

VYSVETLIVKY

**KU GEOLOGICKEJ MAPE
SLANSKÝCH VRCHOV A KOŠICKEJ
KOTLINY – JUŽNÁ ČASŤ**

1 : 50 000

Zostavil: Michal Kaličiak



VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA

V. BAŇACKÝ, J. BODNÁR, A. DUBÉCIOVÁ, S. JACKO, J. JANOČKO,
J. JETEL, S. KAROLI, Ľ. PETRO, Z. SPIŠÁK, V. SYČEV, A. ZLINSKÁ,
B. ŽEC

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
SLANSKÝCH VRCHOV A KOŠICKEJ
KOTLINY – JUŽNÁ ČASŤ

1 : 50 000

Zostavil: Michal Kaličiak



VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA

Vedecký redaktor: doc. RNDr. MICHAL KALIČIAK, CSc.

Predseda edičnej rady:
RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

Členovia edičnej rady:

RNDr. V. BEZÁK, CSc., RNDr. D. BODIŠ, CSc., RNDr. M. ELEČKO, CSc.,
RNDr. M. GARGULÁK, CSc., RNDr. P. GRECULA, DrSc., RNDr. V. HANZEL,
CSc., RNDr. J. HATÁR, CSc., Ing. J. HRTUSOVÁ, doc. RNDr. M. KALIČIAK, CSc.,
RNDr. A. KLUKANOVÁ, CSc., RNDr. P. KOVÁČ, PhD, RNDr. J. LEXA, CSc.,
RNDr. J. MELLO, CSc., RNDr. M. POLÁK, CSc., RNDr. M. POTFAJ, CSc., RNDr.
M. RAKÚS, CSc., RNDr. D. VASS, DrSc., doc. RNDr. A. VOZÁROVÁ, DrSc.

OBSAH

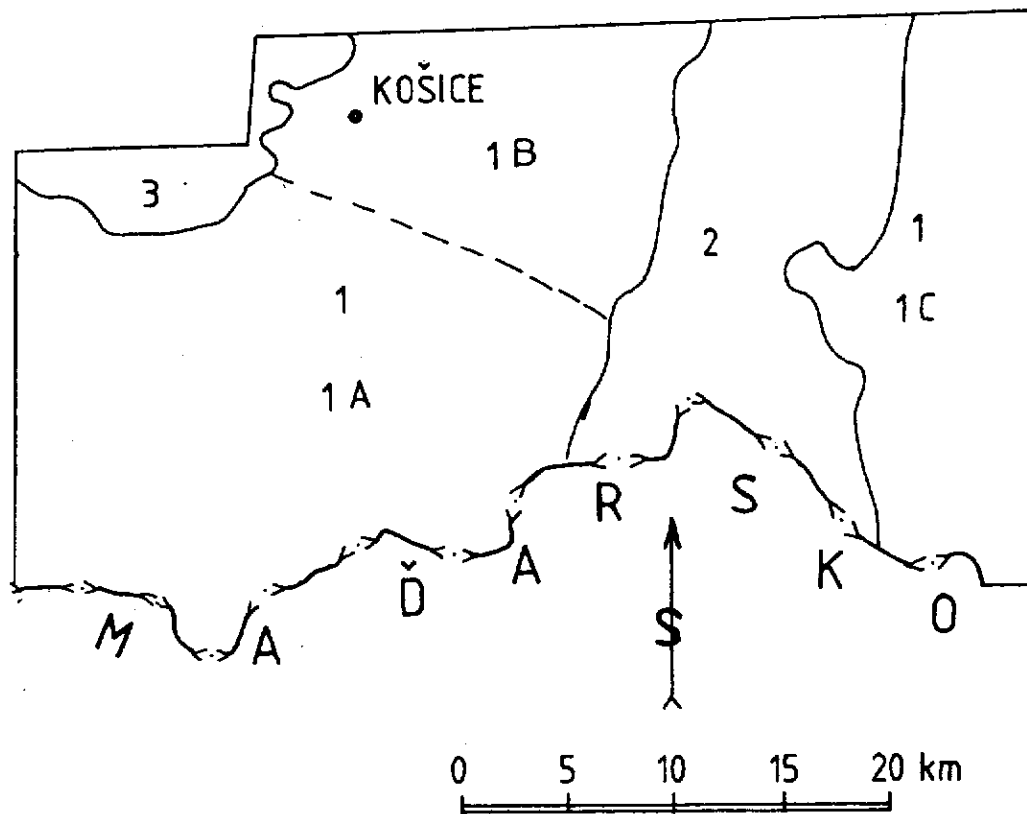
ÚVOD (M. Kaličiak).....	7
Geomorfologické členenie.....	8
Prehľad geologických výskumov.....	11
GEOLOGICKÝ VÝVOJ A STAVBA (M. Kaličiak, J. Janočko, S. Karoli).....	13
LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS.....	22
Zemplanikum (M. Kaličiak podľa J. Vozára a A. Vozárovej).....	22
Proterozoikum.....	22
Byštianske súvrstvie.....	22
Mladšie paleozoikum.....	23
Luhynské súvrstvie.....	23
Veporikum (M. Kaličiak podľa S. Jacka).....	24
Kryštalinikum.....	24
Lodinský komplex.....	24
Mezozoikum.....	25
Gemerikum (M. Kaličiak podľa Š. Bajaníka et al.).....	25
Paleozoikum.....	25
Gelnická skupina.....	25
Súvrstvie Bystrého potoka.....	25
Rakovecká skupina.....	26
Sykavské súvrstvie.....	26
Črmeľská skupina.....	27
Dobšinská skupina.....	28
Ochtinské súvrstvie.....	28
Rudnianske súvrstvie.....	29
Zlatnícke súvrstvie.....	29
Krompašská skupina.....	30
Knolské súvrstvie.....	30
Petrovohorské súvrstvie.....	30
Turnaikum.....	30
Meliatikum.....	30
Silicikum.....	31
Neogén (S. Karoli, M. Kaličiak, B. Žec, A. Dubéciová, A. Zlinská).....	31
Karpát.....	31
Báden.....	33
Spodný a stredný báden.....	33
Nižnohrabovské a vranovské súvrstvie (nečlenené).....	33
Stredný báden.....	33
Vranovské súvrstvie.....	33
Zbudzké súvrstvie.....	34
Vrchný báden.....	34
Lastomirské súvrstvie.....	34

Vrchný bádén – spodný sarmat.....	35
Kľčovské súvrstvie.....	35
Sarmat	40
Spodný sarmat.....	41
Spodný a stredný sarmat	42
Stretavské súvrstvie	42
Spodný sarmat–spodný panón	50
Formácia Veľký Milíč	50
Formácia Bradlo	57
Formácia Hradisko.....	65
Formácia Bogota.....	71
Strechovská formácia.....	87
Vrchný sarmat.....	88
Kochanovské súvrstvie	88
Panón	90
Sečovské súvrstvie.....	92
Senianske súvrstvie.....	95
Kvartér (J. Janočko a V. Baňacký).....	95
Starý pleistocén.....	96
Stredný pleistocén.....	98
Mladý pleistocén.....	108
Nečlenený pleistocén	112
Pleistocén–holocén	113
Holocén.....	113
Nečlenený kvartér	115
TEKTONIKA (M. Kaličiak, S. Karoli a J. Janočko)	117
HYDROGEOLOGIA (J. Jetel)	123
Hydraulické parametre hornín.....	124
Chemické zloženie a kvalita podzemných vôd.....	145
Minerálne vody	152
Hydrogeotermické pomery	153
Prúdenie a odtok podzemných vôd.....	153
Využitie zdrojov podzemných vôd a jeho ďalšie perspektívy	156
GEOFYZIKA	159
Geofyzikálna preskúmanosť (V. Syčev).....	159
Hlavné výsledky geofyzikálnych výskumov (J. Bodnár).....	161
NERASTNÉ SUROVINY (M. Kaličiak)	167
Rudné suroviny	167
Nerudné suroviny	168
GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (Ľ. Petro a Z. Spišák).	176
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY	185
LITERATÚRA	192
EXPLANATIONS TO A GEOLOGIC MAP OF THE SLANSKÉ VRCHY MTS. AND KOŠICE BASIN - SOUTHERN PART AT SCALE 1:50 000.....	204

ÚVOD

Geologická mapa južnej časti Slanských vrchov, Košickej kotliny a príslušných území v mierke 1:50 000 zobrazuje geologicky heterogénny región na východnom Slovensku, ktorý tvoria horniny kryštalinika, staršieho a mladšieho paleozoika, mezozoika, ale najmä molasové sedimenty a vulkanity neogénu.

Z hľadiska regionálneho geologického členenia Západných Karpát (VASS et al., 1988) na územie zobrazené na geologickej mape zasahujú nasledujúce jednotky: východoslovenská panva s jednotkami nižšieho rádu – Moldavskou kotlinou, Prešovskou kotlinou, trebišovskou panvou, neovulkanitmi južnej časti Slanských vrchov a v sz. časti Spišsko-gemerským rudohorím (obr. 1).



Obr. 1 Regionálne geologické členenie Západných Karpát (VASS et al., 1988)
1 – východoslovenská panva, 1A – Moldavská kotlina, 1B – Prešovská kotlina, 1C – trebišovská panva; 2 – neovulkanity Slanských vrchov, 3 – Spišsko-gemerské rudohorie

Hlavnou náplňou vysvetliviek ku geologickej mape je objasnenie geologického vývoja a geologickej stavby územia regiónu s využitím najnovších geologických poznatkov.

Vysvetľujúci text o geologickom vývoji, geologickej stavbe územia (litológia, stratigrafia, magmatizmus) a tektonike dopĺňujú kapitoly o hydrogeológii, výsledkoch geofyzikálnych výskumov, nerastných surovinách a poznatkoch o geofaktoroch životného prostredia s dôrazom na svahové deformácie.

Geologická mapa južnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny s textovými vysvetlivkami je výsledkom práce kolektívu autorov z Geologického ústavu Dionýza Štúra, ktorí pri ich zostavovaní použili predovšetkým vlastné mapové podklady a výsledky terénneho výskumu.

Autorský kolektív zároveň zhodnotil a využil výsledky starších geologických prác autorov materskej organizácie, ale aj iných organizácií, ktorí sú uvedení v zozname literatúry.

GEOMORFOLOGICKÉ ČLENENIE

Skúmané územie má výraznú morfológickú tvárnosť a členitosť, ktoré sú odrazom geologickej stavby a mladých tektonických pohybov. Geologická stavba územia tvorená rôznymi litologickými typmi hornín podmienila vývoj a charakter súčasného reliéfu, ktorý bol modelovaný hlavne v podmienkach periglaciálnej klímy v pleistocéne.

Podľa MAZÚRA a LUKNIŠA (1980) sú na skúmanom území zastúpené nasledujúce geomorfologické jednotky (obr. 2):

Prevažnú časť územia zaberá Košická kotlina s podcelkami Medzevskej pahorkatiny, Košickej roviny a Toryskej pahorkatiny. Medzevskú pahorkatinu v sz. časti územia budujú prevažne detritické sedimenty neogénu a prevláda tu mierne zvlhnený pahorkatinový reliéf s oblými, prevažne s.-j. orientovanými chrbtami, ktoré sú od seba oddelené širokými dolinami v tvare U. V doline Bodvy je vyvinutý typický fluvialny reliéf s vývojom jednotlivých terasových stupňov. Hrany jednotlivých terás sú však často zastreté eolicko-deluviálnymi a deluviálnymi sedimentmi, ktoré majú v tejto oblasti značný plošný i vertikálny rozsah.

Južne od čiary Mokrance–Čečejevce–Šaca v podcelku Košickej roviny sa reliéf značne mení. Táto zmena je spôsobená aj priebehom mladého zlomu na rozhraní Medzevskej pahorkatiny a Košickej roviny, pozdĺž ktorého južná časť územia poklesáva. Ide tu o typický prolúviálny reliéf s vývojom mohutných plochých náplavových kužeľov na tokoch vytekajúcich z Medzevskej pahorkatiny. Tie sa navzájom spájajú a vytvárajú v tejto oblasti široký prolúviálny lem. Poklesovú tendenciu v tejto časti územia dokladá aj chaotický vývoj riečnej siete (Idanský potok, Čečejevský potok, Bodva).

Vo východnej časti Košickej roviny vytvoril Hornád širokú riečnu nivu (miestami až 5 km), v ktorej možno vyčleniť 2 výškovo odlišné stupne. Povrch

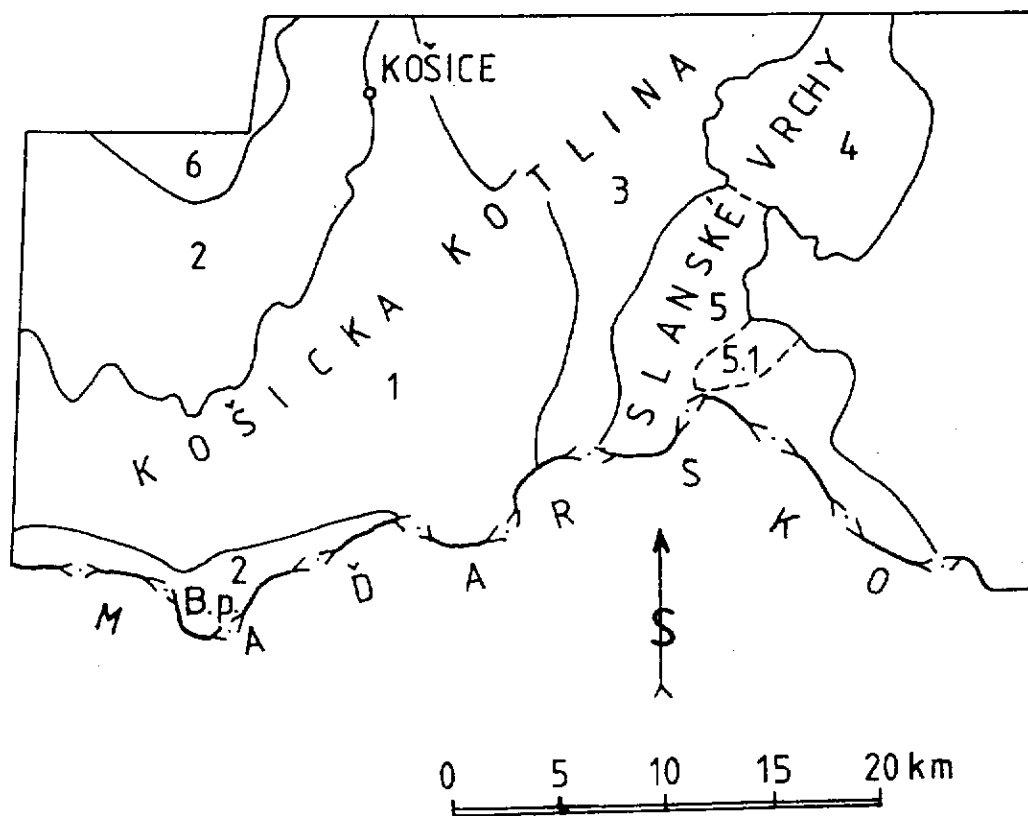
každého stupňa je rovinný s nepatrnou výškovou deniveláciou. Rovinatý povrch nivy Hornádu je spestrený len ojedinelými mŕtvymi ramenami rieky.

Laterálna erózia Hornádu podmienila vznik strmého zosuvného svahu na jeho ľavej strane.

Rovinný charakter má wümská a riská terasa Hornádu od Myslavského potoka až po štátnu hranicu na juhu. Menšie morfológické vyvýšeniny na povrchu wümskej terasy indikujú výskyt eolických pieskov. Zvláštnosťou sú morfológicky výrazné zvyšky mindelskej terasy pri Gyňove a Čani.

Východne od Košickej roviny a západne od Slanských vrchov územie tvorí Toryská pahorkatina s prevládajúcim pahorkatinovým reliéfom, ktorý v dolinách Torisy a Olšavy prechádza do rovinného reliéfu riečnych nív.

V riečnej nive Torisy širokej až 1,5 km len miestami možno pozorovať nepatrné denivelácie podmienené vývojom riečnych sedimentov. Riečna niva Olšavy je široká maximálne 1 km a členená len nepatrne. Riečne nivy Olšavy a Torisy ohraničuje tzv. varhaňovský chrbát (JANOČKO, 1990), typický svojím výzdvihovým trendom v kvartéri, čo sa odráža aj na jeho reliéfe.



Obr. 2 Geomorfologické členenie (MAZÚR a LUKNIŠ, 1980)

Slanské vrchy: 4. Bogota, 5. Milič, 5.1. Salašská brázda; Východoslovenská pahorkatina: 1. Podslanská pahorkatina; Košická kotlina: 1. Košická rovina, 2. Medzevská pahorkatina, 3. Toryská pahorkatina; Volovské vrchy: 6. Holička; Bodvianska pahorkatina (B. P.): 2. Abovská pahorkatina

Územie východne od doliny Olšavy na severe a Hornádu na juhu tvorí mierne uklonený reliéf podhoria Slanských vrchov s reliktným vývojom terasových stupňov Olšavy a náplavových kužeľov tokov vytekajúcich zo Slanských vrchov.

Najjužnejšiu časť kotliny v pohraničnej zóne s Maďarskom predstavuje Abovská pahorkatina tvorená neogénnymi sedimentmi. Od Košickej roviny ju ohraničuje zlom. Na aktivitu tohto zlomu v najmladšom geologickom vývoji poukazujú mnohé erózne výmole, svahové deformácie a značné rozšírenie malých výplavových kužeľov, ktoré lemujú jej úpätie.

Košickú kotlinu na východe obmedzuje vulkanický masív Slanských vrchov s typickým strednohorským až vrchovinovým reliéfom s hlboko zarezanými dolinami a strmými svahmi, ktorý kontrastuje s hladko modelovaným reliéfom Košickej kotliny na západe a Východoslovenskou nížinou na východe.

Slanské vrchy sú tu tvorené geomorfologickými jednotkami nižšieho rádu – podcelkami Bogota a Milič.

Bogota tvorí morfológicky výrazný vulkanický masív (stratovulkán) medzi dargovským sedlom na severe a ruskovským sedlom na juhu. Masív má členitý reliéf s radiálne orientovanými hlbokými údoliami potokov s nadmorskou výškou od 290 do 855 m (kóta Bogota).

Vulkanický masív Miliča je morfológicky výrazne členitý a tvorí ho niekoľko samostatných geologických a morfológických celkov.

