. Ļoti iespējams, ka gliemeņu vai gliemežu čaulu šķīšanu ir sekmējis to primārais minerālais sastāvs - metastabīlais minerāls aragonīts. Mūsdienu gliemeņu un gliemežu pētījumi liecina, ka to čaulas bieži sastāv gan no kalcīta, gan no aragonīta. Tas atšķiras no tālāk raksturoto brahiopodu čaulu sastāva, kurās dominē kalcīts (Scholle, 1978). Jāņem vērā gan, ka dažādos ģeoloģiskās vēstures posmos šie organismi varēja būvēt savas čaulas no atšķirīgiem karbonātu minerāliem.

Dažkārt dolomīts konstatēts droši nosakāmu gliemežu kodolos, kur tas asociē ar ar pilnkristālisku kalcītu. Retie novērojumi liecina, ka dolomīta saturs šeit ir augstāks nekā apkārtējā iezī.

Bieži vien dolomitizētajos kaļķakmeņos sastop nelielas slēpt- un mikrokristāliskā kalcīta **piciņas** ar iegarenu vai ieapaļu formu un diametru no 0,05 līdz 0,3 mm. Piciņu ģenēze nav īsti skaidra - tās ir vai nu koprolīti, vai aļģu atliekas, vai arī pārskaloti mikrītisku nogulu fragmenti. Dolomīta kristāli nereti šķērso gan piciņu malas, gan arī visu to platību, un šī minerāla saturs ir aptuveni vienāds piciņās un tās aptverošajā kaļķakmeņu pamatmasā (sk. 69. att.).



69. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: organogēns dolomitizēts kalņakmens. Dolomītu nereti sastop gliemeņu čaulās (a). Kādam dolomīta kristālam ir romboedrīskai tuva forma, taču tā mala, kas vērsta pret gliemeņu vai gliemeža čaulas fragmenta ārējo kontūru, ir ar nepareizu formu un robota (b). Dažkārt dolomīts ir arī daļēji aizvietojis slēpt- un mikrokristāliskas piciņas (c). Paraugs no ZBPI darbinieku ievāktās Latvijas ziemeļaustrumu Franās stāva karbonātiežu kolekcijas. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu: dolomīts ir gaišpelēks, kalcīts - sarkans. Nikoli paralēli.

Domājams, ka piciņu dolomitizāciju ir sekmējusi galvenokārt to slēpt- un mikrītiskā struktūra, kas noteica lietu reagētspējīgās vismas laukumu.

Dolomīts ir konstatēts arī vairākos **stromatoporātu** fragmentos. Sakarā ar īpatnējo uzbūvi un ar to saistīto dolomīta izplatības specifiku dolomitizētie stromatoporāti ir izdalīti kā īpašs iežu paveids un sīkāk raksturoti jau iepriekš. Šeit vēlreiz jāuzsver tikai tas, ka dolomīts koncentrējas slēpt- un mikrokristāliskos kalcīta agregātos, kuri vietām aizpilda šūnas starp stromatoporāta stabiņiem un plāksnītēm, kā arī līdzīgas struktūras slānīšos. Mikrītisko kalcīta veidojumu ģenēzē, domājams, zināma loma ir bijusi alģēm. Bez tam vienā no stromatoporāta paraugiem dolomītu sastop arī urbējorganisma ejā. Secināts, ka gan ejā, gan mikrītiskajos agregātos un slānīšos dolomīts veidojies vienlaicīgi.

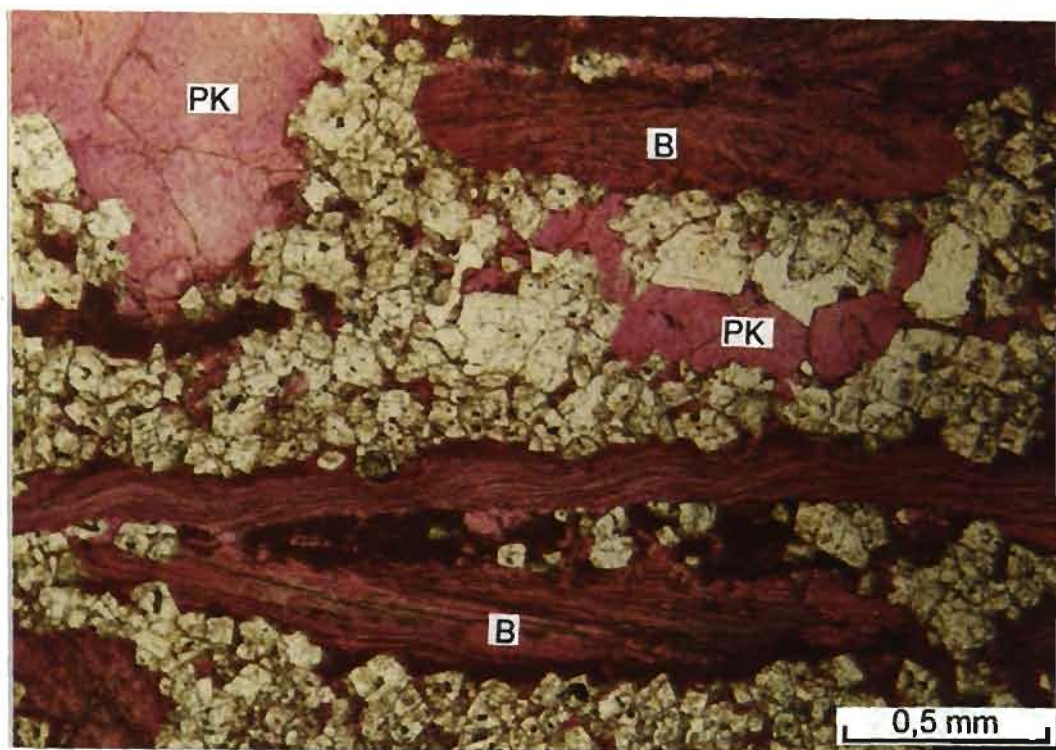
Domājams, ka šajās organismu atliekās nebija īpaši labvēlīgi apstākļi dolomīta kristalizācijai, jo vienā paraugā var novērot, ka dolomīta koncentrācija stromatoporāta fragmentā ir zemāka nekā ar to kontaktējošā organogēni detritiskā kalņakmenī.

Vienā no plānslīpējumiem konstatētas tādas īpatnējas problemātiskas fosīlijas kā **umbellas**, kas pēc V. Sorokina datiem (1978) ir sastopamas gan Pļaviņū, gan Salaspils, gan arī Daugavas svītas nogulumos un, domājams, ir alģu atliekas (Атлас, 1969). Dolomīta kristāli dažkārt šķērso umbellu atlieku malas, retāk arī visu platību, taču šī minerāla saturs tajās ir zemāks nekā kalņakmeņu pamatmasā.

Nereti dolomītu sastop **ostrakodu** atlieku kodolos, kur tas, acīmredzot, audzis visai brīvi. Turpretī šo organismu čaulās dolomīta kristalizācija ir bijusi ierobežota, ko, domājams, noteicis kalcīta kristālu ciešais saaugums. Domājams, ka ostrakodu čaulas jau sākotnēji ir veidojis kalcīts, kas pēcsedimentācijas procesu gaitā saglabājis gan sastāvu, gan struktūru. Jāatzīmē gan, ka dolomīta veidošanās ostrakodu čaulās ir bijusi kavēta mazākā mērā nekā brahiopodu čaulās.

Visizplatītākās organismu atliekas pētītajos Franas stāva karbonātiežos ir **brahiopodi**. To čaulas konstatētas vairāk nekā 10 plānslīpējumos, un visos gadījumos redzams, ka dolomitizācijas procesi skāruši tās ļoti mazā mērā. Pat tādos iecirkņos, kur dolomīta saturs pārsniedz 50 % (dažādās lēcās, organismu ejās) brahiopodu čaulās nesastop šī minerāla kristālus (70. att.). Dažkārt var novērot vienīgi to, ka dolomīta kristālu romboedriskās kontūras nedaudz izrobo čaulu ārmas.

Domājams, ka brahiopodu čaulas ir tik noturīgas pret dolomitizāciju, pateicoties savai šķiedrainajai struktūrai. Kā atzīmējis V. Sorokins (1978), gandrīz visu Franas stāva slēdzeņu brahiopodu čaulām ir redzams tikai viens slānis, kas sastāv no blīvi sagulošām sarežģīti izlocītām plānām kalcīta plāksnītēm, kuras šķērsgrīzumā atgādina izliektus, savītus nevienāda biezuma šķiedru kūfšus.



70. att. Plānslīpējuma mikrofotogrāfija: Organogēns dolomitizēts kaļķakmens. Dolomīta (gaišpelēkais) saturs ir visai augsts, un tas aizvietojis lielāko daļu attēlā redzamās kaļķakmens pamatmasas (tumšsarkanā), taču brahiopodu čaulās (B) dolomītu nesastop nemaz. Nereti sastop pilnkristāliska kalcīta iecirkņus (PK), kuru malās dolomīta kristāliem ir maksimālie izmēri un kristalogrāfiski pareiza forma. Tas liecina par vislielāko dolomīta kristālu augšanu virzienā uz tukšām kavēm un pilnkristāliskā kalcīta veidošanos kavēmās pēc dolomīta. Paraugs no H. Bīlenšteina ievāktās Latvijas ziemeļaustrumu Franas stāva karbonātiežu kolekcijas. Plānslīpējums ir krāsots ar kombinēto reaktīvu. Nikoli paralēli.

Dažkārt var novērot, ka dolomīta kristāli gandrīz nemaz neizrobo brahiopodu čaulu ārmalu un iekšējo malu, taču mazliet dziļāk iekļūst to galos. Dolomīts nedaudz brīvāk varēja kristalizēties vidū starp savītajiem kristāliem, nekā aizvietot tos no virsmas. Visdrīzāk brahiopodu čaulas jau sākotnēji ir veidojis kalcīts, un tās nav mainījušas savu minerālo sastāvu pēcsedimentācijas procesu rezultātā, kas neapšaubāmi ir sekmējis šo organismu atlieku noturību pret dolomitizāciju.

Taču visizturīgākās pret dolomitizāciju no karbonātiskajām organismu atliekām bija **adatādaiņu** (visdrīzāk jūras liliju) fragmenti, ko nosaka to struktūra - katrs adatādaiņa fragments ir monokristāls, bieži vien ar diametru virs 1 mm. Monokristālu viendabīgums un nelielais reaģētspējīgās virsmas laukums ir ievērojami kavējis dolomitizāciju - dolomīta kristāli visos novērotajos gadījumos nemaz nav iekļuvuši adatādaiņu fragmentos. Pat dažās dūņēdāju ejās, kur dolomīta saturs sasniedz 90 %, adatādaiņu fragmenti pilnībā sastāv no kalcīta. Savukārt, kādā paraugā, kurš sastāv no tīra dolomīta, adatādaiņu fragmenti gan ir dolomitizēti, taču saglabājuši savu struktūru un sastāv katrs no viena dolomīta monokristāla (sk. 68. att.). Tie ir lielākie dolomīta kristāli šajā paraugā un sasniedz izmērus 0,5-1 mm.

Nemaz nav dolomitizēti **fosfātisko zivju atlieku** fragmenti, kas sastopami vairākos dolomitizēto kaļķakmeņu un tīru dolomītu paraugos. Fosfātu minerāliem nav raksturīga aizvietošanās ar karbonātiem, un dolomitizācija nav skārusi zivju atliekas pat tajos gadījumos, kad arī visnoturīgākie kalcīta veidojumi - adatādaiņi - ir pilnīgi dolomitizēti.

Arī pēc V. Sorokina datiem (1978) gliemežu, ostrakodu, stromatoporātu un umbellu atliekas aizvietošanas ar dolomītu pirms brahiopodiem un jūras liliņām. Bez tam tieši jūras liliņas, kā arī prizmatiski gliemeņu čaulu fragmenti raksturoti kā pret dolomitizāciju visizturīgākās organismu atliekas. Minētie dati labi sakrīt ar šajā darbā veikto plānslīpējumu pētījumu rezultātiem, vienīgi nekur netika konstatēti prizmatiski gliemeņu čaulu fragmenti.

