

Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču

Matija Drogenik in Dragica Strmole

Inštitut za geologijo FNT, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 20

Jože Čar

Rudnik živega srebra Idrija

Kaolinitne usedline so značilne bazalne langobardske usedline in predstavljajo pomemben korelacijski horizont pri razčlenitvi zaporedja langobardskih skladov. Sestojе v glavnem iz kaolinita in kremena, pogosto sta prisotna pirit in siderit, v manjših količinah pa so zastopani tudi nekateri drugi minerali. Imajo pšenasto in klastično strukturo. Nastale so v močvirju predvsem pri razpadu piroklastičnega materiala kislj predornin, ki je bil izvržen pri srednjetriadnih vulkanskih erupcijah. Menjavajo se z vložki, polami in plastmi meljevca in peščenega meljevca, dolomitnega konglomerata in peščenjaka, spremenjenega kristalastega tufa in drobnika, vsebujejo pa tudi leče in pole pirita ter antracita. Značilno je, da najdemo leče kaolinitnih usedlin tudi v krovinskem langobardskem konglomeratu.

Vsebina

Uvod	108
Dosedanji podatki	108
Lega langobardskih usedlin v idrijskem rudišču	109
Petrografske in kemične značilnosti	112
1. Kaolinitne usedline	114
Kaolinitne usedline s pšenasto strukturo	117
Kaolinitne usedline s klastično strukturo	128
2. Meljevec in peščen meljevec	133
3. Dolomitni konglomerat in peščenjak	134
4. Kristalasti tuf	135
5. Drobnik	135
Značilni preseki langobardskih kaolinitnih usedlin	136
Nastanek langobardskih kaolinitnih usedlin	142
Einleitung	147
Allgemeines	148
Die Lage der Langobard-Tongesteine in der Idrija Lagerstätte	148
Petrographische und chemische Untersuchungen	149
Tongesteine	149
1. Graupentonsteine	150
2. Tonsteine mit klastischer Struktur	151
Übrige Gesteinsarten	152
Die Entstehung der langobardischen Tonsteine	153
Literatur	154

Uvod

Litološko zaporedje usedlin idrijskega rudišča je zelo pestro. Medtem ko se stoje permokarbonske plasti večidel iz klastičnih usedlin, prevladujejo med triadnimi skladi karbonatne usedline, ki prehajajo tu in tam v lapornate in peščenice različke ter v meljevec, skrilavec in peščenjak. Najbolj heterogeno sestavo imajo ladinske usedline, ki so nastale v času najmočnejših triadnih magmatskih in tektonskih dogajanj.

Mlakar (1967) je imenoval eno izmed najstarejših langobardskih usedlin v idrijskem rudišču bazalni peščenjak. Navadno ga prekriva konglomerat, ki vsebuje prodnike anizelnega in skitskega dolomita. V litološkem zaporedju sledi ponekod apneni peščenjak in apnener; v zgornjem delu langobardskih skladov najdemo skrilavec, meljevec in peščenjak sklonca, največ pa leže tuf, tufit in radiolarit z rožencem.

Vse do leta 1967 raziskovalci idrijskega rudišča bazalnega peščenjaka niso ločili od drugih sedimentov v rudišču ali pa so ga stratigrafsko napačno uvrščali. Prav tako ni bila dovolj znana njegova sestava. Šele pri nadrobni študiji smo ugotovili (Mlakar in Druvenik, 1971), da vsebujejo ti skladi kot prvotno komponento tudi kaolinit.

Z namenom, da bi te usedline natančno proučili, smo detajlno pregledali 13 profilov in nabrali številne vzorce. Le-te smo raziskali v presewni in deloma tudi odsewni svetlobi. Za določanje posameznih mineralov smo uporabili fazno-contrastno optiko. Poleg tega smo iz nabranega materiala napravili 5 kemičnih, 3 rentgenske in 1 diferencialno termično analizo.

Ugotovili smo, da je v skladih, ki jih je Mlakar imenoval »bazalni peščenjak«¹ sorazmerno malo peščenjaka. Zato ne smemo uporabljati izraza »peščenjak«² v splošnem pomenu. Prav tako so detajlne raziskave pokazale, da te kamenine niso edine bazalne langobardske usedline v rudišču, mimo tega pa se pojavljajo tudi kot vložki v drugih langobardskih usedlinah. Torej tudi izraz »bazalni«³ ni primeren. Ker gre za zelo značilne kamenine, v katerih prevladuje kaolinit, je prav, da jih izločimo kot posebno litološko enoto, pa čeprav nimajo stalnega stratigrafskega položaja. Imenovali jih bomo langobardske kaolinitne usedline.

Avtorji se zahvaljujejo Cirilu Gantarju, ki je izdelal mikroskopske slike.

Dosežani podatki

V obsewni starejši literaturi o idrijskem rudišču najdemo le skromne podatke o langobardskih kaolinitnih usedlinah. Kossmat (1911), Kropáč (1912) in Berce (1958) so sicer sive in sivkasto zelene usedline opazili in jih tu in tam na jamskih geoloških kartah celo prikazali v posebnih pasovih, vendar jih niso ločili od drugih litoloških členov, ali pa so jih stratigrafsko napačno uvrstili. Tako je prikazal Kossmat (1911) na geoloških kartah II., III. in IV. obzorja (tabela 26) v severnem obrobju rudnega telesa Auersperg pas kamenin, ki jih je Mlakar (1967) prišteel bazalnim langobardskim usedlinam. Na profilu a-a₁ (tabela 27) je prikazal tudi strukturno in prostorsko logo teh kamenin. Kossmat je nadalje zapisal (str. 348), da so te kamenine impregnirane s piritom in cinabaritom ter deloma serpentinizirane. Uvrstil jih je med tufogene tvorbe wengenskih skladov. Po vložkih konglomerata je enako stratigrafsko uvrstil po-

dobne kamenine pri slepem jašku Leithner na III. obzorju. Ostale pasove langobardskih kaolinitnih usedlin je uvrstil med werfenske sklade.

Kropáč (1912) je na geoloških kartah II., III., IV. in V. obzorja ločil langobardske kaolinitne usedline kot poseben litološki člen tam, kjer niso v neposrednem stiku z gródenskimi usedlinami. Vendar je tako prvim kakor tudi drugim pripisal werfensko starost.

Tudi Berce (1958) ni ločil langobardskih kaolinitnih usedlin od gródenškega peščenjaka. Menil je, da so tako kaolinitne usedline kakor tudi gródenski peščenjak wengenske usedline ter jih je uvrstil med wengenski peščenjak.

Bazalne langobardske usedline je kot samostojno litološko enoto izločil šele Mlakar (1967). Ovrednotil jih je kot pomemben korelacijski horizont pri razčlenitvi zaporedja langobardskih skladov. Ker imajo delno psamitsko strukturo, jih je imenoval bazalni peščenjak. Po Mlakarjevih podatkih sestojijo te usedline iz zrnca kalcedona s primesmi karbonatov, pirita in sericita. Novejše raziskave so pokazale (Mlakar in Drovenik, 1971), da vsebujejo precejšnje količine kaolinita ter karbonatizirana in kaolinizirana zrnca plagioklazov in biotita, zrnca apatita in fluorita.

Po superpoziciji ter s pomočjo primerjave jamskih profilov z ustreznimi profili vzhodno od Idrije, kakor tudi po sedimentoloških in strukturnih raziskavah (Mlakar, 1967, 1969; Placer in Car, 1975) uvrščamo te usedline v langobard. Morebitna ločitev fassanskih usedlin od langobardskih zaradi pomanjkanja vodilnih fosilov v spodnjem delu ladinskih usedlin doslej ni bila mogoča.

V tem poglavju želimo še omeniti, da sta našla kaolinit v idrijski jami že Schrauf in Berce, toda vselej v tankih belih žilicah. Schrauf (1891) ga je zasledil na VI. obzorju pri razpoki »M«, in sicer v apnenem skrilavcu. Kemična analiza je pokazala, da gre za tuesit, ki naj bi predstavljal sekundarno tvorbo. Toda Caillérova in Hénin (1963) navajata, da ime tuesit ni več v rabi. Ugotovili so namreč, da so s tem imenom nekoč označevali nečist kaolinit. Podatki kemične analize, ki jo podaja Schrauf, pa kažejo, da gre za zelo čisti kaolinit, ki vsebuje le nekaj več kakor 1 odstotek primesi. Kemična sestava tega minerala se praktično ne razlikuje od sestave kaolinita iz Lewistona v Montani (ZDA), ki jo navajata Caillérova in Hénin kot enega izmed značilnih primerov.

Berce (1958) je našel tanke bele žilice kaolinita na II., III., X. in XII. obzorju. V tabeli 3 podaja dve kemični analizi tega minerala, ki pa se nekoliko razlikujeta. Prva analiza kaže, da je bil sestavljen vzorec iz skoraj čistega kaolinita. Druga, nepopolna analiza pa je bila narejena iz kaolinita, ki je vseboval tudi nekaj primesi. Berce je kaolinit raziskal tudi rentgensko, toda nadrobni podatkov ni objavil. Kar zadeva genezo, je menil, da je bil kaolinit verjetno naknadno prinesen v rudišče.

Lega langobardskih usedlin v idrijskem rudišču

Osnovo za današnjo razlago zgradbe idrijskega rudišča je dal Mlakar (1967 in 1969). Pozneje smo (Mlakar in Drovenik, 1971; Placer, 1973; Placer in Car, 1975) znanje o zgradbi in njenem nastanku dopolnili, tako da so v glavnem že znane zaporedne faze njenega razvoja.

Zapletena zgradba idrijskega rudišča je nastala pri tektonskih dogajanjih od spodnje triade do mlajšega terciarja. Za najstarejšo »srednjetriadno« tektoniko so značilni navpični premiki ob normalnih prelomih, ki so tudi odprli pot hidrotermalnim rudonosnim raztopinam. Nastal je obsežen idrijski srednjetriadni tektonski sistem, v katerem smo ugotovili na podlagi sedimentoloških in tektonskih posebnosti naslednje enote: južno sedimentacijsko območje, južni prag, idrijski tektonski jarek, severni prag in severno sedimentacijsko območje (Placer in Čar, 1975).

K idrijskemu tektonskemu jarku prištevamo območje »Talnine« ter tektonski enoti Čemernik in Karoli. Bistvenega pomena za razlago odnosov med anizičnim dolomitom v tektonski enoti Karoli in permokarbonskim zaporedjem severnega praga je Mlakarjeva ugotovitev (1967), da se stikata ob močnem »srednjetriadnem« prelomu Urbanovec—Zovčan, ob katerem sta bloka drsela drug ob drugem več 100 m.

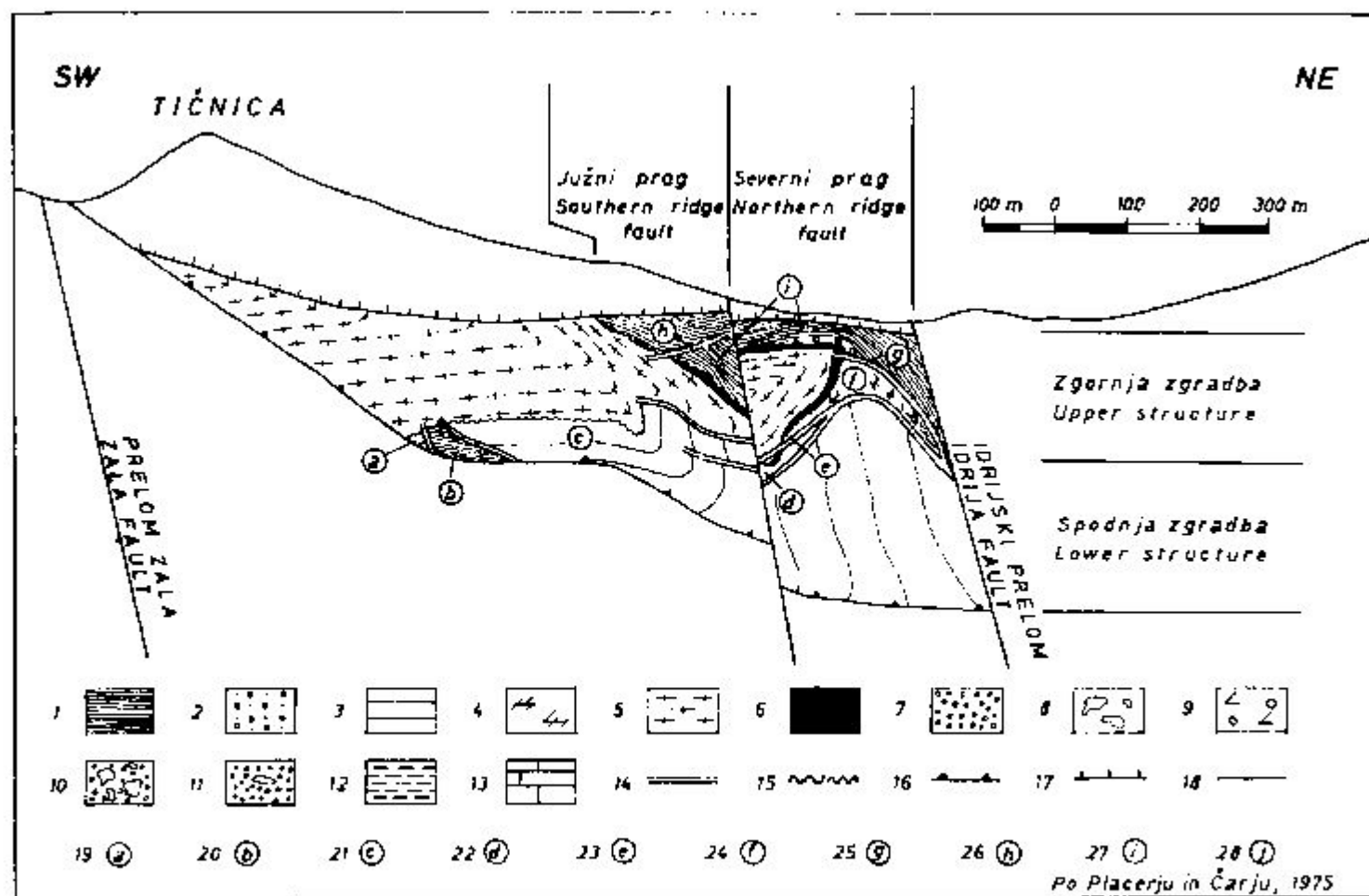
Langobardske kaolinitne usedline so bile odložene neposredno na močni srednjetriadni erozijski diskordanci, toda ne v vseh delih idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema. Podatki nadrobni raziskav povedo, da so se usedale v idrijskem tektonskem jarku, in sicer v tektonskih enotah Čemernik in Karoli, ter na severnem pragu in v severnem sedimentacijskem bazenu. V tem članku bomo obravnavali langobardske kaolinitne usedline, ki se nahajajo na severnem pragu ter na območju Čemernik in Karoli, tj. v tektonskih enotah, ki so ohranjene v rudišču. Pripomniti moramo, da smo doslej našli na severnem sedimentacijskem območju langobardske kaolinitne usedline le še v vrtni Č-2/64, ki se nahaja v bližini Rovt (Mlakar, 1967).

Zapleteno morfolgijo idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema so prekrile zgornjetriadne, jurske, kredne in terciarne usedline, ki merijo skupaj okrog 5000 m. V »staroterciarni« tektonski fazi so bile te kamenine nagubane. Plasti idrijskega tektonskega jarka so zavzele skupaj s predlangobardsko struk-

Sl. 1. Poenostavljen profil skozi idrijsko rudišče z vrisanimi plastmi kaolinitnih usedlin 1 permokarbonske kamenine, 2 grčenski peščenjak, 3 zgornjpermške in skitske kamenine, 4 anizični dolomit, 5 langobardski in cordevolski sedimenti (splošno), 6 langobardske kaolinitne usedline na sliki 1 in 2, 7 langobardske kaolinitne usedline na sliki 27, 8 langobardski dolomitni konglomerat, 9 svetlo sivi langobardski dolomit s posaroznimi ekstrakti, 10 langobardski dolomitni konglomerat s kaolinitnim vezivom, 11 langobardske kaolinitne usedline s dolomitnimi ekstrakti, 12 langobardski peščeni meljevec — spodnji horizont skonca, 13 langobardski lapornati apnenec, 14 normalni srednjetriadni prelom, 15 srednjetriadna erozijska diskordanca, 16 staroterciarna meja pokrova, 17 staroterciarni nariv znotraj pokrova, 18 mladoterciarni prelom, 19 južno sedimentacijsko območje, 20 južni prag, 21 območje »Talnina«, 22 strukturna enota Čemernik, 23 srednjetriadni prelom Karoli, 24 strukturna enota Karoli, 25 srednjetriadni prelom Urbanovec—Zovčan, 26 srednjetriadni prelom Aversperg, 27 severni prag, 28 srednjetriadni prelom Avgust.

Abb. 1. Vereinfachtes Profil durch die Lagerstätte Idrija mit eingezeichneten Schichten der Tongesteine:

1 permokarbonsche Gesteine, 2 grčensker Sandstein, 3 oberpermische und skythische Gesteine, 4 anizišcher Dolomit, 5 langobardische und cordevolische Sedimente (im allgemeinen), 6 langobardische Tongesteine auf der Abb. 1 und 2, 7 langobardische Tongesteine auf der Abb. 27, 8 langobardischer Dolomitskonglomerat, 9 hellgrauer langobardischer Dolomit mit einzelnen Extraktsteinen, 10 langobardischer Dolomitskonglomerat mit kaolinitischem Bindemittel, 11 langobardische Tongesteine mit Dolomitextraktsteinen, 12 langobardischer sandiger Siltstein — unterer Skoncahorizont, 13 langobardischer mergeliger Kalkstein, 14 mitteltriasische normale Verwerfung, 15 mitteltriasische Erosionsdiskordanz, 16 tertiäre Deckengränze, 17 tertiäre Überschiebung innerhalb der Decke, 18 jungtertiäre Verwerfung, 19 Süd-Sedimentationsgebiet, 20 Süd-Hochscholle, 21 »Liegendes«, 22 strukturelle Einheit Čemernik, 23 mitteltriasische Verwerfung Karoli, 24 strukturelle Einheit Karoli, 25 mitteltriasische Verwerfung Urbanovec—Zovčan, 26 mitteltriasische Verwerfung Aversperg, 27 Nord-Hochscholle, 28 mitteltriasische Verwerfung Avgust.



turo (Mlakar, 1969) normalno, subvertikalno in inverzno lego. Tedaj je nastala krovna zgradba, ki jo grade štirje obsežni pokrovi. Idrijsko rudišče se nahaja v četrtem, tako imenovanem žirovsko trnovskem pokrovu, in sicer v idrijski luski (Placer, 1973), tako da je zgoraj in spodaj omejeno z naravnimi ploskvami. V končni fazi alpske orogeneze so že močno zapleteno strukturo rudišča presekali še subvertikalni prelomi »mladoterciarni« faze s smerjo NW-SE in NE-SW, od katerih sta posebno pomembna idrijski prelom, ki omejuje rudišča s severo-vzhoda, in prelom »Zala« na njegovi jugozahodni strani.

Na sliki 1 vidimo močno poenostavljen profil idrijskega rudišča z vrisanimi plastmi langobardskih kaolinitnih usedlin. Območja nekdanjega srednjetriadnege tektonskega sistema, kjer so bile odložene te usedline, so ohranjena v delu rudišča, ki ga je imenoval Mlakar (1967) zgornja jamska zgradba. Zaradi praktičnih razlogov in posebnosti odnosov med kamerinami je razdelil zgornjo jamsko zgradbo še na severni in južni blok. V prvem so se ohranili triadni tektonski enoti Čemernik in Karoli ter skrajno južno obrobje severnega praga, v južnem bloku pa ostali deli severnega praga.

Slika 2 kaže, do so bile odložene v tektonski enoti Karoli kaolinitne usedline diskordantno na anizičnem dolomitu, neposredno severno od tod, na severnem pragu pa na grčdenskem peščenjaku ali na drugih permokarbonskih sedimentih. Anizični dolomit se stika s permokarbonskimi litološkimi členi ob normalnem prelomu Urbanovce-Zovčan na člažah rudnega telesa Hangend pod VI. obzorjem ter v odkopnem polju Brus nad II. medobzorjem. Strukturne odnose kaolinitnih usedlin in litološko zaporedje bazalnih langobardskih plasti smo posebno lepo opazovali pri raziskavah in odkopavanju rudnega telesa Brus.