Južne od ruskovského sedla po slanské sedlo vystupuje vulkanický masív s vrcholovou kótou Hradisko (708,0 m), ktorý z geologického hľadiska tvorí samostatný andezitový stratovulkán.

Južne od slanského sedla vystupuje morfológicky veľmi výrazný vulkanický masív s vrcholovou kótou Bradlo (840,0 m), ktorý taktiež z geologického hľadiska tvorí samostatný andezitový stratovulkán.

Ďalším morfológicky a geologicky samostatným celkom je vulkanický veniec pozdĺž hranice s Maďarskom, s vrcholovou kótou V. Milič (895 m), ktorý spolu s vulkanickým komplexom medzi obcou Kalša a jazerom Izra geologicky prislúcha k samostatnému andezitovému stratovulkánu.

Výrazným morfológickým prvkom je tzv. salašská brázda v širšom okolí obce Nový Salaš a Slanská Huta, vnútri vulkanického masívu južnej časti Slanských vrchov, ktorá je čiastočne vyplnená neogénnymi sedimentmi.

Východne od Slanských vrchov sa rozprestiera rozsiahla Východoslovenská nížina s podcelkom Východoslovenskej pahorkatiny v podhorí Slanských vrchov. Tvorí ju prevažne neogénne sedimenty s nesúvislým pokryvom kvartérnych sedimentov.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Ucelenú predstavu o geologickej stavbe územia, tektonike, stratigrafii, paleogeografii a nerastných surovinách prinieslo zostavenie prehľadnej geologickej mapy 1 : 200 000 – listy Košice–Zborov (MATEJKA et al., 1964) a Trebišov–Čierna nad Tisou (ČECHOVIČ et al., 1964) s vysvetlivkami. Zhodnotili sa výsledky rozsiahlej geologicko-výskumnej činnosti z päťdesiatych rokov.

Územie na západ i na východ od Slanských vrchov, tvorené neogénymi sedimentmi, zmapoval ŠVAGROVSKÝ (1952, 1954, 1955). Vulkanity južnej časti Slanských vrchov zmapoval FORGÁČ a geologickú mapu z tohto územia so základnými črtami geologickej stavby, tektoniky a petrograficko-petrochemickou charakteristikou vulkanitov autor publikoval v roku 1965. Z prác týkajúcich sa výskumu neogénnych sedimentov treba spomenúť práce SENEŠA (1955, 1956), SENEŠA a ŠVAGROVSKÉHO (1957), JANÁČKA (1959), ČECHOVIČA a VASSA (1960). Petrograficko-petrochemickou charakteristikou vulkanických hornín v Slanských vrchoch sa zaoberal ŠALÁT (1955, 1956, 1957).

Po zostavení prehľadnej geologickej mapy 1 : 200 000 a vysvetliviek, ktoré bolo určitým medzníkom v geologickej činnosti, boli ďalšie práce zamerané predovšetkým na vyhľadávanie a prieskum nerastných surovín.

Od roku 1964 sa v Košickej kotline realizoval rozsiahly plytký a stredne hlboký štruktúrny vrtný prieskum s cieľom overiť štruktúry vhodné na akumuláciu prírodných uhl'ovodíkov. Výsledky tohto prieskumu, ktoré súborne zhodnotil ČVERČKO (1973), priniesli množstvo nových geologických poznatkov o charaktere predneogénneho podložia (vrty Ďurkov-1, 3), litológii, stratigrafii, petrografii a tektonike.

V území budovanom neovulkanitmi Slanských vrchov sa systematický geologický prieskum začal v roku 1964, a to šlichovou prospekciou, ktorú zhodnotil TÖZSÉR (1972).

Od druhej polovice šesťdesiatych rokov sa publikovalo množstvo odborných geologických prác miestneho, ale hlavne regionálneho charakteru, týkajúcich sa problematiky stavby predterciérneho podložia, stavby výplne neogénnej panvy, litológie, stratigrafie, paleogeografie, vulkanizmu, tektoniky aj problematiky nerastných surovín. Medzi ne patria hlavne práce: BUDAY et al. (1965, 1967), ČVERČKO et al. (1968), ČVERČKO (1974, 1977), ĎURICA (1982), JANÁČEK (1967, 1969), JANÁČEK et al. (1975), FUSÁN et al. (1971), GRECULA et al. (1977), JIŘÍČEK (1972), RUDINEC a SLÁVIK (1970), SLÁVIK (1968), SLÁVIK (1974), SLÁVIK et al. (1976), ŠVAGROVSKÝ (1964), VASS a ČVERČKO (1985) a iné.

Nové poznatky o geologickej stavbe, litológii, petrografii a nerastných surovinách priniesli práce zamerané na prieskum nerastných surovín. Výsledky týchto geologicko-prieskumných prác sú zhrnuté v archivovaných správach: BARKÁČ et al. (1973), BARKÁČ et al. (1960), BARKÁČ a MIHALIČ (1982, 1986), ČUCHRÁČ (1968), DOBRA et al. (1970), DUBÉCI et al. (1989), GERHARTOVÁ et al.

(1988), HODERMARSKÁ et al. (1984, 1987, 1989), HORSKÝ et al. (1990); KORPEL a MAGA (1961), NÁVESNIAK (1979), ORAVCOVÁ (1961), RICHTEROVÁ (1982), REPKA a NOVYSEDLÁK (1965), SEDLÁR et al. (1966), ŠVÁBOVÁ (1963), TÖZSÉR (1967), VARCHOLOVÁ (1970, 1979), VARCHOLOVÁ et al. (1980).

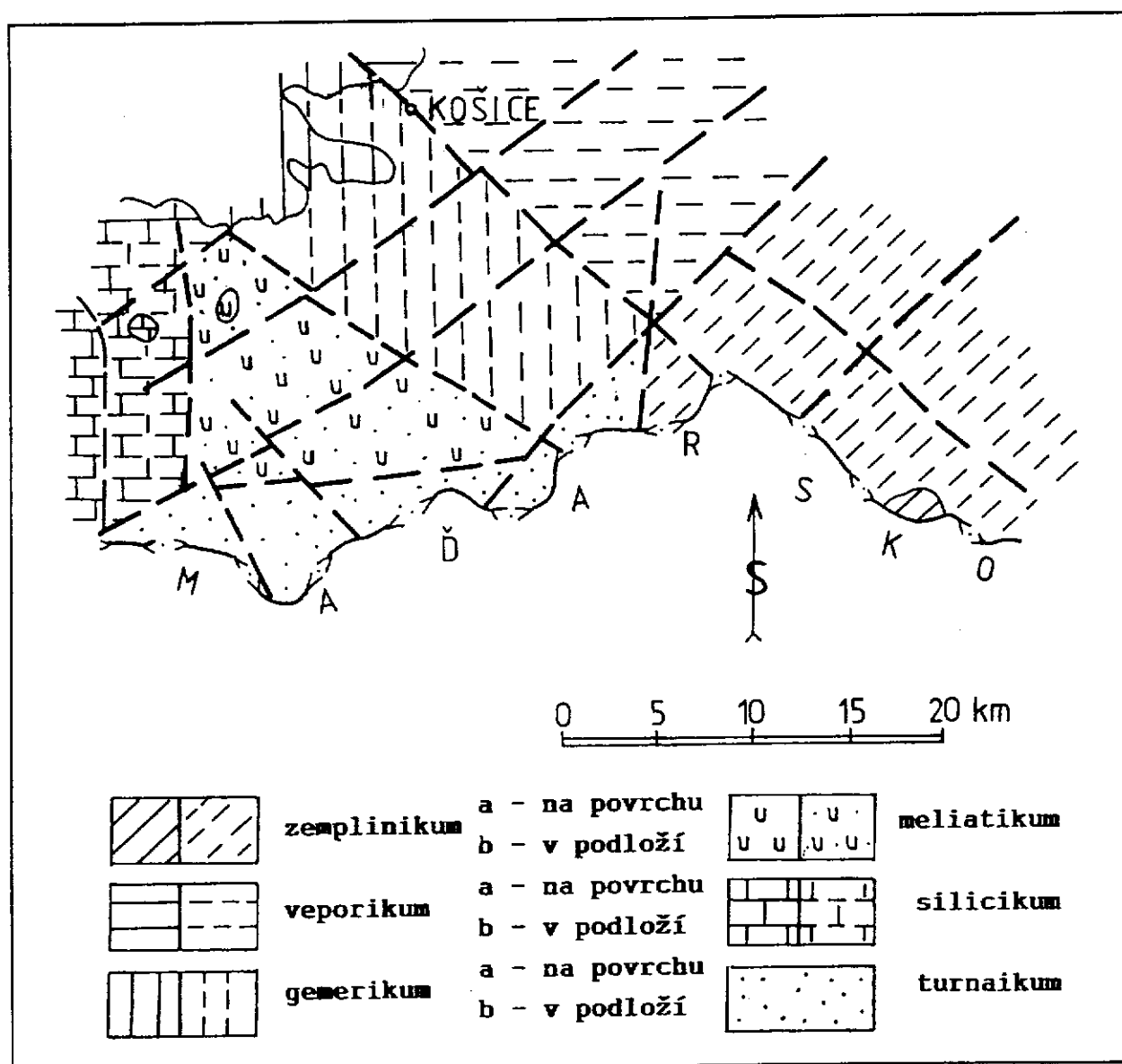
V roku 1988 v rámci regionálneho geologického prieskumu sa z územia južnej časti Slanských vrchov zostavila účelová geologická mapa v mierke 1 : 25 000 (DIVINEC et al., 1988).

Okrem uvedeného okruhu geologických výskumných a prieskumných prác sa v skúmanom území realizoval rozsiahly inžinierskogeologický, hydrogeologický a geofyzikálny prieskum a výskum, ktorý je zhodnotený v príslušných kapitolách vysvetliviek.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ A STAVBA

Územie zobrazené na geologickej mape je situované v jz. časti východoslovenskej neogénnej panvy, ktorá je súčasťou rozsiahlej Transkarpatskej medzihorskej panvy.

Prevažnú časť územia na povrchu tvoria molasové neogénne sedimenty a neogénne vulkanity s nesúvislým pokryvom kvartérnych sedimentov. Staršie, predneogénne horninové komplexy prislúchajúce k viacerým tektonickým jednotkám tvoria podložie neogénnych sedimentov i vulkanitov a na povrch vystupujú len v jv. a sz. časti regiónu (obr. 3).



Obr. 3 Štruktúrno-tektonická schéma predterciárneho podložia (KALIČIAK, 1992)

Podložie neogénnej výplne panvy v jv. časti územia tvorí tektonická jednotka zemplinika. Najstaršou litostratigrafickou jednotkou zemplinika je byštianske súvrstvie, ktoré pozostáva z metamorfítov, amfibolitov a migmatitov. Na povrch vystupuje vo forme izolovaného ostrova jv. od obce Byšta. Východiskovým materiálom metamorfítov boli pelity, kremenno-živcové sedimenty s polohami bázičného vulkanoklastického materiálu. Vek hlavnej progresívnej metamorfózy sa považuje za proterozoický. Ďalšia etapa premeny je spojená s variskou tektonogérou a má charakter regresívnej metamorfózy.

V alpínskej etape nastala intenzívna mylonitizácia celého súboru a následná nízkotermálna hydrotermálna premena spätá s terciárnym vulkanizmom (VOZÁR in BAŇACKÝ et al., 1989).

Na kryštaliniku byštianskeho súvrstvia diskordantne a transgresívne leží zemplínska skupina mladopaleozoického veku (karbón–perm), ktorá pravdepodobne tvorí priame podložie neogénnej výplne panvy v celej jv. časti územia. Na povrch vystupuje v oblasti Zemplínskych vrchov (mimo územia mapy) a j. od obce Kazimír pri štátnej hranici s Maďarskom. Smerom na západ a severovýchod sa tieto komplexy hornín ponárajú pod neogénnu výplň panvy až do hĺbky 4 000 m (ŠEFARA et al., 1987).

Ďalšou tektonickou jednotkou, ktorá vystupuje v podloží neogénnej výplne panvy, a to v sv. časti územia (východne od Košíc), je veporikum Čiernej hory zastúpené kryštalinikom a mezozoikom. Veporikum sa na margecianskej prešmykovej zóne sz.-jv. smeru (mimo územia mapy) stýka s mladším paleozoikom gemerika. Margecianska prešmyková zóna smerom na JV od Košíc (v podloží neogénnej výplne panvy) nie je preukázaná. Kryštalinikum vystupujúce na povrch v južnej časti Košíc (Šibená hora) podľa JACKA in KAROLI et al. (1989) patrí k lodinskému komplexu, ktorý tvoria diaforitizované muskoviticko-kremenné ruly s prienkami aplitov a pegmatitov. Predpokladáme, že časť podložia výplne neogénnej panvy v oblasti Košíc tvorí kryštalinikum veporika, na čo poukazuje aj vrt KM-VII v jz. časti Košíc.

Prevažnú časť priameho podložia neogénu v tejto časti územia však tvorí obalové mezozoikum Čiernej hory (stredný–vrchný trias), ktoré bolo zistené vrtmi Ďurkov-1 a 3 v hĺbke 2 612 a 3 200 m (ČVERČKO, 1973).

Výrazným štruktúrno-tektonickým prvkom v stavbe územia je pozdĺžna hrasťová štruktúra sz.-jv. smeru tvorená paleozoikom gemerika.

Paleozoikum gemerika vystupujúce na povrch západne od Košíc reprezentuje gelnická a rakovecká skupina staropaleozoického veku, dobšinská a črmeľská skupina (karbón) a krompašská skupina (perm).

Gelnická skupina vystupujúca na povrch s. od Šemše, v sz. časti hrasťovej štruktúry a smerom na JV sa ponára pod neogénne sedimenty. Reprezentuje ju súvrstvie Bystrého potoka (vrchný silúr) tvorené prevažne sericiticko-grafitickými a kremenno-sericitickými fylitmi s vložkami kremenných drôb a metaryolitových tufitov. Podstatne väčšie rozšírenie v skúmanom území má rakovecká

skupina (stredný–vrchný devón), ktorá predstavuje ranovarísku vulkanogénno-sedimentárnu formáciu s mohutne vyvinutým subakválnym bázickým vulkanizmom. Vyvrásnenie a epizonálna metamorfóza rakoveckej skupiny spolu s už predtým vyvrásnenou gelnickou skupinou nastali počas bretónskej fázy (IVANIČKA in KAROLI et al., 1989). Horniny rakoveckej skupiny vystupujúce na povrch najmä pozdĺž údolia Idanského potoka v zastúpení amfibolitov, sericiticko-chloritických fylitov, fylitov s obsahom metabazaltových tufov sa smerom na JV ponárajú pod sedimenty neogénu, kde boli zistené vrtmi B-1/722 m, Č-VI/498 m, Č-VII/198 m, Č-XII/408 m a Ča-1/1 175 m.

Varíska tektogenéza sa skončila v priebehu mladšieho paleozoika zlomovou tektonikou sprevádzanou vznikom hrastí a hlbokých depresí, ktoré poskytovali priestor molasovej sedimentácii. Tá je reprezentovaná terigénnymi, vulkanicko-terigénnymi a karbonátovými litofáciami zaradovanými do dobšinskej skupiny karbónskeho veku.

Svojím vývojom odráža prechod od geosynklinálnej etapy varískeho orogénu až po rané štádium vývoja molasy.

Samostatnú tektonickú štruktúru tvoria horniny črmeľskej skupiny západne od košického magnezitového ložiska, ktoré sa nachádzajú v tektonickom nadloží ochtinského súvrstvia dobšinskej skupiny. Ich podstatnú časť tvoria metabazaltové tufy a tufty.

V dôsledku astúrskej tektonickej fázy nastala diferenciácia sedimentačného bazénu a prerušila sa sedimentácia. V depresiách v kontinentálnych podmienkach a aridnej klíme sedimentoval polymiktný hruboúlomkovitý materiál. Charakter sedimentov pozvoľna prechádza do limnicko-jazerného až lagunárneho typu. Súbor terigénnych a vulkanogénnych litofácií pestrej farby so zastúpením evaporitov sa zaraďuje ku krompašskej skupine permu. Západne od pozdĺžnej paleozoickej hrastovej štruktúry, v podloží neogénnej výplne panvy (moldavská depresia), vystupuje rozsiahle teleso (súbor telies) serpentinizovaných peridotitov meliatika vrchného triasu až jury. Serpentinizované peridotity zistil vrt KO-1 v hĺbke 943,0 m, na povrch vystupujú vo forme izolovaných menších telies v prostredí neogénnych sedimentov južne od Hodkoviec. Komplex tvorí výraznú magnetickú anomáliu, ktorej plošný rozsah najnovšie interpretoval FILO in BODNÁR et al. (1992). V najzápadnejšej časti kotliny podložie neogénnej výplne panvy tvorí mezozoikum silického príkrovu, overené aj vrtmi MO-1, MO-I, II v hĺbke od 121 do 304 m.

Reliéf predterciérneho podložia je v panve členitý, s elevačnými a depresnými štruktúrami, hĺbka predterciérneho podložia v skúmanom území dosahuje 2 600 m s výnimkou výraznej sečovskej depresie v sv. časti územia s hĺbkou do 4 000–5 000 m.

Na tomto štruktúrno-tektonickom základe sa v neogéne vyvíjal sedimentačný bazén.

Sedimentárnu výplň panvy v skúmanom území, t. j. v južnej časti prešovskej depresie a moldavskej depresie tvoria najmä sedimenty hlavnej molasy v rozpätí egenburg–sarmat a čiastočne sedimenty ranej molasy (panón–pliocén) v zmysle VASSA (1981).

Vznik neogénnej panvy sa kladie do najspodnejšieho miocénu, keď po usadení sedimentov egeru v jej sz. časti nastala prvá fáza extenzie panvy (sávská fáza vrásnenia – VASS, 1991).

Začiatok vzniku panvy so sedimentáciou hlavnej molasy je spojený so vznikom egenburského sedimentačného priestoru v úzkej zóne pozdĺž severného okraja panvy. Územie južnej časti panvy bolo súšou. Koncom egenburgu nasledovala druhá fáza extenzie panvy (staroštajerská fáza vrásnenia vo vonkajších príkrovových jednotkách), ktorá podmienila regresiu egenburského mora, intenzívnu denudáciu a prerušenie sedimentácie počas otnangu.