Nesakrītība ar iepriekš veikto pētījumu rezultātiem (Сорокин, 1978) gan vērojama attiecībā uz gliemežu, umbellu, ostrakodu un stromatoporātu dolomitizācijas secību. Par iemeslu tam var būt jau minētais fakts, ka šī darba ietvaros reti izdevās kopā konstatēt atšķirīgas organismu grupas, un to dolomitizācijas intensitāte ir salīdzināta ar apkārtējiem kaļķakmeņu iecirkņiem. Bez tam vēl neliels ir pētīto plānslīpējumu skaits, kas pazemina rezultātu ticamību.

Galveno katjonu attiecības dolomīta kristālrežģī

Minerālam dolomītam $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ir raksturīgs sakārtots kristālrežģis, ko nosaka Ca^{2+} , Mg^{2+} un CO_3^{2-} jonu mija gar *c* kristalogrāfisko asi. Ja $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ attiecība minerāla kristālrežģī ir 50:50 mol %, kas atbilst ideālai ķīmiskajai formulai, tad to sauc par *stehiometrisku dolomītu*. Dabā sastop ideālus stehiometriskus dolomītus,

taču dažāda vecuma nogulumos no proterozoja līdz kvartāram liela loma ir arī dolomītiem ar nestehiometrisku sastāvu - kalcija vai magnija pārsvaru, un citu katjonu, galvenokārt dzelzs vai mangāna, piejaukumu.

Vārdu "nestehiometrisks dolomīts" bieži lieto kā sinonīmu vārdam "*kalcija dolomīts*". Kā liecina daudzi literatūras dati par dabīgajiem dolomītiem, kā arī kalcija-magnija karbonātu eksperimentālo pētījumu rezultāti, tieši kalcija piejaukums parasti izsauc novirzes no ideāla dolomīta ķīmiskā sastāva. Nestehiometrija parasti izpaužas tā, ka papildus kalcija joni ietilpst magnija slāņos. Pēc literatūras datiem (Lumsden & Chimahusky, 1980; Tucker, Wright, 1990), Ca^{2+} saturs¹ dažāda vecuma dolomītu kristālrežģos maksimāli ir 58 mol %. Paaugstināts Mg^{2+} saturs dolomīta kristālrežģī ir konstatēts reti, un nepārsniedz 52 mol% (Tucker, Wright, 1990). Dolomīta kristālrežģī nereti ir atzīmēts arī Fe^{2+} piejaukums, un ja tas pārsniedz 2 mol%, minerālu sauc par dzelzaino dolomītu. Pastāv arī dolomīti ar ievērojami paaugstinātu Fe^{2+} saturu, kuri veido izomorfu pāreju uz ankerītu $\text{CaMg}_{0,5}\text{Fe}_{0,5}(\text{CO}_3)_2$. Dolomīta kristālrežģī bieži konstatēts arī Mn^{2+} piejaukums, kas gan ir neliels. Eksperimentālā ceļā (Голдсмит, 1987) noskaidrots, ka ir iespējama dažādu pārejas minerālu eksistence starp kutnagorītu $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$ un dolomītu.

Blakus stehiometrijai svarīgs jēdziens ir *dolomīta kristālrežģa sakārtotības pakāpe*. Kristālrežģa sakārtotība - kalcija un magnija nodalīšanās katram savā slānī - ir pazīme, kas atšķir dolomītu no kalcītam līdzīgiem minerāliem. Taču sakārtotība var būt nepilnīga, ko nosaka daļēja magnija jonu iekļūšana kalcija slāņos un kalcija jonu iekļūšana magnija slāņos. Tādējādi dolomīta ķīmiskā formula $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ vēl ne tuvu neatīnā šī minerāla sastāvu un uzbūves daudzveidību. Pazīstamais dolomītu pētnieks L. Lends savā 1980. gada rakstā atzīmē: "dolomīts ir komplekss minerāls, tikpat komplekss kā plagioklāzs. Gan kristālrežģa sakārtotībā, gan katjonu koncentrācijā pastāv ievērojamas un savstarpēji neatkarīgas atšķirības."

Lai gan Latvijas devona nogulumos sastop dolomītus ar daudzveidīgu struktūru, tekstūru un pārkristalizēšanās pakāpi, kuros varētu sagaidīt atšķirīgu dažādu katjonu saturu, dolomīta kristālu stehiometrijas problēma līdz šim nav apskatīta. Līdz ar to viens no šī darba uzdevumiem bija noskaidrot galveno katjonu attiecības dolomīta kristālrežģī, kas deva papildus datus par dolomītiežu veidošanos un pēcsedimentācijas izmaiņām.

Pamatojoties uz rentgendifraktometriskās analīzes datiem, konstatēts, ka **Latvijas devona karbonātiežos sastop kā gandrīz stehiometriskus dolomītus, tā arī dolomītus ar paplašinātu kristālrežģi**. Pirmajiem raksturīgi sekojoši kristālrežģa parametri: $a=4,808-4,811$ Å, $c=16,011-16,030$ Å, $d_{104}=2,888-2,891$ Å, otrajiem: $a=4,820-4,823$ Å, $c=16,083-16,09$ Å, $d_{104}=2,899-2,906$ Å. Dolomīta kristālrežģa paplašināšanos visbiežāk izsauc kalcija piejaukums magnija slānī, jo Ca^{2+} jona radiuss (1,0 Å) ir ievērojami lielāks nekā Mg^{2+} jonam (0,72 Å), taču iespējama arī

¹ Šeit un turpmāk Ca^{2+} , Mg^{2+} un citu katjonu saturs dots attiecībā pret kopējo katjonu saturu minerāla kristālrežģī.

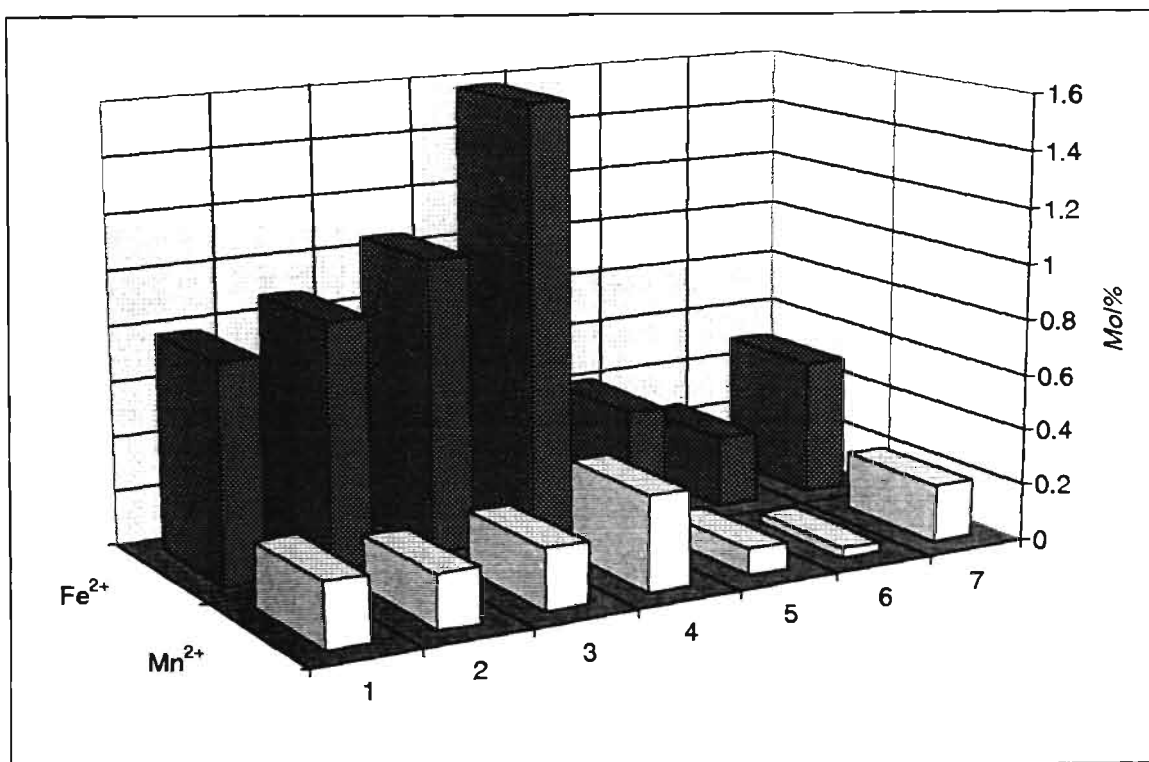
divvērtīgo dzelzs un mangāna piejaukuma ietekme uz kristālrežģa paplašināšanos. Fe^{2+} jona radiuss ir 0,78 Å, bet Mn^{2+} - 0,83 Å (Ридер, 1987). Publicētajā literatūrā netika atrasta informācija par citu katjonu vērtību ņemama piejaukuma iespējamību dolomītā, bet anjonu izomorfisms karbonātos, acīmredzot, nav būtisks, kaut arī šis jautājums vēl aizvien ir maz pētīts.

Elektronu mikrozonas analīze uzrādīja, ka Fe^{2+} saturs dolomīta kristālos visos gadījumos ir zemāks par 2,5%, vidēji svārstās ap 1%, bet Mn^{2+} saturs nepārsniedz 0,9%, vidēji ap 0,2% (71. att.). Tā kā stehiometriskā dolomītā ($d_{104}=2,886$ Å) Fe^{2+} piejaukums 2,5 mol% var izsaukt d_{104} vērtības palielināšanos tikai līdz 2,8875 Å (kas ir analīzes kļūdas robežās), un citu katjonu iespējamā loma ir vēl niecīgāka, var visai droši secināt, ka Latvijas devona dolomītiem kristālrežģa paplašināšanos izsauc tikai paaugstināts Ca^{2+} saturs, t. i. - dolomītus ar d_{104} vērtībām 2,899-2,906 Å var saukt par *kalcija dolomītiem*.

Pēc pasaulē plaši zināmās metodikas (Lumsden, 1979) veiktie d_{104} vērtību pārrēķini uzrāda, ka gandrīz stehiometriskajiem dolomītiem Ca^{2+} saturs ir 50-51,5 mol% (vidēji 51 mol%), bet dolomītiem ar paplašināto kristālrežģi 54,5-56,5 mol% (vidēji 55,5 mol%). Pārsteidzoši ir tas, ka līknēs, kuras sastādītas pēc RD analīzes datiem, gandrīz stehiometriskie dolomīti krasi nošķiras no kalcija dolomītiem, un nav konstatēti dolomīti ar Ca^{2+} saturu 52-54 % (72. att.).

Jāatzīmē, ka arī elektronu mikrozonas analīze liecina par minēto dolomīta paveidu atšķirību (73. att.), lai gan abos paveidos, domājams, uzrāda pārāk augstu Ca^{2+} saturu - gandrīz stehiometriskajiem dolomītiem 50,4-57,4 mol% (vidēji 52,1-53,6 mol%), bet kalcija dolomītiem - 55,0-62,4 mol% (vidēji 56,6-61,0 mol%). Ca^{2+} saturs virs 60 mol% literatūrā ir atzīmēts ļoti retos gadījumos. Domājams, ka pagaidām vēl nenoskaidrotu iemeslu dēļ analīzē ir bijusi sistemātiska kļūda.

Franas stāva karbonātiskajā daļā abi izdalītie dolomītu paveidi ir izplatīti katrs savā reģionā. *Gandrīz stehiometriskie dolomīti* ir sastopami Latvijas centrālajā un austrumu daļā. Tie ir konstatēti augšdevona Pļaviņu svītas nogulumos Daugavas krastos pie Pļaviņām, Apes un Dārziema atradnēs; Salaspils svītas nogulumos Sauriešu atradnē; Daugavas svītas nogulumos Kalnciema, Kranciema, un Aiviekstes kreisā krasta atradnēs; kā arī Stipinu svītas nogulumos Akmenscūciņu atradnē. *Kalcija dolomīti*, savukārt, ir sastopami Latvijas galējos ziemeļaustrumos un kaimiņreģionos - pārejas zonā starp dolomītiežiem (Latvijas centrālā un austrumu daļas), un kalņakmeņiem (Krievijas Pleskavas rajons). Šis dolomīta paveids ir konstatēts augšdevona Pļaviņu svītas nogulumos Hino urbumā DA Igaunijā; Daugavas svītas nogulumos Linavā tipiskajos Linavas dolomītos, Alūksnes raj. Karvā un Vuķos; kā arī ledāja atrautenī (augšdevona augšējā Daugavas pasvīta) Balvu raj. Olutovā. Bez tam kalcija dolomīts reģistrēts 21 dolomitizēto kalņakmeņu un dolomītu paraugos no Veļikajas, Vjadas un Kuhvas baseiniem, kuri pēc ģeoloģiskā vecuma pārsvarā, domājams, atbilst augšdevona Daugavas svītai.