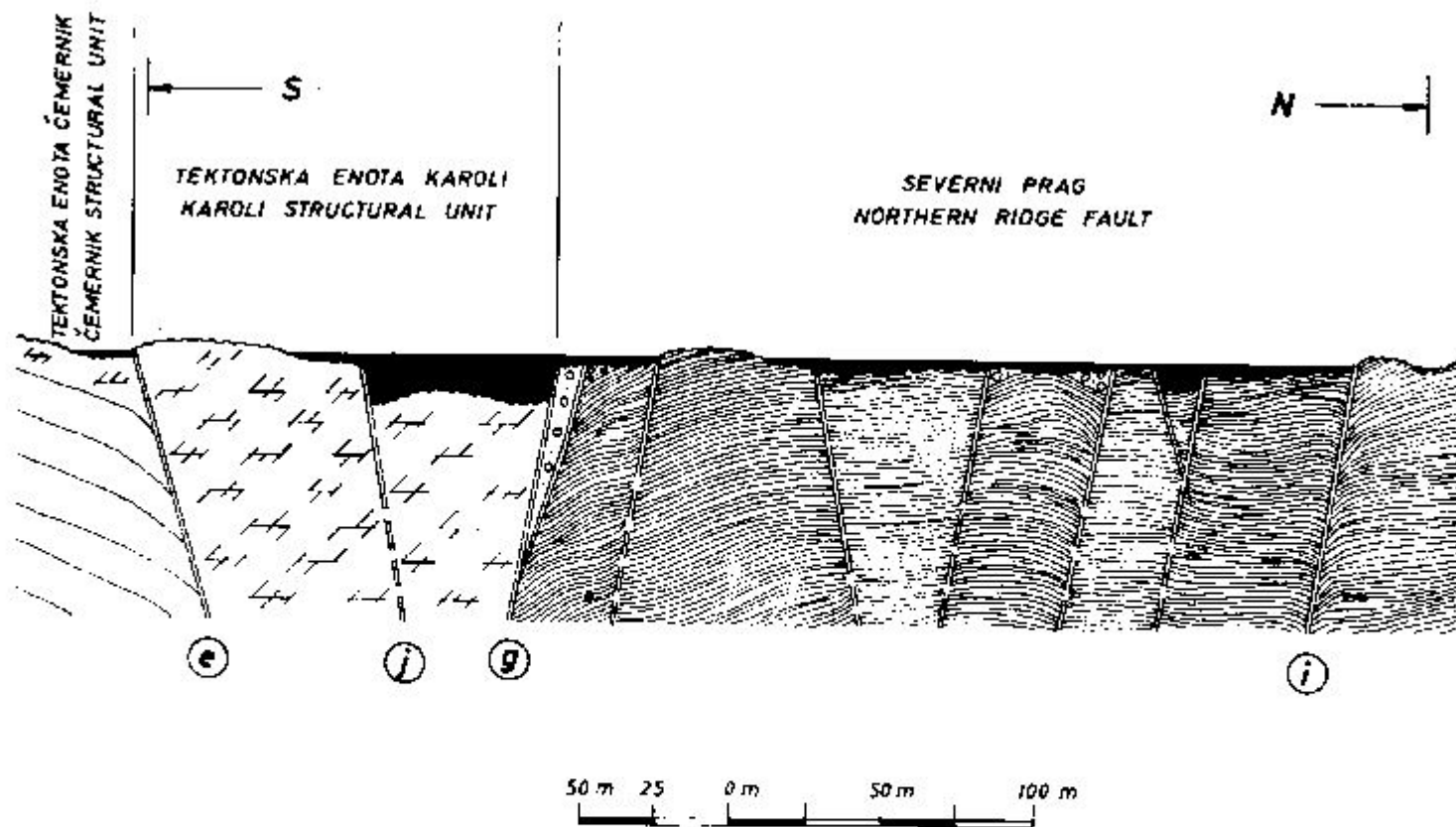
Zaradi obrata plasti v času nastanka poleg le gube leži danes diskordanca aniz-langobard na območju Karoli subvertikalno (sl. 1). Prav ta lega nam omogoča, da jo lahko vidimo na številnih mestih od VI. obzorja do II. medobzorja.

Najjužnejši del severnega praga je ohranjen, kot smo že omenili, v severnem bloku in sicer v okviru rudnega telesa Brus. Tu ležijo usedline v inverzni legi (sl. 1). Ostali del severnega praga leži v južnem bloku zgornje jamske zgradbe ter ima prav tako inverzno lego. Langobardske kaolinitne usedline se pojavljajo od VI. obzorja do najvišjih delov rudišča pod Prantom. Zaradi inverzne lege tvorijo njihovo krovino grčdenski peščenjak ali permokarbonske usedline, talnino po mlajši langobardski litološki členi. Omeniti moramo še lego langobardskih kaolinitnih usedlin v tektonski enoti Čemernik. Anizični dolomit je ležal v času nastajanja kaolinitnih usedlin precej više od najnižjih delov območja Karoli. Te usedline namreč niso bile odložene povsod; doslej smo jih našli le tu in tam. Plasti imajo normalno zaporedje, njihova debelina pa doseže komaj 1 m.

Petrografske in kemične značilnosti

Langobardske kaolinitne usedline imajo največjo debelino v tektonski enoti Karoli, kjer je bil anizični dolomit v času usedanja teh skladov razkosan s »srednjetriadnimi« prelomi. Premiki ob prelomih so bili ponekod neznatni in po višini niso presegali nekaj metrov, ob nekaterih močnejših prelomih pa so bile anizične plasti premaknjene celo za 50 m (Čar, 1975).

Morfološko razgibano dno sedimentacijskega bazena je vplivalo na debelino kaolinitnih usedlin, ki znaša povprečno 4 do 9 m, doseže pa celo 17,5 m. Soraz-



Sl. 2. Shematski presek skozi strukturno enoto Karoli in južno obrobje severnega praga po sedimentaciji langobardskih kaolinitnih usedlin

Abb. 2. Schematisches Querprofil durch die strukturelle Einheit Karoli und die südliche Umrandung der Nord-Hochscholle nach der Sedimentation der langobardischen Tongesteine

merno debele in litološko zelo zanimive kaolinitne usedline smo našli pri slepem jašku št. 16. na II. obzorju, pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju ter pri slepem jašku Leithner na III. obzorju. Na dvignjenih delih se kaolinitne usedline niso odložile in ponavadi leži neposredno na diskordanci konglomerat z dolomitnimi prodniki. Takšne so razmere v profilih vzhodno od slepega jaška Avgust in Uršič na II. medobzorju ter na II. in III. obzorju.

V anizičnem dolomitu je bila diskordančna ploskev morfološko nekoliko močnejše razgibana. V dolomitu so bile nekaj cm do nekaj dm globoke zajede, zapolnjene z drobnozrnatimi usedlinami, ki kažejo psevdofluidalno teksturo. Minerali kaolinitnih usedlin so se na številnih krajih odložili nekaj mm globoko v nekoliko porozen dolomit, kaolinit pa najdemo tu in tam tudi v vezivu breče, ki sestoji iz kosov anizičnega dolomita.

Pri jamskem kartiranju in laboratorijskih raziskavah smo ugotovili, da vsebujejo kaolinitne usedline pogosto prodnike in nezaobljene kose anizičnega dolomita, po vertikali pa se menjavajo z vložki drugih kamenin, največkrat z dolomitnim konglomeratom in peščenjakom. Poleg tega smo našli še kaolinizirani, karbonatizirani in sericitizirani kristalasti tuf, meljevec, pešeni meljevec in drobnik. Pogosto prehaja en litološki člen v drugega. Tu in tam smo našli v kaolinitnih usedlinah celo tanjše leče in pole antracita.

Da bo razlaga nastanka kaolinitnih usedlin in bazena, v katerem so se le-te usedale, popolnejša, bomo podali tudi petrološke značilnosti drugih kamenin.

1. Kaolinitne usedline

Sive, sivkasto zelene in zelenkaste kaolinitne usedline so v idrijskem rudišču značilne langobardske kamenine. Običajno so masivne. Lepo razvito plastovitost smo našli le ponekod v spodnjih delih skladov. Plasti so debele 1 do 5 cm ter se lateralno naglo izklinjajo. Drugod je plastovitost dovolj jasna zaradi različnih struktur. Za pri kartiranju nagnječ lahko ločimo dve vrsti kaolinitnih usedlin: usedline s pšenasto in usedline s klastično strukturo.

Poprečni vzorec kaolinitnih usedlin za kemično analizo smo vzeli v rudniku na številnih presekih s pomočjo brazde, in sicer tako, da smo se izognili večjim lečam karbonatnih kamenin. Analiza kaže (tabela 1), da vsebujejo te usedline predvsem SiO_2 , Al_2O_3 , FeS_2 in H_2O^+ . Tem štirim komponentam pripada 91,31 % vsem ostalim pa 8,84 %.

Mikroskopske raziskave kažejo, da prevladuje kaolinit; slede kremen, pirit, dolomit, siderit, kalcit, sericit, klorit in markazit, podrejeno pa nastopajo še goethit, apatit, rutil, levkoksen, cirkon in sfalerit. V majhnih količinah je pogosto prisotna tudi organska snov.

Ce upoštevamo, da vsebuje čisti kaolinit teoretično 46,50 % SiO_2 , 39,56 % Al_2O_3 in 13,94 % H_2O^+ , potem se nahaja v kaolinitnih usedlinah približno 56,5 % kaolinita. Kemična analiza nadalje pove, da imajo te usedline okrog 24,5 % kremenca, 8,21 % pirita, ki ga spremlja podrejeno markazit, približno 5 % karbonatov, nekaj več kakor 1 % rutila in levkoksena ter 0,5 % apatita. Drugim komponentam, predvsem sericitu in kloritu, pripada torej skupno okrog 4 %.

Ti podatki povedo, da vsebujejo kaolinitne usedline sorazmerno precej pirita. Pri kartiranju smo ugotovili, da je le-ta neenakomerno razvrščen. Neposredno nad anizičnim dolomitom je zelo redek ali ga celo ni, medtem ko nahajamo tik nad permokarbonskimi skladi nekaj mm do nekaj cm debelo plast pirita. Če

sledimo kaolinitnim usedlinam proti krovlini, vidimo, da je ta mineral skoraj povsod prisoten. Ponekod ga je res zelo malo, zato pa je drugod sorazmerno pogost. Poleg drobnih impregnacij tvori tudi konkordantne leče ter do nekaj cm debele pole in plasti, ki vsebujejo tudi nekaj kaolinita in kremenca.

V profilih pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju, pri slepem jašku št. 16. na II. obzorju ter v številnih vrtinah, s katerimi smo raziskovali rudno telo Brus, se menjavajo ali pa prehajajo kaolinitne usedline zgornjih horizontov

Tabela 1.

Kemične analize langobardskih kaolinitnih usedlin iz idrijskega rudišča

Tabelle 1.

Chemische Analysen der langobardischen Tongesteine aus der Lagerstätte Idrija

Analytiker: Analytiker: Vida Hudnik	Utežni Gewichts %				
Št. kamenine Gesteins- nummer	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,5	46,3	38,7	67,1	71,5
TiO ₂	0,98	0,85		0,86	0,51
Al ₂ O ₃	22,9	36,8	33,9	18,7	18,2
Fe ₂ O ₃	0,98	0,1		0,27	0,18
FeO	0,86	0,72		0,55	0,75
MnO	0,08	0,03		0,05	0,04
MgO	0,66	0,23		0,50	0,17
CaO	1,75	0,36		1,12	0,35
Na ₂ O	0,25	0,13		0,10	0,05
K ₂ O	0,35	0,06		0,24	0,05
P ₂ O ₅	0,18	0,14		0,09	0,14
FeS ₂	8,21	2,10	11,6	4,10	1,33
CO ₂	1,94	0,48		0,92	0,26
H ₂ O	7,70	11,2	10,5	5,65	5,85
H ₂ O—	0,60	0,35		0,44	0,91
	100,15	100,05	94,7	100,49	100,29

1 Poprečni vzorec kaolinitnih usedlin.

1 Durchschnittspröbe der Tongesteine.

2 Debelozrnata kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo. 7. etaža rudnega telesa Hangend, VII. obzorje, vzorec št. 3.

2 Grobkörniger Graupentonstein. 7. Etage des Erzkörpers Hangend, VII. Sohle, Probe No. 3.

3 Kaolinitna usedlina sestavljena večidel iz gela. Za slepm jaškom št. 6., III. obzorje, vzorec št. 1.

3 Tonstein, vorwiegend aus Gel. Hinter dem Blindschacht No. 6., III. Sohle, Probe No. 1.

4 Kaolinitna usedlina s psefitsko strukturo. II. medobzorje, za slepm jaškom Avgust, vzorec št. 4.

4 Tonstein mit pschphitischer Struktur. II. Zwischensohle, hinter dem Blindschacht: Avgust, Probe No. 4.

5 Kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo. Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec št. 10.

5 Tonstein mit psammitischer Struktur. Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe No. 10.

Tabela 2.
Podatki rentgenske analize kaolinita iz idrijskega rudišča

Tabelle 2.
Röntgenpulverdiagramme von Kaolinit aus der Lagerstätte Idrija

1		2		3	
d v Å d in Å	Jakost Intensität	d v Å d in Å	Jakost Intensität	d v Å d in Å	Jakost Intensität
7,19	zmd	7,20 5,67 4,98	zmd š zš	7,23	zm
4,35	zmd	4,34	zmd	4,26	zmd
3,85	zš	3,85	š	3,85	š
3,59	zmd	3,57	zm	3,56	zm
3,32	srđ	3,36	š	3,39	š
3,12	zš	3,15	zš		
		2,980	š	3,09	š
		2,772	š	2,923	zš
2,731	zš	2,772	š	2,785	š
2,522	md	2,543	md	2,527	m
2,339	zm	2,344	zmd	2,321	zm
2,189	š	2,207	sr	2,212	sr
2,124	zš				
1,994	sr	1,997	m	1,977	m
1,938	š				
1,892	zš	1,897	sr	1,893	zš
1,841	š	1,844	š	1,853	sr
1,780	š	1,793	š	1,795	š
		1,747	zš		
1,664	m	1,668	m	1,667	zm
1,618	sr	1,623	sr	1,610	zš
1,584	š	1,589	zš		
1,542	sr	1,546	sr	1,557	sr
1,488	zm	1,497	zm	1,490	zm
1,454	š	1,458	sr	1,459	sr
1,430	zš			1,430	š
		1,398	zš	1,396	zš
1,374	š	1,373	zš	1,373	š
1,340	sr	1,344	sr		
				1,321	m
1,308	sr	1,313	sr		
1,288	sr	1,288	sr	1,287	sr
1,266	zš	1,268	zš		
				1,257	sr
1,242	šđ	1,243	sr		
				1,236	sr
1,202	š	1,201	š	1,208	zš
				1,192	sr

1 Kaolinitna pšena. Debelozrnata kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo. 7. etaža rudnega telesa Hangend, VII. obzorje, vzorec št. 3.

1 Kaolinitgraupen. Grobkörniger Graupentonstein. 7. Etage des Erzkörpers Hangend, VII. Sohle, Probe No. 3.

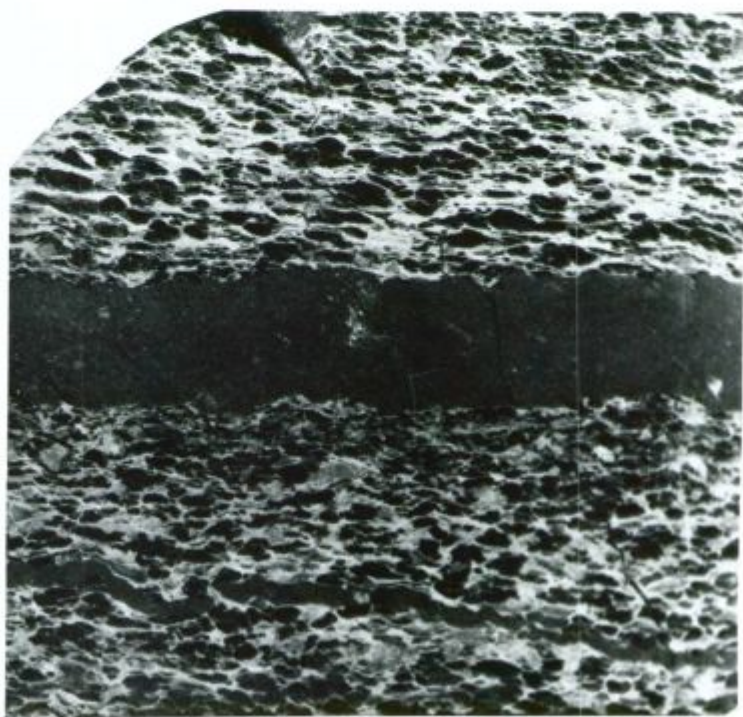
2 Kaolinitna pšena. Debelozrnata kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo. Odkopno polje Sebastijan, VI. obzorje.

2 Kaolinitgraupen. Grobkörniger Graupentonstein. Abbaufeld Sebastijan, VI. Sohle.

3 Kaolinitna žilica iz debeložrnate kaolinitne usedline s pšenasto strukturo. Odkopno polje Sebastijan, VI. obzorje.

mikronov, izjemoma celo 600 mikronov. Ta zrnca imajo pravokotne in črvičaste preseke. V presewni svetlobi so svetla in brez kakršnih koli vključkov, zato se jasno ločijo od obdajajočega mikro— ali kriptokristalnega kaolinita (sl. 6), pri navzkrižnih nikolih pa so razločno anizotropna (sl. 7).

Poleg kaolinita vsebujejo pšena v manjši količini tudi karbonate, kremen, pirit, apatit, cirkon in litoidna zrna. Sorazmerno najbolj pogostna so zrnca siderita, za katera je značilen močan relief in izrazita psevdoabsorbcija; manj je kalcita. Oba karbonata tvorita ksenomorfna, hipidiomorfna in idiomorfna zrnca s premeri do 400 mikronov, ki vsebujejo pogosto kaolinit (sl. 8). Menimo, da gre za metakristale. Nekatera kaolinitna zrna so bila skoraj povsem nadomeščena s karbonati. Posebej moramo omeniti primere, ko obroblja siderit bolj ali manj izometrična polja kaolinita (sl. 9 levo). Pri navzkrižnih nikolih vidimo v teh poljih podolgovata zrnca kaolinita, ki leže v določenih smereh. Gre za zrna plagioklazov, ki so bila kaolinizirana, tako da so zrasla zrnca kaolinita vzporedno z njihovo razkolnostjo (sl. 9 desno). Kremenu pripadajo zelo majhna, toda povečini izometrična zrnca, ki merijo poprečno le okrog 10 mikronov. Razvrščena so v rahlo nagubanih nizih, vzporednih s plastovitostjo, ali povsem nepravilno; nekatera kaolinitna zrna vsebujejo več kremenca v obrobni delih. Tudi pirit



Sl. 3. Debelozrnata kaolinitna usedlina s pšeno strukturo; v njej dve poli temno-sivega meljevca. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 7. etaža, vzorec 3. Povečava $1,5 \times$
Abb. 3. Grobkörniger Graupentonstein mit zwei Siltsteinlagen. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 3. Vergrößerung $1,5 \times$

3 Kaolinitgängen aus dem grobkörnigen Graupentonstein, Abbaufeld Sebastijan, VI. Sohle.

Jakost (Intensität): zm — zelo močna (sehr starke); m — močna (starke), sr — srednja (mittlere); š — šibka (schwache); zš — zelo šibka (sehr schwache); d — disperzna črta (disperse Linie).

v meljevec, ki je ponekod skrilav, in drobnik. Prisotnost teh kamenin jasno nakazuje tesno zvezo langobardskih kaolinitnih usedlin s spodnjimi plastmi skonca. Vzhodno od Idrije, v Rovtah, je enako zvezo dokazal pred leti že M l a k a r (1987).

Opozoriti moramo dalje na dejstvo, da najdemo kaolinitne usedline tudi v krovinskem sivem langobardskem konglomeratu. Tu tvorijo manjše leče in vložke, ki so nepravilno razvrščeni, vendar se njihovo število proti stiku z zgornjim horizontom skonca manjša. Stevilne lepo razvite vložke kaolinitnih usedlin v konglomeratu smo našli na III. obzorju za slepim jaškom št. 6. Usedline so izrazito plastovite, njihova debelina pa ne preseže 1,5 m. V zgornjem delu najvišje leče smo našli slabo ohranjene rastlinske ostanke.

Vzorci za mikroskopske raziskave smo vzeli:

- nad I. obzorjem v rudnem telesu Kropač
- na II. medobzorju vzhodno od slepega jaška Central, za slepim jaškom Avgust in na odkopnem polju Brus
- na II. obzorju, in sicer pri slepem jašku št. 16 in na 3. etaži rudnega telesa Gugler
- na III. obzorju pri sipki Bontina, pri slepem jašku Leitner in za slepim jaškom št. 6
- na VI. obzorju v rudnem telesu Sebastijan
- na 7. etaži v odkopnem polju Hangend nad VII. obzorjem.