Začiatkom karpátu nastalo uvoľnenie tangenciálnych tlakov, vertikálne i laterálne pohyby (pravý laterálny pohyb pozdĺž bradlového pásma – VASS, 1991) a rozširovanie sedimentačného priestoru smerom na juh. Morská transgresia postihla takmer celú severnú časť Košickej kotliny vrátane územia pod Slanskými vrchmi. Na juhu karpatský sedimentačný bazén pravdepodobne limitovali synsedimentárne zlomy sz.-jv. smeru na spojnici Košice–Slanec. Spojenie sedimentačného bazénu s morom bolo od SZ.

V skúmanom území najstaršími neogénnymi sedimentmi sú sedimenty karpátu, ktoré transgresívne ležia na paleozoickom alebo mezozoickom podklade. Na povrch nevystupujú a zistené boli vrtní D-1, 3 v sv. časti skúmaného územia. Morská transgresia je v karpate na báze zastúpená detritickými fáciami (lemešianske zlepenice) teriakovského súvrstvia v sz. časti východoslovenskej panvy. Po usadení detritov sa sedimentácia v panve zjemňovala a nadložné ílovcovo–pieskovcové sedimenty teriakovského súvrstvia sa usadzovali v podmienkach neritika až plytkého batyálu. Stredná časť karpátu predstavuje fázu obmedzeného prepojenia s centrálnym bazénom, resp. fázu jeho občasného zaplavovania, keď v najhlbších častiach grabenu vznikali po prerušení spojenia (štádium evaporácie) tenké polohy halitu (solnobanské súvrstvie). Vo vrchnej časti karpátu (kladzianske súvrstvie) sa obnovila kontinuita prepojenia s centrálnym bazénom. Produktom pozvoľna sa rozširujúcej záplavy sú pestré pelity sedimentujúce v podmienkach sublitorálu až neritika.

Zmeny v rozsahu sedimentačného bazénu, ktoré nastali v priebehu karpátu, boli pravdepodobne spôsobené vykliňovaním kôry v dôsledku magmatickej aktivizácie čiastkového diapíru v jej spodnej časti a aktivitou centier kyslého ryolitového vulkanizmu v sz. časti panvy, mimo skúmaného územia.

Od začiatku bádenu sa čiastočne pretváral štruktúrny plán panvy a spodnobádenské more transgredovalo do sedimentačného priestoru, hlavne smerom na juh a juhovýchod. Spojenie sedimentačného bazénu s morom bolo naďalej od SZ a subsidenciu v panve kontrolovali pozdĺžne, ale i priečne zlomy.

Predpokladáme, že k rozšíreniu sedimentačného bazénu v spodnom bádene smerom na juh a juhovýchod došlo v dôsledku celkového poklesu územia po jeho predchádzajúcom vykľutí spôsobenom rozsiahlymi procesmi magmatickej aktivizácie v spodnej časti kôry.

V severnej a strednej časti prešovskej depresie sedimentovali plytkovodné pestré pelity ako okrajová fácia, ktoré sa vzhľadom na zhodný litologický charakter chápu ako súčasť kladzianskeho súvrstvia. V centrálnej časti depresie sedimentovali v spodnom a strednom bádene, najmä detriticko-pelitické sedimenty (nižnohrabovské a vranovské súvrstvie) indikujúce rýchlu subsidenciu depocentra s dostatočným dotovaním bazénu klastickým materiálom. Ich ekvivalentom v sz. časti bazénu je mirkovské súvrstvie v pelitickom vývoji, ktorý je odrazom pokojnej sedimentácie pri okraji bazénu s plochým reliéfom pobrežia.

Finálnym štádiom morského vývoja východoslovenskej panvy ako autonómneho bazénu s prepojením na centrálny bazén na SZ je zbudzké súvrstvie vo vrchnej časti stredného bádenu. Je odrazom bádenskej krízy salinity súvisiacej so začiatkom rozpadu Tetýdy a zánikom spoločného sedimentačného priestoru.

Morská záplava sa obmedzila na centrálnu časť bazénu, kde následkom obmedzenej komunikácie nastal rozpad na niekoľko menších čiastkových bazénov s dominantnou evaporitovou sedimentáciou.

Výrazný zvrät v celkovom vývoji neogénnej panvy a predovšetkým vo vývoji vulkanizmu predstavuje obdobie od vrchného bádenu. V tomto období zaniklo hlavné severné depozičné centrum panvy charakteristické pre staršie neogénne útvary (súvrstvia). Severná a severozápadná časť panvy sa stala súšou a sformoval sa nový sedimentačný bazén.

Vo vrchnom bádene došlo k obnoveniu morskej záplavy, ale z juhu, takže východoslovenská panva sa stala súčasťou panónskeho bazénu, aj keď s pretrvávajúcim, resp. dedeným tektonickým režimom.

Morská záplava sa spočiatku obmedzila len na centrálnu časť panvy (trebišovská depresia), kde v sedimentácii dominovali morské pelity (lastomírske súvrstvie). Sedimenty vznikali v plytkom neritiku až batyáli, v teplom mori s normálnou salinitou.

Ďalší vývoj v panve bol odrazom intenzívnej poklesovej tektoniky, a to jednak pozdĺž starších zlomov sz.-jv. a sv.-jz. smeru, jednak pozdĺž mladých zlomov s.-j. smeru. V západnej časti panvy sa bazén rozčlenil do prešovskej a moldavskej depresie. Zároveň nastala výrazná zmena reliéfu pobrežia s prínosom klastického materiálu pevninskými tokmi zo západu a severu s dominanciou deltového režimu (klčovské súvrstvie).

Výrazné zmeny v režime sedimentačného bazénu od vrchného bádenu boli spôsobené ďalšou fázou extenzie panvy v dôsledku mladoštajerskej fázy vrásnenia vo vonkajších príkrovových jednotkách. Tieto zmeny vyvolali obnovenie vulkanickej aktivity spôsobenej výstupom a aktivizáciou plášťového diapíru.

Asociácia erupovaných vulkanických hornín bola bimodálna, reprezentovaná ryolitmi, ryodacitmi a andezitmi. Erupzívne centrá vrchnobádenského vulkanizmu vznikali prevažne v subakválnom prostredí, hlavne pozdĺž okrajových zlomov centrálnej depresie mimo skúmaného územia.

Sedimentačný priestor spodného sarmatu je v podstate zhodný s vrchnobádenskou panvou, dochádzalo však k jeho lokálnemu prehlbovaniu a transgresii.

Sarmat má zložitý lito- a biofaciálny vývoj. Najspodnejšia časť sarmatu (netypický spodný sarmat alebo zóna v *Cibicides badenensis*) je súčasťou klčovského súvrstvia.

Faunisticky typický spodný sarmat (stretavské súvrstvie) predstavuje fázu novej transgresie v brakickom vývoji. V západnej časti panvy bazén osladzovali mohutné toky s prínosom klastického materiálu. V období spodného sarmatu v panve kulminovala rýchlosť akumulácie sedimentov (VASS et al., 1988). Ďalšie fázy extenzie panvy (atická, rhodanská) sa od obdobia spodného sarmatu neprejavovali výraznejšími diskordanciami, ale redukciou sedimentačného priestoru a intenzitou vulkanizmu, ktorý kulminoval v strednom sarmate.

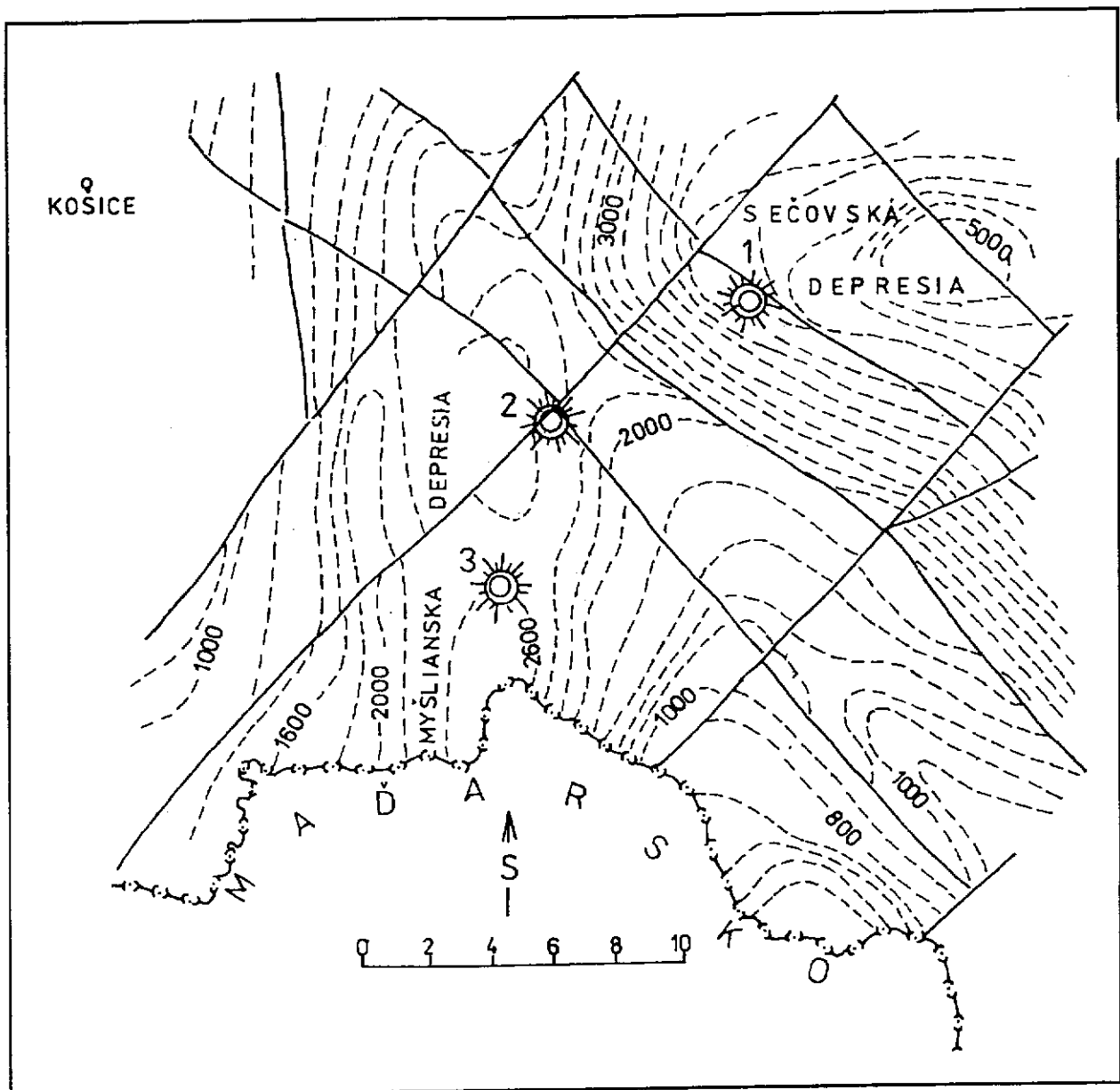
Vulkanická činnosť mala spočiatku bimodálny charakter s erupovaním kyslích a intermediárnych vulkanických hornín, postupne však prechádzala k unimodálnej asociácii vulkanitov andezitového zloženia.

V spodnom sarmate sa aktivovali vulkanické centrá acidného vulkanizmu, ktorých produkty – ryolitové tufy – sú súčasťou spodnej časti stretavského súvrstvia. V spodnom sarmate vznikol však rad erupívnych centier intermediárneho andezitového vulkanizmu, ktorých činnosťou sa sformovali stratovulkány Bogota, Hradisko, Bradlo a V. Milič. Pozícia vulkanických centier (Bogota-1, Hradisko-2, Bradlo-3) vo vzťahu k morfoštruktúram predterciérneho podložia je na obr. 4.

Do spodného sarmatu spadá formovanie spodnej bazálnej časti týchto vulkanických štruktúr, pričom vývoj vulkanizmu prebiehal prevažne v subakválnom prostredí. Kulminácia tejto vulkanickej aktivity nastala v strednom sarmate a v dôsledku intenzívnej explozívno-efuzívnej aktivity vulkanických centier vznikli rozsiahle stratovulkanické kužele andezitových stratovulkánov. Po redukcii sarmatského sedimentačného priestoru vulkanická činnosť prebiehala prevažne v subaerických podmienkach.

Kulmináciu vulkanizmu v strednom sarmate tiež sprevádzala extruzívno-intruzívna aktivita. V južnej časti Slanských vrchov prenikli na povrch extrúzie ryolitov, dacitov i andezitov a v centrálnych vulkanických zónach andezitových stratovulkánov do subvulkanických až intravulkanických úrovní prenikli intruzívne telesá dioritových porfyritov (Bogota), s ktorými je spätá aj nevýrazná hydrotermálna aktivita a zrudňovacie procesy.

V priebehu vyššieho sarmatu až spodného panónu vulkanická aktivita postupne klesala a prejavovala sa len slabnúcou efuzívnou činnosťou a prienikom dajok andezitov a dacitov, najmä v centrálnych vulkanických zónach stratovulkánov.



Obr. 4 Štruktúrna schéma predterciérneho podložia (podľa ŠEFARU et al., 1987) so situáciou vulkanických centier (1 – Bogota, 2 – Hradisko, 3 – Bradlo)

V stavbe týchto andezitových stratovulkánov, ktoré v súčasnom období predstavujú len relikty pôvodnej stavby, vyčleňujeme centrálnu, prechodnú a periférnu vulkanickú zónu. Centrálna vulkanická zóna sú tvorené reliktnými vulkanickými kužeľov, zónami hydrotermálne premenených hornín s prienikmi intrúzií dioritových porfýritov (Bogota) alebo s centrálnymi andezitovými nekmi (Hradisko, Bradlo).

Pre oblasť vulkanických kužeľov sú charakteristické fácie autochtónnych pyroklastík, ale predovšetkým efuzívne fácie lávových prúdov, ktoré sa striedajú a uložené sú periklinálne smerom od centier vulkanických štruktúr.

Prechodné vulkanické zóny sú tvorené prevažne lávovými prúdmi a vulkanoklastikami vo fáciách redeponovaných pyroklastík a epiklastík.

Periférne vulkanické zóny sú tvorené prevažne rôznymi fáciami andezitových epiklastík a redeponovaných pyroklastík s reliktnými lávovými prúdmi.

Od stredného sarmatu dochádzalo k výraznej degradácii sarmatského sedimentačného bazénu, k jeho osladzovaniu, a tak vyšší sarmat reprezentuje už len sladkovodnú sedimentáciu (kochanovské súvrstvie).

Panónska záplava postihla len moldavskú a trebišovskú depresiu. Prešovská depresia bola v tomto období súšou a panónska transgresia už nepresiahla morfoštruktúrnú eleváciu Slanských vrchov. V bazálnej a strednej časti spodného panónu (sečovské súvrstvie) sedimentovali prevažne sladkovodné pelity s častými polohami hrubších detritov transportovaných existujúcou riečnou sieťou z pevniny. V najvrchnejšej časti nastala úplná degradácia bazénu, resp. vyplnil sa fluvialnými hrubodetritickými sedimentmi.

Po relatívnom tektonickom pokoji v období vrchného pliocénu, ktorý podmienil vývoj poriečnej rovne, začala v pleistocéne prevládať výzdvihová tendencia študovanej oblasti. Kvartérno-geomorfologický a geologický vývoj poukazuje na výrazne diferencované pohyby v tomto období, ktorých následkom je rozdielny vývoj vo východnej a západnej časti územia. V spodnom pleistocéne pokračoval výzdvih Bodvianskej a Medzevskej pahorkatiny pozdĺž z.-v. zlomov prebiehajúcich po ich severnom (Bodvianska pahorkatina), resp. južnom (Medzevska pahorkatina) úpätí, Hornád, podobne ako aj s.-j. toky Medzevskej pahorkatiny (Bodva, Čečanka, Ida) ukladal v spodnom pleistocéne materiál medzi Moldavou a terajším tokom Hornádu, ktorý je v súčasnosti zachovaný už len reliktné, v podobe 1. vysokej terasy. Fluvialná akumulácia prebiehala aj v doline Olšavy, v neskoršom období však v takmer celom rozsahu podľahla denudácii. Intenzívny výzdvih územia východne od Hornádu (chrbát Viničnej) a východne od Torysy (Varhaňovský chrbát) zamedzil fluvialnej akumulácii v tejto oblasti. V Slanských vrchoch v chladných obdobiach spodného pleistocénu nastalo intenzívne mrazové zvetrávanie a vývoj svahových sedimentov.

Obdobie stredného pleistocénu možno charakterizovať ako obdobie veľmi intenzívneho pôsobenia kvartérnych geologických procesov, ktoré zanechali výrazný záznam v súčasnej geologickej, ale aj geomorfologickej stavbe územia. Hornád pri vyústení do Košickej kotliny ukladal západne od súčasného toku obrovské množstvo materiálu, tvoriaceho súčasné akumulčné časti 2. vysokej terasy. Nahor sa zjemňujúci vývoj jeho sedimentov a vývoj povodňových fácií indikuje migráciu jeho meandrujúceho koryta. Fluvialne sedimenty Hornádu prechádzajú laterálne do náplavového kužeľa Idy, vznikajúceho pri jej vyústení do Košickej kotliny. Fluvialne sedimenty sa ukladali aj v doline Bodvy a Čečanky. Teplé obdobie M/R interglaciálu podmienilo vývoj rubifikovaných pôd, ktoré sa zachovali na akumuláciách 2. vysokej terasy Bodvy. Diferencované tektonické pohyby, prebiehajúce v tomto období, sa odrazili v rôznom vývoji

sedimentov vo východnej a západnej časti územia. Intenzívnejší výzdvih vo východnej časti spôsobil väčšiu hodnotu vertikálnej erózie Hornádu, Torysy a Olšavy, ktorá podľa morfometrie 2. vysokej a 1. strednej terasy dosahuje v doline Hornádu cca 8 m, v doline Torysy cca 30 m. Väčšie toky v tejto časti územia (Hornád, Torysa, Olšava) akumulovali v staršom rise časť neseného materiálu, ktorý je v súčasnosti zachovaný v ich 1. stredných terasách. Výzdvih územia medzi starším a mladším risom predstavoval cca 10–20 m. Laterálna erózia tokov v tomto období už nedosiahla predchádzajúcu intenzitu, na čo poukazuje dobré zachovanie 1. stredných terás tokov. V období mladšieho risu pokračovali procesy analogické s procesmi v staršom rise. Celkove však možno predpokladať, že ich intenzita už nebola taká veľká ako v minulosti. Menšia intenzita výzdvihu podmienila odlišný vývoj územia v jeho západnej časti. Hodnota vertikálnej erózie medzi 2. vysokou a strednou (nerozlíšený ris) terasou Bodvy a Čechanky je len 9 m. Poklesávanie územia južne od Šace spôsobilo superpozíciu riského náplavového kužeľa na mindelskom kuželi. Superpozícia mladopleistocénneho kužeľa na strednopleistocénnom potvrdzuje pokračovanie poklesovej tendencie aj v mladšom období vývoja územia. V oblasti Slanských vrchov naďalej dochádzalo v chladných obdobiach glaciálov k procesom gelivácie, ktoré spôsobili dezintegráciu neovulkanitov a produkovali obrovské množstvo zvetralín tvoriacich zdroj svahových sedimentov. Pri premiestňovaní týchto zvetralín sa uplatnili najmä procesy soliflukcie, deluviálne a zosuvné procesy.