71. att. Dzelzs un mangāna jonu saturs (attiecībā pret katjonu kopējo saturu) dolomīta un kalcīta kristālos no raksturīgiem Latvijas Franās stāva karbonātiem, pēc elektronu mikrozondes datiem: 1 - **kalcija dolomīta** kristāli vidēj-rupjkristāliskos kalcītdolomītos (Karva, D₃dg); 2 - **kalcija dolomīta** kristāli vienmērīgi, intensīvi dolomitizētos kaļķakmeņos (Karva, D₃dg); 3 - **kalcija dolomīta** kristāli vienmērīgi, vāji dolomitizētos kaļķakmeņos ar dolomīta dzīslinām (Karva, D₃dg); 4 - **kalcija dolomīta** kristāli organogēnos kaļķakmeņos ar dolomitizētām lēcām (E. Krausa kolekcija, D₃pl-dg); 5 - **gandrīz stehiometriskā dolomīta** kristāli ar ciešu, zobainu saaugumu pārkristalizētos dolomītiežos (Krauciema karjers, D₃dg); 6 - rupji **gandrīz stehiometriskā dolomīta** kristāli spēcīgi pārkristalizētos dolomītiežos ("apīti", Apes karjers, D₃pl); 7 - **kalcīta un dzelzainā kalcīta** kristāli vidēj-rupjkristāliskos kalcītdolomītos (Karva, D₃dg);

Dolomīta paveidu izplatība nav atkarīga ne no kristālu izmēriem, ne smilšaini mālainā materiāla piejaukuma, ne arī atrašanās konkrētos ģeoloģiskā griezumā intervālos. Pārejai no kalcija dolomītiem uz gandrīz stehiometriskajiem dolomītiem ir laterāls raksturs - tie nomaina viens otru aptuveni austrumu-rietumu virzienā. Šis virziens sakrīt ar Franās stāva karbonātiskās daļas baseinu faciālo zonalitāti - pāreju no atklātas jūras ar normālu ūdens sāļumu uz daļēji noslēgtiem lagūnu tipa baseiniem ar paaugstinātu sāļumu. Abu dolomīta paveidu izplatība ir atkarīga arī no iežu tipa: gandrīz stehiometriskie dolomīti ir sastopami abos tīru dolomītiežu tipos - agrīni diaģenētiskajos un diaģenētiski kataģenētiskajos dolomītos; kalcija dolomīti pārsvarā ir raksturīgi daļēji dolomitizētiem kaļķakmeņiem, kuru aizvietošanās ar dolomītu tikai retos gadījumos ir gājusi līdz galam. Kalcija dolomīti ir sastopami visos izdalītajos dolomitizēto kaļķakmeņu paveidos.

Detalizētāka rentgendifraktometrisko pētījumu metodika - galvenā dolomīta refleksa dalīšana - liecina, ka *dažkārt abi dolomīta paveidi ir sastopami vienā paraugā*. Tāds gadījums atzīmēts vairākos paraugos no kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas: Olutovas dolomītkalķakmeņos (augšējā Daugavas pasvīta) un vienā tīra dolomīta paraugā (Pļaviņu, Salaspils vai Daugavas svīta) no E. Krausa ievāktās Latvijas ziemeļaustrumu un kaimiņreģionu devona iežu kolekcijas, kura atrodas LU Ģeoloģijas muzejā.

Sakārtotu stehiometrisku un nesakārtotu kalcija dolomītu veidošanās problēmas ir cieši saistītas ar paša dolomīta ģenēzi. Kā liecina eksperimentāli pētījumi un novērojumi dabīgajos karbonātiežos, dolomīts jūras ūdenī ir termodinamiski stabilāks nekā kalcīts (Morrow, 1982a), bet stehiometriska dolomīts - stabilāks nekā kalcija dolomīts (Sibley, 1990; Chai, Navrotsky, Reeder, 1995).

To nosaka brīvās enerģijas samazināšanās, kalcītam pārejot dolomītā un kalcija dolomītam - stehiometriskajā dolomītā. Brīvās enerģijas samazināšanās pēc termodinamikas likumiem nosaka patvaļīgu reakcijas norisi. Taču kalcija un magnija karbonātu gadījumā notiek citādi: tāpat kā pirms dolomīta gandrīz vienmēr veidojas kalcīts, magneziālais kalcīts vai aragonīts, arī pirms stehiometriskā dolomīta kristalizācijas notiek kalcija dolomīta veidošanās. Par iemeslu šādai termodinamikas principu neatbilstībai dolomitizācijas reakcijām tiek minēti kinētiskie faktori, galvenie no kuriem ir jau uzskaitīti, apskatot dolomīta veidošanās apstākļus un mūsdienu stāvokli to pētījumos.

Kā liecina gan dabīgo dolomītu pētījumi, gan eksperimentu dati, gandrīz vienmēr vairāk vai mazāk paaugstināts kalcija saturs un nesakārtots kristālrežģis ir pirmajiem dolomitizācijas reakciju produktiem (Sibley, 1990; Chafetz, Rush, 1994 u.c.). Augsts Ca^{2+} saturs gandrīz visos gadījumos ir mūsdienu dolomītos, neskatoties uz to izplatību pēc ģenēzes atšķirīgos marīnos un kontinentālos nogulumos, uz kuriem iedarbojas dažāda sastāva fluīdi (Hardie, 1987). Stehiometrisko dolomītu saturs ievērojami pieaug līdz ar nogulumu ģeoloģisko vecumu (Morrow, 1982b; Lumsden, Chimahusky, 1980), lai gan arī senajos karbonātiežos ir daudz nestehiometrisko dolomītu - tie plaši aprakstīti paleozoja slāņkopā un konstatēti pat proterozoja nogulumos (Mukhopadhyay, Chanda, Fukuoka et al., 1996).

D. Lamsdens un J. Čimahaski (1980) secinājuši, ka bieži vien ar evaporītiem asociētajos dolomītos ir zemāks Ca^{2+} saturs nekā tajos dolomītu paveidos, kas neatrodas kopā ar tiem. Arī R. Langbeins, K.-F. Landgrafs, un E. Milbrodts (1984) konstatējuši, ka dolomītiem ar nelielu kalcija saturu, iespējams, ir tendence veidoties ūdenī ar paaugstinātu sāļumu, bet normāla sāļuma jūrā veidojas kalcija dolomīti.

D. Siblijs (1990) eksperimentāli pētījis kalcīta dolomitizāciju 218°C temperatūrā. Konstatēts, ka dolomitizācijas ātrums bija lielāks šķīdumos ar augstāku Mg/Ca attiecību, bet sākotnējie reakcijas produkti ieguva augstāku kalcija saturu tad, ja šķīduma Mg/Ca attiecība bija zemāka. Reakcijas galprodukts gan visos gadījumos bija stehiometriskais dolomīts, vienīgi tad, kad Mg/Ca attiecība šķīdumā bija 0,66, reakcijas ilgums bija četrreiz lielāks, nekā tad, kad šī attiecība sasniedza 1,00.

E. Sass un A. Katcs (1982), kuri pētījuši dolomītus krīta nogulumos, izdarījuši secinājumus par augstāku Mg/Ca attiecību dolomīta kristālos tad, ja šī attiecība ir augstāka dolomitizētajos fluīdos.

Plaši atzīts ir fakts, ka dolomīti kļūst tuvāki stehiometriskiem pārkristalizēšanās gaitā. Saūda Arābijas pleistocēna sebhu dolomītu pētījumos konstatēts, ka tajos vidējais Ca^{2+} saturs ir 51,4 %, kas atšķiras no to holocēna analogiem ar augstāku kalcija saturu - 53,5 % (Chafetz, Rush, 1994). Tas interpretēts kā pēcsedimentācijas izmaiņu ietekme.

Tāpat M. Melouns, P. Beikers un S. Bārns (1994) konstatējuši, ka kataģenētiskas pārkristalizēšanās rezultātā Kalifornijas miocēna dolomīti ir paaugstinājuši Mg^{2+} saturu līdz vidēji 45,6 %, salīdzinot ar to mazākā mērā pārkristalizētajiem analogiem, kuros magnija karbonāta saturs ir 42-43 %.

Bez tam šie paši autori (Malone, Baker, Burns, 1996) veikuši nesakārtota kalcija-magnija karbonāta (Mg^{2+} saturs 41,7 mol %) eksperimentālu pārkristalizēšanu 50-200°C temperatūrā šķīdumā, kura jonizācija bija līdzīga jūras ūdenim. Lai gan ideāls stehiometrisks dolomīts netika iegūts pat pilnīgas pārkristalizēšanās rezultātā 200°C temperatūrā, Mg^{2+} koncentrācija dolomītā ievērojami palielinājās un maksimāli sasniedza 48,6 % Mg^{2+} .

K. Spermber, B. Vilkinsons un D. Pīkors (1984), pamatojoties uz 645 dolomītu paraugu analīžu datiem atšķirīga vecuma nogulumos, secinājuši, ka gandrīz stehiometriskie dolomīti asociē ar tīriem dolomītiežiem, bet kalcija dolomītus biežāk sastop kaļķakmeņos ar nepilnīgu dolomitizācijas pakāpi. Autori uzskata, ka šāda sakarība ir izveidojusies sakarā ar relatīvi slēgtu ieža/ūdens sistēmu (ierobežotu ūdens migrāciju) daļēji dolomitizētajos kaļķakmeņos un atklātu ieža/ūdens sistēmu tīrajos dolomītiežos. Arī igauņu ģeologi (Вингисаар, Утсал, 1978; Kallaste, Kiipli, 1995) ar RD metodes palīdzību noteikuši dolomītus ar atšķirīgu kalcija saturu kristālrežģī Igaunijas ordovika, silūra un devona nogulumos. Viņi konstatējuši, ka gandrīz stehiometriskie dolomīti ir sastopami lielos dolomītiežu ķermeņos, bet kalcija dolomīti asociē ar nepilnīgi dolomitizētiem kaļķakmeņiem. Tas sakrīt arī ar atšķirīgo dolomīta paveidu izplatību Latvijas devona nogulumos.

Kā jau minēts, gandrīz stehiometrisko un kalcija dolomītu sadalījums Latvijas Franas stāva karbonātiskajā slāņkopā mainās atbilstoši sedimentācijas baseina faciālajai zonalitātei un kaļķakmeņu dolomitizācijas pakāpei. Pamatojoties uz jaunākajiem dolomītu stehiometriskuma pētījumu datiem un Franas laikmeta faciālo zonalitāti Latvijā, tiek piedāvāti **trīs iespējamie izskaidrojumi kalcija dolomītu un gandrīz stehiometrisko dolomītu izplatībai Latvijas augšdevona karbonātiežos:**

- Latvijas centrālajā daļā, kur dominē dolomītieži, Franas laikmetā jūras ūdens sāļums bija paaugstināts, salīdzinot ar Latvijas galējiem austrumiem un kaimiņreģioniem, kuros ir izplatīti kaļķakmeņi un dolomitizētie kaļķakmeņi. Ūdens sāļuma paaugstināšanos, iespējams, pavadīja arī Mg/Ca attiecības pieaugums ūdenī, ko izsauca periodiska ģipša sedimentācija (Ca^{2+} nogulsnešanās kopā ar sulfātjonu). Iespējams, ka augstākai Mg/Ca attiecībai ūdenī atbilst augstāka Mg/Ca attiecība sākotnējos dolomitizācijas produktos.

Šajā gadījumā vēlāki pēcsedimentācijas procesi vairs būtiski neietekmēja dolomītu stehiometriju.