Kaolinitne usedline s pšenasto strukturo. Med kameninami najstarejših langobardskih skladov so kaolinitne usedline zaradi posebne strukture najbolj zanimive. Poleg tega so tudi zelo pogostne. Preseki pravokotni na plastovitost kažejo svetlo siva, siva, temno siva, in včasih skoraj črna zrna. Njihovi preseki so povečini eliptični (sl. 3), ponekod bolj ali manj pravokotni pa tudi izometrični. Zrna leže vzporedno s plastovitostjo. Velika so nekaj 10 mikronov do 7 mm. Značilno je, da so v posameznih plasteh dokaj enakomerno velika. Zato lahko ločimo debelozrnato kaolinitno usedlino s pšenasto strukturo (sl. 4), v kateri merijo zrna nad 0,63 mm, srednjezrnato usedlino (sl. 5) s premeri zrn 0,2 do 0,63 mm ter drobnazrnato usedlino, ki sestoji iz zrn s premeri pod 0,2 mm. Prehod med posameznimi različki je ponekod postopen, drugod pa je meja zelo ostra. Vezivo je svetlejše ali temnejše od zrn. V njem ločimo na oko le zrnca pirita.

Ze raziskava v presečni svetlobi je pokazala, da v pšenih prevladuje kaolinit. Kaolinitna zrnca so velika povečini 1 do 10 mikronov. V nekaterih vzorcih smo našli kriptokristalni kaolinit, izjemoma pa tudi zrna, ki sestojijo iz rahlo anizotropnega kaolinitnega gela. Kaolinitna zrnca so v posameznih pšenih istega vzorca navadno enako velika. Tu in tam pa smo našli primere, da so bila sosednja zrna sestavljena iz kaolinita različne zrnivosti.

Kaolinitna zrnca imajo v glavnem izometrične preseke. Poleg tega smo našli zrnca s paličastim presekom, ki merijo poprečno 3×70 mikronov ter so vzporedna med seboj in s plastovitostjo; v takšnih primerih imajo kaolinitna zrna vlaknato strukturo. Tu in tam so kaolinitna zrnca večja in merijo 50 do 200

najdemo navadno v zelo majhnih zrnih, katerih premer zvečine ne preseže 15 mikronov. Ta zrnca kažejo zelo često idiomorfne preseke po kocki. Navadno leže v obrobni delih pšen, ali pa obrobljajo zrnca karbonatov (sl. 10).

Zelo redko zasledimo v kaolinitnih pšenih apatit ali cirkon. Za oba je značilno, da tvorita idiomorfna zrna z ravnimi robovi. Apatitova zrnca dosežejo velikost 500, cirkonova pa kvečjemu 100 mikronov.

Litoidna zrna sestoje predvsem iz kremenca in kaolinita, manj je pirita. Kremenova zrnca so v presevni svetlobi nekoliko motna; v istem litoidnem zrnju so enako velika in merijo 20 do 70 mikronov. Kaolinitna polja imajo preseke, po katerih sodimo, da so prvotno pripadala glinencem. Pirit je razvrščen le med kremenovimi zrnji. Zelo verjetno gre za silificirano, kaolinizirano in slabo piritizirano predornino.

V nekaterih vzorcih kaolinitne usedline s pšenasto strukturo so posamezna kaolinitna zrna dobesedno zlepljena. Njihove meje označujejo le zelo tanke opne veziva, ki sestoje iz zelo drobnih zrn kremenca, pirita in organske snovi (sl. 4). Drugi različki so z vezivom bolj bogati. Nekateri ga vsebujejo celo več kot 50 %. V takšnih primerih leže kaolinitna pšena ločeno v vezivu (sl. 11). V vezivu smo našli v glavnem iste minerale kot v kaolinitnih pšenih, vendar v drugačnem količinskem razmerju. Najbolj pogostna komponenta je navadno kremen, ki tvo-



Sl. 4. Debelozrnat kaolinitno usedlino grade predvsem zrna s pšenastim in eliptičnim presekom; veziva je le malo. Črno je pirit. Presevna polarizirana svetloba, povečava 5×. Rudno telo Hangend, VII. horizont, 7. etaža, vzorec 3

Abb. 4. Grobkörniger Graupentonstein besteht vorwiegend aus Körnern mit graupenartigen und elliptischen Querschnitten; Bindemittel nur untergeordnet. Schwarz ist Pyrit. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 3. Dünnschliff, Nicols —. Vergrößerung 5×



Sl. 5. Srednjeznata kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo. Vezivo je sivo, piritna zrna pa so črna. Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec 5. Presevna polarizirana svetloba, povečava $7\times$

Abb. 5. Mittelnkörniger Graupentonstein. Bindemittel ist grau, Pyritkörner sind aber schwarz. Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe 5. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $7\times$



Sl. 6. Kaolinitna zrna s črvičastimi preseki v kriptokristalnem kaolinitu. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 4. etaža, vzorec 4. Presevna polarizirana svetloba, povečava $30\times$

Abb. 6. »Kaolinitwürmer« im kryptokristallinen Kaolinit. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 4. Etage, Probe 4. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $30\times$

ri drobna izometrična zrnca s premeri 5 do 20 mikronov. Kremenova zrnca leže v vezivu vsako za sebe, ali pa se združujejo v manjša nepravilna polja. V presevni svetlobi smo le težko ločili drobna kremenova zrnca od kaolinitnih. Zelo lahko pa smo jih prepoznali v odsevni svetlobi. Pri poliranju so dobila namreč kremenova zrnca pozitiven relief, kaolinitna pa negativnega. Pri manjši povečavi se zdi, da je kremenovo-kaolinitno vezivo nekoliko porozno (sl. 12), pri večji pa vidimo izometrična, enako velika in dokaj pravilno razvrščena kremenova zrnca (sl. 13).



Sl. 7. Isto kot sl. 6. Pri navzkrižnih nikolih so kaolinitna zrna s črvičastimi preseki razločno anizotropna

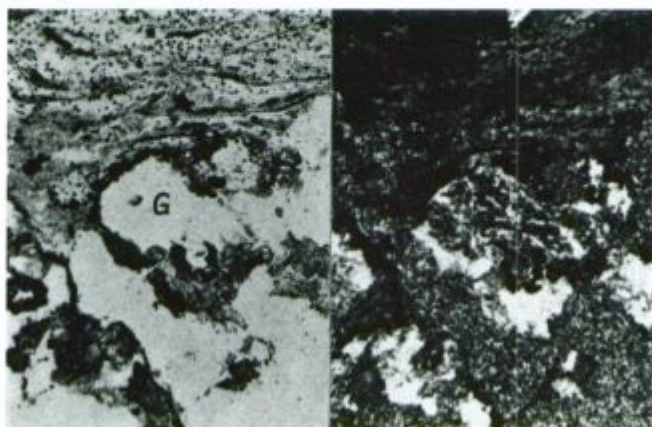
Abb. 7. Dasselbe als Abb. 6. Bei Nicols + sind die »Kaolinitwürmer« deutlich anisotropisch



Sl. 8. Idiomorfni siderit (sredina slike) z vključki kaolinita v mikrokristalnem kaolinitu. Rudno telo Brus, II. obzorje, 2. etaža. Presevna polarizirana svetloba, navzkrižni nikoli, povečava 75 ×

Abb. 8. Idiomorpher Siderit (Bildmitte) mit Kaoliniteinschlüssen im mikrokristallinen Kaolinit. Erzkörper Brus, II. Sohle, 2. Etage. Dünnschliff, Nicols +, Vergrößerung 75 ×

Po količini sledi kaolinit. Tudi v vezivu smo ga našli povečini v zrnih s premeri pod 10 mikronov. Druga kaolinitna zrnca imajo paličaste preseke ter se združujejo v skupine, tako da kažejo ti deli veziva vlaknato ali celo psevdofluidno strukturo (sl. 14). Izjemoma smo opazili tudi kaolinitna zrnca s črvičastimi preseki.



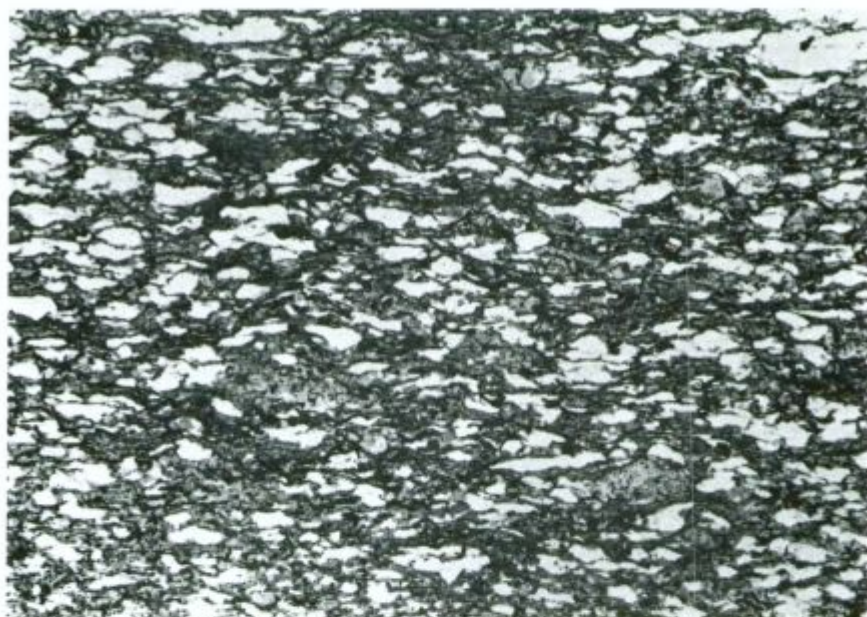
Sl. 9 levo. Siderit obroblja v kaolinit spremenjen glinenec (G). Spodaj kaolinitno pšeno, zgoraj vezivo. 80 m SE od slepega jaška Center, II. medobzorje. Presevna polarizirana svetloba, povečava $30\times$. 9 desno. Isto, le pri navzkrižnih nikolih

Abb. 9 links. In Kaolinit umgewandelter Feldspat (G) mit Siderit umrandet. Unten ein Teil der Kaolinitgraupe, oben das Bindemittel. 80 Meter SE vom Blindschacht Center, II. Zwischensohle, Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $30\times$. 9 rechts. Dasselbe, Nicols +



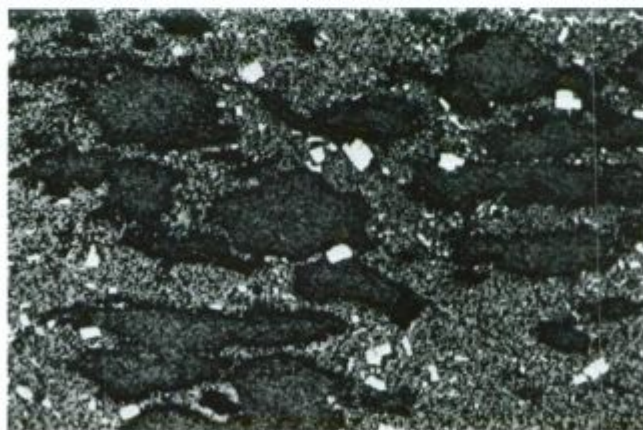
Sl. 10 levo. Drobnna piritna zrna obrobljajo siderit, leže pa tudi v kaolinitnem pšenu in v vezivu. Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec 5. Presevna polarizirana svetloba, povečava $75\times$. 10 desno. Pri navzkrižnih nikolih so sideritna zrna bela

Abb. 10 links. Feine Pyritkörner umranden Siderit, liegen aber auch in der Kaolinitgraupe und im Bindemittel. Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe 5. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $75\times$. 10 rechts. Bei Nicols + sind die Sideritkörner weiss



Sl. 11. Kaolinitna pšena (belo) leže ločeno v karbonatno-kremenovem vezivu (sivo), Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec 6. Presevna polarizirana svetloba, povečava 7 ×

Abb. 11. Kaolinitgrauen (weiss) liegen isoliert im karbonatisch-quarzigem Bindemittel (grau). Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe 6. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 7 ×



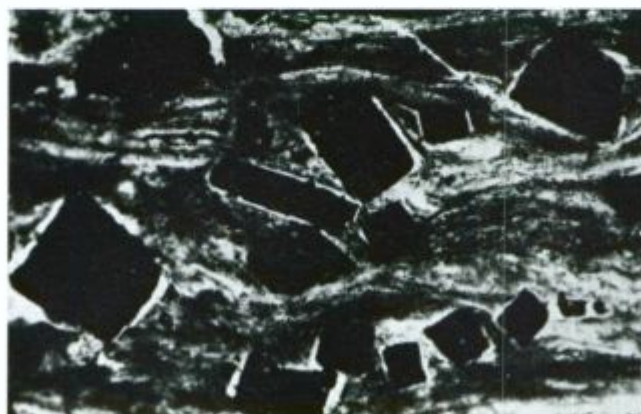
Sl. 12. Deformirana kaolinitna pšena v kremenovo-kaolinitnem vezivu, ki je videti nekoliko porozno. Bela zrna so pirit. Rudno telo Nande, III. obzorje, odkopno polje 14. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×

Abb. 12. Deformierte Kaolinitgrauen im quarzig-kaolinitischen Bindemittel, das etwas porös aussieht. Weisse Körner sind Pyrit. Erzkörper Nande, III. Sohle, Abbaufeld 14. Polierter Anschliff, Nicols —, Vergrößerung 70 ×

Nadalje moramo omeniti pirit. Pripadajo mu izometrična zrna s preseki po kocki, ki dosežejo 2 mm. Nekatera piritna zrna imajo paličaste ali suličaste preseke. V teh primerih gre za psevdomorfozo piritu po markazitu; tu in tam smo našli v piritu celo ostanke markazita. Pirit ima napram kremenovo-kaolinitnemu vezivu ravne robove; zato menimo, da je kristaliziral v obliki metakristalov. Zaradi premikov plasti so piritna zrnca pogosto nekoliko rotirala ter se pri tem delno odlepila od veziva, v nastalih porah pa je kristaliziral kasneje kaolinit.



Sl. 13. Detajl iz istega obruska. V vezivu vidimo pravilno razvrščena, drobna kremenova zrnca (sivo). Bela zrna so pirit. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 190 $\times$
Abb. 13. Detail aus demselben Anschliff. Im Bindemittel befinden sich regelmässig verteilte, kleine Quarzkörner (grau). Weisse Körner sind Pyrit. Nicols —, Vergrößerung 190 $\times$



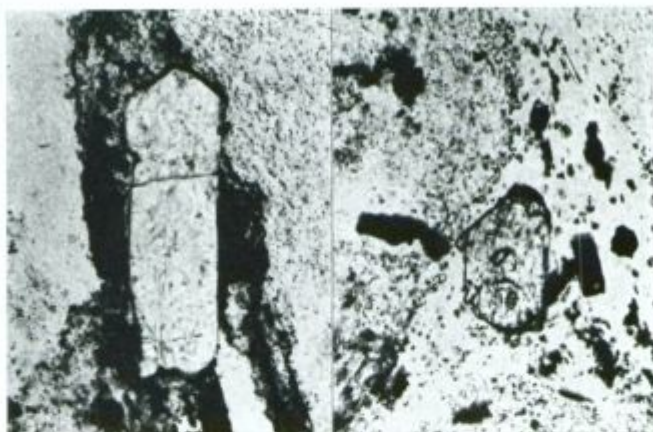
Sl. 14. Beli kaolinitni robovi ob piritnih zrnih, ki leže v kaolinitnem vezivu s pseudofluidalno strukturo. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 7. etaža, vzorec 1. Presevna polarizirana svetloba, povečava 70 $\times$

Abb. 14. Weisse Kaolinitränder um die Pyritkörner, die im kaolinitischen Bindemittel mit pseudofluidaler Struktur liegen. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 1. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 70 $\times$

Številna piritna zrnca imajo zategadelj v zbruskih bele robove (sl. 14). V nekaterih vzorcih je pirit delno spremenjen v goethit.

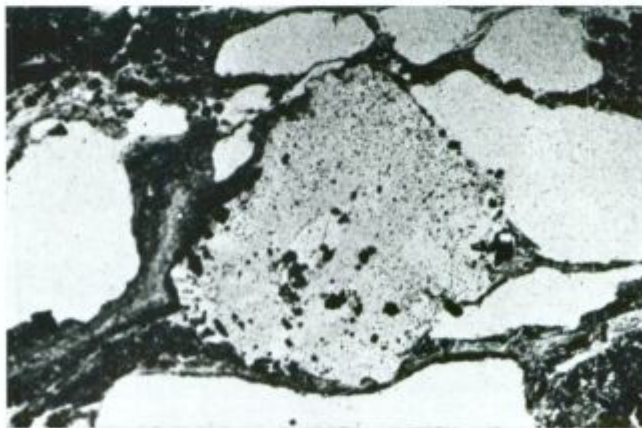
Sorazmerno pogostna komponenta veziva je tudi siderit. Njegova zrnca so povečini ksenomorfna ter navadno obdana s piritom in kremenom.

Apatita in cirkona je v vezivu le malo, vendar sta bolj pogostna kakor v kaolinitnih pšenih. Apatit ima paličaste preseke (sl. 15 levo), ki dosežejo 400 mikro-



Sl. 15 levo. Kristal apatita v vezivu. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 7. etaža, vzorec 3. 15 desno. Kristal cirkona v vezivu. Pri sipki Bončina, III. obzorje, vzorec 4. Presevna polarizirana svetloba; povečava 200 ×

Abb. 15 links. Apatitkristall im Bindemittel. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 3. 15. rechts. Zirkonkristall im Bindemittel. Bei der Schüttrutsche Bončina, III. Sohle, Probe 4. Dünnschliffe, Nicols —, Vergrößerung 200 ×



Sl. 16. Zrno silificirane predornine (sredina slike) sestoji iz motnih kremenovih zrn in pirita (črno). Bela polja so kaolinitna pšena, sivo je vezivo. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 7. etaža, vzorec 1. Presevna polarizirana svetloba, povečava 20 ×

Abb. 16. Silifiziertes Eruptivgesteinskorn (Bildmitte) besteht aus trüben Quarzkörnchen und Pyrit (schwarz). Kaolinitgrauen sind weiss, Bindemittel grau. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 1. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 20 ×

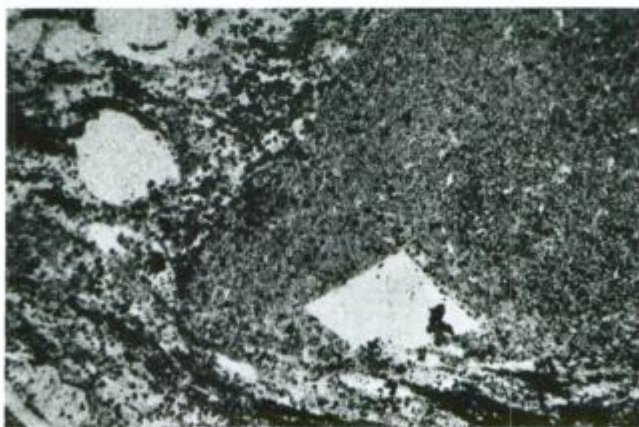
nov. Številna zrnca so prelomljena, posamezni deli pa nekoliko premaknjeni. Cirkonova zrnca so precej manjša, vselej pa kažejo pravilne preseke in ravne robove (sl. 15 desno). Svetlo in temno rjavo barvo veziva so povzročile organske spojine.

Litoidna zrna, ki jih obdaja vezivo, dosežejo 5 mm. Pripadajo dolomitu, silificirani predornini ter silificirani in kaolinizirani predornini. Zaobljena dolomitna zrna vsebujejo poleg karbonata tudi kremen in kalcedon. Zrna silificirane pre-



Sl. 17. Isto kot sl. 16, navzkrižni nikoli. Zobčasto zraščena, enako velika kremenova zrnca

Abb. 17. Dasselbe als Bild 16, Nicols +. Verzahnte, gleichgrosse Quarzkörner



Sl. 18. V zrnju silificirane in kaolinizirane predornine se nahaja kaoliniziran vtrošnik glinenca (belo polje z rombičnim presekom). Drobna črna zrna so pirit. Pri sipki Bončina, III, obzorje, vzorec 8, Presevna polarizirana svetloba, povečava 20 ×

Abb. 18. Im silifizierten und kaolinisierten Eruptivgesteinskorn befindet sich ein kaolinisierter Feldspateinsprengling (weisses Feld mit rhombischem Querschnitt). Winzige schwarze Körner sind Pyrit. Bei der Schütterutsche Bončina, III. Sohle, Probe 8. Dünnschliff, Nicols +, Vergrößerung 20 ×

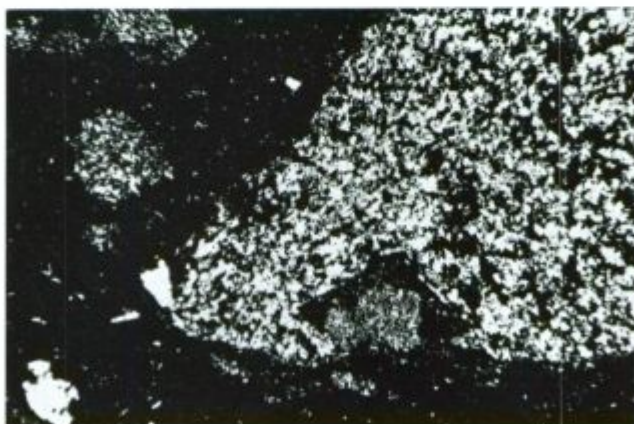
dornine sestojijo iz nekoliko motnih kremenovih zrn (sl. 16), ki merijo 10 do 100 mikronov. V istem zrnju spremenjene predornine so kremenova zrnca enako velika. Pri navzkrižnih nikolih vidimo, da se zobčasto zraščajo (sl. 17). Silificirana in kaolinizirana zrna predornine sestojijo predvsem iz kremenja in kaolinita. V teh zrnih opazimo večkrat preseke, ki dokazujejo, da so bili to prej vtrošniki glincev, pozneje spremenjeni v kaolinit (sl. 18 in sl. 19). Zrna spremenjene predornine so pogosto obdana s piritom, pa tudi sama ga vsebujejo v manjši količini.