Oteplenie v interglaciáli R/W znamenalo nástup pôdotvorných procesov. Hnedozemné pôdy sa zachovali v sprašovitých hlinách na povrchu starších fluviálnych akumulácií.

Začiatkom vrchného pleistocénu nastalo v dôsledku zmeny klímy ukladanie plavenín nesených v riekach. Intenzita fluviálnej sedimentácie bola však menšia ako v predchádzajúcich obdobiach kvartéru. Najviac sa uplatňovala v doline Hornádu, v dolinách ostatných riek študovaného územia neskoršie laterálna erózia tieto sedimenty takmer úplne rozrušila. Po uložení fluviálnych sedimentov začali sa ukladať sedimenty náplavových kužeľov a pokračoval vývoj svahových sedimentov. Po krátkom období vertikálnej erózie nastalo v období staršieho würmu zanášanie súčasných dolín vodných tokov štrkom. V západnej časti územia došlo k vývoju rozsiahlych náplavových kužeľov, ktorých hrúbka bola podmienená aktivitou s.-j. zlomov v tejto oblasti. Po fluviálnej sedimentácii piesčitých štrkov nastalo vyvievanie pieskov, ktoré sa po krátkom eolickom transporte akumulovali v tvare bochníkov alebo pretiahnutých elevácií. Vyvieváním jemného prachovitého materiálu vznikali spraše a sprašovité hliny. Naďalej sa vyvíjali svahové sedimenty, ktoré majú v súčasnosti veľké priestorové rozšírenie.

V holocéne boli štrky dnovej výplne zakryté hlinito-piesčitým, ílovitým a kalovým krytom, ktorých formovanie prerušila tvorba holocénnych pôd (atlantik, epiatlantik). Naďalej prebiehali proluviálne a svahové procesy, do vývoja prírody v značnej miere začal zasahovať ľudský faktor.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

ZEMPLINIKUM

Najstaršie na mape zobrazené horniny vystupujúce na povrch v jv. časti územia prináležia k tektonickej jednotke zemplínika, ktoré definoval SLÁVIK (1976). Tvorí ich súbor metamorfítov, migmatitov a amfibolitov proterozoického veku, v nadloží s horninami mladopaleozoického veku zemplínskej skupiny.

Proterozoikum

Byštianske súvrstvie

Súvrstvie vystupuje na povrch jv. od obce Byšta v pohraničnej zóne s Maďarskom. Doteraz najkompletnejší profil byštianskeho súvrstvia sa zistil vrtom BB-1/645 m, situovaným jv. od kúpeľov Byšta (VOZÁR et al., 1986). Súvrstvie je najmä v jeho vrchných častiach (na povrchových výstupoch) a vo vrte BB-1 približne do hĺbky 300 m intenzívne mylonitizované. Horniny majú kataklastické štruktúry, sú porušené dvojším systémom strižnej kliváže a navyše je tento súbor hornín postihnutý mladšou terciárnou hydrotermálnou premenou.

Proterozoický vek tohto súvrstvia doložený Rb/Sr metódou, ako aj jeho varíske metamorfne prepracovanie doložené K/Ar metódou sa zistili zo vzoriek z územia Maďarska (PANTÓ et al., 1967).

158 biotitické ruly so staurolitom, granátovo-biotitovo-sillimanitické ruly, amfibolicko-biotitické ruly, amfibolity, migmatity

Súbor metamorfítov je pestrý na minerálne paragenézy (VOZÁROVÁ in BAŇACKÝ et al., 1989). Typická petrogenéza metamorfovaných minerálov v biotitických a plagioklasových rulách je kremeň + plagioklas + biotit + granát ± staurolit. Tieto horniny majú textúry drobno- a strednozrnných rúl. Smerom do podložia (overené v profile vrtu BB-1) sa objavuje v rulách paragenéza minerálov, ktorá zodpovedá začiatkom vysokého stupňa premeny (draselný živec + biotit + plagioklas + kremeň ± granát, titanit). V komplexe sillimanitovo-biotitických rúl je prítomný aj sekundárny muskovit.

Vysoký stupeň premeny byštianskeho súvrstvia je dokumentovaný aj prítomnosťou anatektických rúl – migmatitov pásikavej textúry, do ktorých

komplex biotitických a granátovo-sillimanitovo-biotitických rúl pozvoľna prechádza (VOZÁROVÁ, l. c.).

Migmatity sú hrubozrnné s heterogénnou štruktúrou a minerálnou paragenézou: kremeň + plagioklas + biotit + ortoklas. Ako sprievodné minerály sú prítomné granáty, titanit, amfiboly, ojedinele sillimanit. Migmatity sú postihnuté mladšou K metasomatózou, ktorá sa prejavuje mikrolinizáciou a vznikom sekundárneho muskovitu. Prínos K sprevádzala silicifikácia.

V súbore rúl a migmatitov v súvrství vystupujú polohy amfibolicko-biotitických rúl a amfibolitov. Amfibolicko-biotitické ruly obsahujú okrem kremeňa, draselného živca, plagioklasu a biotitu ešte amfibol, titanit a granát. Amfibolity tvorí prevažne amfibol a plagioklas, akcesoricky je prítomný granát a kremeň. Amfibolity sú tiež postihnuté K metasomatózou so vznikom biotitu na úkor amfibolu. Amfibolity vznikli premenou bázických až intermediárnych vulkanitov a vulkanoklastík alkalicko-vápenatého až tholeiitového magmatického trendu.

Asociácia minerálov hydrotermálnej premeny: karbonáty (kalcit, Fe dolomit), ílové minerály (kaolinit, dickit), kremeň, pyrit, turmalín, baryt, apatit, hematit, vzácné albit. Horninové minerály sú zatláčané sericitom, ílovými minerálmi, karbonátom, chloritom, kremeňom, epidotom, leukoxénom.

Súbor hornín byštianskeho súvrstvia, ktoré definovala VOZÁROVÁ, l. c., stupňom premeny zodpovedá vrchnej časti amfibolitovej fácie až začiatkom anatexie (WINKLER, 1979). V metapelitoch ich charakterizuje staurolit a sillimanitová izograda, čo zodpovedá faciám stredného a nízkeho tlaku.

Mladšie paleozoikum – zemplínska skupina (vrchný karbón–perm)

Zemplínsku skupinu vyčlenili a definovali VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988) ako skupinu pozostávajúcu zo súvrství mladopaleozoického veku, ktoré sú súčasťou tektonickej jednotky zemplinika.

Zemplínska skupina pozostáva zo 6 litostratigrafických jednotiek nižšieho rádu – súvrství s prihliadnutím na definíciu vrstiev v zmysle BOUČKA a PŘIBYLA (1959), GREČULU a EGYŮDA (1982), VOZÁROVEJ (1983, 1986). Súbor súvrství zemplínskej skupiny podľa autorky predstavuje relikť mladopaleozoickej výplne bazénu, ktorý vznikol na podklade tektonicky aktivizovaného masívu kryštalinika.

Luhynské súvrstvie (stefan A)

Súvrstvie vystupuje na povrch pri jz. okraji Zemplínskych vrchov (mimo skúmaného územia) a v jv. časti skúmaného územia j. od obce Kazimír. Súvrstvie sa skladá prevažne z pieskovcov a ílovitých bridlíc, len s nevýznamným zastúpením drobnozrnných zlepcov.

157 Ílovité bridlice a pieskovce

Farba sedimentov luhynského súvrstvia je tmavosivá až čierna. Lavice sivých hrubozrnných pieskovcov majú hrúbku 20–50 cm s častými laminami preplavenej rastlinnej sečky. Tmavosivé až čierne ílovité bridlice obsahujú laminy alebo brekcie železitého materiálu (VOZÁROVÁ in BAŇACKÝ et al., 1989).

VEPORIKUM

Horniny veporika, ktoré tvoria podložie výplne neogénnej panvy v sv. časti skúmaného územia, sú zastúpené kryštalinikom, mladším paleozoikom s mezozoikom Čiernej hory.

Paleozoikum a kryštalinikum

156 Nečlenený komplex hornín paleozoika a kryštalinika (len v reze)

Kryštalinikum

Lodinský komplex

155 Diaforitizované muskoviticko-kremenné ruly

Horniny lodinského komplexu staropaleozoického veku (JACKO, 1978, 1985) vystupujú na povrch na Šibenej hore v intraviláne mesta Košíc. Zastúpené sú diaforitizovanými muskoviticko-kremennými rulami, ktoré sú preniknuté medzi-foliačnými plochami aplitov a pegmatitov (JACKO in KAROLI et al., 1989). Ruly majú lepidogranoblastickú štruktúru, doskovitú až lavicovitú odlučnosť, sýtosivú, zelenosivú farbu, po foliačných plochách a puklinách sú sfarbené zátekmi limonitov. Tvoria ich tri hlavné komponenty – kremeň (40–60 obj. %), živce (20–30 obj. %) a muskovit (15–25 obj. %). Ako akcesorické minerály sa zistili biotit, granát, zirkón, apatit a turmalín. Sekundárne minerály sú zastúpené sericitom, chloritom, leukoxénom a limonitom.

Stupeň retrográdnych zmien primárnych komponentov horniny sa evidentne viaže na progresívny vývoj systému kliváže. Najprv vzniká pórový systém kliváže s úklonom nad 40° k foliácii horniny, sprevádzaný miernou reorientáciou komponentov. V pokročilejšom štádiu stavbu (anizotropiu horniny) kontroluje orientácia pórového systému klivážnych plôch. Zároveň nastávajú rozsiahle retrográdne zmeny minerálov (napr. baueritizácia a chloritizácia biotitu). Proces kulminuje vývojom zóny fylonitov, a to prednostne v úsekoch primárnej (preddiaforitickej) anizotropie horniny, t. j. v pôvodne sľudnatejších úsekoch.

Aplity a pegmatity v diaforitizovaných rulách tvoria subhorizontálne uložené medzifoliačné polohy dm hrúbky s výnimkou jednej polohy, ktorá má hrúbku 1,5–2,0 m. Aplity majú svetlosivú farbu a panxenomorfné zrnité, resp. blastokataklastickú štruktúru. Tvorí ich kremeň, plagioklas, ortoklas, muskovit, akcesorický biotit, zirkón, apatit a rudný minerál. Zo sekundárnych minerálov je prítomný sericit a leukoxén.

Pegmatity sa viažu obvykle na bázu hrubších polôh aplitov. Majú blastokataklastickú štruktúru a tvorí ich pertitický ortoklas, kremeň, plagioklas, akcesorický muskovit, biotit, sekundárny sericit, epidot a zoizit so zrnitosťou 0,7–1,5 cm.

Rekryštalizovaný kremeň s albitom a sericitom vyplňa priestory medzi segmentovanými živcami, zatláča ich a ojedinele tvorí aj postkinematické žilky rádu 0, x mm v jednom systéme kliváže.

Mezozoikum

V bezprostrednom podloží neogénnych sedimentov vrtmi Ď-1 (2 140–3 200 m) a Ď-3 (2 475–2 612 m) sa zistili horniny mezozoika, ktoré RUDINEC (1973) priradil k obalovému mezozoiku Čiernej hory.

- 154 Prevažne sivé a tmavosivé lavicovité a masívne dolomity stredného a vrchného triasu (len v reze)

GEMERIKUM

Paleozoikum

Horniny prislúchajúce k tektonickej jednotke gemerika majú v študovanom území pomerne široké zastúpenie. Na povrch vystupujú v sz. časti územia, západne od Košíc a v podstatnej miere tvoria aj podložie neogénnej výplne panvy. Zastúpené sú gelnickou a rakoveckou skupinou staršieho paleozoika, črmeľskou, dobšinskou a krompašskou skupinou mladšieho paleozoika.

Gelnická skupina (kambrium–spodný devón)

Súvrstvie Bystrého potoka (vrchný silúr)

Súvrstvie Bystrého potoka vystupuje na povrch v sz. časti skúmaného územia, s. od obce Šemša. IVANIČKA a SNOPKO in BAJANÍK et al. (1983) v rámci súvrstvia vyčlenili a opísali nasledujúce litofácie:

153 Sericiticko-grafitické fylity, lokálne s impregnáciami pyritu

Vystupujú uprostred drobnolaminovaných fylitov, do ktorých vertikálne i laterálne prechádzajú. Tieto horniny vyvinuté vo fácií zelených bridlíc obsahujú tenké polohy a šošovky lyditov a karbonátov. Tvoria najvrchnejšie časti mezorytmu súvrstvia Bystrého potoka.

152 Hrubozrnné a rytmicky zvrstvené metamorfované kremenné droby

Metamorfované kremenné droby sú najčastejšie hrubozrnné horniny sivej a tmavosivej farby so zeleným odtieňom. Majú všesmerne zrnitú textúru a blastopsamitickú štruktúru. Podstatným minerálom je kremeň, vedľajšie zložky tvoria sericit a chlorit. Sprievodné minerály sú turmalín, zirkón, muskovit, rutil a bituminózna substancia. Sú rytmicky zvrstvené, hrúbka rytmov je od 10 cm do 150 cm.

151 Strednozrnné metaryolitové tufity

Horniny sú tvorené hlavne úlomkami magmatických minerálov, menej úlomkami hornín. Sedimentárnu zložku zastúpuje pôvodne ílovitá až prachovitá, zriedkavo piesčitá frakcia. Sú výrazne dynamometamorfované. Majú usmernenú textúru, čo sa prejavuje vývojom výraznejších plôch bridličnatosti.

150 Drobnolaminované kremenno-sericitické a grafiticko-sericitické fylity

V súvrství Bystrého potoka sú tieto fylity plošne najrozšírenejšou litofáciou, najmä v stredných a vrchnejších častiach mezorytmu. Komplex drobnolaminovaných fylitov lokálne obsahuje prímes kyslého vulkanoklastického materiálu a typická je aj prítomnosť šošoviek karbonátov a tenkých vrstvičiek lyditov.

Devón – bez litostratigrafického zaradenia

149 Nečlenený komplex chloritických fylitov, kemitých fylitov až kremencov (len v reze)

Rakovecká skupina (stredný–vrchný devón)

S y k a v s k é s ú v r s t v i e

Horniny rakoveckej skupiny vystupujú na povrch vo forme izolovaných celkov spod sedimentov neogénu v území severne od Šace, pozdĺž Idianskeho

potoka. BAJANÍK in BAJANÍK et al. (1983) ich zaradil do sykavského súvrstvia, ktoré predstavuje najvrchnejší litostratigrafický horizont rakoveckej skupiny s predpokladaným vekom vrchný devón až najspodnejší karbón (?).

148 Fylity s vložkami metabazaltových tufov a tufitov

Na povrch vystupujú na pravej strane údolia Idianskeho potoka, sz. od Malej Idy. Sú to zelenosivé jemnozrnné horniny s hodvábnym leskom na plochách vrstevnej bridličnatosti. Štruktúra horniny je granolepidoblastická a na jej zložení sa podieľa kremeň, chlorit, sericit, vzácne albit. Hojné zastúpenie má magnetit, ilmenit, titanit, hematit, limonit.

Metabazaltové tufy a tufity tvoria vo fylitoch polohy hrubé 20–50 cm. Sú jemnozrnné, popolovité, masívne, s hematolepidoblastickou štruktúrou. Minerálne zloženie: kremeň, chlorit, sericit, kalcit, epidot–zoizit, albit, aktinolit, nepriehľadné minerály (IVANIČKA in KAROLI et al., 1989).

147 Sericiticko-chloritické fylity

V skúmanom území vystupujú len v malom úseku. Sú to zelenkaste horniny s hodvábnym leskom. Na ich minerálnom zložení sa podieľa kalcit, sericit, chlorit, sporadicky albit, ďalej ilmenit, titanit, magnetit, hematit, limonit, apatit. Prevládajúca štruktúra je lepidogranoblastická.

146 Amfibolity

Amfibolity vystupujú na povrch pozdĺž údolia Idianskeho potoka, severne a severovýchodne od obce Šaca a východne a južne od Bukovca. Sú to prevažne jemnozrnné, nevýrazne bridličnaté horniny tmavosivej a zelenej farby s granonematoblastickou štruktúrou. Podstatnou minerálnou zložkou je amfibol niekoľkých generácií, dve generácie plagioklasu (oligoklas–andezín, albit), kremeň a epidot. Zo sprievodných minerálov je prítomný apatit, rutil, ilmenit, titanit, chlorit, kalcit. Ide o sedimentárno-vulkanické horniny metamorfované v podmienkach fácie epidotických amfibolitov. Vek metamorfózy je rádiometrickým datovaním doložený ako hercýnsky (CAMBEL et al., 1980; KANTOR, 1980). GRECULA a DIANIŠKA (1977) vek premeny považujú za alpínsky.

Karbón – bez litostratigrafického zaradenia

145 Nečlenený komplex fylitov, pieskovcov, zlepenčov (len v reze)

Črmeľská skupina (karbón)

144 Chloriticko-sericitické a grafitické fylity s polohami metapsefitov a grafitických fylitov

Sú prevládajúcou litofáciou črnel'skej skupiny. Fylity sú jemnozrnné, tenko laminované, sivej a sivozelenej farby. Laminácia je silne deformovaná vplyvom sekundárnej kliváže (plochy S_2). Majú výrazne usmernenú granolepidoblastickú štruktúru a hlavné zložky tvoria kremeň, plagioklas, chlorit, sericit. Bežné sprievodné minerály sú zirkón, rutil a apatit.

Polohy drobnozrnných metamorfovaných pieskovec hrúbky 10–20 cm vystupujú zväčša v najspodnejších častiach a vložky grafitických fylitov vo vrchných častiach litofácie.