- Kalcija satura atšķirībām ir par iemeslu dolomīta pārkristalizēšanās, kura spēcīgāk skārusi Latvijas centrālās daļas dolomītiežus, bet vājāk ietekmējusi Ziemeļaustrumu Latvijas dolomitizētos kaļķakmeņus. Nav šaubu, ka Latvijas centrālajā daļā daudzi dolomītu paveidi ir pārkristalizējušies, iegūstot vidēj- un rupjkristālisku struktūru un ciešu kristālu saaugumu, kas nosaka augstāku mehānisko izturību. Iespējams, ka pārkristalizēšanās spēcīgi ietekmējusi pat slēpt- un mikrokristāliskos dolomītus, jo niecīgie kristālu izmēri vēl nepierāda agrīnas struktūras saglabāšanos. Kā liecina M. Melouna, P. Beikera un S. Bārnsa eksperimentāli pētījumi (1996), viens pilnīgas pārkristalizēšanās cikls noved pie dolomīta kristālu izmēru palielināšanās no aptuveni 0,0005-0,001 mm uz 0,005-0,012 mm, kas vēl arvien ir niecīgs lielums.

Savukārt, vidēj- un rupjkristālisku dolomīta romboedru biežā sastopamība Latvijas ziemeļaustrumu daļas dolomitizētajos kaļķakmeņos nebūt neliecina par to būtisku pārkristalizēšanos. Iespējams, ka to lielie kristālu izmēri atspoguļo lēnas augšanas rezultātu. Tādējādi pirmie dolomīta veidojumi gan baseina rietumos, gan austrumos, iespējams, bija nestehiometriski, un vienīgi dažāda pārkristalizēšanās intensitāte noveda pie kalcija satura atšķirībām minerāla kristālrežģī.

- Abus minētos atšķirīgās dolomītu stehiometrijas iemeslus var apskatīt kopā, jo ļoti reāla ir to mijiedarbība. Visi karbonātieži Rietum- un Centrālajā Latvijā ir dolomitizēti, bet Latvijas ziemeļaustrumos dolomitizācija ir tikai daļēja. Tas norāda, ka Latvijas rietumos un centrālajā daļā eksistēja dolomitizācijai labvēlīgāki apstākļi - visdrīzāk, paaugstināts ūdens sāļums un augstāka Mg/Ca attiecība. Pēdējais faktors ir labvēlīgs arī tam, lai izveidotos dolomīts ar stehiometriskam tuvāku sastāvu.

Bez tam ļoti iespējams, ka dolomitizēt spējīgie fluīdi ilgāku laiku cirkulēja nogulumos Latvijas rietumos un centrālajā daļā, tādēļ izsauca ne tikai intensīvāku kaļķakmeņu dolomitizāciju nekā teritorijas ziemeļaustrumos, bet arī biežāk un lielākā mērā izraisīja agrāko dolomīta ģenerāciju pārkristalizēšanos. Jo ilgāka bija dolomitizācijas reakcija un intensīvāka bija dolomīta pārkristalizēšanās, jo lielākā mērā tas tuvojās stehiometriskam sastāvam. Pieaugoša karbonātiežu dolomitizācijas pakāpe, pārkristalizēšanās pakāpe un dolomītu stehiometrija būtībā ir viena mehānisma pakāpeniskas darbības rezultāts, bet šo mehānismu regulējis dolomitizējošo fluīdu sastāvs, citi kinētiskie faktori un reakcijas ilgums.

Jāatzīmē arī, ka kalcija dolomīti, domājams, ir veidojušies lielākā mērā reducējošā vidē, salīdzinot ar gandrīz stehiometriskajiem dolomītiem. Uz to norāda augstāks Fe^{2+} un Mn^{2+} katjonu saturs kalcija dolomītos (sk. 71. att.: 1.-4. mērījumi salīdzinot ar 5.-6. mērījumiem). Kā zināms, reducējošos apstākļos dzelzs un mangāns labāk migrē un tādēļ sasniedz ūdenī lielāku koncentrāciju. Šķīdumu sastāvs lielākā vai mazākā mērā ietekmē arī no tiem kristalizējošos karbonātu minerālu ķīmisko sastāvu. Iespējams arī, ka gandrīz stehiometriskajos dolomītos sākotnēji ir bijis augstāks Fe^{2+} un Mn^{2+} saturs, bet tie ir izmainījuši savu sastāvu pārkristalizēšanās gaitā.

Domājams, ka Latvijas augšdevona dolomītu gadījumā var izslēgt iespējamo atšķirīgas ūdens cirkulācijas intensitātes ietekmi uz dolomītu stehiometriju, kas minēta dažu autoru darbos (Sperber, Wilkinson, Peacor, 1984). Latvijas teritorijā nav sevišķi izteikts ūdenscaurlaidīgu kavernožu, porainu un plaisainu karbonātiežu satura pieaugums kādā noteiktā virzienā.

Fakts, ka Latvijas devona nogulumos sastop **divas dominējošas minerāla dolomīta grupas** ar Ca^{2+} saturu attiecīgi 50-51,5 mol% un 54,5-56,5 mol%, nav nekāds izņēmums uz pasaules karbonātiežu fona. Tā ir pat tipiska parādība - lai gan konstatēti minerāla dolomīta paveidi ar visai atšķirīgu kalcija saturu kristālrežģī, to sastopamība nav vienmērīga - plašos pasaules reģionos dažāda vecuma nogulumos bieži dominē divas dolomītu grupas ar Ca^{2+} saturu attiecīgi 50-51 % un 55-56 %, bet dolomīta paveidi ar Ca^{2+} saturu starp šīm galējām vērtībām ir retāki (Lumsden, Chimahusky, 1980; Sperber, Wilkinson, Peacor, 1984; Searl, 1994 u.c.). Šāds bimodāls sadaļījums parādās gan līknēs, kas konstruētas pēc elektronu mikrozonas datiem, gan līknēs, kas atbilst RD analīzes rezultātiem.

Divas līdzīgas dominējošas minerāla dolomīta grupas ir konstatētas arī Igaunijas paleozoja karbonātiežos. T. Kallaste un T. Kīpli (1995) veikuši Igaunijas ordovika, silūra un dažu vidusdevona dolomītu paraugu rentgendifraktometrisko analīzi ar līkņu matemātisku apstrādi izšķirtspējas paaugstināšanai. Izdalīti gandrīz stehiometriskie dolomīti ar $d_{104}=2,885-2,890$ Å (vidēji 50 mol % Ca^{2+}) un kalcija dolomīti $d_{104}=2,899-2,903$ Å (vidēji 55 % Ca^{2+}). Nereti abas dolomītu grupas konstatētas vienā un tajā pašā paraugā, kas arī šī darba ietvaros vairākos gadījumos atzīmēts kalķakmeņu-dolomītu pārejas zonā Austrumlatvijas Franās stāva nogulumos.

Nozīmīgi ir A. Sīrlas (1994) pētījumu rezultāti. Viņa apkopojusi aptuveni 2000 elektronu mikrozonas analīžu datus un nonākusi pie slēdziena, ka abu dominējošo dolomīta grupu eksistenci var izskaidrot ar to relatīvi augsto stabilitāti. Bez stehiometriskajiem dolomītiem, par kuru stabilitāti nav šaubu jau sen, iespējams, eksistē arī citi relatīvi stabili dolomīta paveidi ar paaugstinātu kalcija saturu. Kalcija piejaukums dolomīta kristālrežģī izpaužas kā Ca^{2+} jona iekļūšana tam "svešajā" Mg^{2+} jonu slānī. Kalcija jona diametrs ir ievērojami lielāks nekā magnijam, tādēļ Ca^{2+} piejaukums rada spriegumu kristālrežģī, kurš zaudē stabilitāti. Taču, iespējams, ka eksistē tādas kalcija koncentrācijas dolomītā, atbilstoši kurām Ca^{2+} jons magnija slānī ir nevis haotiski izkliedēts, bet gan orientēts regulārā tīklā, kas paaugstina kristālrežģa stabilitāti.

Iespējams, ka arī Latvijas devona dolomītos sastopamais dolomīts ar Ca^{2+} saturu 54,5-56,5 mol % ir relatīvi stabils. Nav skaidrs vienīgi tas, kāpēc rentgendifraktogrammās nemaz neparādās dolomīts ar Ca^{2+} saturu 52-54 %. Līdzīgs gadījums netika atrasts publicētajā literatūrā. Daļēji to varētu izskaidrot ar intensīvajām pēcsedimentācijas izmaiņām, kas skārušas gan dolomītu, gan dolomitizēto kalķakmeņu slāņkopas: karsta procesa un dedolomitizācijas gaitā, domājams, vispirms izšķīda mazāk stabilie dolomīta paveidi. Taču maz ticams, ka

izšķīda visi dolomīta kristāli ar vidēju Ca^{2+} saturu starp abām grupām. Iespējamas ir arī pagaidām neskaidras metodiskas neprecizitātes RD analizē.

Elektronu mikrozondes analīze uzrāda ļoti dažādu Ca^{2+} saturu dolomītā - nepārtrauktu vērtību rindu no 50,4 mol % līdz 62,4 % ar vāji izteiktiem maksimumiem. Šāda rezultātu izkliede gan visdrīzāk ir saistīta nevis ar dolomīta struktūras īpatnībām, bet gan ar mikroskopisku kalcija ieslēgumu atšķirīgu piejaukumu vai arī neprecizitātēm analīzes metodikā.

Gandrīz stehiometriskā un kalcija dolomīta kopīgā sastopamība vairākos Austrumlatvijas augšdevona dolomitizēto kaļķakmeņu un dolomītu paraugos pagaidām nedod papildus informāciju, kas ļautu precizēt abu dolomīta paveidu veidošanās apstākļus. Spriežot pēc augšminētajiem dabīgo dolomītu pētījumu datiem un eksperimentu rezultātiem, šaubas neizraisa tas, ka kalcija dolomīts šajos paraugos ir veidojies pirms gandrīz stehiometriskā dolomīta. Tomēr nav īsti skaidra gandrīz stehiometriskā dolomīta ģenēze - vai tas ir veidojies uz kalcija dolomīta pārkristalizēšanās rēķina, vai arī audzis no jauna zonālu apmalīšu vai individuālu iecirkņu veidā. Minētajos paraugos sastop gan dolomīta pārkristalizēšanās pazīmes - dzidrus iecirkņus ievērojami tumšākā ieža pamatmasā - gan arī zonālas apmalītes, kuras augušas no jauna ap senākas ģenerācijas kodolu.

Šo problēmu vēl vairāk sarežģī fakts, ka dolomīta kristāliem ir ļoti raksturīgas mikrostruktūras ar izmēriem mikrona daļās (Van Tendeloo, Wenk, Gronsky, 1985; Венк, Барбер, Ридер, 1987; Frisia, 1994). Novērojumi transmisijas elektronu mikroskopā un ļoti nelielu iecirkņu (laukums $0,25 \text{ m}^2$) ķīmiskā sastāva pārbaude ar analītisko elektronu mikroskopu liek secināt, ka atšķirīga mikrostruktūra bieži atbilst atšķirīgam ķīmiskajam sastāvam - ideālu stehiometrisku dolomītu un dolomītu ar Ca^{2+} saturu 53-56 % nereti sastop viena kristāla iecirkņos ar diametru mikrona desmitdaļās (Frisia, 1994). Nav izslēgts, ka gandrīz stehiometriskais un kalcija dolomīts veido katrs savas mikrostruktūras arī Latvijas devona dolomītos, taču ar darbā izmantoto metožu palīdzību to nebija iespējams noskaidrot.

Dolomīta veidošanās aspekti Latvijas Franās stāva karbonātu slāņkopā

Dolomīta veidošanās Latvijas Franās stāva nogulumos vēl aizvien ir atklāts jautājums līdzīgi kā daudzos pasaules reģionos. Franās stāva slāņkopā izdalītās dolomīta ģenētiskās grupas un dominējošie viedokļi par to veidošanos ir apskatīti šī darba nodaļā "Devona baseinu fācijas un sedimentācijas apstākļi", raksturojot Pļaviņu svītu.

Disertācijas darbā veikto pētījumu rezultātā noskaidrots, ka Ziemeļaustrumu Latvijas augšdevona nogulumos dolomītam raksturīgas daudzveidīgas izplatības formas. Secināts, ka dolomīts veidojies vairākstadiju procesā, kurš vienmērīgi dolomitizētajos kaļķakmeņos, acīmredzot, sācies jau diaģenēzē. Savukārt, dolomīta

lēcas un dzīslas organogēnajos un hemogēnajos kaļķakmeņos visdrīzāk ir veidojušās kataģenēzes stadijā. Zonālās kristālu apmalītes, kā arī gaišāki, rupjkristāliskāki iecirkņi un dzīslīņas dolomīta agregātos liecina, ka šis minerāls nogulumos ir vairākkārt pārkristalizējies.