Omenili smo že, da smo določili mineralno sestavo kaolinitnih usedlin s pšenasto strukturo najprej pod mikroskopom, in sicer tako v presevani kakor tudi v odsevni svetlobi. Zanesljivost določevanja nekaterih mineralov smo preverili z metodo faznega kontrasta ter z rentgensko in diferencialno-termično analizo.

Fazno kontrastno optiko smo vgradili v polarizacijski mikroskop Ortholux. Uporabljena imerzija je bila mešanica cimetovega aldehida in dietil-estra oksalne kisline z lomnim količnikom $n = 1,559$. Na ta način smo zanesljivo ločili kaolinit in kremen.

Dva vzorca kaolinita iz večjih pšenastih zrn je posnela N. Venetova z Debye-Scherrerjevo kamero premera 57,5 mm z valovno dolžino CuK α . Prvi vzorec smo vzeli na 7. etaži rudnega telesa Hangend, drugega pa na odkopnem polju Sebastijan. Izmerjene medmrežne razdalje in vizualno ocenjene relativne intenzitete so podane v tabeli 2. Podatki obeh vzorcev se v glavnih črtah med seboj zelo dobro ujemajo. Primerjava s karticami ASTM pove, da prevladuje v vzorcih kaolinit. Medmrežne razdalje za siderit se tudi dobro ujemajo z ustreznimi vrednostmi v raziskanih vzorcih, iz primerjave intenzitet pa sledi, da je v vzorcih le malo siderita. Reflektov, ki bi ustrezali kremenju ali piritu, debyeograma ne kažejo.

Po diferencialno-termični analizi A. Grimšičarja prevladuje v materialu iz večjih pšen kamenine, ki smo jo vzeli v rudnem telesu Hangend na 7. etaži, kaolinit s primesjo siderita, goethita in pirita ter verjetno nekaj organskih snovi.



Sl. 19. Isto kot sl. 18, pri navzkrižnih nikolih. Kaolinizirani vtrošnik glinenca sestoji iz krypto- in mikrokristalnega kaolinita

Abb. 19. Dasselbe als Abb. 18., Nicols +. Kaolinisierter Feldspateinsprengling besteht aus krypto- und mikrokristallinen Kaolinit

Omenili bi še, da je bila benzidinska reakcija brezbarvna, kar kaže na odsotnost montmorillonita.

Kaolinitno usedlino z debeložrnato pšenasto strukturo, ki izvira iz 7. etaže rudnega telesa Hangend, je kemično analizirala V. Hudnikova. Analiza je pokazala (tabela 1), da so najvažnejše komponente SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O^+ in FeS_2 . Pripada jim namreč skupno 96,4 %, vsem ostalim pa komaj 3,65 %. Iz kemične analize preračunana mineralna sestava pove, da vsebuje ta kamenina okrog 93 % kaolinita, približno 3 % kremena, 2,1 % pirita, okrog 1 % karbonatov ter 1 % drugih mineralov.

V kaolinitni usedlini s pšenasto strukturo smo našli ponekod leče svetlo sive, svetlo rjave in celo temno rjave jedre kamenine z bolj ali manj izrazitim voščnim sijajem in školjkastim lomom. Nekateri različki so vsebovali precej pirita. Mikroskopska raziskava je pokazala, da sestoji ta kamenina večidel iz homogene motne osnove, ki ima tu in tam psevdofluidalno strukturo. Pri navzkrižnih nikolih je osnova v glavnem izotropna, le ponekod rahlo anizotropna. V njej leže nepravilne leče mikrokristalnega in kriptokristalnega kaolinita, velike do 1 mm. Kaolinitna zrna s paličastimi in črvičastimi preseki, ki dosežejo velikost nekaj 100 mikronov, so redka. Poleg kaolinita smo našli tudi okrog 5 % kremena. Kamenina vsebuje nadalje idiomorfna zrnca pirita s premeri do 1,2 mm, ki se večkrat združujejo v manjše leče. Stevilna piritna zrna so obdana s tanko belo opno mikrokristalnega kaolinita. V vsakem zbrusku je bilo tudi nekaj drobnih idiomorfnih zrn cirkona. Svetlo in temno rjavo barvo osnove so povzročile drobno razpršene organske snovi.

Po mikroskopski raziskavi gre torej za kamenino, ki sestoji večidel iz kaolinitnega gela, vendar vsebuje tudi nekaj kremena in pirita. Kemična analiza, s katero smo želeli ugotoviti le količine SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O^+ in FeS_2 , je to potrdila. Vzorec kamenine s III. obzorja za slepim jaškom 6 vsebuje namreč 38,7 % SiO_2 , 33,9 % Al_2O_3 , 10,5 % H_2O^+ ter 11,6 % FeS_2 (tabela 1); kaolinitu, ki vsebuje tudi nekaj kremena, pripada torej okrog 83 % in piritu 11,6 %.

Tu in tam smo opazili v kaolinitni usedlini s pšenasto strukturo tudi tanke bele žilice, povečini diskordantne. Navadno merijo 50 mikronov do 1 mm, redko tudi več. Debelejše, nekoliko lečaste žilice so prosojne in skoraj brezbarvne. Po mikroskopski sliki sestojijo v glavnem iz mikrokristalnega kaolinita. Le v kameninah, ki vsebujejo v vezivu sorazmerno več karbonatov, so le-ti tudi v žilicah. N. Venetova je posnela z Debye-Scherrerjevo kamero (pri enakih pogojih kot poprej) material iz kaolinitne žilice, ki smo jo našli na odkopnem polju Sebastijan. Izmerjene medmrežne razdalje ter na oko ocenjene relativne intenzitete so podane v tabeli 2. Podatki kažejo, da gre za precej čisti kaolinit, ki vsebuje le malo siderita.

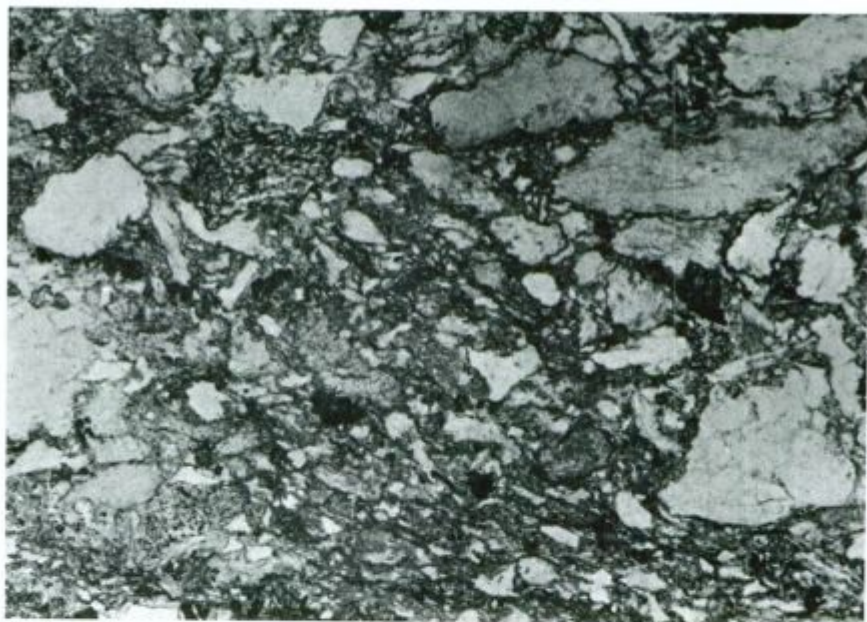
Menimo, da so kristalizirali kaolinit in karbonati v razpokah, ki so nastale v usedlinah pri tektonskih premikih.

Kaolinitne usedline s klastično strukturo. Bolj pogostne so v langobardskih bazalnih usedlinah kaolinitne kamenine s klastično strukturo. Velikost zrn v posameznih različkih se giblje od nekaj mikronov do 10 milimetrov. Zato smo ločili kaolinitne usedline s psefitsko, psamitsko in pelitsko strukturo.

a) *Kaolinitna usedlina s psefitsko strukturo.* Svetlo siva in siva kamenina vsebuje 1 do 10 mm velika povečini bela kaolinitna zrna, siva litoidna zrna in drobna zrna pirita. Vezivo je zelo drobnozrnato, zato njegove sestave na oko ni

bilo mogoče določiti. Raziskava v presevni svetlobi pa je pokazala, da gre predvsem za dve vrsti kaolinitnih zrn. V večini vzorcev močno prevladujejo zrna z nepravilnimi in podolgovatimi preseki (sl. 20), ki imajo pogosto tudi nekoliko zobčaste robove. Sestojе iz kriptokristalnih, mikrokristalnih in deloma tudi vlaknatih kaolinitnih zrn. Nekoliko večja kaolinitna zrna s črvičastim presekom so redka. V manjši meri se pridružujejo kaolinitu zelo drobnnozrnati kremen ter nekoliko večja zrnca pirita, karbonatov in klorita. Osamljena so tudi zrnca apatita in cirkona. Različno velika zrnca kaolinita in drugih mineralov so razvrščena pogosto tako, da postane struktura psevdofluidalna. Oblika številnih zrn in njihova struktura dokazujeta, da so bila le-ta gnetena. Zaradi primesi organskih spojin so nekatera svetlo rjava.

Manj je kaolinitnih zrn z eliptičnim presekom. Ta so precej bolj čista ter vsebujejo poleg kripto- in mikrokristalnega kaolinita le še mikrokristalni kremen. V istem kaolinitnem zrnju so njegova zrnca enako velika. Tu in tam smo zasledili kaolinitno zrno z izometričnim kvadratnim ali rombastim presekom. Zelo verjetno gre za kaolinizirana zrna glinenca. V vsakem zbrusku smo našli tudi posamezna zrna spremenjene predornine, velika do 5 mm (sl. 21). Nekatera so le silificirana ter sestojе iz rahlo motnih kremenovih zrn, ki merijo zvečine 20 do 150 mikronov in se zobčasto zraščajo. Druga so silificirana in kaolinizirana, vendar tako, da je ohranjena prvotna porfirska struktura: glinenci in biotit (?) so kaolinizirani, osnova pa je silificirana. Tu in tam smo našli v njej tudi karbonate. V vseh zrnih

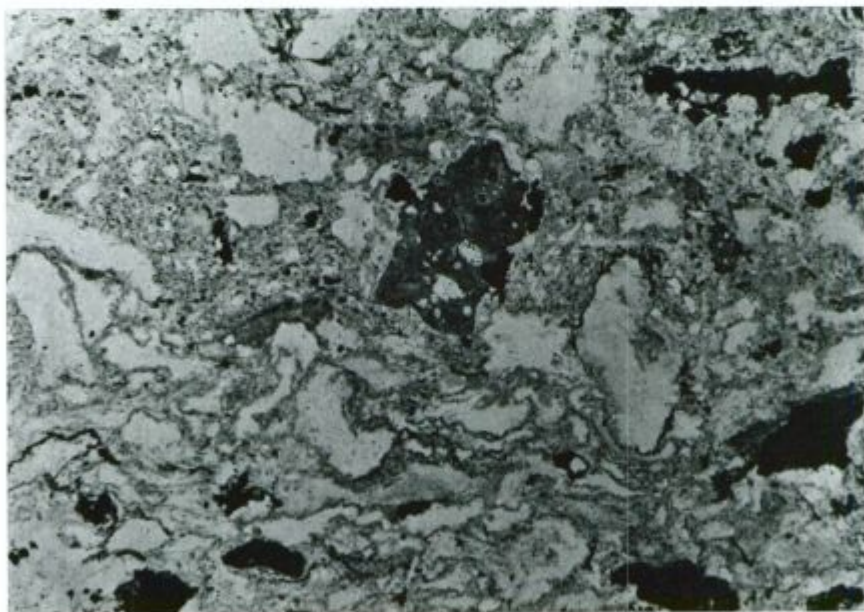


Sl. 20. Kaolinitna zrna z nepravilnimi preseki v kaolinitni usedlini s psefitsko strukturo. Rudno telo Avgust, II. medobzorje. Presevna polarizirana svetloba, povečava $6\times$
 Abb. 20. Kaolinitkörner mit unregelmässigen Querschnitten im Tonstein mit psephitischer Struktur. Erzkörper Avgust, II. Zwischensohle. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $6\times$

spremenjene predornine so razpršena zrnca pirita, ki so zvečine idiomorfna in ne presežejo 50 mikronov.

Tudi v vezivu prevladuje kaolinit; njegova zrnca imajo premer pod 10 mikronov. Vlaknata kaolinitna zrnca in kaolinitni črvički so zelo redki. Pogosto ga spremlja mikrokristalni kremen, ki pa je razvrščen zelo nepravilno. Piritna zrnca imajo pravilne preseke in navadno ne presežejo 100 mikronov. Ponekod so raztresena brez reda, drugod se združujejo v manjše leče (sl. 21) in nize ali pa tvorijo tanko opno ob kaolinitnih in litoidnih zrnih. Nekateri preseki sulfidnih zrn ustrezajo markazitu. Zelo verjetno je bil markazit spremenjen v pirit, podobno kot smo to opazovali v obruskih drugih kamenin. Vezivo vsebuje še klorit, karbonate ter malo cirkona in apatita.

Kemična analiza vzorca kaolinitne usedline s psefitsko strukturo, ki smo ga vzeli na II. medobzorju za slepim jaškom Avgust, je pokazala (tabela 1), da pripada sestavinam, in sicer SiO_2 , Al_2O_3 in H_2O^+ , skupno 91,45 %, FeS_2 je zastopan z 4,10 %, ostale sestavine pa z 4,94 %. Iz analize sledi, da vsebuje ta kaolinitna usedlina približno 92 % kaolinita, kremena in klorita (kaolinit prevladuje), 4,10 % pirita, okrog 2 % karbonatov, medtem ko pripada vsem ostalim mineralom komaj 2 %.



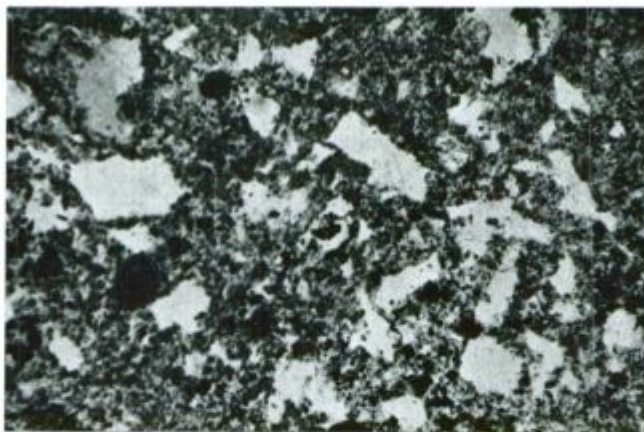
Sl. 21. Kaolinitna zrna, zrno silificirane predornine (sivo v sredi slike) ter piritna zrna in leče v kaolinitni usedlini s psefitsko strukturo. Pirit tvori tudi tanke robове ob kaolinitnih zrnih. Rudno telo Avgust, II. medobzorje. Presevna polarizirana svetloba, povečava $5\times$

Abb. 21. Kaolinitkörner, silifizierter Eruptivgesteinskorn (grau in der Bildmitte) sowie Pyritkörner und -linsen im Tonstein mit psephitischer Struktur. Pyrit (schwarz) bildet auch dünne Säume um die Kaolinitkörner. Erzkörper Avgust, II. Zwischensohle, Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $5\times$

b) *Kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo*. Tudi ta usedlina je svetlo siva in siva. Sestoji iz belih in svetlo sivih zrn, ki merijo zvečine 100 mikronov do 2 mm ter imajo različne preseke. Po mikroskopski sliki močno prevladujejo kaolinitna zrna, precej manj je zrn spremenjene predornine in karbonatnih zrn. Leže v zelo drobnazrnatem vezivu, v katerem se na oko vidi le pirit. Razmerje med zrn in vezivom se močno spreminja, navadno pa prevladuje vezivo.

Po obliki presekov ločimo tri vrste kaolinitnih zrn. V nekaterih različnih prevladujejo zrna z bolj ali manj pravilnimi kvadratnimi, pravokotnimi in rombastimi preseki (sl. 22). Ta zrna sestojijo večidel iz krypto- in mikrokristalnega kaolinita; v istem zrnu so kaolinitna zrnca enako velika. Po oblikah sodim, da gre za kaolinizirane glinence in njihove drobce. V drugih različnih so najbolj pogostna kaolinitna zrna z nepravilnimi preseki. Poleg krypto- in mikrokristalnega kaolinita vsebujejo ta zrna tudi vlaknata kaolinitna zrnca in zelo redka zrnca s pravokotnimi in črvičastimi preseki, ki dosežejo velikost nekaj 100 mikronov. Nekatera kažejo nagubano psevdofluidno strukturo. Tretja skupina kaolinitnih zrn ima razločne pšenaste preseke. Tudi tu je kaolinit navadno zelo drobnazrnat, vendar so sorazmerno pogostejša vlaknata kaolinitna zrnca ter zrnca s pravokotnimi in črvičastimi preseki. Značilno je, da so nekatera pšena izotropna ali le rahlo anizotropna, kar dokazuje, da sestojijo iz gela, ki je tu in tam komaj začel kristalizirati. Nekateri različki vsebujejo sorazmerno več pšenastih zrn, tako gre že za prehod v kaolinitno usedlino s pšenasto strukturo.

Poleg kaolinita vsebujejo vse tri skupine zrn tudi manjše količine drugih mineralov. Največ je zelo drobnih zrn kremena, pirita in sericita. Sorazmerno večja so zrna karbonatov, predvsem siderita, ki grade v nekaterih kaolinitnih zrnih metakristale. Prav malo pa je idiomorfnih apatitovih in cirkonovih zrn z ravnimi robovi.



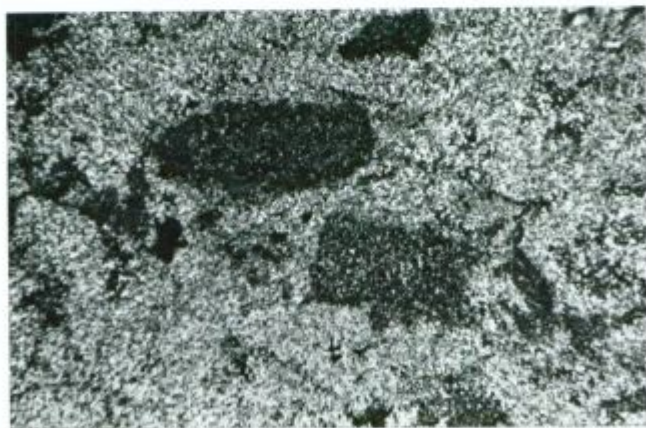
Sl. 22. Kaolinizirana zrna glinencev (belo) v kaolinitno-karbonatnem vezivu (sivo). Drobna črna zrnca so pirit. Pri slepem jašku št. 16., II. obzorje, vzorec 4. Presevana polarizirana svetloba, povečava 30 ×

Abb. 22. Kaolinsierte Feldspatkörner (weiss) im kaolinitisch-karbonatischen Bindemittel (grau). Winzige schwarze Körner sind Pyrit. Beim Blindschacht No. 16., II. Sohle, Probe 4. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 30 ×

Vsi različni kaolinitne usedline s psamitsko strukturo vsebujejo tudi zrna spremenjenih magmatskih kamenin, ki merijo zvečine 200 mikronov do 1 mm. Nekatera zrna kažejo še vedno razločno nekdanjo porfirsko, zelo redko tudi intersertalno strukturo. To pa zategadelj, ker so bili vtrošniki glincev kaolinizirani, osnova pa bodisi silificirana, ali pa tudi nekoliko kaolinizirana. Kaolinit tvori vselej zelo drobna zrnca s premeri 1 do 15 mikronov. Velikost kremenovih zrn, ki so izometrična in se zobčasto zraščajo, pa se spreminja od 10 do 200 mikronov. Pri tem so v istem zrnju spremenjene predornine zrnca kremenena enako velika. Poleg kremenena in kaolinita vsebujejo ta zrna tudi pirit; zvečine tvori preseke po kocki, ki merijo navadno manj kakor 50 mikronov. Redka so zelo drobna zrnca rutila. Karbonatna zrna sestoje iz enakomerno velikih zrn dolomita, ki imajo povečini nepravilne preseke. Vsebujejo še kremen, kalcedon, kaolinit in pirit.