143 Metabazaltové tufy a tufity s polohami grafitických a sericiticko-chloritických fylitov

Prevládajú tufity sivozelenej až zelenej farby s drobnou lamináciou, ktorá je plochami S_2 deformovaná so vznikom strižných vrások. Štruktúra tufitov je granolepidoblastická, tufov granonematoblastická. Zloženie: chloritizovaný a uralitizovaný obecný amfibol, aktinolit, kremeň, plagioklasy, chlorit, epidot–zoizit, karbonát, rudné minerály.

V tufoch a tufitoch sú tenké polohy (1–10 m) fylitov.

Dobšinská skupina (karbón)

Ochtinské súvrstvie

142 Kryštalické magnezity a dolomity

Telesá kryštalických magnezitov a dolomitov vytvárajú v ochtinskom súvrství roj tektonicky individualizovaných telies, ktoré sú kulisovite usporiadané (VARGA in KAROLI et al., 1989).

Prevládajúcim horninovým typom sú sivé, tmavosivé až svetlosivé kryštalické magnezity, stredno- až hrubozrnné, tvorené polyminerálnym agregátom s prevahou magnezitu nad dolomitom. Sporadicky je zastúpený kremeň, chlorit, sulfidy, vzácné zirkón, granát, apatit. Textúry hornín sú masívne, plošne paralelné, piezolitické, zriedkavo brekciovité.

V dôsledku tektonických procesov sú jednotlivé karbonátové telesá (pretiahnuté v smere lineácie I.) budinované v metapsamitoch ochtinského súvrstvia, resp. obsahujú medzi sebou tektonicky vkladné polohy metapsamitov pozdĺž početných spevnených tektonických plôch. Telesá kryštalických magnezitov a dolomitov tvorili pôvodne viac-menej súvislú litostratigrafickú polohu.

141 Bridlice, grafitické bridlice, pieskovce

Podstatný objem súvrstvia tvoria terigénne sedimenty, ktoré uzatvárajú tektonicky individualizované telesá kryštalických dolomitov a magnezitov. Podľa zrnitosti a minerálneho zloženia prevládajú prachovce a prachovité bridlice nad drobovými a sľudnatými pieskovcami. Celý súbor je anchimetamorfovaný a pôvodné sedimentárne štruktúry sú zväčša zachované (gradačné zvrstvenie, laminácia, prúdy). V psamitickej frakcii prevláda kremeň a horninové úlomky nad živcami, častý je klastický muskovit. Základnú hmotu tvorí kremeň, sericit, chlorit, albit, karbonát. Pozvoľným ubúdaním psamitickej zložky pieskovce prechádzajú do prachovcov a ílovcov s rovnakým zložením. Organická hmota dosahuje 5–10 %.

Rudnianske súvrstvie

140 Hrubozrné polymiktné zlepence

Zlepence sú sivej, zelenosivej farby s charakteristickým polymiktným zložením obliakového materiálu. Obliakový materiál je zložený z hrubokryštalického a drobnokryštalického kremeňa (viac ako 50 %), v menšom množstve sú zastúpené obliaky jemnozrných metapieskovcov, kremito-sericitických i chloriticko-sericitických fylitov, ojedinele aj bázických vulkanoklastík a granitoidov.

Zlatnícke súvrstvie

139 Stredno- až hrubozrné drobové pieskovce

Tvorí ich prevažne subangulárne kremenné zrná s akcesorickou prímiesou fragmentov živcov. Základná hmota je čiastočne rekryštalizovaná a tvorená agregátom drobnozrného kremeňa, sericitu, sporadicky chloritu a limonitu. Štruktúra je psamitická.

138 Jemnozrné pieskovce a fylitické bridlice

Sú to svetlosivé horniny s laminovanou textúrou. Piesčítá frakcia sa vyznačuje podstatným podielom kremeňa, zriedkavejšie plagioklasov (albit-kyslý oligoklas) a klastického muskovitu. Sericit je okrem kremeňa hlavnou minerálnou zložkou fylitických bridlic, ktoré sú často skoncentrované v samostatných prúžkoch. Na sericitické laminky sa často viaže grafitická substancia a hematitovo-limonitový pigment. Akcesorické minerály: turmalín, apatit, zirkón, leukoxén. Štruktúra je aleuritická až granolepidoblastická.

Krompašská skupina (perm)

Knolské súvrstvie

137 Polymiktné bazálne zlepenca a brekcie

V spodných častiach sa v zložení obliakového materiálu premieta podklad, na ktorý súvrstvie transgreduje, vo vyšších častiach sa už objavujú i fragmenty vlastných permských hornín. Zlepenca sa vyznačujú nízkym stupňom vytriedenia a slabou opracovanosťou klastických častíc. Zložené sú z obliakov: kremeň, metapieskovce, kremitý fylit, acidné felzitické vulkanity, sporadicky grafitické fylity (IVANIČKA in KAROLI et al., 1989). Základná hmota je ílovito-piesčitá, pestrých farieb.

Petrovohorské súvrstvie

136 Metaryolitové tufy a tufity s vložkami bridlíc a pieskovcov

Ide o horninový súbor, v ktorom prevládajú metaryolitové vulkanoklastiká. Tufy sú litoklastické a vitrolitoklastické, pieskovcovej a popolovitej veľkosti zrna. Vulkanický materiál reprezentujú úlomky vulkanického skla, kryštaloklasty kremeňa, draselného živca, plagioklasu a rekryštalizovaného vulkanického skla. Tufy sa striedajú s vložkami tufitických bridlíc a tufitických pieskovcov.

TURNAIKUM

Rudabánska sekvencia

135 Nečlenený komplex mezozoických hornín (iba v reze)

MELIATIKUM

Bázické a ultrabázické horniny (vrchný trias–jura)

134 Serpentinizované peridotity

Na zónu styku paleozoika vnútorných Západných Karpát a mezozoika Slovenského krasu medzi Košicami a Jelšavou je viazaný väčší počet lizarditovo-chryzolitových telies serpentinitov. Väčšina telies sa nachádza v súvrství vrchného triasu meliatskej skupiny, resp. na jej tektonickom styku s nadložným mezozoikom silického príkrovu (HOVORKA, 1985).

Časť telies vystupuje na povrch (v skúmanom území južne od Rudníka a Hodkoviec) a časť bola detektorovaná magnetometricky a zistená vrtmi. Najväčšie teleso, resp. skupina telies lizarditovo-chryzotilových serpentinitov vystupuje v podloží neogénnych sedimentov v jz. časti Košickej kotliny. Pri Komárovciach boli zastihnuté vrtom KO-1 v hĺbke 963 m, pričom daný vrt do konečnej hĺbky 1 526 m neprenikol do jeho podložia.

SILICIKUM

Silický príkrov (trias)

133 Wettersteinské vápence

Južne od Rudníka, v prostredí neogénnej sedimentárnej výplne Košickej kotliny, vystupujú na povrch menšie telesá mezozoických hornín. Ide o svetlé, sivé a masívne wettersteinské vápence (ladin–kordevol), analogické s vápencami, ktoré vystupujú z. od Bodvy (MELLO et al., 1976).

Neogén

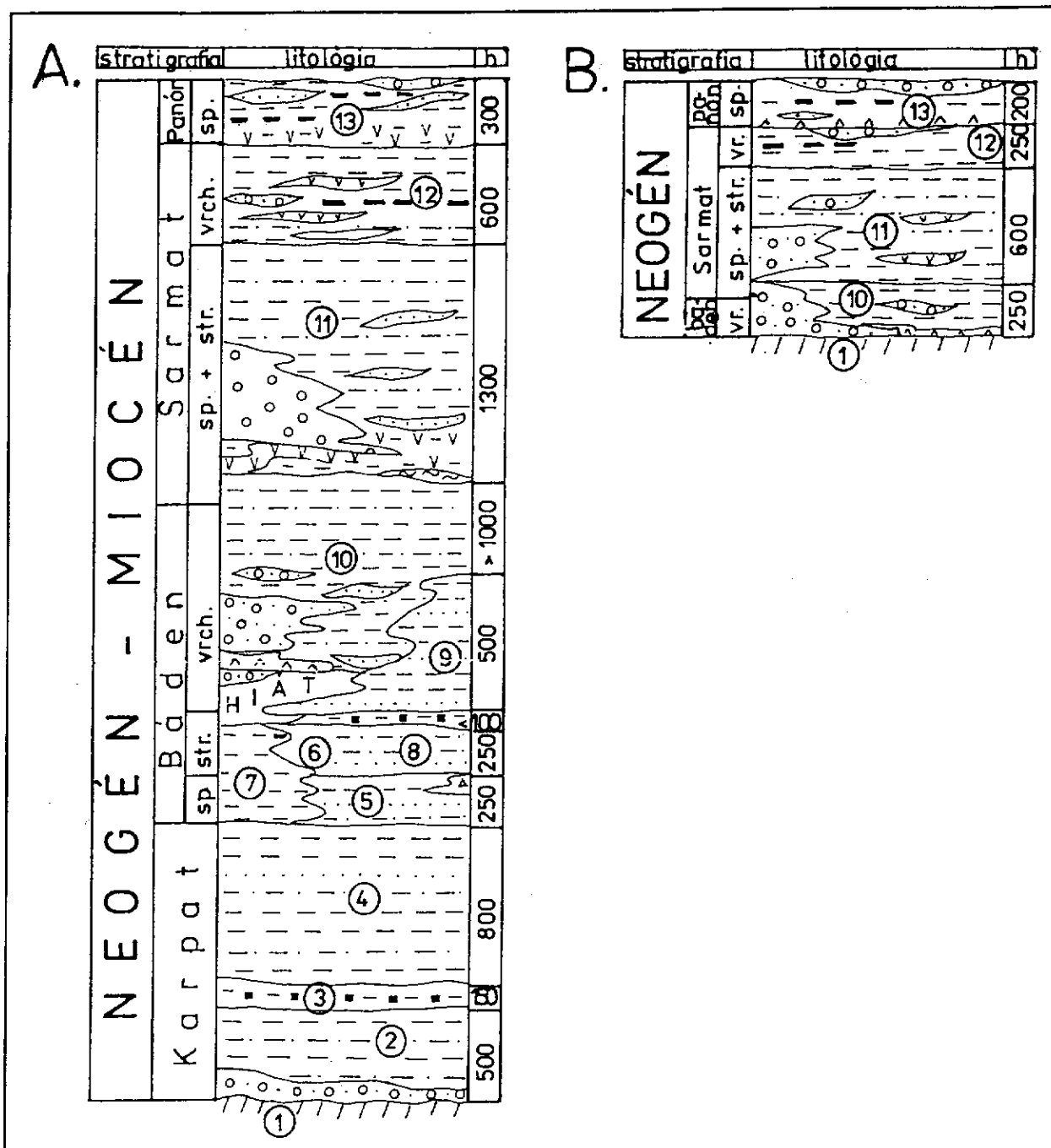
Územie južnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov, zobrazené na geologickej mape, je budované predovšetkým neogénnymi sedimentmi a vulkanitmi. Vo výplni neogénnej panvy sú zastúpené sedimenty karpátu až panónu v morskem, brakickom a sladkovodnom vývoji, pričom sedimenty karpátu a spodného bádenu na povrch nevystupujú a zistené boli len naftovo-prospekčnými vrtmi v podloží mladších sedimentov. Najväčšie rozšírenie na povrchu majú sedimenty sarmatu.

Neogénne molasové sedimenty vo výplni panvy sú rozčlenené na litostratigrafické jednotky – súvrstvia v zmysle VASSA a ČVERČKA (1985).

Neogénne vulkanity, prevažne sarmatského veku, tvoria vulkanický masív južnej časti Slanských vrchov. V rámci vulkanického masívu sú na mape vyčlenené sarmatské vulkanické formácie (stratovulkány), ktoré sa líšia svojou vnútornou stavbou, petrografickým zložením, formami vulkanických telies, ich pozíciou a štruktúrnou príslušnosťou.

Karpát

Sedimenty karpátu sú rozšírené hlavne v severnej a centrálnej časti panvy. Na povrch vystupujú v sz. a s. časti panvy a maximálna hrúbka sedimentov karpátu dosahuje 1 600 m (RUDINEC, 1978). Karpát leží transgresívne na predneogénnom



Obr. 5 Litostratigrafická schéma neogénu j. časti Košickej kotliny (KAROLI, 1992)

A – Prešovská depresia, B – Moldavská depresia

1 – predterciérne podložie, 2 – teriakovské súvrstvie (karpat), 3 – solnobanské súvrstvie (karpat), 4 – kladzianske súvrstvie (karpat), 5 – nižnohrabovské súvrstvie (spodný bádén), 6 – vranovské súvrstvie (stredný bádén), 7 – mirkovské súvrstvie (spodný–stredný bádén), 8 – zbudzké súvrstvie (stredný bádén), 9 – lastomírske súvrstvie (vrchný bádén), 10 – klčovské súvrstvie (vrchný bádén–spodný sarmat), 11 – stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), 12 – kochanovské súvrstvie (stredný–vrchný sarmat), 13 – sečovské súvrstvie (panón)

podloží. Sedimenty karpátu sú rozčlenené do troch súvrství: bazálne, teriakovské súvrstvie s polohami zlepencov a pieskovcov, stredné, soľnobanské súvrstvie s evaporitmi a vrchné, kladzianske súvrstvie prevažne v pelitickom vývoji.

V skúmanom území sa sedimenty karpátu zistili vo vrtoch Ďurkov-1 a Ďurkov-3 v hĺbkových intervaloch 1 670–2 140 m a 1 758–2 475 m, kde diskordantne a transgresívne ležia na obalovom mezozoiku Čiernej hory.

132 Sivé a pestré íly, ílovce, pieskovce, zlepence – nečlenené (len v reze)

Báden

Sedimenty bádenú sú rozšírené v prevažnej časti skúmaného územia, avšak prekryté sú mladšími sedimentmi sarmatu a vulkanitmi. Ležia transgresívne a diskordantne na karpate, ale keďže presahujú jeho plošný rozsah, ležia aj na predneogénnom podloží. Na povrch vystupujú v sz. časti územia (okolie Košíc) a v jv. časti územia. Sedimenty bádenú sú rozčlenené do piatich litostratigrafických jednotiek – súvrství. Spodný báden v peliticko-detritickom vývoji zastupuje nižnohrabovské súvrstvie, stredný báden reprezentuje vranovské súvrstvie v peliticko-detritickom vývoji a zbudské súvrstvie s evaporitmi. Vrchný báden je zastúpený dvoma súvrstviami, a to lastomírskym súvrstvom v morskom vývoji a klčovským súvrstvom v terestrickom, sladkovodnom a brakickom vývoji.

Spodný a stredný báden (moravan–vieličkan)

Nižnohrabovské a vranovské súvrstvie (vcelku)

131 Sivé a hnedé vápnnité ílovce, prachovce, pieskovce (len v reze)

Stredný báden (vieličkan)

Vranovské súvrstvie

Vranovské súvrstvie reprezentuje hlavne spodnú časť vieličkanu, pričom zasahuje aj do jeho vrchnej časti, kde sa laterálne zastupuje so zbudzkým súvrstvom. Leží transgresívne a diskordantne na staršom nižnohrabovskom súvrství, ale i na predneogénnom podloží. Rozšírené je hlavne v celej trebišovskej panve a jeho hrúbka dosahuje 500–600 m. Súvrstvie pozostáva z vápnených siltovcov, ílovcov a pieskovcov.

Vranovské súvrstvie vystupuje na povrch juhovýchodne od Byšty, kde bolo zistené aj vrtom BB-1 v nadloží byštianskeho súvrstvia (VOZÁR et al., 1986).

Súvrstvie mikrofaunisticky zodpovedá biozóne *Spiroplectamina carinata*. Autochtónnu asociáciu foraminifer reprezentujú najmäorské bentózne aglutinované formy: *Spiroplectinella carinata* (ORB.), *Cyclammina pleschakovi* PISHV., *C. vulchoviensis* VENG., *C. aff. complanata* CHAMP., *Textularia gramen* ORB., *Haplophragmoides periferoexcavatus* SUBB., *H. fragilis* HOEGL. (ZLINSKÁ in VOZÁR et al., 1986).

Aglutinácie sa ekologicky viažu na vodu s celkovou mineralizáciou solí 30–45 ‰ v sublitoráli až plytkom neritiku.

130 Sivé a hnedé vápnité ílovce, pieskovce

Sú to monotónne ílovce s prechodmi do siltovcov s vložkami drobnozrnných pieskovcov s tenkými laminkami a útržkami ryolitových tufov a tufitov.

Zbudské súvrstvie

Zbudské súvrstvie reprezentuje vrchnú časť vieličkanu a tvoria ho sivé slané íly so šošovkami kamennej soli, sadrovca a anhydritu. Súvrstvie obsahuje chudobné spoločenstvo drobných foraminifer, na základe ktorého GAŠPARIKOVÁ (1963) definovala tzv. globigerínovo-globorotáliev subhorizont. Fauna sa vyskytuje v podloží a nadloží evaporitov. Súvrstvie dosahuje hrúbku 300 m a na povrch nevystupuje.

Severovýchodne od skúmaného územia sa súvrstvie zistilo vrtmi pri Albinove s maximálnou hrúbkou 60 m a jeho rozsah predpokladáme aj smerom na juhozápad a západ až do oblasti Slanských vrchov.

129 Slané íly, ílovce, kamenná soľ, anhydrit, sadrovce (len v reze)

Vrchný bádén (kosov)

Lastomírske súvrstvie

Lastomírske súvrstvie reprezentuje morské sedimenty vrchného bádenu a rozšírené je hlavne v j. a jv. časti panvy. Podľa JIŘÍČKA (1968) sa na spojnici Košice–Třebišov–Michalovce laterálne zastupuje s klčovským súvrstvom, ktorého stratigrafický rozsah je širší a zasahuje až do spodného sarmatu.

Súvrstvie spravidla leží diskordantne na vranovskom alebo zbudzkom súvrství a prevažne ho zakrývajú mladšie sedimenty.

V skúmanom území na povrch vystupuje v jeho jv. časti na kryhe medzi Lastovcami a Veľatmi a pri Brezine. Súvrstvie tvoria prevažne vápnité íly a ílov-

ce s polohami pieskocov, kyslých tufov a tufitov. Súvrstvie mikrofaunisticky zodpovedá bulimínovo-bolivínovej zóne. Obsahuje normálne morské, resp. hypohalinné foraminifery: *Bolivina dilatata* RSS., *Bulimina elongata* ORB., *B. pupoides* ORB., *Glandulina ovula* ORB., *Fursenkoina acuta* (ORB.), *Nonion commune* (ORB.), *Valvulineria complanata* (ORB.) (ZLINSKÁ, 1992).