Augšminētais parāda, ka dolomitizējošie fluīdi ir iedarbojušies uz karbonātiežu slāņkopu visai ilgā laikposmā, sākot jau ar pašām agrīnajām stadijām. Dolomīta attiecības ar stilolītiem nav līdz galam skaidras un neļauj pateikt, vai dolomitizācijas process slāņkopas ievērojamas iegrimšanas (zem jaunāku iežu slāņiem) un noblīvēšanās stadijā ir pilnīgi izbeidzies, turpinājies minimāli vai turpinājies ievērojami.

Nemot vērā šos datus, kā arī iepriekš veikto plašo sedimentoloģisko un paleoģeogrāfisko pētījumu rezultātus (Ульт, 1963; Гравитис, 1967; Сорокин, 1978 u.c.), ir svarīgi apskatīt dolomīta izplatību Latvijas Franās stāva karbonātiežos vienā kontekstā ar pasaulē pieņemtajiem dolomitizācijas modeļiem. Atsevišķi ir jāapskata agrīni diaģenētisko (iepriekšējo gadu darbos - sedimentogēno un sedimentogēni diaģenētisko) un diaģenētiski kataģenētisko (iepriekš - metasomatisko) dolomītu veidošanās.

Domājams, ka agrīni diaģenētisko dolomītu veidošanos vislabāk izskaidro plaši pazīstamais mehānisms "dolomitizācija no jūras ūdens" (sk. šīs nodaļas sākumu). Pļaviņu, Salaspils un Daugavas laikposmos Latvijas teritorijā viļņojās plašs un sekls daļēji noslēgts baseins, kurš austrumos kontaktēja ar atklātu jūru. Tajā eksistēja daudzi meridionāli konsedimentācijas vaļņi (Viļakas, Subates-Kokneses, Baldones u.c.), kuri kavēja normāla sāļuma ūdens pieplūdi no austrumiem. Tādēļ baseina rietumu daļā karstā klimata apstākļos iztvaikošanas rezultātā ievērojami paaugstinājās ūdens sāļums, un periodiski nogulsņējās ģipši. Agrīni diaģenētisko paveidu loma pieaug nogulumos, kuri veidojušies paaugstināta sāļuma apstākļos (Сорокин, 1978). Tas norāda, ka galvenā loma to ģenēzē (t.i. kalcija karbonāta nogulu ļoti agrīnā dolomitizācijā) ir bijusi jūras ūdenim ar augstu mineralizāciju un, iespējams, Mg/Ca attiecību. Tātad tieši jūras ūdens kalpoja dolomītam par magnija avotu.

Sarežģītāks ir organogēno kaļķakmeņu dolomitizācijas (diaģenētiski kataģenētisko dolomītu veidošanās) jautājums. Šo nogulumu dolomitizācijas pakāpe kopumā korelējas ar agrīni diaģenētisko dolomītu saturu griezumā, kaut gan dažkārt vērojamas būtiskas atšķirības. Kā atzīmējis V. Sorokins (1978), organogēnie kaļķakmeņi bieži ir intensīvi dolomitizēti tur, kur tie mijas ar agrīni diaģenētiskajiem dolomītiem un ģipšdolomītiem, turpretī tikai nedaudz dolomitizēti asociācijā ar mālainiem un mālaini karbonātiskiem nogulumiem (kuri veidojušies ne mazāk sāļā ūdenī kā agrīni diaģenētiskie dolomīti un ģipšdolomīti).

Līdz ar to viņš secinājis, ka organogēnie karbonātiskie nogulumi nav dolomitizēti pārsedzošo magneziālo un sulfātisko nogulu uzkrāšanās gaitā, no augšas infiltrējoties jūras ūdenim. Visdrīzāk šis process ir norisinājies magnija savienojumu pārgrupēšanās rezultātā no augstāk vai zemāk iegulošo agrīno dolomītu slāņiem,

kuros bijušas lielas magnija rezerves. Dolomitizācijas pakāpi ir noteicis šo magnija rezervju apjoms, migrētspēja u.c., savukārt traucējošs faktors magnija savienojumu migrācijai ir bijusi nogulumu mālainība. Taču arī šajā gadījumā tieši sedimentācijas baseina ūdens spēlēja galveno lomu, lai uzkrātos tie magnija savienojumi, kuru pārgrupēšanās vēlāk izraisīja organogēno kalķakmeņu dolomitizāciju.

Lielbritānijas sedimentologs S. Q. Sans (1994) atzīmējis, ka Zemes ģeoloģiskās attīstības vēstures bezledus periodos (t.sk. devonā) seklūdens karbonātu sedimentācijas areālos vienu un to pašu slāņu virsma varēja atrasties tuvu jūras dibenam desmitiem miljonu gadu. Sedimentācijas cikliem ir neliels biezums, tādēļ bija iespējama baseina fluīdu plūsma caur uzreiz vairākiem šādiem cikliem. Ja ņem vērā to, ka jūras ūdens ir vienīgais plaši pieejamais šķīdums ar pietiekamu magnija saturu masīvas dolomitizācijas izraisīšanai, tā ilgstoša un pastāvīga infiltrācija radīja īpaši labvēlīgus apstākļus šim procesam. Pēc visām pazīmēm minētajam raksturojumam atbilst arī Latvijas augšdevona karbonātiežu slāņkopa.

Arī disertācijas darbā noskaidrotā gandrīz stehiometriskā dolomīta izplatība korelējas ar kopējo dolomīta satura pieaugumu nogulumos. Iespējams, ka gan nogulumu dolomitizācijai, gan arī gandrīz stehiometriskā dolomīta ģenēzei ir bijuši labvēlīgi vieni un tie paši faktori - paaugstināts ūdens sāļums vai Mg/Ca attiecība. Gandrīz stehiometriskā dolomīta veidošanos baseina rietumu daļā varēja sekmēt arī spēcīgāka dolomītiežu pārkristalizēšanās.

Viss augšminētais norāda, ka jūras ūdens iedarbībā ir dolomitizētas pavisam svaigas nogulas, bet nav izslēgts, ka ar tā ietekmi var izskaidrot arī jau zināmā mērā konsolidētu karbonātu slāņu dolomitizāciju. Iespējams, ka baseina ūdens periodiski nokļuva pat līdz saplaisājušu karbonātiežu slāņiem, un varēja būt par iemeslu dolomitizācijai gar plaisām un porainākām lēcām. Taču varbūt plaisās un kavernās dolomīts veidojās pārgrupēšanās dēļ pēcsedimentācijas stadijās un nav tieši saistīts ar baseina ūdeni.

Latvijas augšdevona dolomītu veidošanos nevar izskaidrot ar evaporītu (sebhas) dolomitizācijas modeli, jo sebhas nogulumi, lai gan nav īpaši pētīti, tomēr neveido kaut cik ievērojamu daļu Franas stāva karbonātiežu slāņkopas. Bez tam, kā aprakstīts V. Sorokina darbā (1978), dolomītam ne ģeoloģiskajā griezumā, ne izplatības laukumā nav raksturīga tieša asociācija ar evaporītiem. Evaporītus bieži sastop Franas stāva vidusdaļā, sevišķi Salaspils svītā, taču to gandrīz nav pilnīgi dolomitizētajos Daugavas un Pļaviņu svītu nogulumos Centrālajā Latvijā. Līdzīgu iemeslu dēļ jāizslēdz arī caursūkšanās-atplūdu dolomitizācijas modelis.

Jaukto atmosfēras un jūras ūdeņu dolomitizācijas modeli arī ir grūti piemērot Franas stāva karbonātiežu slāņkopai, jo daudzas pazīmes - nabadzīgs organismu komplekss, halīta pseidomorfozes, ģipša izplatība - liecina par dolomitizēto nogulumu veidošanos ūdenī ar paaugstinātu sāļumu. Bez tam plaši citētajā sedimentoloģiskajā literatūrā (Machel, Mountjoy, 1986; Hardie, 1987) norādīts, ka jūras ūdens un saldūdens sajaukšanās, iespējams, nemaz nav tik labvēlīga dolomīta veidošanās procesam, kā tas uzskatīts agrāk (Badiozamani, 1973 u.c.).

Kaļķakmeņi bieži tiek dolomitizēti to slāņkopu iegrimšanas gaitā vairāku simtu metru un lielākā dziļumā. Par magnija avotu kalpo ūdeņi, kuru avots ir mālu dehidratācija to noblīvēšanās rezultātā. Šis modelis nav attiecināms uz Latvijas devona dolomītiem sakarā ar vairākus simtus metru biezu māla slāņkopu trūkumu un nepietiekamu iegrimšanu ģeoloģiskās attīstības vēsturē. Iespējams, ka vienīgi lokāli dolomīts veidojās pēc zināmas slāņkopu iegrimšanas un iežu noblīvēšanās, par ko liecina tā asociācija ar stilofītu šuvēm, kas novērota Austrumlatvijas Franās stāva kaļķakmeņos ar dolomīta lēcām un dzīslām.

NOSLĒGUMS

Disertācijas darbā ir veikti detalizēti Latvijas devona klastisko-karbonātiežu un kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonu nogulumu paveidu, to struktūru, tekstūru un karbonātu minerālu kompleksu pētījumi. Tika raksturotas trīs pārejas zonas: klastisko-karbonātiežu pārejas zona Eifeļa stāva transgresīvajā slāņkopā (Rēzeknes un Pērnavas svītās); karbonātus saturošu klastisko iežu un to bezkarbonātisko analoģu pārejas zona Živetas stāvā un Franās stāva pamatnē (Burtnieku, Gaujas un Amatas svītās); kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zona Franās stāva griezumā (Pļaviņu, Salaspils un Daugavas svītās).

Pārejas zonu nogulumi pētīti dabīgajos atsegumos, karjeru sienās un urbumu serdēs, bet īpašs uzsvars tika likts uz krāsotu plānslīpējumu aprakstu, kas mazāk izmantots iepriekšējos gados. Karbonātu minerālu asociāciju precizēšanai un galveno katjonu satura noskaidrošanai šo minerālu kristālrežģos lietotas arī tādas mūsdienīgās metodes kā rentgendifraktometriskā analīze un elektronu mikrosonde.

Galvenie darba **secinājumi** ir sekojoši:

- Karbonātu minerālu kompleksi trijās pētītajās pārejas zonās atšķiras - Eifeļa stāva transgresīvajā daļā Austrumlatvijā vienīgais karbonātu minerāls ir dolomīts; Živetas stāva un Franās stāva pamatnes smilšakmeņu karbonātiskajā cementā aptuveni līdzīgās proporcijās sastop dolomītu un kalcītu. Analoga vecuma mālainajos nogulumos izplatītās karbonātu konkrēcijas sastāv galvenokārt no dolomīta, bet kalcītam ir pakārtota nozīme; kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonā Franās stāva nogulumos Latvijas ziemeļaustrumu daļā kopā ar plaši sastopamajiem minerāliem dolomītu un kalcītu visai bieži konstatēts arī dzelzainais kalcīts. Fe^{2+} saturs attiecībā pret kopējo katjonu saturu tajā ir 0,3-0,9 mol%.
- Franās stāva (Pļaviņu, Salaspils un Daugavas svītu) karbonātiežos Latvijā ir divi minerāla dolomīta paveidi ar Ca^{2+} saturu kristālrežģī attiecībā pret katjonu kopējo saturu 50-51,5 mol% (gandrīz stehiometriskais dolomīts) un 54,5-56,5 mol% (kalcija dolomīts). Gandrīz stehiometriskais dolomīts ir izplatīts Latvijas teritorijas lielākajā daļā, bet kalcija dolomīts - tikai kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonā Latvijas ziemeļaustrumos. Par iemeslu augstākai Mg/Ca attiecībai dolomīta kristālrežģī Latvijas rietumu un centrālās daļas karbonātiežos bija augstāka Mg/Ca attiecība baseinā ūdenī vai spēcīgāka dolomītiežu pārkristalizēšanās, vai arī abi šie faktori darbojās kopā.
- Dolomīts visās pārejas slāņkopās galvenokārt ir veidojies sedimentācijas baseina ūdens ietekmē, aizvietojojt gan kalcija karbonāta nogulas, gan jau litificētus karbonātiežus.
- Eifeļa laikmeta transgresīvajā posmā uz Viļakas vaļņa un tā apkārtnē valdījuši sekojoši sedimentācijas apstākļi: mierīgos apstākļos seklā un ļoti seklā ūdenī ar paaugstinātu sāļumu (lagūnām līdzīgos apstākļos un litorālajā zonā, vietām, iespējams, supralitorālē) uzkrājās mālaini karbonātisks materiāls ar ģipša ieslēgumiem. Epizodiski tieši no sanesu avota vai arī no baseina centrālās daļas iepļūda ātras straumes, kas ienesa dažāda rupjuma smilti un pazemināja ūdens sāļumu. Bieži seklajā baseinā aktivizējās viļņu darbība, kas izraisīja

dažādgraudainas smilts, kā arī oolītu un pseidoolītu, ieskalošānu mālaini karbonātiskajās nogulās. Daudzas nogulumu tekstūras norāda uz slāņkopas periodisku atsegšanos Zemes virspusē un apstiprina iepriekšējo pētījumu datus par Viļakas vaļņa konsedimentācijas raksturu vidusdevonā.