V vezivu prevladuje ponekod kaolinit (kaolinitno vezivo), ki se mu drugod pridružuje kremen (kremenovo-kaolinitno vezivo, sl. 23), ali pa karbonat (kaolinitno-karbonatno vezivo). Najbolj pogosto sta kaolinit in kremen v približno enakih količinah, precej manj pa je karbonata. Kaolinit je kripto- in mikrokristalen, kremen pa mikrokristalen. Med temi tremi komponentami so sorazmerno največja zrnca karbonata; gre v glavnem za zrnca siderita, ki merijo 10 do 150 mikronov. Tu in tam imajo ta zrnca pravilne preseke. Nekatera sideritna zrnca so zrastle tako, da leže delno v vezivu, delno pa v kaolinitnem zrnju.

Vezivo vsebuje tudi nekaj pirita. Zanj so značilni kvadratni, pravokotni in trikotni preseki. Piritna zrna s premeri 5 do 100 mikronov leže v vezivu posamično, ali pa se združujejo v majhna nepravilna gnezda. Večkrat obdajajo kaolinitna in posebno litoidna zrna. Preseki nekaterih neprozornih zrn govore za prisotnost markazita. V zelo majhnih količinah sta prisotna v vezivu tudi apatit in cirkon; našli smo ju skoraj v vsakem zbrusku. Oba sta praviloma idiomorfna. Cirkonova zrnca dosežejo velikost 80, apatitova pa 200 mikronov. V vezivu nekaterih vzorcev smo našli tudi nekoliko večje kremenove drobce z ostrimi robovi



Sl. 23. Kaolinitna zrna v kremenovo-kaolinitnem vezivu. Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec 10. Presečna polarizirana svetloba, povečava 30 ×

Abb. 23. Kaolinitkörner im quarzig-kaolinitischen Bindemittel. Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe 10. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 30 ×

in pravo potemnitvijo; zelo verjetno gre za kremen magmatskega izvora. Struktura veziva je drobnozrnata, ponekod razločno psevdofluidalna. Svetlo in temno rjava barva izvira od drobnorazpršenih organskih spojin, ki tvorijo tu in tam tudi majhna amebasta polja.

Dokaj značilen primer kaolinittne usedline s psamitsko strukturo predstavlja vzorec z II. obzorja pri slepem jašku št. 16. Po kemični analizi (tabela 1) vsebuje ta vzorec 71,5 % SiO_2 , 18,2 % Al_2O_3 in 5,85 % H_2O^+ . Tem trem sestavinam pripada torej 95,55 %, vsem ostalim pa 4,74 %. Račun je pokazal, da vsebuje ta kamenina okrog 46 % kaolinita, nekaj manj kakor 50 % kremenca, 1,33 % pirita (nekaj je verjetno tudi markazita), 0,66 % rutila, približno 0,5 % karbonatov in 0,35 % apatita, medtem ko pripada ostalim mineralom okrog 1,5 %.

Nekateri različki vsebujejo številne kaolinittne žilice, ki merijo po več cm, široke pa so 10 do 300 mikronov. Ločili smo starejše in mlajše žilice. Starejše sestoje iz kaolinita, ki ima povečini vlaknata zrnca. Starejše žilice so premaknjene ob mlajših, ki vsebujejo drobnozrnat kaolinit; njegova zrnca so izometrična, preseki pa dosežejo kvečjemu 20 mikronov. V vzorcih z več kremenca smo našli kaolinitno-kremenove in celo kremenove žilice z malo karbonatov. Kaolinit, kremen in karbonati so kristalizirali v tankih razpokah, ki so nastale pri premikih teh skladov.

c) *Kaolinitna usedlina s pelitsko strukturo.* Med kaolinitnimi usedlinami je ta različek najredkejši. Našli smo ga le na II. obzorju pri slepem jašku št. 16. in na III. obzorju za slepim jaškom št. 8. Gre za zelo drobnozrnatno jedro kamenino s slabo izraženo plastovitostjo. V presečni svetlobi se vidi, da sestoje ta usedlina v glavnem iz mikro- in kriptokristalnega kaolinita. V njem smo našli ponekod leče slabo anizotropnega gela, drugod pa leče enako velikih kaolinitnih zrn s premeri 10 do 20 mikronov. Za to kamenino so značilna tudi številna kaolinitna zrnca s pravokotnimi in črvičastimi preseki, ki leže v temno rjavi in črni skoraj neprozorni organski snovi. V vzorcu s III. obzorja je tudi precej sericita.

V manjši količini smo našli še druge minerale. Sorazmerno največ je neprozornih zrn s kvadratnimi, pravokotnimi in paličastimi preseki. Gre za zrnca pirita ter zrnca, ki so pripadala prvotno markazitu, a so bila kasneje spremenjena v pirit. Manj pogostna so zrnca kremenca in siderita. Ta merijo navadno 10 do 40 mikronov in imajo ponekod deloma pravilne preseke.

Redki pa so drobci apatita z ostrimi robovi in drobci dvojčičnih plagioklazov, ki so posebno zanimivi.

Kaolinitna usedlina s pelitsko strukturo vsebuje nadalje tudi dve vrsti litoidnih zrn. Bolj pogostna so dolomitna zrna s premeri do 3,5 mm, ki sestoje iz drobnih ksenomorfnih zrn, obrobjenih z nekoliko večjimi povečini izometričnimi zrci. Drugi vrsti pripadajo zrna silificirane predornine, ki vsebujejo poleg kremenca tudi nekaj kaolinita, klorita in rutila.

2. Meljevec in peščeni meljevec

Značilni kamenini langobardskih bazalnih usedlin sta nadalje meljevec in peščeni meljevec. Obe sta temno sivi in zelo drobnozrnat, zato ju na oko ne moremo ločiti. Pod mikroskopom smo se prepričali, da sestoje meljevec s 3. etaže rudnega telesa Gugler na II. obzorju predvsem iz zrn kremenca, kaolinita, sericita in muskovita. Precej manj je karbonatov in pirita, zelo malo pa zrn apatita.

Sestavo dopolnjujejo zrna drobnozrnatega peščenjaka in kaolinitna zrna, katerim pripada skupno največ 10 % opazovane površine.

Najbolj pogostni sestavini sta kremen in kaolinit. Kremenova zrnca merijo povečini 5 do 35 mikronov, le redko pa 100 do 400 mikronov. Le-ta so povsem prozorna, pravilno potemnjujejo in so delno hipidiomorfná, zato sodimo, da gre za drobce večjih kremenovih kristalčkov magmatskega izvora. Kaolinitna zrnca dosežejo komaj 10 mikronov. Intenzivno se zraščajo tako s kremenom kakor tudi s sericitom (morda gre delno za illit?). Lističi muskovita merijo nekaj 10 mikronov in so v glavnem vzporedni med seboj. Tudi karbonati so zelo drobnozrnati, zato jih nismo uspeli nadrobneje ločiti. Piritna zrnca merijo okrog 40 mikronov, imajo pravilne preseke in so dokaj enakomerno razvrščena. Apatit je rahlo zaobljen in kaže značilen relief.

Maloštevilna zrna drobnozrnatega peščenjaka sestojijo iz kremenovih zrn in kaolinitno-sericitnega veziva. Kaolinitna zrna pa imajo nepravilne in nekoliko deformirane eliptične preseke ter dosežejo velikost 1 mm. Sestojijo izključno iz mikrokristalnega kaolinita.

Meljevec je zaradi prisotnosti organskih snovi v presečni svetlobi nekoliko rjav; navadno ni plastovit. Čeprav vsebuje precej kaolinita, je jeder in sorazmerno trd; posamezne plasti in pole se lepo odražajo, kadar leže v kaolinitnih usedlinah (tabla 1). Ker so bile le-te pri tektonskih premikih dokaj plastične, so se hkrati z njimi deformirale tudi plasti in pole meljevca.

Zanimive podatke je dala raziskava peščenega meljevca z II. obzorja pri slepcem jašku št. 16. Razmerje med osnovo in litoidnimi zrnji je približno 3:1. Peščeni meljevec ima zelo podobno sestavo kakor različek, ki smo ga pravkar popisali. Razlika je v tem, da je razmerje med posameznimi komponentami drugačno in da vsebuje tudi drobce slabo conarnih plagioklazov ter posamezna zrna turmalina. Med litoidnimi zrnji so najbolj pogostna zrna meljevca. Med njimi prevladujejo zrna, ki imajo zelo podobno mineralno sestavo in zrnavost kakor osnova. Razlikujejo se le v tem, da je v njih razmerje med kremenom in minerali glin nekoliko drugačno in da vsebujejo več ali manj organskih snovi; zato so v presečni svetlobi nekoliko temnejša ali svetlejša od osnove. Ta zrna merijo navadno 200 do 400 mikronov, dosežejo pa celo 2,3 mm. Druga zrna meljevca sestojijo v glavnem iz kremenovih zrn, ki merijo zvečine 30 do 60 mikronov, ter le v manjši meri iz mineralov glin in neprozornih mineralov. Ta dosežejo velikost 1,8 mm. Zelo podobno sestavo imajo zrna drobnozrnatega peščenjaka, velika 600 mikronov. Grade jih poprečno 90 mikronov velika zrnca kremená. Vezivo vsebuje minerale glin, muskovit in neprozorne minerale.

Premier kaolinitnih zrn doseže 500 mikronov. Ta zrna so navadno sploščena po plastovitosti, le nekatera imajo eliptični presek. Sestojijo izključno iz zrn kaolinita, velikih 1 do 15 mikronov.

3. Dolomitni konglomerat in peščenjak

Na številnih krajih smo našli v kaolinitnih usedlinah tik nad diskordanco prodnike in nezaobljene kose anizičnega dolomita, ki so ponekod dokaj enakomerno razvrščeni, v glavnem pa se količina dolomitnih prodnikov in kosov proti krovlini povečuje, tako da je prehod v krovinski langobardski konglomerat postopen. V takšnih primerih ima konglomerat v vezivu najprej precej kaolinita in tudi piritá, potem pa njuna količina upada in vedno več je dolomitnega ve-

ziva. Res pa je, da smo našli drugod tudi zelo ostro mejo med bazalnimi usedlinami in krovninskim konglomeratom.

Omeniti moramo nadalje, da vsebujejo kaolinčne usedline številne leče dolomitnega konglomerata, debele nekaj centimetrov do nekaj metrov. Sestojе iz kosov anizičnega dolomita, ki merijo 1,5 do 5 cm. Vezivo je kaolinčno ali dolomitno.

Pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju smo našli tudi lečo dolomitnega počderjaka. V njej prevladujejo nekoliko motna dolomitna zrna, ki merijo navadno 150 do 400 mikronov. Nekatera sestojе iz zelo drobnih dolomitnih zrn s premeri pod 4 mikrone, v večini pa imajo zrnca premore 20 do 40 mikronov ter so ksenomorfna, hipidiomorfna in idiomorfna. Pogosto so ta zrna obraščena s prozornimi izometričnimi zrni, ki so dokaj enakomerno velika: gre za avtogene dolomitne robove, ki so nastali v diagenezi. Med dolomitnimi zrni najdemo zrnca kremenca, polja mikro- in kriptokristalnega kaolinita ter drobna, zvečine idiomorfna zrnca pirita, ki se tu in tam združujejo v majhne nepravilne leče. Kamenino sečejo posamezne dolomitne žilice.

4. Kristalasti tuf

Na II. medobzorju pri slepem jašku Avgust, pa tudi na III. obzorju pri slepem jašku št. 6 so med kaolinčnimi usedlinami plasti, ki so prvotno verjetno pripadale kristalastemu tufu. Pod mikroskopom se vidi, da prevladujejo spremenjeni glinenci in njihovi drobci. Zrna merijo 0,1 do 3 mm. Glinenci so bili predvsem močno kaolinizirani, nekateri tudi karbonatizirani in sericitizirani. Marsikatero spremenjeno zrno pa še vsebuje nepravilne ostanke glincev. Ti kažejo, da so v kristalastem tufu prevladovali kislji plagioklazi, predvsem oligoklaz, prisoten pa je bil tudi ortoklaz. Tu in tam smo našli ostrorobe drobce kremenca, ki pravilno potemnjujejo. Menimo, da gre za magmatski kremen, ki je bil skupaj z glinenci prinesen v sedimentacijski bazen. V sledovih nastopa tudi cirkon.

Skoraj v vseh različnih smo našli nadalje kaolinčna pšena, ki imajo enako sestavo kakor pšena v kaolinčnih usedlinah s pšenasto strukturo.

Manj pogostna so litoidna zrna. Gre predvsem za zrna silificirane in kaolinizirane predornine, ki tu in tam še kažejo reliktno porfirsko strukturo. Poleg njih so tudi kaolinizirana zrna predornine in zrna, ki vsebujejo nekaj več klorita in v enem primeru smo našli tudi sfen. Skoraj vsa zrna spremenjene predornine so impregnicirana s piritom.

Vezivo sestoji predvsem iz mikrokristalnega kaolinita in prav tako mikrokristalnega kremenca. V nekaterih različnih je nekaj več karbonatov, v drugih sericita, vselej pa vsebuje vezivo tudi pirit. Gre za pravilno razvite samostojne kristalčke, ki tvorijo nepravilne leče, ali pa obroblijo zrna glincev in litoidna zrna. Posamezna zrna pirita so delno spremenjena v železove hidrokside. Vezivo vsebuje tudi malo montmorilonita in illita.

5. Drobniak

Kaolinčni skladi Idrije vsebujejo ponekod temno sivo usedlino z značilno psamitsko strukturo, ki se že na oko razlikuje od drugih kamenin. Gre za drobnik, ki sestoji iz zrn kremenca, kaolinita, meljevca in kvarcita v drobnozrnati

osnovi. Vezivo tvorijo karbonati in neprozorni minerali. Razmerje med zrnji ter osnovo in vezivom je približno 3:1.

Med zrnji prevladujejo kremenova, ki dosežejo sicer velikost 600 mikronov, toda merijo navadno 200 do 400 mikronov. Monokristalna kremenova zrna potemnjujejo valovito in pravilno ter so podolgovata, kažejo pa tudi bolj ali manj izometrične preseke; nekatera so lepo zaobljena. Zrna s pravilno potemnitvijo so magmatskega izvora. Polikristalna kremenova zrna sestoje navadno iz 2 do 6 zrn, ki zvečine nekoliko valovito potemnjujejo. Zelo verjetno gre za zrna žilnega kremenca.

Po količini sledijo kaolinitna zrna, ki merijo povečini 100 do 350 mikronov. Nekatera sestoje le iz mikro- in kriptokristalnega kaolinita, druga pa vsebujejo tudi nekaj dobnih zrn kremenca in pirita; tu in tam zasledimo kaolinitna zrna s črvičastim presekom. Kaolinitna zrna imajo sicer tu in tam izometrične in celo okrogle preseke, zvečine pa so sploščena in celo močno deformirana, tako da jih je večkrat težko ločiti od osnove.

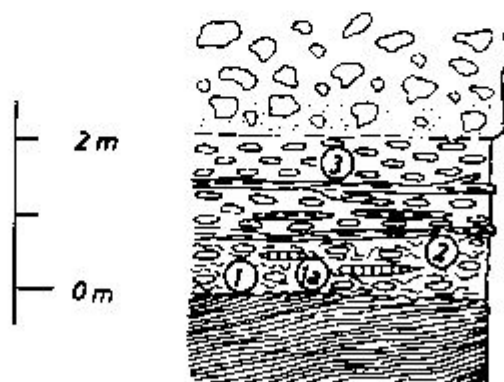
Zrna meljevca vsebujejo kremen, minerale glin in sericit ter malo neprozornih mineralov. V kvarcitnih zrnih smo našli le zrnca kremenca, ki se zobčasto zraščajo in valovito potemnjujejo.

Osnova sestoji iz mineralov glin, kremenca in sericita ter iz posameznih zrn cirkona. V diagenezi so nastali v osnovi karbonati in piriti.

Po mineralni sestavi sklepamo, da je material drobnička prišel iz permjskih in permokarbonskih skladov, ki jih je dvignila srednjetiadna tektonika na površje. Prisotnost zrn magmatskega kremenca in predvsem kaolinitnih zrn pa pove, da je prinašala erozija v sedimentacijski bazen tudi delce langobardskih kamenin.

Značilni preseki langobardskih kaolinitnih usedlin

Kaolinitne usedline imajo pestro sestavo in različne strukture. To dokazuje, da so nastale pri različnih pogojih. Toda preden bomo razpravljali o njihovem



Sl. 24. Litološki presek kaolinitnih usedlin na 7. etaži rudnega telesa Hangend, nad VII. obzorjem

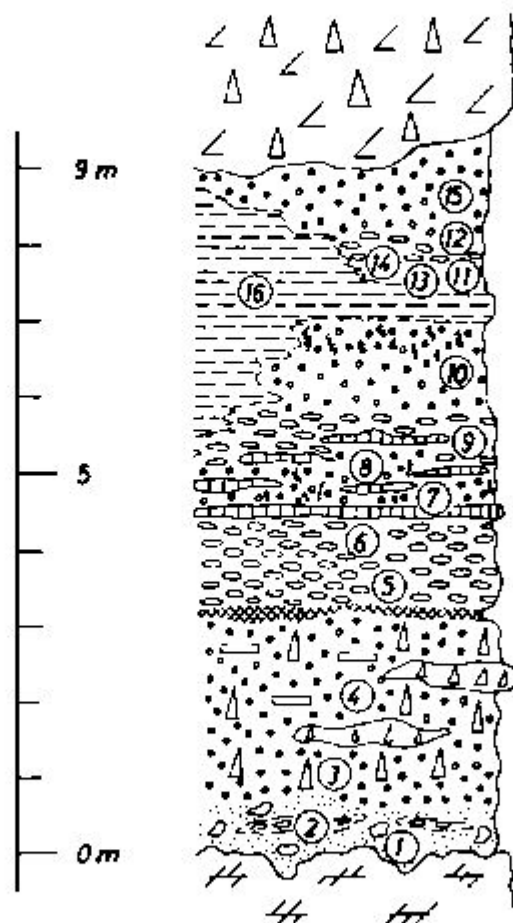
Abb. 24. Lithologisches Profil der Tongesteine auf der 7. Etage des Erzkörpers Hangend, über der VII. Sohle

1, 1a, 2 in 3 pšena kaolinitna usedlina
1, 1a, 2 und 3 Graupentonstein

nastanku, nas zanima, kakšno je njihovo litološko zaporedje. V ta namen bomo prikazali tri različne preseke, ki smo jih natančno preučili. Gre za presek na 7. etaži v rudnem telesu Hangend nad VII. obzorju, pri slepem jašku št. 16 na II. obzorju in pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju.

V rudnem telesu Hangend nad VII. obzorjem leže kaolin:itne usedline na permokarbonskih plasteh. Loči jih srednjetriadna erozijska diskordanca. Skupna debelina kaolin:itnih usedlin je v tem profilu komaj 2 m (sl. 24).

Neposredno na permokarbonskem skrila:vcu in meljevcu se nahaja debelo-zrnata kaolin:itna usedlina s pšenasto strukturo. Ponekod vsebuje ta kamenina



Sl. 25. Litološki presek kaolin:itnih usedlin pri slepem jašku št. 16 na II. obzorju
 Abb. 25. Lithologisches Profil der Tongesteine beim Blindschacht No. 16, II. Sohle
 1 pelitska kaolin:itna usedlina, 2, 3, 4, 7, 8, 10, 12 in 15 psamitska kaolin:itna usedlina, 5, 6, 9, 11, 13
 in 14 pšenasta kaolin:itna usedlina, 16 peščeni meljevec
 1 Tonstein mit pelitischer Struktur, 2, 3, 4, 7, 8, 10, 12 und 15 Tonstein mit psamitischer
 Struktur, 5, 6, 9, 11, 13 und 14 Graupentonstein, 16 sandiger Siltstein

skoraj 50 % izotropne osnove s psevdofluidalno strukturo, v kateri leže do 3 mm velika kaolinitna pšena (vzorec 1). V podobni kamenini prevladujejo drugod kaolinitna pšena nad izotropno osnovo (vzorec 1a): enaka kamenina leži nekoliko više v preseku (vzorec 2) in v njegovem srednjem delu.

V zgornjem delu skladov vsebuje kaolinitna usedlina pšena, velika do 10 mm (vzorec 3). Pšenom pripada približno 95 % opazovane površine. Organska snov je številna pšena svetlo rjavo obarvala (sl. 4). Ta vzorec predstavlja najbolj značilni primer kaolinitne usedline s pšenasto strukturo in smo ga zato tudi kemično analizirali (tabela 1.).