128 Sivé vápnnité íly, ílovce s polohami prachocov, pieskocov, sporadicky tufov a tufitov

Sedimenty majú sivozelenú farbu a monotónny vývoj s prechodmi do prachocov s polohami pieskocov, kyslých tufov a tufitov. Klastický materiál je jemný, zložený zo zrn kremeňa, muskovitu a sericitu. Základná hmota je ílovitá, slabo vápnnitá.

Vrchný baden – spodný sarmat

Klčovské súvrstvie

Sedimenty vrchného badenu až bazálnej časti spodného sarmatu sú v prešovskej a moldavskej depresii reprezentované terestrickými a sladkovodnými uloženinami klčovského súvrstvia. Bázou súvrstvia sú redeponované ryolitové pemzové tufy (kráľovské tufy).

Klčovské súvrstvie okrem bazálnych ryolitových vulkanoklastík charakterizujú vložky a polohy hrubých detritov v spodnej a strednej časti s pelitickým vývojom vrchnej časti súvrstvia. Charakteristickým znakom súvrstvia je značná pestrosť v zastúpení ťažkých minerálov (DUBÉCIOVÁ – tab. 1).

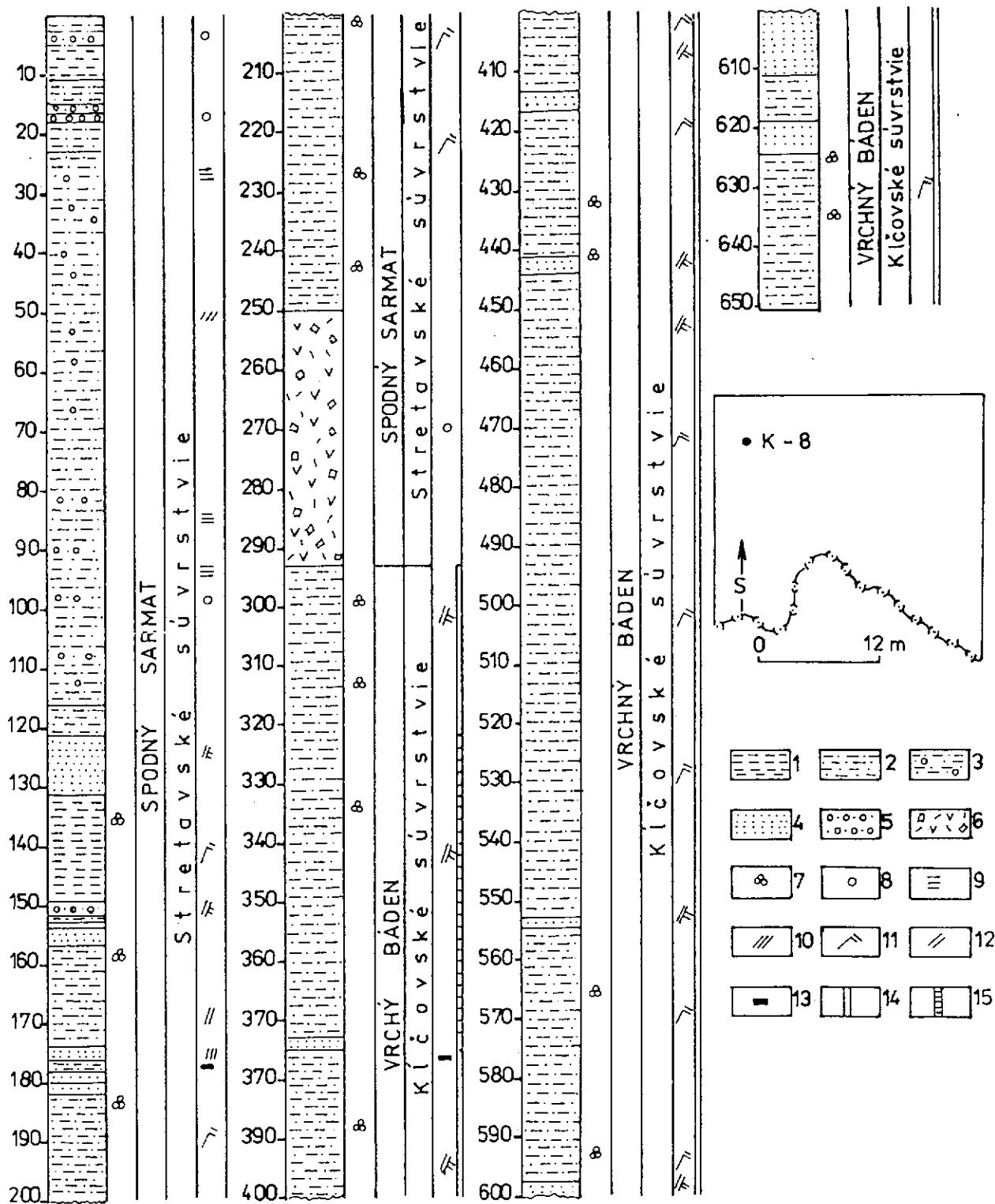
Klčovské súvrstvie obsahuje plytkovodnú brakickú mikrofaunu s hojným výskytom druhu *Ammonia beccarii* (L.). Mikrofaunisticky zodpovedá amóniovej biozóne. Z foraminifer sú bežne zastúpené: *Lobatula lobatula* (W.–J.), *Elphidium macellum* (F.–M.), *E. fichtelianum* (ORB.), *Melonis pompilioides* (F.–M.), *Porosonion granosum* (ORB.), *Anomalina badenensis* (ORB.), *Nonion biporus* KRASHENINNIKOV, *Cycloforina hauerina* (ORB.), *Quinqueloculina triangularis* ORB. a i., z ostrakód: *Aurila opaca* (RSS.), *Senesia vadaszi* (ZAL.), *Hemicyprideis dacica* (HÉJJ.), *Leptocythere tenuis* (RSS.), *Callistocythere canaliculata* (RSS.) (ZLINSKÁ, 1991; ZLINSKÁ, 1992; ZLINSKÁ a FORDINÁL, 1988).

Vývoj a distribúcia sedimentov tohto súvrstvia na povrchu i vo vrtoch poukazuje na sedimentáciu v prostredí delt. Podľa faciálneho vývoja sedimentov možno v okrajových častiach vrchnobádenského bazénu predpokladať existenciu viacerých malých delt, ktorých vznik bol podmienený intenzívnou subsidenciou depozičného priestoru a výzdvihom zdrojových oblastí. Medzi tieto delty možno

Tab. 1 Vyhodnotenie ťažkých minerálov – klčovské súvrstvie (DUBĚCIOVÁ, 1992)

Minerál	Počet vzoriek	Počet poz. vzoriek	Minim. obsah %	Maxim. obsah %	Priemerný obsah %
granáty	16	15	0,43	41,86	13,31
apatit	16	11	0,10	2,36	1,05
turmalín	16	13	0,07	3,56	0,86
rutil	16	10	0,07	2,42	0,90
biotit	16	12	0,05	2,23	0,73
chlorit	16	16	0,56	54,29	13,51
amfíbol	16	6	0,04	0,47	0,18
staurolit	16	7	0,05	1,02	0,35
zirkón	16	9	0,08	3,87	1,55
epidot	16	3	0,05	0,10	0,08
zoizit	16	-	-	-	-
andaluzit	16	2	0,07	0,19	0,13
sillimanit	16	-	-	-	-
hypersten	16	6	0,07	0,60	0,29
distén	16	6	0,04	0,25	0,13
pyrit	16	14	0,05	77,82	9,57
limonit	16	15	0,21	32,34	9,25
magnetit					
a ilmenit	16	16	0,45	20,78	5,66
karbonáty	16	16	10,71	84,51	31,62
kremeň	16	3	0,35	9,75	4,53
živce	16	16	1,56	82,51	53,71
muskovit	16	4	0,52	3,13	1,30
zakalené minerály	16	14	0,83	13,13	5,34

napr. zaradiť deltu varhaňovských štrkov, ktorých faciálny vývoj a priestorová distribúcia (obr. 6) poukazujú na ich depozíciu v progradujúcej delte kuželového typu (fan delte – JANOČKO, 1991). V tomto type delt zrejme sedimentovali aj hrubé detrity v čiastkovej myslavskej depresii a detrity zistené vrtom Komárovce-1. Ich spoločnou charakteristikou je hrubozrná sedimentácia indikujúca vysokú energiu prostredia. Prítomnosť sedimentov klčovského súvrstvia vo vrte K-8 (obr. 7), ktoré sú charakteristické pre prostredie deltovej roviny (smerom hore opakujúci sa trend zjemňovania zrnitosti sedimentov, množstvo úlomkov flóry typické pre medzikanálové oblasti deltovej roviny a občasné hrubozrnnejšie, pozitívne gradované sedimenty výplne distribučných kanálov), indikuje však aj pokojnú sedimentáciu v deltách typických pre veľké rieky. Podobnú sedimentáciu možno pozorovať aj v západnej časti trebišovskej depresie.



Obr. 7 Litologicko-stratigrafický profil vrtu K-8 (KALIČIAK a JANOČKO, 1992)

1 – ily, ílovce, 2 – ílovce, prachovce, 3 – prachovce s prímiesou vulkanického materiálu, 4 – pieskovce, 5 – zlepenec, štrky, 6 – andezitové tufy, tufity (laharový prúd), 7 – výskyt mikrofauny
 Textúrne znaky: 8 – masívne zvrstvenie, 9 – horizontálna laminácia, 10 – šikmá laminácia, 11 – čerinové zvrstvenie, 12 – korytové zvrstvenie, 13 – väčší výskyt organickej hmoty, 14 – prostredie deltovej roviny, 15 – prostredie čela delty

Klčovské súvrstvie dosahuje v moldavskej depresii hrúbku 600 m, v prešovskej depresii a západnej časti trebišovskej depresie jeho hrúbka presahuje 1 000 m.

V skúmanom území súvrstvie vystupuje na povrch len v širšom okolí Košíc, na poklesnutých kryhách je prekryté mladšími sedimentmi.

127 Redeponované ryolitové pemzové tufy (kráľovské tufy)

Na povrch vystupujú v drobných reliktoch na západnom okraji Košíc. Ich hrúbka v čiastkovej myslavskej depresii presahuje 100 m.

Tufy sú svetlosivé až sivobiele, po zvetraní na povrchu sivožlté. Sú masívne, s nepravidelným až lavicovitým rozpadom. Tvorí ich pórovitá pemza (fragmenty 0,5–3 cm), kryštaloklasty kremeňa, ortoklasu, oligoklasu a biotitu. V oblasti Suchého vrchu tufy obsahujú ojedinelé útržky hornín z bezprostredného podložia (fylity).

126 Íly, ílovce so sporadickými vložkami štrkov a pieskov

Íly sú svetlosivé, zelenosivé, často žltohnedo škvrnité, vápnité, prachovité, s variabilným zastúpením piesčitej zložky. Prevládajú illitovo-montmorillonitické íly so zriedkavými polohami takmer čistých montmorillonitických ílov. Kaolinické íly známe z oblasti kóty Viničné (s. od Košíc) sa v skúmanom území nezistili.

Z vrtovej na sídlisku Dargovských hrdinov PLANDEROVÁ in VASS et al. (1979) v uhoľných íloch opísala peľové asociácie subtropickej flóry indikujúce obdobie vrchného bádenu až bázy spodného sarmatu. Štrky a piesky tvoria obvykle len tenké polohy a šošovky s hrúbkou 0,2–2 m. Ich zloženie zodpovedá litofácii polymiktných štrkov s karbonátmi.

125a Varhaňovské štrky: polymiktné s podstatným zastúpením karbonátov

Fáciu tvoria stredno-hrubozrné polymiktné štrky s vložkami pieskov a ílov. Štrky tvoria nepravidelné polohy a šošovky hrubé niekoľko m. Pre polohy štrkov je charakteristická ostrá erózna báza, korytovité, šikmé, horizontálne a gradačné zvrstvenie. Štrky sú tvorené obliakmi kremeňa, kremenca, karbonátov, kryštalických bridlíc, zriedkavejšie obliakmi kremenných porfýrov, tmavých lyditov a pieskovcov. Opracovanie obliakov je suboválne až oválne. Veľkosť obliakov je 2–5 cm, ojedinele nad 10 cm. Matrix je piesčitý až prachovito-piesčitý.

Polohy štrkov sa smerom na JV postupne vyklíňujú a na poklesnutých kryhách v dôsledku intenzívnej subsidencie tvoria v pelitických sedimentoch len tenké vložky, prípadne vyznievajú vo forme prímiesí štrku v íloch.

Piesky sú stredno-hrubozrnné, často šikmo a korytovito zvrstvené. Asociácia ťažkých minerálov indikuje vysoký obsah granátu, karbonátov, chloritov a bežnou súčasťou je zirkón a apatit.

125b Varhaňovské štrky: polymiktné bez karbonátových obliakov

Štrky vystupujú na morfológických chrbtoch a predstavujú silne zvetranú predchádzajúcu litofáciu. Ako samostatnú litofáciu ich vyčleňujeme z dôvodu, že tieto štrky s odlišným obliakovým materiálom sa v minulosti považovali za mladšie.

Problematiku vyčlenenia tejto litofácie podrobne dokumentoval v severnej časti kotliny KAROLI in KALIČIAK et al. (1991).

Štrky sú produktom intenzívneho hĺbkového zvetrávania s rozkladom karbonátov, ale aj hornín s podstatným zastúpením živcov. Karbonáty sú však bežnou a podstatnou súčasťou prachovito-piesčitého matrixu. Okrem rezistentného kremeňa, kremenca, kremenného pieskovca a buližníka sa v štrkoch nachádzajú zvetrané obliaky kremenných porfýrov a kryštalických bridlíc.

124 Sivé prachovité ílovce a prachovce (v reze)

Vrchnú časť súvrstvia tvorí fácia ílovcov a prachovcov. Sú to svetlosivé, zelenosivé, žltohnedo škvrnité vápnité ílovce s pozvoľnými prechodmi do prachovcov.

Sarmat

Sarmat je v skúmanom území zastúpený jednak sedimentmi, jednak vulkanitmi.

Sedimenty spodného a stredného sarmatu v typickom faunistickom vývoji reprezentuje stretavské súvrstvie charakteristické prítomnosťou brakických mikrofaunistických asociácií, ktoré majú v skúmanom území na povrchu najväčšie rozšírenie. Nadložné kochanovské súvrstvie vrchného sarmatu v sladkovodnom vývoji má na povrchu menšie rozšírenie. Hranica týchto dvoch súvrství je vo väčšine prípadov problematická, pretože vrchná časť stretavského súvrstvia je miestami vysladená.

V sarmate sa aktivizovala hlavná vulkanická činnosť, ktorej produkty tvoria andezitové stratovulkány južnej časti Slanských vrchov a časť vulkanitov je súčasťou sedimentárnych súvrství sarmatu.

123a Drobnozrnné až hrubozrnné pemzové ryolitové tufy

V juhovýchodnej časti územia medzi obcami Kuzmice, Kazimír, Lastovce, v nadloží pelitických sedimentov bádenu i najspodnejšieho sarmatu, vystupujú na povrch plošne obmedzené relikty ryolitových tufov.

Tufy sú redeponované so striedaním tenkých polôh (20–30 cm) jemnozrnných sivohnedých popolovitých tufov s polohami pemzových tufov. Fragments pemzy sú biele, voštinovité, s veľkosťou do 3–4 cm. Miestami sú v tufoch prítomné aj intraklasty ílovcov, prachovcov i andezitov.

123b Bentonitizované ryolitové tufy – bentonity

Ryolitové tufy opísanej fácie sú miestami výrazne bentonitizované a vytvárajú bentonitové telesá priemyselného významu (Kuzmice, Lastovce). Bentonit vznikol v dôsledku rozpadu sopečného skla v prostredí pozvoľna migrujúcich spodných vôd (SLÁVIK, 1964).

122 Perlitizované ryolity, perlity

Severozápadne od Byšty, v okrajovej východnej časti ryolitového extruzívneho telesa, vystupujú na povrch intenzívne perlitizované ryolity až perlity. Ležia v nadloží pelitických sedimentov a dosahujú hrúbku do 25 m. Na povrchu sa perlit rozpadáva na drobný perlitický piesok.

121a Extrúzie (dómy, kupoly) biotitických ryolitov

V pohraničnej zóne s Maďarskom od Byšty po jazero Izra vystupujú na povrch morfológicky výrazné extruzívne telesá ryolitov, ktoré BAČO in DIVINEC (1989) nazval komplex Lipovej hory. Tvoria ho niekoľko izolovaných telies (kóta Zlodejská – 669,8), kóta 450,0 jv. od jazera Izra, Lipovec (619,0) severozápadne od Byšty. Extruzívne telesá prechádzajú do mocných lávových prúdov a prerážajú ich dajky a neky ryolitov a dacitov (BAČO, l. c.).

Extrúzie ryolitov netvoria homogénny celok ani z hľadiska ich petrografického zloženia (FORGÁČ, 1965; KALIČIAKOVÁ in DIVINEC et al., 1989), ani z hľadiska ich časového vývoja.

Rádiometrický vek z jednotlivých extruzívnych telies je rozdielny. Vek $12,6 \pm 0,5$ mil. rokov (PÉCSKAY et al., 1986) z kóty Zlodejská zaraduje túto extruzívnu aktivitu do vyššej časti spodného sarmatu. Naproti tomu, rádiometrický vek

stanovený z ryolitu kóty Lipová hora a Babia hora sz. od Byšty s hodnotami $11,4 \pm 0,3$ a $11,2 \pm 0,5$ mil. rokov predstavuje mladší strednosarmatský vek tejto extruzívnej aktivity. Tieto horniny sú však postihnuté premenami (silicifikácia, zeolitizácia), ktoré pravdepodobne mohli vyvolať zmeny podmieňujúce omladenie (BAČO, l. c.).

Extrúzie ryolitov vystupujú na povrch v prostredí sedimentov spodného sarmatu južne od Izry (FORGÁČ, 1964) a sedimentov vrchného bádenu pri Byšte (ŠVAGROVSKÝ, 1954; TUŽINSKÁ in DIVINEC et al., 1989).