- Karbonātu oolīti un pseidoolīti Eifeļa laikmeta sākumā ir veidojušies periodiski mainīgā mierīgā un aktīvā hidrodinamiskajā režīmā. Visaktīvākajai videi atbilst oolīti ar regulāru koncentrisku un radiālu uzbūvi, bet mazāk aktīvā režīmā ir veidojušies asimetriski oolīti ar neregulāriem koncentriskajiem apvalciņiem. Jau oolītu augšanas laikā tajos, acīmredzot, ir veidojušās smalkas radiālas adatiņas, kā arī slēpt- un mikrokristāliski kūļi un koncentriskas josliņas. Vēlāko izmaiņu gaitā daudzi oolīti ir šķīduši, pārkristalizējušies un deformēti. Lielākā daļa pseidoolītu, domājams, ir veidojušies oolītu pārkristalizēšanās un mikritizācijas rezultātā.
- Karbonātu minerāli ir sedimentogēni Živetas stāva un Franas stāva pamatnes klastisko nogulumu komponenti, ko apstiprina sekojoši pierādījumi: karbonātu konkrēciju un cementa izplatības laukumi sakrīt ar klastisko nogulumu minerālu asociāciju un krāsas izmaiņām; karbonātu konkrēcijas ietilpst biezos māla slāņos, kur nevarēja brīvi cirkulēt pazemes ūdeņi. Domājams, ka ūdens sāļums attiecīgo laikposmu baseinos ir pieaudzis rietumu virzienā. Iespējams, ka karbonātus saturošie šķīdumi pieplūda baseina rietumu daļā kopā ar vidēji sadēdējušu drupu materiālu, kas tika transportēts no Baltijas vairoga rietumu un centrālajiem blokiem. Taču nav izslēgts arī, ka ūdens sāļuma režīmu regulēja saldūdens pieplūdes intensitāte, kas bija zemāka baseina rietumu daļā.
- Disertācijas darbā iegūtie dati par gandrīz stehiometriskā dolomīta izplatību Franas stāva vidusdaļas karbonātiežos Latvijas rietumos un vidienē, un kalcija dolomīta dominējošo lomu analoga vecuma nogulumos Ziemeļaustrumu Latvijā labi saskan ar esošajiem priekšstatiem par Franas laikmeta baseinu sedimentācijas režīmu - ūdens sāļuma paaugstināšanos rietumu virzienā.
- ležu pēcsedimentācijas izmaiņu gaita trijās pētītajās pārejas zonās bija dažāda, kas noteica to atšķirīgo karbonātu minerālu asociāciju izveidi. Tomēr ir atzīmējamas dažas kopsakarības: kalcīts ir veidojies pazemes ūdeņu iedarbības rezultātā pēc nogulumu dolomitizācijas (izņemot Franas stāva kaļķakmeņu pamatmasu, kura ir izveidojusies jau sedimentogēnēzē). Kalcīts ir aizpildījis poras, kavernas un plaisas gan klastiskajos, gan karbonātiežos, kā arī aizvietojis dolomīta kristālu iekšējās zonālās josliņas un kodolus. Franas stāva dolomitizētajos kaļķakmeņos pēdējai karbonātu minerālu ģenerācijai atbilst dzelzainais kalcīts, kas arī cementējis kavernas un aizvietojis dolomītu. Domājams, ka karbonātu minerālu pēcsedimentācijas izmaiņu intensitāti iežos sekmēja augsts kopējais karbonātu saturs, porainība un plaisainība, bet kavēja augsts māla saturs.

Augšminētie secinājumi par devona baseinu sedimentācijas apstākļiem un slāņkopu pēcsedimentācijas izmaiņām nosaka darba **zinātnisko novitāti**. Daži jauniegūtie dati ir jāuzsver īpaši.

Tā, slēdziens par sedimentācijas baseina ūdens dominējošo lomu dolomitizācijas procesā ir papildus pierādījums vidus- un augšdevona klastisko nogulumu marīnajai ģenēzei. Šie dati par dolomīta ģenēzi plašā Baltijas devona baseina nogulumos atbalsta hipotēzi, ka jūras ūdens ir vienīgais magnija avots karbonātiežu ievērojama mēroga dolomitizācijai.

Nozīmīgi ir dati par Eifeļa stāva transgresīvajā slāņkopā izplatīto oolītu iekšējo uzbūvi (koncentriskām sulfīdu josliņām un neregulāras formas mikrītiskiem karbonātu apvalciņiem), kā arī oolītu asociāciju ar dažādgraudainiem nogulumiem, kas norāda uz šo apaļo karbonātu graudu veidošanos mainīgā, periodiski aktīvā hidrodinamiskajā režīmā. Tas apstiprina pagaidām vēl nedaudzos dabīgo oolītu pētījumu datus un eksperimentu rezultātus, ka tieši mainīgas aktivitātes režīms, bet nevis vienmērīgi aktīva vide, ir nozīmīga šo apaļo graudu attīstībai.

Kā novitāte atzīmējama arī pētījumu objekta izvēle - klastisko-karbonātiežu un kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas. Līdz šim Baltijā nav veikti tādi sedimentoloģiski un mineraloģiski pētījumi, kuros būtu īpaši apskatītas pārejas slāņkopas. Arī neviena no darba gaitā iepazītajām publikācijām, kas atspoguļo citu reģionu sedimentoloģisku un mineraloģisku pētījumu rezultātus, nav veltīta pārejas zonām.

Darba **teorētiskā un praktiskā nozīme** ir sekojoša. Disertācijas darbā veiktie Eifeļa laikmeta transgresīvās slāņkopas nogulumu pētījumi Austrumbaltijā ļāva precizēt sedimentācijas apstākļus Baltijas klastiskajiem devona baseiniem tipiskajā "otrajā nogulu faciālo tipu rindā", kas atbilst pārejai no peneplenizētas sauszemes piekrastes (mālaini karbonātiskas nogulas) uz seklu jūru (smilšainas nogulas). Konstatēts, ka austrumu peneplenizētās sauszemes tuvumā baseinā dominēja mierīgi sedimentācijas apstākļi, taču periodiski šajā teritorijā ieplūda ātras straumes, kas ienesa smilti un aleirītu. Šo straumju loma pieauga virzienā uz smilšu sedimentācijas areālu, kas aizņēma baseina centrālo daļu. Mālaini karbonātisko nogulu uzkrāšanās režīmu sarežģīja arī viļņu darbība, kuras ietekmē smalkās nogulas tika sajauktas ar dažādgraudainu smilti. Šī otrā nogulu faciālo tipu rinda ievērojami atšķiras no "pirmās rindas", kura atbilst pārejai no aluviālā līdzenuma uz deltu marīno zonu un tālāk uz jūras baseinu, kā arī izceļas ar stipri aktīvāku hidrodinamisko režīmu un pārsvarā smilšainām nogulām.

Svarīgi ir iegūtie dati par to, ka karbonātu minerāli ir primāras Živetas stāva un Franas stāva pamatnes klastisko nogulumu sastāvdaļas, kā arī noskaidrotā karbonātu minerālu veidošanās secība klastiskajā slāņkopā (vispirms dolomīts, kas jūras ūdens ietekmē aizvietojis primāro kalcija karbonātu, pēc tam kalcīts, kas kristalizējies pazemes ūdeņu piesātinājuma zonā). Tas parāda, ka karbonātu konkrēcijas un cements var plašā apjomā veidoties sedimentācijas baseina ūdens ietekmē, un cementa agregātu nesakrītība ar slāņojumu nav uzskatāma par karbonātu minerālu relatīvi vēlnas ģenēzes pazīmi - tā var atspoguļot tikai primāru komponentu pārgrupēšanos. Šie secinājumi var izraisīt interesi dažādu laikposmu klastisko baseinu pētījumos.

Darbā veiktā priekšstatu detalizācija par pārejas zonu nogulumu sastāvu ir izmantojama devona slāņkopas litostratigrāfiskā iedalījuma precizēšanai. Kā jau minēts, piedāvāts variants Rēzeknes un Pērnavas svītu robežas vilkšanai, pamatojoties uz oolītu un pseidoolītu satura un kopējā nogulumu karbonātiskuma izmaiņām.

Darbā ir izpētītas un ģenētiski noraksturotas daudzas devona klastisko un karbonātiežu struktūr- un tekstūriezīmes (dolomīta agregāti kaļķakmeņos; vigvama tekstūras, vairāki žūšanas plaisu paveidi, dažāda mēroga ripsnojuma iezīmes, vērpētes tekstūras u.c.), kas varētu būt noderīgas nogulumu ģenēzes noskaidrošanai turpmākos sedimentoloģiskajos pētījumos un ģeoloģiskajā kartēšanā.

Karbonātu konkrēcijas un cements ir kaitīgie piemaisījumi keramisko izstrādājumu ražošanā, tādēļ to izplatības likumsakarību precizēšana devona klastiskajos nogulumos var noderēt derīgo izraktnu atradņu izpētes un meklēšanas darbu metodikas izstrādāšanā. Iegūtais materiāls par karbonātu minerālu sastāvu un veidošanās secību, it īpaši par smilšakmeņos un karbonātiežu kavernās izplatītā cementa īpatnībām, var atrast savu pielietojumu pazemes ūdeņu hidroģeokīmiskos pētījumos.

Disertācijas darba rezultāti parāda to, ka klastisko-karbonātiežu un kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonas ir perspektīvi sedimentoloģisku un mineraloģisku pētījumu objekti. Lai gan šajā darbā ir precizēti vairāki pārejas zonu nogulumu veidošanās un pēcsedimentācijas izmaiņu aspekti, tomēr pētījumi ir turpināmi.

Būtu jāmeklē iespēja *papildināt disertācijas darbā izmantoto analīžu kompleksu ar vairākām mūsdienīgām, pasaulē plaši lietotām metodēm: katodluminescences mikroskopiju (ļauj labi atšķirt kristālu augšanas zonas un dažādas minerālu ģenerācijas), skanējošo elektronu mikroskopu (ļoti liels palielinājums; var pētīt dažādu minerālu saauguma vissīkākās nianšes, kas ir svarīgi, piemēram, radiālo adatiņu ģenēzes noskaidrošanai oolītos; labi noder arī kristālu virsmas pētījumos), ^{18}O un ^{13}C izotopu analīzi (dod iespēju precizēt minerālu kristalizācijas apstākļus - ūdens sāļumu, temperatūru, organiskās vielas iespaidu u.c.). Kā jau atzīmēts, karbonātu kristālu sastāvs bieži mainās iecirkņos ar mikrona daļu diametru, ko iespējams konstatēt tikai transmisijas elektronu mikroskopā. Taču šī metode prasa ievērojamus līdzekļus, tādēļ tuvākajā perspektīvā Latvijas nogulumiemžu pētījumos, domājams, netiks izmantota.*

Jāpilnveido arī nozīmīgās metodes, kuras deva interesantus rezultātus disertācijas darbā - rentgendifraktometriskā analīze un elektronu mikrozondes analīze. Vēl nav atrisināta svarīgā problēma par ievērojami paaugstināto magnija saturu (virs dolomīta sastāvā ietilpstošā) Rietumlatvijas Franās stāva karbonātiežos, jo pagaidām neizdevās atrast tos paraugus, kuriem iepriekšējos gados veikta ķīmiskā analīze. Šo paraugu minerālo sastāvu būtu nepieciešams pārbaudīt ar rentgendifraktometrisko analīzi.