V spodnjem delu preseka vsebujejo kaolinitne usedline manjše leče piritu, v srednjem delu pa pole in plasti črnega meljevca. Prekriva jih sivi dolomitni konglomerat, ki ima v spodnjem delu v glavnem kaolinitno vezivo.

Zelo zanimiv je nadalje profil pri slepem jašku št. 16. na II. obzorju, kjer leže kaolinitne usedline na anizičnem dolomitu in so debela približno 9 m (sl. 25).

Nad srednjetriadno erozijsko diskordanco sledi najprej kaolinitna usedlina s pelitsko strukturo (vzorec 1), ki vsebuje posamezne dolomitske prodnike. Kaolinit je mikrokristalen in kriptokristalen, ponekod je kamenina le rahlo anizotropna, kar dokazuje, da sestoji iz gela. Posamezne pole vsebujejo različne količine organske snovi, zato imajo pasovito teksturo. V tej kamenini so manjše leče kaolinitne usedline s psamitsko strukturo (vzorec 2). Njihova zrna imajo nepravilne preseke ter sestojijo v glavnem iz kripo- in mikrokristalnega kaolinita. Zelo drobnozrnati kaolinit prevladuje tudi v vezivu, ki ga je obarvala organska snov svetlo rjavo.

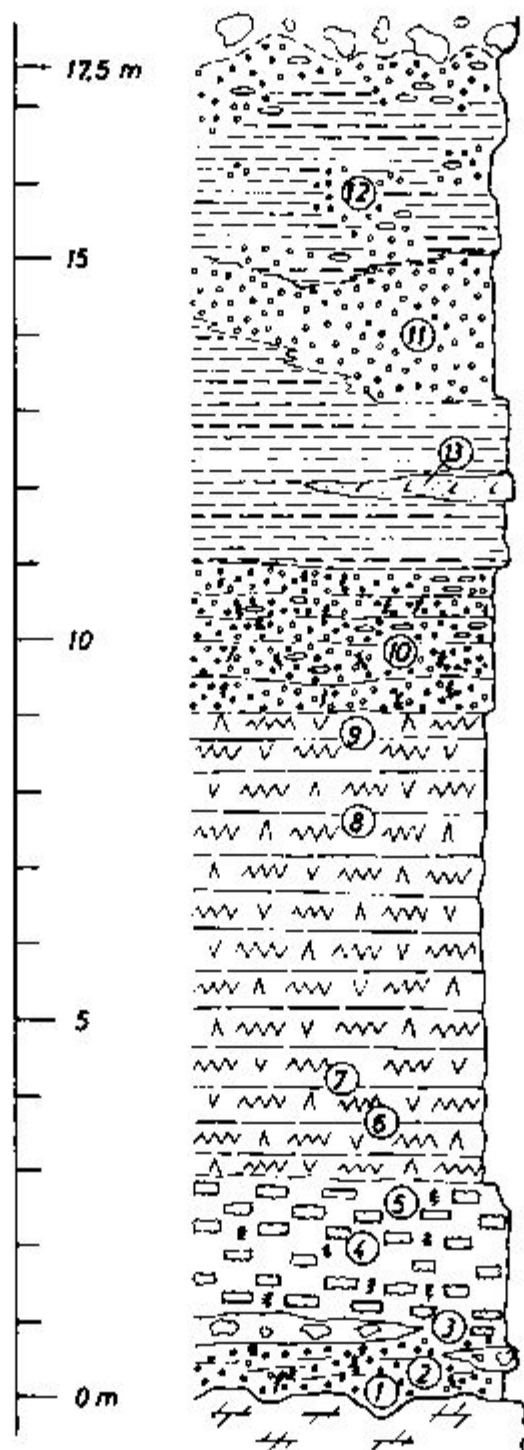
V profilu sledi siva kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo. Zrna kaolinita imajo najprej povečini nepravilne preseke s premeri 500 do 800 mikronov in so dokaj enako velika (vzorec 3). Prekriva jo različek (vzorec 4), katerega zrna merijo 100 do 800 mikronov in imajo pravilne preseke, ki dokazujejo, da gre za kaolinitizirane glinence (sl. 22). Vezivo sestoji v obeh primerih v glavnem iz mikrokristalnega kaolinita in kremenca. Oba različka vsebujeta nezaobljene kose svetlo sivga dolomita, poleg tega pa še nekoliko večje leče dolomitne breče. Kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo prekriva plast antracita debela do 10 cm.

V srednjem delu preseka je približno 1,5 m debela plast srednjezrnate kaolinitne usedline s pšenasto strukturo. Pšena merijo najprej 0,3 do 1 mm (vzorec 5. sl. 5), nato pa so nekoliko manjša. V vezivu prevladujeta mikrokristalni kaolinit in kremen. Ponekod je veziva le malo, drugod pa prevladuje (vzorec 6. sl. 11). Sledi najprej približno 4 cm debela lečasta piritna plast, ki vsebuje tudi nekaj kaolinita, nato pa kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo (vzorec 7 in 8): kaolinitna zrna merijo navadno 150 do 450 mikronov. Vezivo vsebuje poleg kaolinita tudi precej kremenca in je zaradi drobno razpršene organske snovi svetlo rjavo. Omenili moramo tudi piritne pole in leče.

Sl. 26. Litološki presek kaolinitnih usedlin pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju
Abb. 26. Lithologisches Profil der Tongesteine beim Blindschacht Avgust, II. Zwischensohle

1, 2, 10, 11 in 12 psamitska kaolinitna usedlina, 3, 4 in 5 psefitna kaolinitna usedlina, 6, 7, 8 in 9 spremenjeni kristalasti tuf, 13 dolomitni peščanjak

1, 2, 10, 11 und 12 Tonstein mit psamitischer Struktur, 3, 4 und 5 Tonstein mit psephitischer Struktur, 6, 7, 8 und 9 umgewandelter Kristalltuff, 13 Dolomitandsstein



Prehod v kaolinitno usedlino s pšenasto strukturo (vzorec 9) je zvezen. Pšena merijo največini 0,5 do 2 mm ter sestojijo iz krypto- in mikrokristalnega kaolinita. V vezivu prevladujeta mikrokristalni kaolinit in kremen. Tudi ta kamenina vsebuje v spodnjem delu pole pirita. V zgornjem delu prehaja usedlina s pšenasto strukturo v peščeni meljavec (vzorec 16) in v kaolinitno usedlino s psamitsko strukturo (vzorec 10). Slednja sestoji iz kaolinitnih zrn z nepravilnimi preseki; vmes so tudi zrna s preseki, ki dokazujejo, da gre za psevdomorfozo kaolinita po glinencih. Premeri zrn se gibljejo zvečine od 200 do 800 mikronov.

V vezivu je največ mikrokristalnega kremenca in kaolinita. Lateralno in vertikalno prehaja tudi ta kamenina v peščeni meljavec (vzorec 16), ki sestoji večidel iz zrn kremenca in kaolinita, vsebuje pa tudi litoidna zrna, velika 2,3 mm. Največ je zrn meljevca podobne sestave kot osnova, v kateri leže. Poleg njih so zrna meljevca z nekoliko večjimi kremenovimi zrni ter zrna drobnozrnatega peščenjaka in kaolinita. Debelina teh usedlin je zelo neenakomerna; pri slepem jašku št. 16 se giblje od 0,4 m do 3 m.

Zgornji del profila se prične z debelozrnato kaolinitno usedlino pšenaste strukture. Kriptokristalna in mikrokristalna kaolinitna pšena merijo sprva 0,3 do 2,5 mm (vzorec 11 in 13), nato pa dosežejo poprečno velikost 4 mm (vzorec 14). Vezivo vsebuje predvsem mikrokristalni kaolinit, v katerem nahajamo tudi precej mikrokristalnega kremenca (vzorec 11 in 13) in karbonatov (vzorec 14). V vezivu je vselej prisotna tudi organska snov.

Najmlajša kaolinitna tvorba v tem profilu je debelozrnata kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo (vzorec 12). Med zrni prevladujejo kaolinitova, ki imajo nepravilne preseke. Leže v svetlo rjavem vezivu, ki sestoji iz kriptokristalnega kaolinita in mikrokristalnega kremenca. Ta plast vsebuje leče srednjezrnate kaolinitne usedline s psamitsko strukturo (vzorec 15). Kaolinitna zrna imajo nepravilne, deloma tudi pšenaste preseke; v vezivu prevladujejo mikrokristalna zrnca kremenca. V krovnini kaolinitnih usedlin leži tudi tu svetlo siva dolomitna breča.

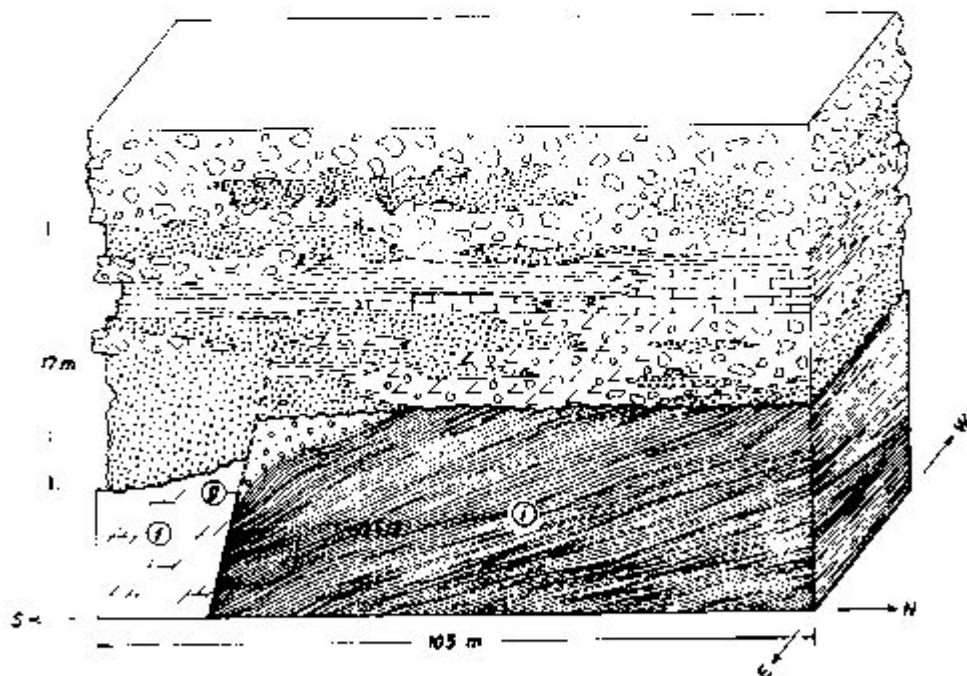
Največjo debelino, skupno 17,5 m, dosežejo langobardske kaolinitne usedline pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju (sl. 26). Anizični dolomit prekriva tod kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo (vzorca 1 in 2). Kaolinitna zrna sestojijo v glavnem iz mikrokristalnega kaolinita in merijo 0,1 do 1 mm, razvrščena pa so vzporedno s plastovitostjo. Vezivo je kaolinitno-kremenovo in le rahlo obarvano z organsko snovjo, ki je ponekod skoncentrirana v nepravilnih amebastih krpah. Ta kamenina prehaja postopoma v kaolinitno usedlino s psefitsko strukturo (vzorci 3, 4 in 5). Kaolinitna zrna dosežejo tu velikost 5 mm in imajo nepravilne preseke ter vsebujejo poleg krypto- in mikrokristalnega kaolinita tudi kremen, klorit, karbonate, pirit ter drobno razpršeno organsko snov. Druga sestojijo le iz krypto- in mikrokristalnega kaolinita ter imajo bolj ali manj eliptične preseke. Prisotna so tudi zrna kaoliniziranih glinencev (predvsem v vzorcu 5). Vezivo je kaolinitno-kremenovo in vsebuje pogosto drobno razpršeno organsko snov. V spodnjem delu teh usedlin smo našli več leč dolomitnega konglomerata.

V litološkem zaporedju sledi skoraj 8 m usedlin, ki so bile prvotno brez dvoma tuf (vzorci 6, 7, 8 in 9). Nekateri vzorci vsebujejo namreč številna lepo ohranjena zrna kisljih in srednje kisljih plagioklazov ter ortoklaza, velika 3 mm; vmes smo našli tudi drobna zrnca kremenca magmatskega izvora (vzorec 7 in 9). V drugih različnih so glinenci močno kaolinizirani, karbonatizirani in sericitizirani.

ni, vendar smo še opazili njihove ostanke (vzorec 6). Le v enem primeru (vzorec 8) so glinenci povsem spremenjeni, navzlic temu pa so njihovi prvotni preseki še lepo vidni. Vselej so prisotna tudi zrna spremenjene predornine. Ponekod prevladuje v vezivu mikrokristalni kaolinit, ki se mu pridružujeta predvsem drobnozrnati kremen in sericit, drugod pa sestoji vezivo v glavnem iz kremenca in sericita.

V srednjem delu preseka smo našli plasti kaolinitne usedline s klastično strukturo (vzorec 10). V kript- in mikrokristalnem vezivu ločje nepravilna zrna komaj anizotropnega kaolinita s premeri pod 1 mm, ki so prepojena z organsko snovjo ter vsebujejo tudi nekaj mikrokristalnega kremenca in drobna zrnca pirita. Poleg tega smo opazili tudi kaolinitna pšena in psevdomorfoze kaolinita po glinencih. Meja teh skladov s krovninskim meljevcem je povsem razločna. V meljevcu smo našli plast dolomitnega peščenjaka (vzorec 13).

V zgornjem delu preseka prevladuje kaolinitna usedlina s klastično strukturo. Kaolinitna zrna dosežejo velikost 0,3 mm (vzorec 11), oziroma 1 mm (vzorec 12). Nekatera imajo nepravilne preseke ter vsebujejo v glavnem kript- in mikrokristalni kaolinit (npr. vzorec 12). Druga predstavljajo psevdomorfozo kaolinita po glinencih, tu in tam pa smo našli tudi kaolinitna zrna s pšenastim presekom. V vezivu prevladuje mikrokristalni kaolinit, ki ga spremljajo zrnca kremenca



Sl. 27. Lega in litološko zaporedje bazalnih langobardskih plasti v rudnem telesu Brus nad II. medobzorjem

Abb. 27. Lage und lithologische Entwicklung der basalen langobardischen Schichten im Erzkörper Brus über der II. Zwischensohle

in pirita in v manjši meri tudi sericita. Stik teh usedlin s krovninskim dolomitnim konglomeratom je lepo viden.

S kartiranjem in petrografsko raziskavo smo torej ugotovili, da sestoji litološko zaporedje langobardskih kaolinitnih usedlin v rudnem telesu Hangend na VII. obzorju, pri slepem jašku št. 16. na II. obzorju ter pri slepem jašku August na II. medobzorju predvsem iz kaolinitnih usedlin. V rudnem telesu Hangend na VII. obzorju so razvite le kaolinitne usedline s pšenasto strukturo, ki vsebujejo leče pirita ter pole in plasti meljevca. Pri slepem jašku št. 16 na II. obzorju pripada kaolinitnim usedlinam s pšenasto strukturo srednji del preseka, v spodnjem in zgornjem delu pa leče kaolinitne usedline s klastično strukturo. Za ta presek so značilne leče in pole pirita, plast antracita ter meljavec v njegovem zgornjem delu. Pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju prevladujejo kaolinitne usedline s klastično strukturo. Vendar pripada skoraj tretjina preseka kaoliniziranemu, karbonatiziranemu in sericitiziranemu kristalastemu tufu, ki še vsebuje številne ostanke plagioklazov in ortoklaza. V zgornjem delu preseka pa smo našli tudi plasti meljevca.

Vse našete primere prehodov med kaolinitnimi usedlinami in ostalimi langobardskimi sedimenti ter zapletene prostorske odnose med njimi smo trodimenzionalno opazovali v rudnem telesu Brus in jih prikazali na sliki 27.

Nastanek langobardskih kaolinitnih usedlin

Iz raziskave treh profilov sledi, da je litološko zaporedje kaolinitnih usedlin v različnih delih idrijskega rudišča različno. Značilno pa je, da prevladujejo te usedline v vseh profilih, ki smo jih preučili. Podobne kaolinitne usedline so našli tudi v premogovnikih pod premogom ter med plastmi premoga in tudi nad njimi. Najbolj znane in tudi najbolj natančno so popisane tovrstne usedline v posarskem, porurskem in vestfalskem revirju. Posamezne kaolinitne plasti so navadno debele le nekaj deset centimetrov, vendar zavzemajo površino več kot 10 km² in celo več 100 km² ter predstavljajo pogosto vodilne stratigrafske horizonte (Füchtbauer in Müller, 1970). Po petrografskih značilnostih ločijo štiri skupine usedlin:

1. Kristalaste kaolinitne usedline sestojijo iz stebričastih, črvičastih in ploščastih kaolinitnih kristalov, ki leže v organskem, redkeje glinastem vezivu.
2. Pšenaste kaolinitne usedline sestojijo iz kaolinitnih pšen in organskega veziva.
3. Goste kaolinitne usedline vsebujejo submikroskopska zrnca kaolinita.
4. Pseudomorfnе kaolinitne usedline sestojijo iz drobcov glinencev ter kaolinitovih pseudomorfov po glinencih in sljudah v kaolinitni osnovi.

Za nastanek prvih treh različkov je več razlag:

Stutzer (1931), Petrascheck (1951), Stach (1950), Stoffler (1963), Füchtbauer, Müller (1970) in mnogi drugi menijo, da je bil piroklastični material, predvsem tuf kremenovega porfirja, na ta ali oni način prinesen v močvirje in tam spremenjen v kaolinit.

Drugi raziskovalci, med njimi Schüller (1951), Teichmüller, Meyer in Werner (1952) ter Herbst, Koerner in Stadler (1962) sodijo, da gre za kemični proces, pri katerem nastane kaolinit iz gela, ki vsebuje aluminijev hidroksid in kremenico.

Tretja skupina raziskovalcev, npr. Burger in Stadler (1971) pa sklepa, da so kaolinitne usedline nastale iz močvirskega mulja, ki je vseboval predvsem illit, naplavljen z območij, kjer so preperevale predornine, bogate s sljudami.

Po Fichtbauerju in Müllerju (1970) je prva, tako imenovana »tufska teorija« najbolj verjetna. Vendar so lahko nastale kaolinitne usedline tudi na druga dva načina. Vprašati se torej moramo, kako so nastale kaolinitne usedline v idrijskem rudišču? Pri odgovoru na to vprašanje moramo upoštevati naslednje:

— V kaolinitnih usedlinah s klastično, predvsem psamitsko strukturo, smo našli številne psevdomorfoze kaolinita po glincenih in njihovih drobcih. Tudi kaolinitne usedline s pšenasto strukturo vsebujejo takšne psevdomorfoze.

— Med kaolinitnimi usedlinami leže plasti spremenjenega kristalastega tufa; glinenci so močno kaolinizirani, karbonatizirani in sericitizirani, navzlic temu pa smo našli še ostanke oligoklaza.

— Vse kaolinitne usedline vsebujejo idiomorfna zrnca cirkona in apatita z ravnimi robovi.

— V vseh kaolinitnih usedlinah je pogosto razpršena organska snov. Poleg tega najdemo tu in tam tudi antracit.

Če upoštevamo navedene podatke, je najbolj verjetno, da so kaolinitne usedline nastale iz piroklastičnega materiala, ki je bil naplavljen v močvirje in tam spremenjen v kaolinit. Pri tem bi se lahko oprli na podatke Stöfferja (1963), ki je petrološko, mineraloško in geokemično raziskal kaolinitne usedline v premogovniku Ensdorf v Posarju. Njegova raziskava je namreč pokazala, da se je usedel molitni tuf v stoječo vodo nizkega močvirja. V prisotnosti huminskih kislin je piroklastični material povsem razpadel z izjemo kremena, cirkona in apatita. Pri tem naj bi nastale raztopine ali geli, iz katerih je »in situ« kristaliziral kaolinit, odvečna kremenica pa se je izločila kot kremen. Po Stöfferju naj bi bil nastanek različnih vrst kaolinitnih usedlin odvisen od sestave piroklastičnega materiala in stopnje kaolinizacije. Tam kjer se je odlagalo le vulkansko steklo, naj bi bil med diagenozo nastal pšenasti kaolinit, drugod, kjer so v piroklastičnem materialu prevladovala zrna glincev, pa pseudomorfni kaolinit.

Podobno bi mogli razložiti tudi nastanek kaolinitnih usedlin s pšenasto strukturo in deloma tudi nastanek kaolinitnih usedlin s klastično strukturo v idrijskem rudišču. Toda klastična struktura in prav posebno sestava nekaterih zrn govorita, da je geneza idrijskih kaolinitnih usedlin bolj zapletena.