Z petrografického hľadiska ryolit kóty Zlodejská a kóty 452,0 je prevažne masívny, celistvý, stredno- až hruboporfyrický, sivý až sivobiely. Má nepravidelný veľkoblokovitý rozpad s prechodmi do hrubolavicovitej odlučnosti. Prevládajú strmé až vertikálne plochy odlučnosti a strmý priebeh fludality. Má porfyrickú štruktúru s výrastlicami živcov do 5 mm, ako aj kremeňa a biotitu, menej častý je amfibol a ortoklas. Základná hmota je hyalopilitická, výrazne rekryštalizovaná, zrnitá, so zhlukmi sekundárnych minerálov kremeňa, biotitu a chloritu.

Ryolity od Byšty (kóta Lipová hora) sú svetlé, celistvé, miestami s pórovitou a sférolitickou textúrou. Výrastlice tvorí plagioklas, kremeň, biotit, ojedinele hypersten. Základná hmota je hyalopilitická, felzitická.

121b Neki a dajky silicifikovaných ryolitov

Severozápadne od Byšty vystupujú na povrch morfológicky menej výrazné neki a dajky intenzívne silicifikovaných felzitických ryolitov. Ryolit je celistvý, miestami pórovitý, kavernózny, zbrekčovatený, ostrohranného rozpadu. V dutinách sú časté zhluky chalcedónu.

Spodný a stredný sarmat

Stretavské súvrstvie

Stretavské súvrstvie je charakteristické peliticko-detritickým vývojom. Rozšírené je v prevažnej časti skúmaného územia, pričom v moldavskej depresii a severovýchodne od Slanských vrchov je prekryté mladšími sedimentmi vrchného sarmatu a panónu. Na povrch vystupuje južne a východne od Košíc, na západnom okraji Slanských vrchov a východne od Slanských vrchov v území južne od Zemplínskej Teplice. Súvrstvie dosahuje maximálnu hrúbku v trebišovskej depresii východne od Slanských vrchov, a to 1 300 m vo vrte Sečovce-2. V moldavskej depresii jeho hrúbka presahuje 520 m (vrt Seňa-V). Súčasťou súvrstvia sú vložky, polohy redeponovaných ryolitových tufov, ktoré však na rozdiel od severnej časti prešovskej depresie netvorí bazu súvrstvia.

V západnej časti územia, v južnej časti prešovskej depresie a v moldavskej depresii prevládajú detritické sedimenty, zatiaľ čo vo východnej časti územia, východne od Slanských vrchov, je súvrstvie vyvinuté prevažne v pelitickom vývoji.

V spodnej časti súvrstvia je výrazný až 100 m hrubý horizont ílov, ílovcov, prachovcov s polohami tufov, tufitov, štrkov a pieskov. Hrubé detrity odkryté v Košickej štrkovni a ich laterálne ekvivalenty patria pravdepodobne do vrchnej časti súvrstvia a sú opísané ako košické štrky (VASS et al., 1979; KAROLI et al., 1989; JANOČKO, 1992).

Podľa JANOČKA (l. c.) ich možno klasifikovať ako uloženiny divočiach riek a čela delty vo vývoji ústových barov a pieskov ich distálnej zóny (obr. 8).

Viacnásobné opakovanie sedimentačných cyklov s typickou, do vrchu sa zjemňujúcou zrnitosťou sedimentov poukazuje na retrográdny charakter delty. Vývoj jej jednotlivých litofácií a litofaciálnych asociácií (vrátane ílovito-prachovitých sedimentov prodely) indikuje prostredie delty divočiach riek (braided delta v zmysle MCPHERSONA et al., 1987), ktoré ukladali transportovaný materiál v plytkom pobrežnom prostredí. Hrubodetritické polohy majú často nepravidelný (šošovkovitý, klinovitý, prstovitý) tvar a smerom na východ a juhovýchod sa postupne vyklíňujú.

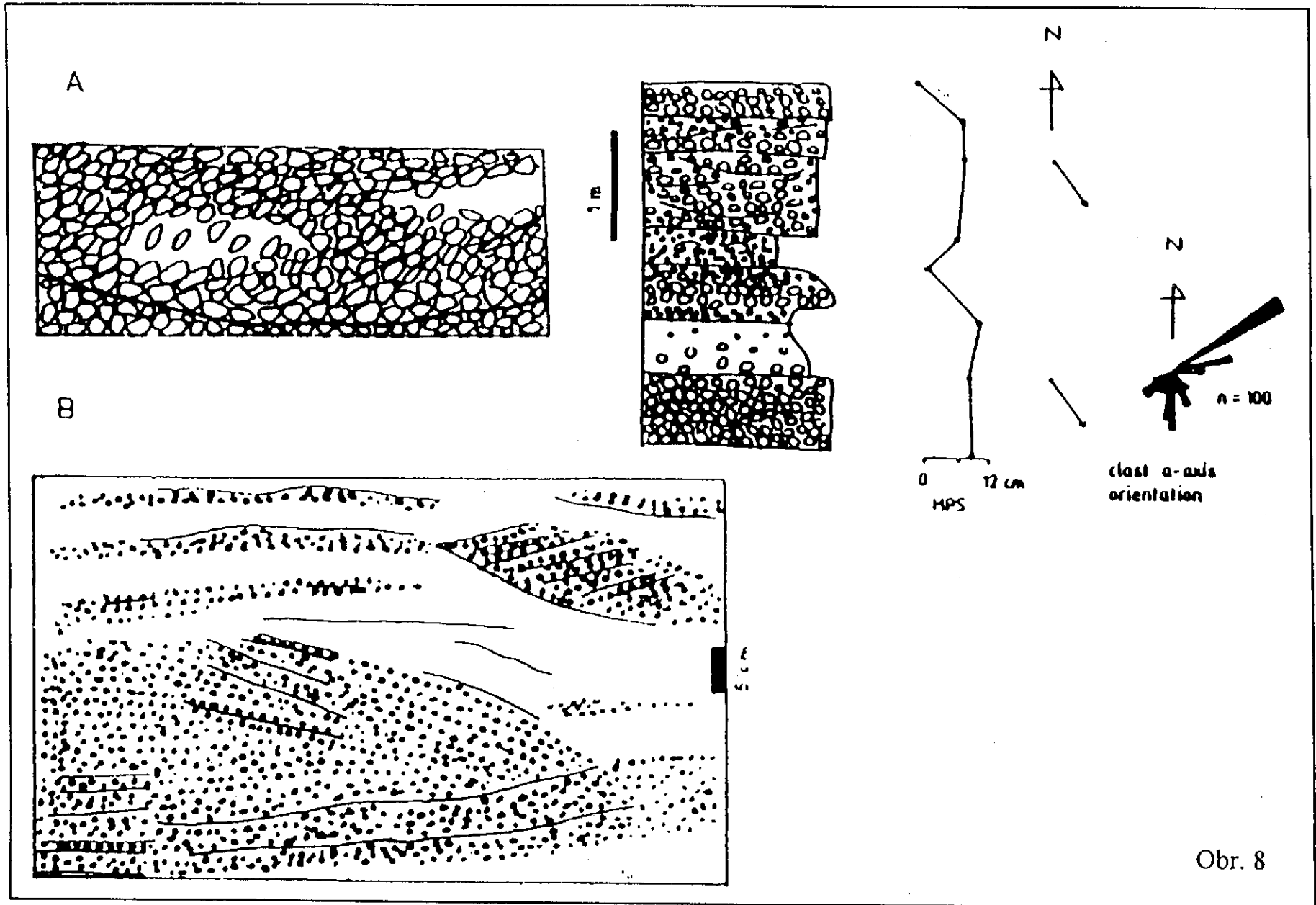
Stretavské súvrstvie spodného a stredného sarmatu obsahuje brakické plytkovodné foraminifery biozón *Elphidium reginum* a *Elphidium hauerinum*. Z foraminifer sú bežne zastúpené: *Elphidium reginum* (ORB.), *E. aculeatum* ORB., *E. obtusum* (ORB.), *E. crispum* (L.), *E. rugosum* (ORB.), *E. ligatum* KRASHENINNIKOV, *E. flexuosum flexuosum* (ORB.), *Porosonion granosum* (ORB.), *Nonion depressulum* (W.-J.), *N. serenus* VENGL., *Protelphidium bogdanowiczi* (VOLOSH.), *Ammonia beccarii* (L.), *Articulina articulinoidea* GERKE-ISSAEVA, *A. sarmatica* (KARRER), *Adelosina longirostra* (ORB.), *Sinuoloculina consobrina* (ORB.), *S. mayeriana* (ORB.), *Quinqueloculina akneriana* ORB., *Q. karreri* RSS. Vo vyšších častiach je typické *Elphidium hauerinum* (ORB.). Z ostrakód sú prítomné *Cytheridea hungarica* (ZAL.), *Aurila notata* (RSS.), *A. merita* (ZAL.), *A. mehesi* (ZAL.) a iné (ZLINSKÁ, 1990, 1991a, b, 1992).

120 Redeponované andezitové tufy a tufity

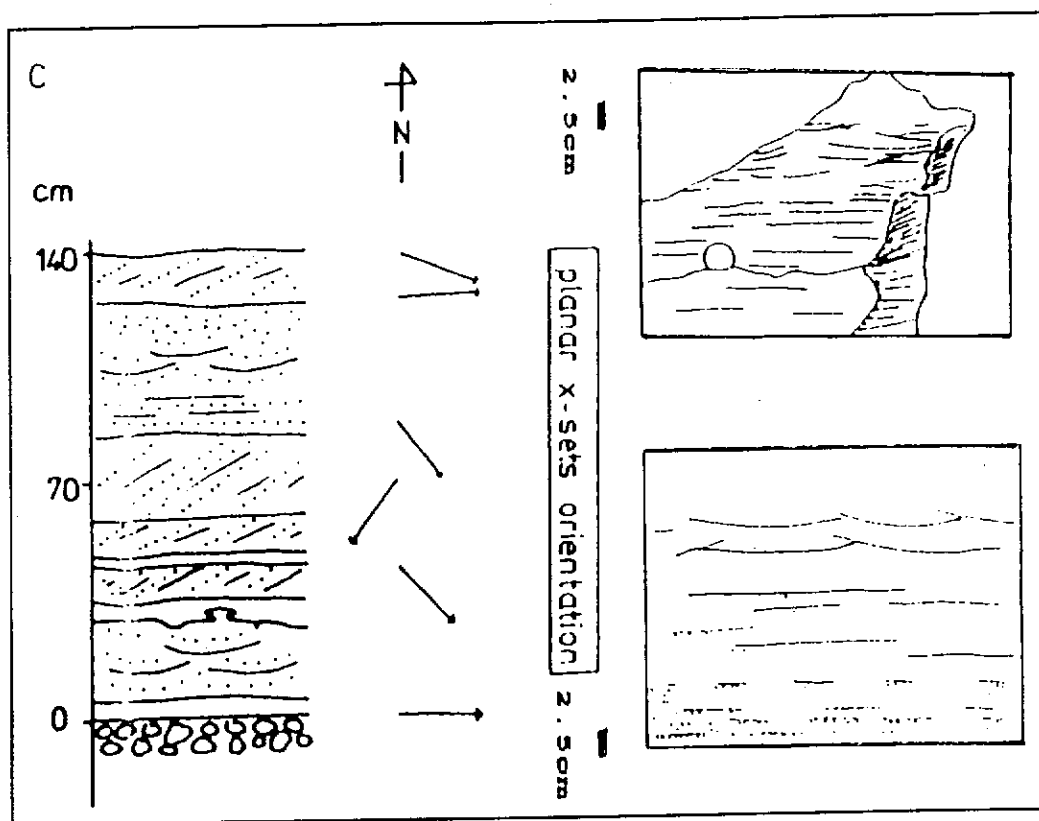
V detritických sedimentoch stretavského súvrstvia, východne od Košíc, vystupujú tenké polohy redeponovaných andezitových tufov a tufitov, ktoré dosahujú hrúbku 10–13 m. Tufy sú svetlosivé, drobnozrnné, miestami s nahromadením žltej pemzy a drobných úlomkov sivého andezitu. Tufy sú miestami montmorillonitizované.

119 Redeponované ryolitové tufy a tufity

V sedimentoch stretavského súvrstvia vystupujú polohy redeponovaných ryolitových tufov a tufitov, hlavne v južnej časti prešovskej depresie a západne od



Obr. 8



Obr. 8 Vývoj košických štrkov stretavského súvrstvia (JANOČKO, 1992)
 A – sedimenty čela delty v Košickej štrkovni, B – laterálna časť ústového baru v Košickej Polianke, C – piesky distálnych častí ústových barov Nad jazerom v Košiciach

Slanských vrchov. Tufy vystupujú na povrch aj vútri vulkanického masívu Slanských vrchov v depresiách vyplnených sedimentmi, a to jv. od Skároša, v údolí potoka Márovka a Tureckého potoka, ako aj vnútri intravulkanickej depresie pri Slanskej hute.

Ryolitové tufy sú litologickým a stratigrafickým ekvivalentom tufov v myšlianskych vrstvách ŠVAGROVSKÉHO (1964). Ich stratigrafická pozícia v sedimentoch spodného sarmatu je doložená mikro- a makrofaunou (ŠVAGROVSKÝ, 1964; ZLINSKÁ a FORDINÁL in KALIČIAK et al., 1991). Okrem toho, tufy od Nižnej Myšle boli datované aj rádiometricky (VASS et al., 1970). Stanovený rádiometrický vek $13,1 \pm 2,1$ mil. rokov ich zaraďuje do spodného sarmatu.

Tufy netvorí súvislejšie polohy väčšieho plošného rozsahu, ale iba šošovky a vložky v sedimentoch s variabilnou hrúbkou od 0,5–20 m. Tufy netvorí ani litologicky a petrograficky homogénnu fáciu. Vystupuje tu niekoľko prechodných typov od výrazne stredno- až hrubozrnných, pemzových tufov až po jemnozrnné, popolovité tufy. Litologické a petrografické zmeny sú pozorovateľné tak v horizontálnom, ako aj vertikálnom smere.

Prevládajú stredno-hrubozrnné pemzové tufy s výrazným nahromadením bielej pemzy s veľkosťou 2–3 cm. Tufy sú biele, sivozelené, často rozpadavé

a drobné. Okrem výrazných klastov bielej pemzy sú v tufoch drobné fragmenty perlitizovaných obsidiánov, zrná kremeňa a šupinky biotitu. Pemzové tufy pozvoľna prechádzajú do jemnozrnných tufov s ojedinelou pemzou. Tie sú relatívne celistvé, s lavicovitou odlučnosťou. Jednotlivé litologické typy tufov sú často oddelené, ale aj prevrstvené vložkami s preplástkami ílovcov a prachovcov.

Ide prevažne o redeponované fácie tufov vo vodnom prostredí, o čom svedčia okrem prítomnosti mikro- a makrofosílií aj textúrne znaky reprezentované výrazným krížovým zvrstvením.

Petrograficky ide o lito-kryštaloklastické tufy s litoklastmi pemzy, vulkanického skla a kryštaloklastmi živcov, pyroxénov, amfibolov, kremeňa a biotitu.

118 Polymiktné zlepenice

Polymiktné zlepenice vystupujú na povrch jv. od obce Trstené pri Hornáde, v ľavom svahu Trstenského potoka vo forme veľkých blokov (8 x 6 x 2 m) na veľkých blokových zosuvoch. V ich nadloží vystupuje horizont ryolitových tufov.

Zlepenice sú veľmi masívne, pevné a tvoria ich obliaky kremeňa, kremenca, buližníka, vápencov. Menej významne sú zastúpené obliaky fylitov kremenných drôb, pieskovcov, porfyroidov a rohovcov. Veľkosť obliakov je v priemere 1–2 cm, maximálne 5–8 cm. Opracovanie obliakov je oválne až suboválne. Medzerná hmota je piesčitá a podľa MIŠÍKA (1955) má charakter jemnozrnného tufitického pieskovca s opálovým a chalcedónovým inkruštným tmelom. Výrazná silicifikácia medzernej hmoty zlepenicov má pôvod v postvulkanickej činnosti. Nadložné ryolitové vulkanoklastiká znaky silicifikácie nemajú.

117 Polymiktné štrky s karbonátmi

Vystupujú hlavne na morfológických chrbtoch v ľavom svahu Hornádu v Košiciach a v ľavom svahu Torysy medzi Košickou Poliankou a Sadmi nad Torysou, a to vo forme štrkovo-piesčitých vrstiev s hrúbkou niekoľko m. Štrkovo-piesčité vrstvy majú eróznú bázu a zjemňujúcu zrnitosť smerom do nadložia.

Štrky sú stredno- až drobnozrnné, tvoria ich obliaky kremeňa, kremenca, karbonátov (dolomit, dolomitický vápenec, kryštalický vápenec), kremenných porfýrov, pieskovcov, lyditov a kryštalických bridlíc. Oproti varhaňovským štrkom (vrchný báden) sa odlišujú značným obsahom pieskovcov a prítomnosťou fragmentov tufov, tufitov a andezitov. V Košickej štrkovni, v jej strednej časti, sa zistil až 10-percentný obsah obliakov andezitov. Opracovanie obliakov je oválne až suboválne, s priemernou veľkosťou 1–4 cm, maximálna veľkosť je okolo 20 cm. Matrix je piesčitý až prachovito-piesčitý.

Piesky až pieskovce sú prevažne strednozrnné, svetlosivé, miestami limonitizované, slabo vápnité až vápnité. V asociácii ťažkých minerálov prevláda granát, hypersten, zirkón, apatit (tab. 2).

Tab. 2 Vyhodnotenie ťažkých minerálov – stretavské súvrstvie (DUBÉCIOVÁ, 1992)

Minerál	Počet vzoriek	Počet vzoriek	Minimálny obsah %	Maximálny obsah %	Priemerný obsah %
granáty	81	65	0,09	41,59	10,41
apatit	81	61	0,07	6,36	1,91
turmalín	81	58	0,13	5,47	1,33
amfibol	81	32	0,10	3,19	0,60
biotit	81	34	0,09	4,93	0,60
chlorit	81	67	0,10	18,38	4,08
rutil	81	41	0,07	5,80	1,21
staurolit	81	22	0,10	4,42	0,93
zirkón	81	50	0,10	30,04	2,62
epidot	81	29	0,11	4,81	0,73
zoizit	81	5	0,11	0,69	0,27
andaluzit	81	2	0,12	0,19	0,16
sillimanit	81	3	0,09	0,64	0,28
distén	81	23	0,09	0,57	0,26
hypersten	81	69	0,11	90,26	20,27
pyrit	81	36	0,11	50,61	9,87
limonit	81	79	0,60	79,15	16,47
magnetit					
a ilmenit	81	81	0,43	48,49	10,11
karbonáty	81	68	0,18	60,39	15,56
kremeň	81	16	0,56	2,84	1,20
živce	81	79	0,85	97,60	55,44
muskovit	81	52	0,07	67,57	6,20
zakalené minerály	81	78	0,43	63,14	14,84

116 Polymiktné štrky bez karbonátov

Vystupujú vo vrchnej časti Košickej štrkovne a reliktné aj na morfológickom chrbte medzi Torysou a Olšavou. Zložením a textúrnymi znakmi sú podobné predchádzajúcej litofácii, neobsahujú však karbonáty. Obliaky štrkov sú prevažne silne zvetrané (pieskovce, kryštalické bridlice) a oproti silne zvetraným varhaňovským štrkom (báden) neobsahujú karbonáty ani v piesčitom až ílovitom matrice. Neprítomnosť karbonátov v týchto štrkoch viedla v minulosti k ich zaradeniu k mladším súvrstviám. Štrky zaradujeme do najvyššej časti stretavského súvrstvia.