LITERATŪRA

Publicētie darbi

- ALEKSEEV A. S., KONONOVA L. I., NIKISHIN A. M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes. // *Tectonophysics*. - Vol. 268. - 1996. - pp. 149-168.
- BADIOZAMANI K. The Dorag Dolomitization model - application to the Middle Ordovician of Wisconsin. // *Journal of Sedimentary Petrology*. - Vol. 43, Nr. 4. - 1973. - pp. 965-984.
- BAKER P. A., KASTNER M. Constraints on the Formation of Sedimentary Dolomite. // *Science*. - Vol. 213. - 1981. - pp. 214-216.
- BARTHOLOMÄUS W. A., REINHOLD C., SOLCHER J. Ein devonisches Sandsteingeschiebe des Old Red. 1. Petrographie und Diagenese. // *Archiv für Geschiebekunde*. - B 2., H 3. - 1997. - pp. 121-139.
- BRAITHWAITE C. J. R., HEATH R. A. Regional geometry, petrographic variation, and origins of Upper Ordovician dolomites in Hadeland, Norway. // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. - Vol. 76. - Oslo, 1996. - pp. 63-74.
- BURNS S. J., BAKER P. A. A geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California. // *Journal of Sedimentary Petrology*. - Vol. 57, Nr. 1. - 1987. - pp. 128-139.
- CANDER H. S. An example of mixing-zone dolomite, Middle Eocene Avon Park Formation, Floridan aquifer system. // *Journal of Sedimentary Research*. - Vol. A64, Nr. 3. - 1994. - pp. 615-629.
- CHAFETZ H. S., RUSH P. F. Diagenetically altered sabkha-type Pleistocene dolomite from the Arabian Gulf. // *Sedimentology*. - Vol. 41. - 1994. - pp. 409-421.
- CHAI L., NAVROTSKY A., REEDER R. J. Energetics of calcium-rich dolomite. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - Vol. 59, Nr. 5. - 1995. - pp. 939-944.
- DAVIES P. J., BUBELA B., FERGUSON J. The formation of ooids. // *Sedimentology*. - Vol. 25. - 1978. - pp. 703-730.
- DUNHAM R. I. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. // *Classification of Carbonate Rocks: Memoir of the American Association of Petroleum Geologists* 1. - 1962. - pp. 108-121.
- EIDUKS J., DIKMANE V., KARLSONS K. Tūjas vidusdevona mālu konkrēcijas. // *Latvijas PSR ZA Vēstis*. - Nr. 2. - Rīga, 1953. - lpp. 91-98.
- FOLK R. L. Practical petrographic classification of limestones. // *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. - Vol. 43, Nr. 1 - 1959. - pp. 1-38.
- FOLK R. L. Spectral subdivision of limestone types. // *Classification of Carbonate Rocks: Memoir of the American Association of Petroleum Geologists* 1. - 1962. - pp. 62-84.
- FRISIA S. Mechanisms of complete dolomitization in a carbonate shelf: comparison between the Norian Dolomia Principale (Italy) and the Holocene of Abu Dabi Sabkha. // *Dolomites: a Volume in Honour of Dolomieu*. Ed. by Purser B., Tucker M., Zenger D. IAS Special Publication Nr. 21. - 1994. - pp. 55-74.

- GAUTIER D. L., CLAYPOOL G. E. Interpretation of methanic diagenesis in ancient sediments by analogy with processes in modern diagenetic environments. // *Clastic diagenesis*. Ed. by McDonald D. E., Surdam R.C. AAPG Memoir 37. - Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 1984. - pp.111-123.
- GILL I. P., MOORE C. H. (JR.), AHARON P. Evaporitic mixed-water dolomitization on St. Croix, U.S.V.I. // *Journal of Sedimentary Research*. - Vol. A65, Nr. 4. - 1995. - pp. 591-604.
- HARDIE L. A. Dolomitization: a critical view of some current views. // *Journal of Sedimentary Petrology*. - Vol. 57, Nr. 1. - 1987. - pp. 166-183.
- JOHNSON J. H. An introduction to the study of organic limestones. // *Quarterly of the Colorado School of Mines*. - Vol. 66., Nr. 2. - 1971. - 185 p.
- JOHNSON J. G., KLAPPER G., SANDBERG C. A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. // *Geological Society of America Bulletin*. - Vol. 96. - 1985. - pp. 567-587.
- KALLASTE T., KIIPLI T. Discrete dolomite phases in carbonate rocks: results of the mathematic treatment of X-ray diffraction peaks. // *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences: Geology*. - Tallinn, 1995. - Vol. 44, Nr. 4. - pp. 211-220.
- KEITH B. D., ZUPPANN C. W. Mississippian oolites and petroleum reservoirs in the United States - an overview. // *Mississippian Oolites and Modern Analogs*. Ed. by Keith B. D., Zuppann C. W. AAPG Studies in Geology # 35. - Tulsa, Oklahoma, 1993. - pp. 1-13.
- KLEESMENT A., MARK-KURIK E. Lower Devonian, Middle Devonian. // *Geology and mineral resources of Estonia*. Compiled and edited by Raukas A. and Teedumäe A. - Tallinn, 1997. - pp. 107-120.
- KLEIN, G. DE V. A sedimentary model for determining paleotidal range. // *Geological Society of America Bulletin*. - Vol. 82. - 1971. - pp. 2585-2592.
- KLEIN, G. DE V., RYER T. A. Tidal circulation patterns in Precambrian, Paleozoic and Cretaceous epeiric and mioclinal shelf seas. // *Geological Society of America Bulletin*. - Vol. 89. - 1978. - pp. 1050-1058.
- KĻAVIŅŠ Z., BREICIS V. *Fizikālā un koloidālā ķīmija*. - Rīga, 1965. - 455 lpp.
- KURSHS V., STINKULIS Ģ. Middle Devonian clastic and carbonate transitional facies in the eastern Baltic. // *15th International Sedimentological Congress, Alicante: Abstracts*. - Alicante, 1998. - pp. 488-490.
- KUSLANSKY G. H., FRIEDMAN G. M. Chertification of crinoids may yield a product resembling "dedolomite". // *Journal of Sedimentary Petrology*. - Vol. 51, Nr. 3. - 1981. - pp. 795-798.
- LAND L. S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of art. // *Concepts and Models of Dolomitization*. Edited by Zenger D. H., Dunham J. B. and Ethington R. A. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication N^o 28. - Tulsa, Oklahoma, 1980. - pp. 87-110.
- LAND L. S. The origin of massive dolomite. // *Journal of Geological Education*. - Vol. 33. - 1985. - pp. 112-125.
- LAND L. S. Environments of limestone and dolomite diagenesis: some geochemical considerations. // *Colorado School of Mines Quarterly*. - 1986. - pp. 28-41.

- LANGBEIN VON R., LANDGRAF K.-F., MILBRODT E. Calciumüberschüsse in dolomit als indikator des sedimentationsmilieus in devonischen karbonatgesteinen. // *Chem. Erde*. - Vol. 43. - 1984. - pp. 217-227.
- LOGAN B. W., REZAK R., GINSBURG R. N. Classification and environmental significance of algal stromatolites. // *Journal of Geology*. - Vol. 72. - 1962. - pp. 68-83.
- LUMSDEN D. N. Discrepancy between thin section and X-ray estimates of dolomite in limestone. // *Journal of Sedimentary Petrology*. - Vol. 49. - 1979. - pp. 429-436.
- LUMSDEN D. N., CHIMAHUSKY J. S. Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. // *Concepts and Models of Dolomitization*. Edited by Zenger D. H., Dunham J. B. and Ethington R. A. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication N^o 28. - Tulsa, Oklahoma, 1980. - pp. 123-139.
- MACHEL H.-G., MOUNTJOY E. W. Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal. // *Earth Science Reviews*. - Vol. 23. - 1986. - pp. 175-222.
- MALONE M. J., BAKER P. A., BURNS S. J. Recrystallization of dolomite: evidence from the Monterey Formation (Miocene), California. // *Sedimentology*. - Vol. 41. - 1994. - pp. 1223-1239.
- MALONE M. J., BAKER P. A., BURNS S. J. Recrystallization of dolomite: An experimental study from 50-200°C. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - Vol. 60, Nr. 12. - 1996. - pp. 2189-2207.
- MAZZULLO S. J., FRIEDMAN G. M. Conceptual model of tidally influenced deposition on margins of epeiric seas: Lower Ordovician (Canadian) of the Eastern New York and Southwestern Vermont. // *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. - Vol. 59, Nr. 11. - 1975. - pp. 2123-2141.
- MELLIS O., MELLIS I. Petroloģiski pētījumi par Rembates dolomītsmilšakmeni. // *ZBPI raksti*. - V. 2. - Rīga, ZBPI izdevums, 1943. - 179 lpp.
- MILLER J. Microscopical techniques: I. Slices, slides, stains and peels. // *Techniques in Sedimentology*. Edited by Tucker M. - Blackwell Scientific Publications, 1988. - pp. 86-107.
- MONTAÑEZ I. P., READ J. F. Eustatic control on early dolomitization of cyclic peritidal carbonates: Evidence from the Early Ordovician Upper Knox Group, Appalachians. // *Geological Society of America*. - Vol. 104. - 1992. - p. 872-886.
- MORROW D. W. Diagenesis 1. Dolomite - Part 1: The Chemistry of Dolomitization and Dolomite Precipitation. // *Geoscience Canada*. - Vol. 9., Nr. 1. - 1982a. - pp. 5-13.
- MORROW D. W. Diagenesis 2. Dolomite - Part 2: Dolomitization Models and Ancient Dolostones. // *Geoscience Canada*. - Vol. 9, Nr. 2. - 1982b. - pp. 95-107.
- MUKHOPADHYAY J., CHANDA S. K., FUKUOKA M., CHAUDHURI A. K. Deep-water dolomites from the Proterozoic Penganga Group in the Pranhita-Godavari valley, Andhra Pradesh, India. // *Journal of Sedimentary Research*. - Vol. 66, Nr. 1. - 1996. - pp. 223-230.
- MULTER H. G. Field guide to some carbonate rock environments. Florida Keys and western Bahamas. - Madison, New Jersey, 1975. - 175 p.

- PERYT T. M., SCHOLLE P. A. Regional setting and role of meteoric water in dolomite formation and diagenesis in an evaporative basin: studies in the Zechstein (Permian) deposits of Poland. // *Sedimentology*. - Vol. 43. - 1996. - pp. 1005-1023.
- REEDER R. J., SHEPPARD C. E. Variation of lattice parameters in some sedimentary dolomites. // *American Mineralogist*. - Vol. 69. - 1984. - pp. 520-527.
- REINECK H.-E., SINGH I. B. *Depositional Sedimentary Environments*. Second edition. - Springer-Verlag: Berlin, Heidelberg, New York, 1980. - 551 p.
- SASS E., KATZ A. The origin of platform dolomites: new evidence. // *American Journal of Science*. - Vol. 282. - 1982. - pp. 1184-1213.
- SCHOLLE P. A. *A Color Illustrated Guide To Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements and Porosities*. AAPG Memoir 27. - Tulsa, Oklahoma, 1978. - 241 p.
- SEARL A. Discontinuous solid solution in Ca-rich dolomites: the evidence and implications for the interpretation of dolomite petrographic and geochemical data. // *Dolomites: a Volume in Honour of Dolomieu*. Ed. by Purser B., Tucker M., Zenger D. IAS Special Publication Nr. 21. - 1994. - pp. 361-376.
- SIBLEY D. F. Unstable to stable transformations during dolomitization. // *Journal of Geology*. - Vol. 98. - 1990. - pp. 739-748.
- SIBLEY D. F., GREGG J. M. Classification of dolomite rock textures. // *Journal of Sedimentary Petrology*. - Vol. 57., Nr. 6. - 1987. - pp. 967-975.
- SIMONE L. Ooids: a review. // *Earth Science Reviews*. - Vol. 16. - 1980. - pp. 319-355.
- SPERBER C. M., WILKINSON B. H., PEACOR D. R. Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks. // *The Journal of Geology*. - Vol. 92, Nr. 6. - 1984. - pp. 609-622.
- STINKULIS Ģ. Austrumlatvijas augšdevona kalņakmeņi un dolomīti. // LU 55. zinātniskā konference. Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu sekcija. Tēzes un programmas - Rīga, 1996a. - lpp. 45-46.
- STINKULIS Ģ. Karbonātu konkrēcijas un cements vidus-augšdevona klastiskajā robežslāņkopā Latvijas teritorijā. // *Latvijas devona un kvartāra nogulumu pētījumu materiāli: Zinātnisko rakstu krājums*. - Rīga, 1996b. - lpp. 16-31.
- STINKULIS Ģ. Upper Devonian carbonate rocks of eastern Latvia: aspects of dolomitization. // 18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology, Heidelberg: Abstracts. - Heidelberg, 1997a. - p. 321.
- STINKULIS Ģ. Rentgendifraktometriskās un elektronu mikrozondes analīžu izmantošana Latvijas devona dolomītu pētījumos. // LU 56. zinātniskā konference. Cilvēks, vide, resursi (Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu sekcija). - Rīga, 1997b. - lpp. 95-96.
- STINKULIS Ģ. Karbonātu minerālu veidošanās devona Burtnieku-Amatas svītu klastiskajos iežos Latvijā. // *Latvijas Ģeoloģijas Vēstis*. - Rīga, 1997c. - lpp. 3-11.
- STINKULIS Ģ. Litorālās zonas nogulumi vidusdevona Rēzeknes un Pērnavas svītu nogulumos Austrumlatvijā. // LU 57. zinātniskās konferences tēzes (iesniegts publicēšanai).
- STRASSER A. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. // *Sedimentology*. - Vol. 33. - 1986. - pp. 711-727.