Najprej moramo omeniti, da vsebujejo kaolinitne usedline v idrijskem rudišču zaobljena zrna silificirane in kaolinizirane, deloma tudi karbonatizirane predornine, ki vsebujejo tudi nekaj pirita. Našli smo jih skoraj v vseh zbruskih, čeprav v majhnih količinah. Navadno kažejo reliktno porfirsko, izjemoma tudi reliktno intersertalno strukturo. Pod mikroskopom vidimo zrna, ki po sestavi in strukturi povsem ustrezajo hidrotermalno spremenjeni predornini. Tudi njihove oblike in ostre meje kažejo, da gre za tujke v kaolinitnih usedlinah, podobno kot so tujki tudi zrna dolomita.

Menimo, da gre verjetno res za zrna hidrotermalno spremenjene predornine, ki so bila prenesena v nastajajoče kaolinitne usedline. S tem v zvezi pa se seveda ponuja razlaga, da je del kaolinita v naših usedlinah v genetski zvezi s spremenjeno magmatsko kamenino. Podobno kot je erozija prinašala njena zrna, je lahko prinašala tudi izpran kaolinit, ali pa so bile vode relativno obogatene z

aluminijevim oksidom in kremenico ter je v močvirju nastal gel, iz katerega sta nato kristalizirala kaolinit in kremen.

Res je sicer, da na površju Idrije ni tako močno spremenjenih triadnih predornin. Vendar omenja Munda (1953) zelo spremenjeno triadno predornino in tuf med Hrastnikom in Laškim. Spomniti se moramo, da vsebujejo prav bazalni langobardski skladi Idrije ponekod v plagioklazovih zrnih in litoïdnih drobcih cinabarit (Mlakar in Drovenik, 1971). Zapisali smo, da so bila plagioklazova zrna oruđena, preden so se sedimentirala. To pa pomeni, da so hidrotermalne raztopine morale priti v predornino ali tuf, pri čemer so ga utegnile tudi močnejše spremeniti, npr. silificirati in kaolinizirati.

Nadalje moramo omeniti, da najdemo predvsem v kaolinitnih usedlinah s psamitsko strukturo sorazmerno večja kaolinitna zrna nepravilnih oblik. Ta so nastala najbolj verjetno pri dezintegraciji slabo konsolidiranih kaolinitnih usedlin in so bila s podvodnimi plazovi prinesena v nastajajočo, prav tako kaolinitno usedlino. S tem je posredno podan dokaz, da se je dno močvirja, v katerem so nastale omenjene usedline, neenakomerno dvigalo in spuščalo, kar je bila verjetno posledica tektonskih premikov v zvezi z oblikovanjem idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka.

Če vse to upoštevamo, potem je nastanek langobardskih bazalnih usedlin potekal najbolj verjetno takole:

1. V začetku langobardske dobe se je dvignilo območje idrijskega rudišča; zato so prišle anizične, skitske, permske in permokarbonske plasti v območje erozije (prva razvojna faza — Čar, 1975). Pri denudaciji so nastali plitki sedimentacijski bazeni, morda bolj ali manj zaprte lagune, zaraščene z močvirskim rastlinstvom (druga razvojna faza — Čar, 1975). Istočasno je zaživila vulkanska aktivnost. Izlili so se felzitporfir, porfirit, kremenov keratofir in diabaz, pri vulkanskih erupcijah pa je bil izvržen tudi piroklastični material, ki je v močvirju skoraj povsem razpadel. Le cirkon, apatit in drobci magmatskega kremena se niso spremenili. Menimo, da so del kaolinita, oziroma Al_2O_3 in SiO_2 prinesle v močvirje površinske vode z izdankov silificirane in kaolinizirane predornine. Obenem so te vode prinašale tudi zrna spremenjene predornine ter material, ki je izviral iz starejših, preperelih mezozojskih in paleozojskih usedlin.

2. Iz razkrojenega piroklastičnega materiala ter kremenice in glinice, ki sta bili prineseni s površinskimi vodami, so nastali geli, iz katerih sta kristalizirala kaolinit in kremen. Pri tem so nastala v številnih plasteh okrogla zrna, ki so bila sestavljena skoraj izključno iz kaolinita, ter vezivo, ki je vsebovalo poleg kaolinita tudi kremen in organsko snov. Ker so bili pogoji v posameznih plasteh različni, so bila tudi kaolinitna zrna različno velika. Da sta nastala kaolinit in kremen iz gela, dokazujejo številna pšena in tudi večje leče v kaolinitnih usedlinah, ki še sedaj sestoje iz izotropnega, ali le rahlo anizotropnega gela.

Zaradi naraščajoče teže krovninskih plasti so se kaolinitna zrna deformirala v sploščene clipsoide. Tako je nastala kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo.

Tabla 1. Deformirane pole meljevca (temno rjavo) v kaolinitni usedlini (belo in rumeno zaradi železovih hidroksidov)

Tafel 1. Deformierte Siltsteinlagen (dunkelbraun) im Tonstein (weißlich und gelb, falls mit Eisenhydroxiden überzogen)



V plasteh, kjer se kaolinitna in kremenova zrnca niso ločila, je nastala kaolinitna usedlina s pelitsko strukturo.

Pri premikih v zvezi z magmatsko-tektonsko aktivnostjo so usedline z višjih delov bazenov polzele v nižje. Pri tem so se deloma dezintegrirale in nastale so predvsem kaolinitne usedline s psefitsko in psamitsko strukturo. Predvsem v slednjih najdemo pogosto tudi psevdomorfoze kaolinita po glinencih in njihovih drobcih, kar dokazuje, da so bili le-ti spremenjeni v močvirju. Težko si namreč zamišljamo, da bi prinesla kaolinizirane glinence v močvirje erozija. Na poti v močvirje bi spremenjeni glinenci zelo verjetno razpadli, ali pa bi bila vsaj njihova zrna lepo zaobljena. Kjer močvirska voda ni vsebovala dovolj huminskih kislin, so bile piroklastične komponente manj spremenjene — to dokazujejo plasti, ki vsebujejo ostanke glinencev.

3. Tuf je vseboval tudi nekaj odstotkov železa. V zgodnji diagenezi je zaradi zmanjšanja pritiska CO_2 v zvezi s fotosintezo močvirskih rastlin prišlo do disociacije HCO_3^- ; ker je bilo prisotno Fe^{2+} , je nastal siderit. Najdemo ga predvsem v vezivu, pa tudi v kaolinitnih zrnih, kjer tvori ksenomorfna in idiomorfna zrna z vključki kaolinita. Nato sta ob prisotnosti H_2S in Fe^{2+} nastala markazit in pirit, ki pogosto obrobujata sideritna zrna. Ta dva minerala najdemo zvečine v vezivu, le izjemoma tudi v kaolinitnih zrnih. Psevdomorfoze piritu po markazitu dokazujejo, da je pirit mlajši. Fairbridge (1967) navaja, da nastaja markazit v sedimentih v kislem in nevtralnem okolju (pH je v splošnem nekoliko manjši od 7), pirit pa v rahlo alkalnem. To nas navaja na sklep, da je kristaliziral pirit šele potem, ko se je koncentracija huminskih kislin in CO_2 v talnih vodah zmanjšala. Pri takšnih pogojih so nastale tudi piritne pole in leče.

4. Medtem ko se je usedal piroklastični material, je prinašala erozija fragmente, oblice, zrna in mulj z izdankov starejših kamenin. Tako so nastale plasti in leče dolomitnega konglomerata in peščenjaka, ki sestoje iz zrn, prodnikov in fragmentov anizičnega in skitskega dolomita ter karbonatnega in kaolinitnega veziva. Tu in tam je iz prinesenega materiala nastal drobnik, sorazmerno največ pa je meljevca, ki ga najdemo predvsem v zgornjem delu kaolinitnih usedlin. Sestavi meljevca in drobnika kačeta, da je prinašala erozija v glavnem material permokarbonskih in permških skladov.

5. Močna erozija je na severnem delu severnega praga odstranila najprej tanko plast langobardskih usedlin, nato pa je zajela skitske, anizične in permokarbonske sklade (tretja razvojna faza — Čar, 1975). V sedimentacijski bazen južno od tod, kjer je še vedno nastajal kaolinit, je prinesla prodnike, fragmente in bloke dolomita. Tako se je formiral langobardski konglomerat, v tem obdobju pa so nastale tudi olistoslrome (Čar, 1975). Klastični material je padal v kaolinitno-kremenov mulj, zato vsebuje konglomerat v spodnjem delu povečini kaolinitno-kremenovo vezivo. Vendar pa moramo poudariti, da najdemo kaolinitno-kremenove leče tudi v srednjem in celo v zgornjem delu konglomerata. Sklepamo torej, da so vladači v sedimentacijskem bazenu še vedno pogoji, pri katerih so razpadale piroklastične kamenine. Močvirsko okolje dokazujejo tudi rastlinski ostanki, ki smo jih našli v eni izmed kaolinitnih leč.

6. Pri tektonskih premikih med alpsko gorotvorno fazo so kaolinitne usedline razpokale. Nastale so predvsem kaolinitne, ponekod tudi kaolinitno-kremenove, kremenove in karbonatne žilice; kaolinit je kristaliziral tudi ob številnih piritnih

zrnih. Vse te žilice torej niso v nobeni zvezi z živosrebrovim orudenjem, temveč so nastale tako, da so porne vode prinašale snovi iz kamenin v razpoke.

Prikaz obravnavanih langobardskih bazalnih usedlin pa ne bi bil popoln, če ne bi omenili velikih nezaobljenih kosov kaolinitnih usedlin volistostromi, ki zapolnjuje najgloblje dele idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka. To nenavadno lego kosov kaolinitnih usedlin smo lahko razložili šele po natančnem pregledu starosti ostalih komponentolistostrome in razmer na nekdanjem severnem pragu (Čar, 1975).

Do močnega »srednjetriadnega« preloma Auersperg se debelina in litološka sestava spodnjih horizontov langobardskih plasti ne spreminjata. Na drugi strani preloma pa so v južnem bloku na II. medobzorju in Prontom profili langobardskih plasti močno reducirani. Skoraj v vsem tem delu jame leže neposredno nad diskordanco konglomerat ali različni deli sklonca plasti. Kaolinitne usedline se pojavljajo le tu in tam v manjših lečah.

Po doslej znanih fazah kinematskega razvoja idrijskega tektonskega jarka (Placer in Čar, 1975; Čar, 1975) sklepamo, da so to erozijski ostanki nekdanj sklenjenega horizonta bazalnih langobardskih usedlin.

In končno bi sklepi o izvoru kaolinitnih usedlin v idrijskem rudišču mogli prispevati tudi k razlagi nastanka »bele glin«, ki jo po podatkih J. Škerlja in njegovih sodelavcev (1975) pridobivajo v premogovniku Huda jama pri Laškem. Dopuščamo možnost, da je nastala tudi ta glina v motvinskem okolju iz piroklastičnega materiala, podobno kot so nastale kaolinitne usedline v idrijskem rudišču in v veliko večjih količinah npr. v posarskih premogovnikih. Na to možnost kaže še prav posebno prisotnost siderita v njej.

Langobard-Tongesteine in der Idrija Lagerstätte

Matija Drovenik in Dragica Strmole

Institut za geologijo FNT, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 20

Jože Čar

Rudnik živega srebra Idrija

Die Tongesteine sind charakteristische basale Langobard-Sedimente, welche bei der Aufgliederung der Langobard-Schichtenfolge einen wichtigen Korrelationshorizont darstellen. Sie bestehen hauptsächlich aus Kaolinit und Quarz, oft sind Pyrit und Siderit anwesend, in kleineren Mengen sind auch einige andere Minerale vertreten. Die Struktur ist graupenartig und klastisch. Die Tongesteine sind in Mooren entstanden, besonders durch Zerfall pyroklastischen Materiales saurer Gesteine, welches bei mitteltriassischen vulkanischen Eruptionen ausgeworfen wurde. Sie wechseln mit Einschlüssen, Lagen und Schichten von Siltstein, und sandigem Siltstein, dolomitischem Konglomerat und Sandstein, umgewandeltem Kristalltuff und Grauwacke, enthalten aber auch Linsen und Lagen von Pyrit und Anthrazit. Charakteristisch ist, dass Tonsteinlinsen auch im hangenden Langobardkonglomerate gefunden werden.

Kaolinitic rocks are characteristic Langobardian sediments, and represent an important correlation level in the sequence of Langobardian beds. They consist mainly of kaolinite and quartz, often pyrite and siderite are present, in smaller quantities also some other minerals can be found. Millet-seed and clastic texture have been observed. Kaolinite rocks, originated in swamps, specially following the disintegration of pyroclastic materials of acid rocks, that had been ejected during the Middle Triassic volcanic eruptions. There occur alternations of intercalations, sheets and layers of siltstone, sandy siltstone, dolomite-conglomerate and sandstone, altered crystalline tuff and graywacke; they contain also lenses and sheets of pyrite and anthracite as well. Characteristical are kaolinitic rocks also in the overlying Langobardian conglomerate.

Einleitung

Das lithologische Säulenprofil der Sedimente der Idrija Lagerstätte ist sehr heterogen. Während die permokarbonischen Schichten überwiegend aus klastischen Sedimentgesteinen bestehen, herrschen zwischen den triassischen Schichten Karbonatgesteine vor, welche stellenweise in mergelige und sandsteinartige Varietäten, sowie in Siltstein, Schiefer und Sandsteine übergehen. Die grösste Heterogenität zeigen die ladinischen Sedimente, welche während der mächtigsten triassischen magmatischen und tektonischen Ereignisse entstanden sind.

Mlakar (1967) benannte eines der ältesten langobardischen Sedimente »basaler Sandstein«. Dieses Gestein wurde bis jetzt in der Idrija Lagerstätte stratigraphisch nicht richtig eingegliedert und dessen Zusammensetzung war nicht genügend bekannt.

Im Rahmen dieser Studie haben wir festgestellt, dass in den Schichten, die Mlakar »basalen Sandstein« nennt, relativ wenig Sandstein vorkommt; deswegen dürfen wir diesen Ausdruck nicht in seiner allgemeinen Bedeutung gebrauchen. Ebenso zeigten eingehende Untersuchungen, dass dieses Gestein nicht das einzige basale langobardische Sediment ist. Deswegen ist auch der Ausdruck »basal«

nicht angemessen. Da es sich um ein sehr charakteristisches Gestein handelt, in welchem Kaolinit überwiegt, scheint es zweckmässig zu sein, dieses Gestein als eine besondere lithologische Einheit darzustellen, obwohl sie nicht einen konstanten stratigraphischen Horizont einnimmt. Deswegen haben wir dieses Gestein langobardische Tongesteine benannt.

Allgemeines

In der umfangreichen Literatur bezüglich der Idrija Lagerstätte können nur spärliche Daten über langobardische Tongesteine gefunden werden. Kossmač (1911), Kropáč (1912) und Berce (1958) haben zwar diese Sedimente bemerkt und sie stellenweise in den geologischen Grubenkarten sogar in besonderen Streifen dargestellt, jedoch haben sie sie nicht von den anderen stratigraphisch-lithologischen Einheiten getrennt. Kossmač reichte sie in Werfen- und Wengensedimente, Kropáč in Werfen-, und Berce in die Wengenschichten ein.

Mlačar (1967) wertete die langobardischen basalen Sedimente als einen wichtigen Korrelationshorizont bei der Gliederung der Aufeinanderfolge der Langobardschichten. Da ihre Struktur teilweise psammitisch ist, benannte er sie basalen Sandstein. Nach Mlačars Angaben bestehen diese Sedimente aus Chalcedonkörnchen mit Karbonat-, Pyrit- und Sericitbeimengungen. Neuere Untersuchungen (Mlačar und Drovenik, 1971), zeigten, dass diese Schichten hauptsächlich Kaolinit enthalten.

Kaolinit haben in der Idrija Lagerstätte schon Schrauf (1891) und Berce (1958) gefunden, jedoch nur in dünnen, weissen Gängchen. Schrauf gab die chemische Analyse, und meinte, dass es sich um Tuesit handelte, welcher eine sekundäre Bildung vorstellen sollte. Auch bei Berce können zwei chemische Analysen gefunden werden. Die erste zeigt, dass die Probe fast ausschliesslich aus reinem Kaolinit bestand, aus der zweiten kann gefolgert werden, dass der Kaolinit auch ziemlich viel Beimengungen hatte. Nach Berce soll der Kaolinit nachträglich in die Lagerstätte transportiert worden sein.

Die Lage der Langobard-Tongesteine in der Idrija Lagerstätte

Die Grundlagen für die heutige Vorstellung der Idrija Lagerstätte wurden von Mlačar (1967, 1969) gegeben. In späteren Arbeiten (Mlačar und Drovenik, 1971; Placer, 1973; Placer, 1974; Placer und Čar, 1975) wurde das Wissen über die Struktur vertieft, so dass die Phasenfolge der Entstehung hauptsächlich schon bekannt ist.

Die langobardischen Tongesteine wurden unmittelbar auf die stark ausgeprägte mitteltriassische Erosionsdiskordanz abgesetzt, jedoch nicht in allen Teilen des mitteltriassischen tektonischen Systems. Angaben eingehender Untersuchungen zeigen, dass sie sich im tektonischen Graben, in den Struktureinheiten Čemernik und Karoli, sowie in der Nord-Hochscholle, und in dem nördlichen Sedimentationsgebiet abgesetzt haben. In dieser Verhandlung werden diejenigen langobardischen Tongesteine beschrieben, welche auf der Nord-Hochscholle so-

wie im Cemernik- und Karoligebiet enthalten sind.

Das mittelttriassische tektonische System von Idrija wurde durch Obertrias-, Jura-, Kreide- und Tertiärsedimentgesteine überdeckt. In der »alttertiären« Phase ist die Deckenstruktur entstanden, welche aus vier umfangreichen Decken besteht (M l a k a r, 1969). In der letzten Phase der alpinen Orogenese wurde die schon sehr verwickelte Struktur der Lagerstätte von subvertikalen Verwerfungen der »jungtertiären« Phase zerschnitten. Abbildung 1 bietet ein stark vereinfachtes Profil der Idrija Lagerstätte mit eingezeichneten Schichten der langobardischen Tongesteine dar.

Abbildung 2 zeigt, dass die Tongesteine im Bereiche der Struktureinheiten Karoli und Cemernik diskordant auf den anisischen Dolomit, jedoch an der Nord-Hochscholle auf den Grödener Sandstein und permokarbonische Schichten abgelagert worden sind.

Petrographische und chemische Untersuchungen

Die langobardischen Tongesteine zeigen ihre grösste Mächtigkeit in der Struktureinheit Karoli, wo der anisische Dolomit während der Sedimentation dieser Schichten durch normale »mittelttriassische« Verwerfungen zerstückelt war. Der morphologisch bewegte Boden des Sedimentationsgebietes beeinflusste die Mächtigkeit der Tongesteine, welche durchschnittlich 4 bis 9 m beträgt, jedoch bis auf 17,5 m reichen kann (Abb. 2).

Bei Grubenaufnahmen und laboratorischen Untersuchungen wurde festgestellt, dass die Tongesteine oft Gerölle und ungerundete Bruchstücke anisischen Dolomites enthalten; in senkrechter Richtung wechseln Einlagerungen, Lager und Schichten anderer langobardischer Gesteine, meist mit Dolomitskonglomerat und Dolomitsandstein. Ausserdem fanden wir auch umgewandelten Kristalltuff, Siltstein, sandigen Siltstein und Grauwacke. Oft können Übergänge aus einer lithologischen Einheit in die andere beobachtet werden. Stellenweise wurden in dem Tongesteine sogar dünne Anthrazitlinsen und -lagen gefunden.

Um die Deutung der Entstehung der Tongesteine besser darzustellen, werden hier auch die petrologischen Merkmale aller anderen Gesteine angeführt.

Tongesteine

Graue, graugrüne und grünliche Tongesteine sind in der Idrija Lagerstätte typische langobardische Gesteine. Gewöhnlich sind sie massiv; gut entwickelte Schichtung wurde nur selten, in den unteren Teilen der Schichten, angefounden. Ansonsten ist die Schichtung wegen verschiedenen Strukturen oder Einlagerungen anderer lithologischen Glieder genügend erkennbar. Schon bei der Grubenaufnahme können nämlich Tongesteine mit graupenartiger oder klastischer Struktur gesondert werden.

Die Durchschnittsprobe für chemische Analyse wurde im Bergwerk an vielen Stellen mit der Schlitzmethode entnommen, und zwar so, dass man grösseren Linsen der Karbonatgesteine ausgewichen ist. Die Analyse (Tab. 1) zeigt, dass die Sedimente überwiegend SiO_2 , Al_2O_3 , FeS_2 und H_2O^+ enthalten. Diesen vier Komponenten fallen insgesamt 91,31 % zu, allen anderen 8,84 %.

Durch mikroskopische Untersuchung wurde festgestellt, dass der häufigste Bestandteil Kaolinit ist. Mengenweise folgen Quarz, Pyrit, Dolomit, Siderit, Calcit, Sericit, Chlorit und Markasit, untergeordnet noch Apatit, Rutil, Goethit, Leukoxen, Zirkon und sogar Zinkblende. In kleinen Mengen ist oft organische Substanz vorhanden.

Mit Rücksicht auf die Ergebnisse der chemischen und mikroskopischen Untersuchungen wurde festgestellt, dass die Tongesteine ungefähr 56,5 % Kaolinit, rund 24,5 % Quarz, 8,21 % Pyrit, den Markasit begleitet, 5 % Karbonate, etwas mehr als 1 % Rutil und Leukoxen, und 0,5 % Apatit enthalten. Den anderen Bestandteilen, besonderes Sericit und Chlorit, fallen also zusammen etwas mehr als 1 % zu.

1. Graupentonsteine. Diese Sedimente sind wegen ihrer besonderen Struktur und eigenartigen Mineralbestandes zwischen den älteren Langobardgesteinen die interessantesten. Schnitte quer zur Schichtung zeigen hellgraue, graue, dunkelgraue und stellenweise fast schwarze Körner mit vorwiegend graupenartigen und elliptischen Querschnitten.

Die Graupengrösse wechselt von einigen 10 Mikronen bis 7 mm. Charakteristisch ist, dass sie in einzelnen Schichten ziemlich gleich bleibt. Deswegen kann man grobkörnigen, mittelkörnigen und feinkörnigen Graupentonstein sondern. Die Graupen sind überwiegend aus Kaolinitkörnern gebildet. Deren Querschnitt ist meistens isometrisch, mit Durchmessern von 1 bis 10 Mikronen. Stellenweise wurden bis 600 Mikronen grosse »Kaolinitwürme« gefunden. In einigen Proben bestehen die Körner weiter auch aus kryptokristallinem Kaolinit, ausnahmsweise können Graupen aus schwach anisotropem Kaolinitgel beobachtet werden. Ausser Kaolinit können in den Graupen in kleineren Mengen auch Siderit, Calcit, Quarz, Apatit, Zirkon und die Körner eines silifizierten, kaolinitisierten und schwach pyritisierten Eruptivgesteines gefunden werden.

Ausser den Kaolinitkörnern enthalten die Gesteine auch gerundete Dolomitmörner, wie auch Körner, ähnlich dem umgewandelten Eruptivgesteine, wie es in den Graupen gefunden worden ist.

Der häufigste Bestandteil des Bindemittels ist Quarz. Mengenweise folgen Kaolinit und Pyrit ($\pm$ Markasit). In einigen Proben ist auch Siderit ein relativ häufiger Bestandteil.

Die röntgenographische Bearbeitung, von N. Venc ausgeführt, besagt, dass grössere Graupen zweier Proben hauptsächlich Kaolinit, untergeordnet auch Siderit enthalten (Tab. 2). A. Grimšičar fand durch DTA-Analyse in den Graupen ausser Kaolinit und Siderit noch Pyrit, Goethit und etwas organische Substanz. Chemisch hat das grobkörnige Graupentonstein V. Hudnik analysiert. Sie fand als Hauptkomponenten SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O^+ und FeS . Der Anteil dieser Komponenten beträgt insgesamt sogar 96,6 %, der anderen nur 3,65 %. Der aus den Analysenangaben umgerechnete Mineralbestand sagt aus, dass das Gestein aus ungefähr 93 % Kaolinit, rund 3 % Quarz, 2,1 % Pyrit ($\pm$ Markasit), und gegen 1 % Karbonaten, wie auch 1 % anderer Mineralen besteht.

Im Graupentonstein wurden stellenweise Linsen eines dichten Gesteines mit mehr oder weniger ausgeprägtem Fettglanz und muscheligen Bruch beobachtet. Durch mikroskopische Untersuchungen wurde festgestellt dass es sich um ein

Gestein handelt, welches überwiegend aus Kaolinitgel besteht. Die chemische Analyse (Tab. 1) zeigt 38,7 % SiO_2 , 33,9 % Al_2O_3 , 10,5 % H_2O^+ , und 11,6 % FeS_2 .

Mikroskopische und röntgenographische Untersuchungen (Tab. 2) von Kaolinitgängen, welche den Graupentonstein schneiden, haben festgestellt, dass sie fast ausschliesslich mikrokristallinen Kaolinit führen, und nur in kleinen Mengen auch Karbonate enthalten. Wir glauben, dass Kaolinit und die Karbonate in Klüften, welche in den Sedimenten während tektonischer Bewegungen entstanden sind, kristallisiert haben.

2. Tonsteine mit klastischer Struktur. Öfters werden in den langobardischen basalen Sedimenten Tonsteine mit klastischer Struktur gefunden. Die Korngrösse einzelner Varietäten beträgt von einigen Mikronen bis 10 mm, so dass man die Tonsteine psephitischer, psammitischer und pelitischer Struktur unterscheiden kann.

Tonstein von psephitischer Struktur bilden 1 mm bis 10 mm grosse, untereinander parallele, weisse Kaolinitkörner, graue Körner silifizierten und kaolinitisierten Eruptivgesteines, und das Bindemittel. Zwei Arten von Kaolinitkörnern sind zu unterscheiden. In der Mehrzahl der Proben überwiegen beträchtlich die Körner mit unregelmässigen und länglichen Querschnitten, deren Ränder oft zackig sind. Sie bestehen aus Kaolinit, dem sich in untergeordneten Mengen noch Quarz, Pyrit, Karbonate, Chlorit, Apatit und Zirkon zufügen. Oft kann eine etwas leicht gefaltete, pseudofluidale Struktur beobachtet werden. Kaolinitkörner mit elliptischem Querschnitt sind seltener: diese bestehen eigentlich nur aus Kaolinit. Auch im Bindemittel ist Kaolinit überwiegend, oft von Quarz begleitet; Pyrit, Chlorit, Karbonate sowie untergeordnet Zirkon und Apatit sind weiter noch vertreten. Die chemische Analyse einer Probe von psephitischer Struktur zeigte, dass dem Gesamtanteil von SiO_2 , Al_2O_3 und H_2O^+ 91,45 % entsprechen; an FeS_2 fallen 4,10 % ab, und an die anderen Komponenten 4,94 %. Die Ergebnisse der Analyse deuten auf ungefähr 92 % Kaolinit, Quarz und Chlorit, 4,10 % Pyrit und etwa 2 % Karbonate, während auf die anderen Mineralien nur 2 % entfallen.

Im Tonstein psammitischer Struktur messen die Kaolinitkörner, welche stark überwiegen, von 100 Mikronen bis 2 mm. Die Anzahl veränderter Eruptivgesteinskörner sowie Karbonatkörner ist viel geringer. Im feinkörnigen Bindemittel kann makroskopisch nur Pyrit festgestellt werden. Es handelt sich um drei Arten von Kaolinitkörnern. In einigen Varietäten überwiegen die Körner mit quadratischen, rechteckigen und rhombischen Querschnitten; wir glauben, dass es sich um kaolinitisierte Feldspate handelt. In anderen Varietäten sind Körner von unregelmässigen Querschnitten, so wie sie bei Sedimenten psephitischer Struktur beschrieben wurden, häufiger. Die dritte Art von Körnern hat graupenartige Querschnitte. In allen drei Arten ist mikro- und kryptokristalliner Kaolinit die bedeutendste Komponente, doch können auch »Kaolinitwürme« gefunden werden. In kleineren Mengen enthalten die Körner ausserdem noch Quarz, Pyrit, Siderit, Sericit, Apatit und Zirkon. Das Sediment hat ein kaolinitisches, kaolinit-quarziges und kaolinit-karbonatisches Bindemittel, welches immer auch etwas Pyrit und Markasit führt. Durch chemische Analyse (Tab. 1) wurde 71,5 % SiO_2 , 18,2 % Al_2O_3 und 5,85 % H_2O^+ bestimmt; an die anderen

Bestandteile entfällt nur 4,74 %. Das Gestein enthält rund 46 % Kaolinit und etwas weniger als 50 % Quarz, weiter 1,33 % Pyrit ($\pm$ Markasit), 0,66 % Rutil, ungefähr 0,5 % Karbonate und 0,35 % Apatit, während auf andere Mineralien etwa 1,5 % entfallen.

Am seltensten sind Tonsteine mit pelitischer Struktur. Sie werden hauptsächlich aus mikro- und kryptokristallinen Kaolinit gebildet. Unter dem Mikroskop können stellenweise Linsen von schwach anisotropem Kaolinitgel bemerkt werden, anderswo »Kaolinitwürme«. Ausserdem wurden lithoide Körner gefunden, welche dem Dolomit und dem silifizierten Eruptivgesteine angehören. Relativ oft kommen Pyritkörnerchen vor. Quantitativ zurücktretend sind Quarz, Siderit, Sericit und Apatit. Als Besonderheit müssen verzwilligte Plagioklasbruchstücke erwähnt werden.

Ubrige Gesteinsarten

Charakteristische langobardische basale Sedimente sind ferner Siltstein und sandiger Siltstein. Die vorliegenden Dünnschliffe weisen aus, dass Siltstein hauptsächlich aus Quarz-, Kaolinit-, Sericit-, und Muskovitkörnern besteht. In viel geringerer Menge treten Karbonate und Pyrit auf, sporadisch wird auch Apatit gefunden. Die Zusammensetzung dieses Gesteines vervollständigen einzelne Körner feinkörnigen Sandsteines, wie auch mikrokristalline Kaolinitkörner. Sandiger Siltstein hat einen ähnlichen Bestand, doch enthält er auch Sandsteinkörner.

Die Tonsteine enthalten zahlreiche Linsen Dolomitzkonglomerates, deren Mächtigkeit von einigen Dezimeter bis einige Meter wechselt. Sie sind aus Bruchstücken anisichen Dolomites aufgebaut, das Bindemittel ist calcitisch oder dolomitisch. Die Anzahl der Dolomitlinsen sowie Dolomitbruchstücke und -gerölle wächst gegen das Hangende an, so dass der Übergang in das langobardische Konglomerat stufenlos verläuft. Nur an einem Orte wurde in den basalen Sedimenten auch eine Sandsteinlinse angetroffen, die aus Dolomitkörnern und dolomitischem Bindemittel bestand.

Stellenweise enthalten die Basalsedimente auch kaolinisierten, karbonatisierten und sericitisierten Kristalltuff. In ihm überwiegen umgewandelte Feldspate, nur hier und da werden Reste saurerer Plagioklase und Orthoklases gefunden. Lithoide Körner sind durch Körner des silifizierten und kaolinisierten Eruptivgesteines vorgestellt. Oft können Kaolingraupen gefunden werden. Das Bindemittel besteht aus mikrokristallinem Kaolinit und Quarz, enthält aber auch Karbonate, Pyrit, Sericit, Montmorillonit und Illit.

Ausnahmsweise findet man in den Tonschichten auch Grauwacke, welche aus Quarz-, Kaolinit-, Siltstein- und Quarzitkörnern, sowie aus dem feinkörnigen Bindemittel besteht. Die Quarzkörner sind überwiegend; mengenweise folgen die Kaolinitkörner, welche aus mikro- und kryptokristallinem Kaolinit aufgebaut sind, und auch »Kaolinitwürme« enthalten. Das Bindemittel ist aus den Tonmineralien Quarz, Sericit, Karbonaten und Pyrit gebildet.

Die Strukturbeziehungen der Tongesteine und die lithologische Entwicklung der basalen langobardischen Schichten wurden besonders gut bei den Forschungen und dem Abbau des Erzkörpers Brus erkannt (Abb. 27).

Die Entstehung der langobardischen Tonsteine

Die Grubenaufnahme, eingehende Untersuchungen einzelner Profile und petrologische Untersuchungen liessen uns auf den wahrscheinlichsten Verlauf der Entstehung der Tonsteine schliessen:

1. Tektonische Bewegungen haben im Beginne der langobardischen Unterstufe das ursprüngliche Gebiet der Idrija Lagerstätte gehoben, so dass die anisichen, skythischen, permischen und permo-karbonischen Schichten in den Bereich der Erosion kamen (Erste Entwicklungsphase nach Car, 1975). Es entstanden seichte Sedimentationsgebiete, vielleicht mehr oder weniger geschlossene Lagunen, mit Moorgewächs verwachsen (Zweite Entwicklungsphase nach Car, 1975). Gleichzeitig belebte sich die vulkanische Aktivität. Felsitporphyr, Porphyry, Porphyrit, Quarzkeratophyr und Diabas gossen aus, und während vulkanischer Eruptionen wurde auch pyroklastisches Material ausgeworfen. Das in den Mooren stagnerende Wasser war reich an Humussäure, deswegen hat sich pyroklastisches Material fast vollkommen zersetzt. Nur Zirkon, Apatit und Quarzsplitter wurden nicht umgewandelt. Wir glauben aber auch, dass ein Teil des Kaolinites, beziehungsweise SiO_2 und Al_2O_3 von Oberflächengewässern in das Moor von den Ausbissen des silifizierten und kaolinisierten Eruptivgesteines eingeschwemmt wurde. Gleichzeitig brachten diese Gewässer Körner des veränderten Eruptivgesteines, sowie Körner und Schlamm, welcher aus älteren, verwitterten mesozoischen und paläozoischen Sedimentgesteinen entstammte.

2. Aus dem zersetzten pyroklastischen Material, sowie Kieselsäure und Tonerde welche die Oberflächengewässer angeschwemmt hatten, entstanden Gele, aus welchen Kaolinit und Quarz kristallisierten. Dabei haben sich in zahlreichen Schichten runde Körner gebildet, die fast ausschliesslich aus Kaolinit bestanden, sowie das Bindemittel, welches ausser Kaolinit auch Quarz und organische Substanz enthielt. Wegen der Belastung der jüngeren Schichten haben sich die Kaolinitkörner in verflachte Ellipsoide deformiert. So entstanden die Graupertonsteine. Als Beweis, dass Kaolinit und Quarz aus Gel kristallisierten, dienen zahlreiche Graupen und auch grössere Linsen im Tongesteine, die noch jetzt aus schwach anisotropem Gel bestehen.

In Schichten, wo sich Kaolinit- und Quarzkörnchen nicht getrennt haben, entstand Tonstein mit pelitischer Struktur.

Bei Bewegungen, die mit magmatisch-tektonischer Aktivität verbunden waren, rutschten die Schichten von höheren Teilen des Sedimentationsgebietes in die tieferen. Dabei haben sie sich teilweise desintegriert, und so entstanden Tonsteine mit psephitischer und psammitischer Struktur. Besonders in den letzteren können oft auch Pseudomorphosen von Kaolinit nach Feldspaten gefunden werden, was beweist, dass diese im Moor umgewandelt wurden. Falls das Moowasser nicht genügend Humussäure enthielt, waren die pyroklastischen Komponenten weniger zersetzt — dass bezeugen Schichten mit Feldspatresten. In unserem Falle wurden also die Tongesteine auf ähnliche Weise wie in den Kohlenrevieren des Saargebietes, Ruhrgebietes und Westfalen gebildet (Stutzer, 1931; Stach, 1950; Stöffler, 1963; Fuchtbauer und Müller, 1970).

3. Der Tuff enthielt auch einige Prozente $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. In der Frühdiagenese entstand im Tonstein zuerst Siderit. Er kann hauptsächlich im Bindemittel gefunden werden, wie auch in den Kaolinitkörnern. Danach bildeten sich in Anwe-

senheit von H_2S Markasit und Pyrit, welche oft die Sideritkörner umranden; meist werden sie im Bindemittel gefunden, ausnahmsweise auch in den Kaolinitkörnern. Pseudomorphosen von Pyrit nach Markasit beweisen, dass der letztgenannte älter ist. Eingemalte wurden bei der Grubenaufnahme auch Pyritlagen und -linsen beobachtet.

4. Während der Ablagerung des pyroklastischen Materiales, brachte die Erosion Bruchstücke, Gerölle, Körner und Schlamm von den Ausbissen älteren Gesteines zu. So entstanden Linsen und Schichten von Dolomitskonglomerat und Dolomitsandstein, die aus Körnern, Gerölle und Bruchstücken anisischen und skythischen Dolomites mit überwiegend karbonatischem Bindemittel aufgebaut sind. Stellenweise bildete sich aus dem zugebrachten Material Grauwacke, die ausser den Quarzkörnern auch Kaolinit-, Quarzit- und Siltsteinkörner aufweist. Relativ am häufigsten sind Siltstein und sandiger Siltstein, welche man besonders im oberen Teile des Tonsteines antrifft. Beide Gesteine führen auch Körner von Siltstein, feinkörnigen Sandstein und Kaolinit. Die Zusammensetzung der Grauwacke und des Siltsteines beweisen, dass die Erosion Material anbrachte, welches überwiegend aus den Permokarbon- und Permischen Schichten entstammte.

5. Starke Erosion hat im nördlichen Teile der Nord-Hochscholle zuerst die dünne Schicht der Langobard-Ablagerungen entfernt, und danach die Skyth-, Anis- und Permokarbon-Schichtenfolge angegriffen (Dritte Entwicklungsphase nach Car, 1975). In das südlicher gelegene Sedimentationsgebiet, wo sich noch immer Kaolinit bildete, brachte sie Gerölle, Bruchstücke und Blöcke von Dolomit. So entstand langobardischer Konglomerat und Olistostrome. Das klastische Material fiel in kaolinitisch-quarzigen Schlamm, deshalb enthaltet der Konglomerat im unteren Teile überwiegend kaolinitisch-quarziges Bindemittel, und auch relativ viel Pyrit. Es muss jedoch betont werden, dass Linsen, welche aus Kaolinit und Quarz bestehen, auch im mittleren und sogar im oberen Teile des Konglomerates gefunden worden sind. Man kann deshalb schliessen, dass in dem Sedimentationsgebiete immer noch solche Bedingungen herrschten, bei denen die pyroklastischen Komponenten zersetzt werden konnten.

6. Bei tektonischen Bewegungen in Verbindung mit der alpinen Orogenese zerklüfteten sich die Sedimente. Es entstanden überwiegend kaolinitische, kaolinitisch-quarzige und karbonatische Gängchen: Kaolinit kristallisierte auch um zahlreiche Pyritkörner. Die Gängchen sind also keineswegs mit der Quecksilbervererzung verbunden, sondern stellen Bildungen vor, die dadurch entstanden sind, dass das Porenwasser das Material aus dem Gestein in die Klüfte transportierte.

Literatura

- Berce, H. 1958, *Geologija živorebrnega rudišča Idrija*. Geologija 4, Ljubljana.
 Burger, K., Städler, G. 1971, *Monographie des Kaolin-Kohlentonsteins Zölvrein 8 in der Essener Schichten (Westfal B1) des niederrheinschwestfälischen Steinkohlenreviers*. Forschungsberichte des Landes Nordrheinwestfalen, Nr. 2126, Köln und Opladen.
 Caillière, S., Hénin, S. 1963, *Minéralogie des argiles*. Paris.
 Car, J. 1966, *Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije*. Diplomsko delo, Ljubljana.
 Car, J. 1975, *Olistostrome idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka*. Geologija 18, Ljubljana.

Fairbridge, R. W. 1967, Phases of diagenesis and autogenesis, iz zbornika: Diagenesis in sediments, Amsterdam.

Füchtbauer, H., Müller, G. 1970. Sedimente und Sedimentgesteine, Stuttgart.

Herbst, G., Koerner, K., Stadler, G., 1902, Kaolin-Kohlentosteine im Oberkarbon des Aachener Reviers. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 2, 2, Krefeld.

Kossmat, F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A. Wien.

Kropáč, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria, Wien.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10, Ljubljana.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, Ljubljana.

Mlakar, I., Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14, Ljubljana.

Munda, M. 1953, Geološko kartiranje med Hrastnikom in Laškim. Geologija 1, Ljubljana.

Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, Ljubljana.

Placer, L. 1974, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grüber v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, Ljubljana.

Placer, L., Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija 18, Ljubljana.

Petrascheck, W. 1951, Die vulkanischen Tuffe des oberschlesischen Karbons, Berg- und Hüttenmänn. Monatsh. 98, Wien.

Schrauf, A., 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. J. Geol. R. A. Wien.

Schüller, A., 1950, Zur Nomenklatur und Genese der Tonsteine. N. Jahrbuch f. Mineralogie, Monatshefte, Stuttgart.

Stach, E. 1950, Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlenmoor. Glückauf, 86, Essen.

Stoffler, D. 1963, Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen in Flöz Wahlschied der Grube Ensdorf (Saar). Beitr. Miner. u. Petr., 9, Berlin, Göttingen, Heidelberg.

Stutzer, O., 1931, Vulkanische Aschen als Leithorizonte in Kohlenflözen. Z. prakt. Geol., 39.

Skerlj, J., Čebulj, A., Stern, J. in Vesel, J., 1975, Industrijski minerali in kamenine v Sloveniji. Geologija 18, Ljubljana.

Werner, H. 1952, Der erste Tonsteinfund im Aschener Revier und die Frage nach der Entstehung der Graupen und Kristallionsteine. Geol. Jb. 66, Hannover