- SUN S. Q. A reappraisal of dolomite abundance and occurrence in the Phanerozoic. // *Journal of Sedimentary Research*. - Vol. A64, Nr. 2. - April, 1994. - pp. 396-404.
- TANKARD A. J., HOBDAK D. K. Tide-dominated back-barrier sedimentation, Early Ordovician Cape basin, Cape peninsula, South Africa. // *Sedimentary Geology*. - Vol. 18. - 1977. - pp. 135-159.
- TANNER P. W. G. Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand-filled cracks: a case study from late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland. // *Sedimentology*. - Vol. 45, Nr. 1. - 1998. - pp. 71-89.
- TUCKER M. E., WRIGHT V. P. *Carbonate Sedimentology*. - Blackwell Scientific Publications, 1990. - 482 p.
- VAN TENDELOO G., WENK H. R., GRONSKY R. Modulated structures in calcian dolomite: a study by electron microscopy. // *Physics and Chemistry of Minerals*. - Vol. 12. - 1985. - pp. 333-341.
- АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. Часть 1. Обломочные и глинистые породы. - Москва, 1962. - 578 с.
- АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. Часть 2. Карбонатные породы. - Москва, 1969. - 707 с.
- Биргер Л. В. и др. Франский ярус. // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. - Рига, 1979. - с. 100-141.
- Валюкявичус Ю. Ю., Куршс В. М., Савваитова Л. С. Условия осадконакопления в наровское время на территории Прибалтики. // Условия образования осадочного чехла и структур Прибалтики. - Рига, 1981. - с. 129-138.
- Василяускас В. М. Литология нижней пестроцветной толщи девона Польско-Литовской синеклизы. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. - Вильнюс, 1967. - 157 с.
- Венк Х.-Р., Барбер Д. Дж., Ридер Р. Дж. Микроструктуры карбонатных минералов. // Карбонаты: минералогия и химия. Под ред. Ридера Р. Дж. - Москва, 1987. - с. 371-446.
- Вингисаар П. А., Утсал К.Р. О породообразующих карбонатных минералах палеозоя Эстонии. // Советская Геология. - № 12. - 1978. - с. 107-115.
- ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ В ДВУХ ТОМАХ. Под ред. Паффенгольца К. Н., Боровикова Л. И., Жамойды А. И. и др. - Москва, 1973.
- ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЛАТВИИ. Авторы: Биргер А. Я., Биргер Л. В., Биркис А. П. и др. - Рига, 1979. - 543 с.
- Гравитис В. А. Силициты даугавской свиты. // Франские отложения Латвийской ССР. - Рига, 1963. - с. 243-262.
- Гравитис В. А. О фациальных изменений карбонатной части франского яруса в Гулбенской впадине и на ее северном и восточном обрамлении. // Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Под ред. Егорова Д.Ф. - Рига, 1967. - с. 54-84.
- Градзиньский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. *Седиментология*. - Москва, 1980. - 640 с.

- Голдсмит Дж. Р. Фазовые взаимоотношения тригональных карбонатов. // Карбонаты: минералогия и химия. Под ред. Ридера Р. Дж. - Москва, 1987. - с. 69-104.
- ЖЕЙБА С. И., САВВАИТОВА Л. С. Фаменский ярус, каменноугольная система. // Девон и карбон Прибалтики. - Рига, 1981. - с. 301-339.
- Кийпли Т. Доломиты в вьяской свите среднего ордовика Эстонии. // Известия Академии Наук Эстонской ССР. - Том 32: Геология. № 2. - 1983. - с. 60-68.
- КЛЕЕСМЕНТ А. Э., КУРШС В. М., МУРНИЕКС А. Э. К стратиграфии нижне-среднедевонских отложений Латвийской седловины. // Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Под ред Лунца А. Я. - Рига, 1975. - с. 159-168.
- Куршс В. М. Литология и полезные ископаемые терригенного девона Главного поля. - Рига, 1975. - 216 с.
- Куршс В. М. Девонское терригенное осадконакопление на Главном девонском поле. - Рига, 1992. - 208 с.
- ЛИЕПИНЫШ П. П. Стратиграфия франских отложений Латвийской ССР. // Франские отложения Латвийской ССР. - Рига, 1963а. - с. 3-94.
- ЛИЕПИНЫШ П. П. Условия формирования франских отложений Прибалтики. // Франские отложения Латвийской ССР. - Рига, 1963b. - с. 311-337.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. - Москва, 1974. - 400 с.
- Лярская Л. А. Резекненский и пярнуский горизонты. - // Девон и карбон Прибалтики. - Рига, 1981. - с. 66-92.
- Лярская Л. А. Пограничные нижне-среднедевонские отложения Прибалтики. // Региональная геология Прибалтики. - Рига, 1974. - с. 45-55.
- МАХНАЧ А. А. Катагенез и подземные воды. - Минск, 1989. - 335 с.
- НАРБУТАС В. В. Красноцветная формация нижнего девона Прибалтики и Подолии. - Вильнюс, 1984. - 136 с.
- ПЕТТИДЖОН Ф. Дж. Осадочные породы. - Москва, 1981. - 751 с.
- Поливко И. А. О границе нижнего и среднего девона на территории Средней Прибалтики. // Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Под ред Ульст Р. Ж. - Рига, 1972. - с. 33-38.
- Поливко И. А. Особенности тектонического развития территории Прибалтики в среднем девоне-раннем карбоне. // Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Под ред Куршса В. М. - Рига, 1973. - с. 235-248.
- РИДЕР Р. Дж. Кристаллохимия тригональных карбонатов. // Карбонаты: минералогия и химия. Под ред. Ридера Р. Дж. - Москва, 1987. - с. 13-68.
- САВВАИТОВА Л. С. Фамен Прибалтики. - Рига, 1977. - 128 с.
- Селлвуд Б. У. Мелководные морские карбонатные обстановки. // Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Рединга Х. - Том 2. - Москва, 1990. - с. 5-73.

- Сорокин В. С. Выделения аутигенного кремнезема в карбонатных породах даугавской свиты. // Франские отложения Латвийской ССР. - Рига, 1963. - с. 263-298.
- Сорокин В. С. Древние карстовые брекчии, химические брекчии раздоломичивания и вторичные известняки в отложениях Франского яруса Главного девонского поля. // Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Под ред. Егорова Д.Ф. - Рига, 1967. - с. 106-136.
- Сорокин В. С. Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во Франском веке. - Рига, 1978. - 282 с.
- Сорокин В. С. Плявиньский, дубниковский, даугавский, снежский, памушский, стипинайский, амульский горизонты. // Девон и карбон Прибалтики. - Рига, 1981. - с. 167-300.
- Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. - Москва, 1995. - 444 с.
- ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е. К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания. - 1966.
- ЭССЕН Э. Дж. Карбонатные твердые растворы и взаимная растворимость их конечных членов применительно к геологической термобарометрии. // Карбонаты: минералогия и химия. Под ред. Ридера Р. Дж. - Москва, 1987. - с. 105-127.
- Эллиот Т. Побережья с терригенной седиментацией. // Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Рединга Х. - Том 1. - Москва, 1990. - с. 192-231.
- УЛЬСТ Р. Ж. Карбонатные породы франского яруса Латвийской ССР. // Франские отложения Латвийской ССР. Труды Института геологии АН ЛССР. - Рига, 1963. - с. 143-200.

Nepublicētie darbi

- GAILĪTE L., HODIREVA V., KURŠS V., MEIRONS Z., SAVVAITOVA L., STINKULIS Ģ., ZABELE A. Nogulumiežu klasifikācijas sastādīšana. - Rīga, 1996. - 37 lpp. - LU Ģeoloģijas institūta fonds.
- MELZOBŠ V., OZOLA R. Augšdevona pētījumi Ziemeļaustrumu Latvijā. - Rīga, 1948. - 46. lpp. - LU Ģeoloģijas institūta fonds.
- OZOLA R. Augšdevona "d" svītas stratigrafiski pētījumi pa Vjadas un Kiras upēm. - Rīga, 1949. - 211 lpp. - LU Ģeoloģijas institūta fonds.
- STINKULIS Ģ. Salaspils svītas litoloģisks raksturojums Rīgas apkaimē: Bakalaura darbs. - Rīga, 1993. - 69 lpp. - LU Ģeoloģijas muzejs.
- Апините И. А. Отчет о поисковых и детальных геологоразведочных работах, проведенных на м-нии глин и песка 'Планчи' в Валмиерском районе. - Рига, 1958. - Latvijas ģeoloģijas fonds.
- Каяк К., Каяк Х., Кивисилла Я., Пуура В., Сарапик Ю., Чебан Э., Громов О. Отчет южно-эстонского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке

масштаба 1:200 000 южной части территории листа О-35-XXII (в окрестностях Алуksне, Миссо, Качаново). - Кейла, 1975. - Latvijas ģeoloģijas fonds.

Лиeпиньш П. П., Аболкалнс Ю. Я., Гравитис В. А., Лауэнкрапча Э. К., Лейшкалн М. Ж., Савваитова Л. С., Сорокин В. С. Карбонатные отложения верхнего девона Латвийской ССР. - Рига, 1964. - LU Ģeoloģijas institūta fonds.

Панов-Иванов В. П., Дубрава Л. Т., Чуманова В. А., Бурская А. И., Пахомова Л. П. Материалы к государственной геологической и гидрогеологической картам СССР масштаба 1:200 000: Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейнов рек Педедзе и Кухва. Лист О-35-XXVII. - Ленинград, 1962. - Latvijas ģeoloģijas fonds.

Сорокин В. С., Савваитова Л. С., Гравитис В. А. и др. Литолого-фациальные карты основных свит верхнедевонских отложений Латвийской ССР в м-бе 1:500 000. - Рига, 1967. - LU Ģeoloģijas institūta fonds.

Трацевский Г., Архарова Т., Кунда З., Карпицкий В., Мейронс З., Венска В., Баулин Л., Бертыня К., Бахонько В., Кучеренко В., Лискович А. Результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 территории листов О-34-81-В, Г, О-34-82-В, О-34-93-А, Б, В, Г, О-34-94-А, Б, В, Г, О-34-95-В, О-34-105-А, Б, О-34-106-А, Б (Талсы, Колка). - Рига, 1993. - Latvijas ģeoloģijas fonds.

Янкин Ю. И., Мурниецс А. Э., Мурниеце С. А., Хермане М. Х., Венека В. К., Брио Х. С., Чесноков В. И. Отчет о доизучении территории листа О-35-XXVII (Балвы) с целью подготовки к изданию геологических карт м-ба 1:200 000. - Рига, 1975. - Latvijas ģeoloģijas fonds.