Neprítomnosť karbonátov v štrkoch, ale aj zvýšený obsah pieskovcových obliakov (pravdepodobne paleogénnych) indikuje paleogeografické zmeny vo vyššej časti stredného sarmatu.

V denudačných reliктоch štrkov majú charakter „rozsypov“.

115 Strednozrnné až hrubozrnné piesky

Piesky vystupujú v drobných reliктоch, hlavne na odlučných hranách zosuvov v území medzi Olšavou a Torysou a odkryté sú v pieskovni nad Nižným Čajom. Litologicky sú zhodné s pieskami, ktoré vystupujú vo forme vložiek a polôh v štrkoch. Piesky majú šikmé a výmoľové zvrstvenie.

114 Íly, ílovce, prachovce s polohami tufitických ílov a pieskov

Jednou z najrozšírenejších litofácií stretavského súvrstvia na povrchu sú íly, ílovce a prachovce vystupujúce na povrch v západnom okraji Slanských vrchov medzi Ruskovom a Skárošom a východne od Slanských vrchov od Slanca po Kuzmice až Lastovce. Ide o monotónny komplex ílov, ílovcov a prachovcov s polohami tufitických ílov a ojedinele pieskov.

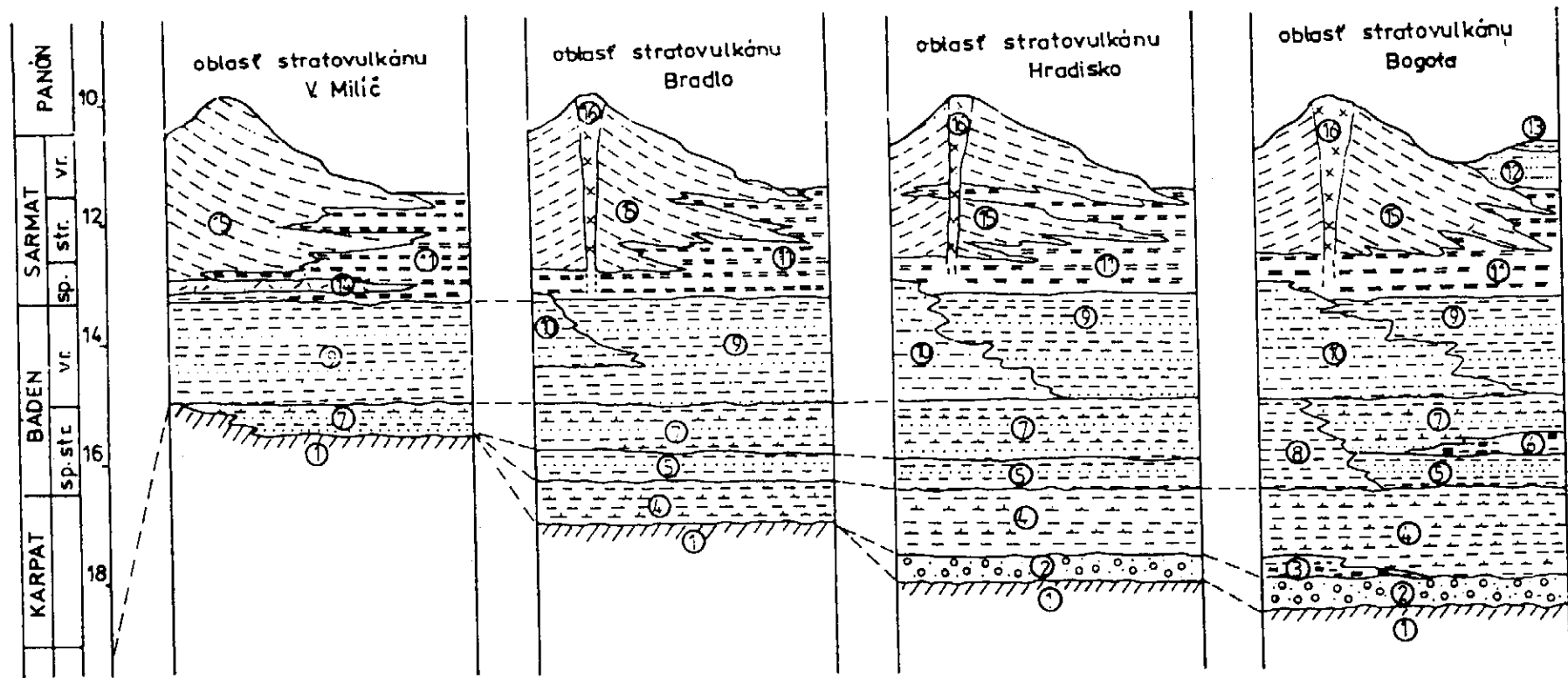
Prevládajú íly svetlosivej až svetlohnedej farby. Sú prachovité, sľudnaté, vápnité s prechodom do prachovcov.

113 Íly, ílovce, prachovce s polohami tufitov, limnokvarcitov a lignitu

V intravulkanickej depresii pri Slanskej Hute vystupujú pelitické sedimenty zastúpené ílmi, ílovcami a prachovcami, ktoré litologicky zodpovedajú predchádzajúcej litofácii. V nich sú tenké polohy a šošovky predovšetkým kyslých tufitov, limnokvarcitov a ojedinele aj lignitu.

112 Íly, ílovce, prachovce s polohami štrkov a pieskov

Sú litofáciou, ktorá má najväčšie zastúpenie vo vertikálnom profile stretavského súvrstvia. Na povrch vystupuje hlavne v podhorí Slanských vrchov, ale aj na vyšších tektonických kryhách v oblasti Šebastoviec a Poľova. Íly a prachovce sú prevažne svetlozelenosivej až sivozelenej farby, vápnité, s pozvoľnými vzájomnými prechodmi, v odkryvoch až žltkavo a okrovo sfarbené (prachovce). Piesky a štrky tvoria nepravidelné vložky a polohy nepresahujúce obyčajne 0,5 m.



Obr. 9 Litostratigrafická schéma z oblasti j. časti Slanských vrchov (KALIČIAK, 1992)

1 – predterciérne podložie, 2 – teriakovské súvrstvie (karpát), 3 – solnobanské súvrstvie (karpát), 4 – kladzianske súvrstvie (karpát), 5 – nižnohrabovské súvrstvie (spodný báden), 6 – zbudské súvrstvie (stredný báden), 7 – vranovské súvrstvie (stredný báden), 8 – mirkovské súvrstvie (spodný–stredný báden), 9 – lastomirské súvrstvie (vrchný báden), 10 – kľčovské súvrstvie (vrchný báden–spodný sarmat), 11 – stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), 12 – kochanovské súvrstvie (vrchný sarmat), 13 – sečovské súvrstvie (panón), 14 – ryolitové tufy (spodný sarmat), 15 – andezitové stratovulkány (spodný sarmat–spodný panón – nečlenené), 16 – centrálne intruzívne telesá andezitov, dioritových porfýrov

Vulkanity bez známej štruktúrnej príslušnosti (sarmat)

111 Chaotické brekcie laharov (Nižný Čaj)

Západne od rieky Olšavy pri obci Nižný Čaj v sedimentoch stretavského súvrstvia vystupuje poloha chaotických andezitových vulkanoklastík s hrúbkou okolo 20 m. Vulkanoklastiká vystupujú na povrch v starom opustenom jamovom lome. Litologicky ide o chaotické popolovo-pemzové tufy s výrazným nahromadením žltej pemzy do 1–2 cm. V tufoch sú chaoticky rozmiestnené väčšinou ostrohranné fragmenty čiernych pórovitých andezitov s veľkosťou až do 30 cm. Časté sú v nich aj závalky ílovcov a prachovcov. Vulkanoklastiká majú znaky masového transportu vo forme bahenného laharového prúdu.

110 Relikt vulkanického centra freatomagmatickej aktivity (Slančík)

Severne od obce Slančík na jz. svahoch stratovulkánu Bogota v pozícii pod redeponovanými pyroklastikami periférnej vulkanickej zóny stratovulkánu Bogota vystupuje v dĺžke 30–40 m relikť malého vulkanického centra freatomagmatickej aktivity. Tvoria ho čiastočne zvrstvené andezitové lapilovo-pemzové tufy, ktoré sú slabo palagonitizované, ale najmä masa hrubých autochtónnych pyroklastík zložených z vulkanických bômb karfiolového typu. Veľkosť týchto fragmentov sa pohybuje od 30 do 50 cm. Vystupuje tu aj relikť centrálného andezitového telesa (neku) s nepravidelným blokovitým rozpadom. Andezit je tmavosivý, so všesmerne zrnitou textúrou, porfyrickou štruktúrou s výrastlicami plagioklasu (An_{60-75}), augitu (do 0,5 cm) a hyperstenu. Má hyalopilitickú základnú hmotu.

109 Relikty lávových prúdov pyroxenických andezitov (Kazimír)

Západne od obce Kazimír, v jv. časti územia v nadloží sedimentov vrchného bádenu, vystupuje relikť lávového prúdu malého plošného rozsahu. Andezit je sivý, tmavosivý, celistvý, s nevýraznou lavicovitou odlučnosťou. Má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu a augitu s hyalopilitickou základnou hmotou.

Formácia Veľký Milič (Andezitový stratovulkán Veľký Milič)

V pohraničnej oblasti s Maďarskom je situovaný zložitý a rozsiahly stratovulkán, pomenovaný podľa hraničnej kóty Veľký Milič (895,0). Jeho prevažná

časť sa nachádza na území Maďarska a na našom území sú zastúpené litofácie vulkanických hornín prislúchajúce k prechodnej a periférnej vulkanickej zóne. Na povrch vystupujú v pohraničnej zóne od Skároša na západe až po Kalšu na východe. Stratovulkán vznikol v období vrchný bádén až spodný panón s kulmináciou vulkanickej aktivity v sarmate (PÉCSKAY et al., 1987).

Na našom území produkty vrchnobádenského vulkanizmu prislúchajúce k tomuto stratovulkánu neboli doteraz preukázané a vekove doložené.

Medzi najstaršie vulkanické horniny zaradíme lávové prúdy pyroxenických andezitov a ich vulkanoklastiká vystupujúce v reliktoch na povrch v. od Skároša, ale hlavne medzi Kalšou – Slanskou Hutou a Izrou. Čiastočne sú prekryté sedimentmi stretavského súvrstvia (spodný–stredný sarmat), ktoré vystupujú na povrch v širšom okolí Slanskej Huty, v okolí Izry, východne od Skároša.

Spodnosarmatský vek andezitov je doložený biostratigraficky vo vrte K-3 pri Slanskej Hute (ZLINSKÁ in KALIČIAK et al., 1991), kde sa vulkanické fácie striedajú so sedimentmi stretavského súvrstvia (obr. 11). Mladšiu strednosarmatskú fáciu vulkanitov predstavujú extruzívne telesá dacitov vystupujúce na povrch j. od Skároša a sz. od kóty Veľký Milič, andezitov j. od Kalše a neky pyroxenických andezitov východne od Izry. Rádiometrický vek dacitu z extruzívneho telesa Smolák j. od Skároša $12,1 \pm 0,6$ Ma (PÉCSKAY et al., 1987) zaraduje túto vulkanickú aktivitu do stredného sarmatu. Okrem toho, sedimenty stretavského súvrstvia sú na kontaktoch týchto telies často kontaktne metamorfované a zrohovcovatené.

K najmladším produktom vulkanickej aktivity patrí komplex lávových prúdov andezitov v okolí kóty Veľký Milič a relikty východne od Skároša, ktoré ležia v nadloží sedimentov stretavského súvrstvia, starších spodnosarmatských andezitov, ale aj v nadloží extruzívnych telies dacitov strednosarmatského veku. Rádiometrický vek andezitu z kóty V. Milič má hodnotu $10,9 \pm 0,4$ Ma (PÉCSKAY et al., 1987), čo zaraduje túto efuzívnu aktivitu do obdobia najvyššieho sarmatu až spodného panónu.

108 Epiklastické brekcie až pieskovce andezitov (nečlenené)

Fácie andezitových epiklastík vystupujú prevažne v spodnej bazálnej časti vulkanického komplexu a zväčša sú prekryté lávovými prúdmi, ale aj sedimentmi a na povrchu majú malé plošné rozšírenie. Najlepšie sú odkryté v hlboko zarezanom údolí potoka Márovka, jv. od Skároša. V dĺžke približne 150 m tvoria skalné steny vysoké 8–10 m.

Epiklastiká sú zastúpené epiklastickými brekciami a epiklastickými pieskovicami.

Brekcie sú zložené z fragmentov asociujúcich lávových prúdov pyroxenických andezitov rozličnej veľkosti a opracovania. Fragmenty andezitov sú tmelené drobno-strednozrnnou piesčitou hmotou. Brekcie miestami pozvoľna,

niekedy ostro prechádzajú do zvrstvených epiklastických pieskovcov, v ktorých sú miestami nahromadeniny drobných andezitových fragmentov i žltej pemzy.

107 Redeponované pyroklastiká andezitov (nečlenené)

Podobne ako fácie andezitových epiklastík i redeponované pyroklastiká andezitov vystupujú prevažne v spodnej bazálnej časti vulkanického komplexu. Na povrchu majú malé plošné rozšírenie. Tvoria ich prevažne drobnoulomkovité pyroklastiká s fragmentmi pórovitých a celistvých andezitov s pemzou. Pyroklastiká sú väčšinou chaotické, miestami s prevahou drobnoulomkovitého materiálu a pemzy, čiastočne zvrstvené.

106 Autochtónne pyroklastiká: vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy (nečlenené)

Zriedkavú litofáciu v stavbe vulkanickej štruktúry predstavujú autochtónne pyroklastiká. Vo forme tenkých polôh (1–5 m) vystupujú na povrch medzi lávovými prúdmi sv. od kóty V. Milič. Tvoria ich prevažne chaotické vulkanické brekcie a aglomeráty, sporadicky tufy. Brekcie sú spekané, aglutinované, s prevahou bômb pórovitých andezitov nad tmeliacou hmotou.

105 Lávové prúdy pyroxenického andezitu

Jednou z najrozšírenejších litofácií v stavbe stratovulkánu sú lávové prúdy pyroxenického andezitu, ktoré tvoria podstatnú časť stavby stratovulkánu na našom území.

Na povrch vystupujú jv. od Skároša, ale najmä s. od Izry, kde prúdy tvoria mohutný, plošne rozsiahly lávový komplex. Jednotlivé lávové prúdy majú variabilnú hrúbku, miestami 20–30 m. Oddelené sú výraznými zónami lávových brekcií.

Andezit je sivý, tmavosivý, drobn- až strednoporfyrický, celistvý i pórovitý. Má prevažne nepravidelnú blokovitú odlučnosť s prechodmi do lavicovito-doskovitej odlučnosti.

Litologicky monotónny efuzívny komplex je z petrografického hľadiska čiastočne heterogénny, a to zastúpením porfyrických výrastlíc, ich vzájomným pomerom a vývojom základnej hmoty.

Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou, hyalopilitickou až mikrolitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{44-62}), hypersten, augit, ojedinele akcesoricky je prítomný amfibol i kremeň.

104 Lávové prúdy pyroxenicko-biotitického andezitu

Severne od kóty V. Milič vystupujú na povrch v nadloží prúdov pyroxenického andezitu relikty lávových prúdov pyroxenicko-biotitického andezitu.

Andezit je sivohnedý, drobnostrednoporfyrický, s nápadnými výrastlicami pyroxénov a biotitu veľkosti od 2–3 mm. Andezit je prevažne celistvý, zriedkavo pórovitý, s nepravidelným ostrohranným rozpadom. Má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit, biotit, akcesorický amfibol a korodovaný kremeň.

103 Lávové prúdy pyroxenického andezitu s amfibolom a biotitom

Vrcholovú časť hlavného hrebeňa v okolí kóty Veľký Milič tvoria lávové prúdy pyroxenického andezitu s amfibolom a biotitom. Priradujeme k nim aj relikty lávových prúdov vrcholových častí v oblasti kóty Polianka (601,0), Márovka (720) a relikty prúdov na extrúziách dacitov v okolí kóty Domaška (486,0) a Žďanský svah (478,0) juhovýchodne od Skároša.

Andezit je sivý, tmavosivý, drobnostrednoporfyrický, prevažne celistvý a len miestami v okrajových častiach prúdov pórovitý a zbrekčovatený. Má nepravidelný blokový rozpad, často však výraznú doskovito-lavicovitú odlučnosť. Andezit má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit, opacitizovaný amfibol a biotit.

102 Neki pyroxenického andezitu

Juhovýchodne od jazera Izra vystupujú na povrch neki pyroxenického andezitu, ktoré tu tvoria morfológické vyvýšeniny s rozmermi 200 x 300 m. Andezitové neki tu vystupujú v prostredí pelitických a piesčitých sedimentov s vložkami tufov, ktoré sú v exokontakte telies intenzívne kontaktne metamorfované, zrohovcovatené a silicifikované. Neki tvorí sivý drobnoporfyrický celistvý andezit s nepravidelným ostrohranným rozpadom. Andezit má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An_{34-38}) a výrastlicami limonitizovaných pyroxénov s veľkosťou do 1,5 mm. Základná hmota je hyalopilitická, silne limonitizovaná, silicifikovaná, v dutinkách s kryštalickými agregátmi kremeňa.

101 Extrúzie pyroxenického andezitu

Južne od obce Kalša vystupuje na povrch rozsiahle a morfológicky výrazné extruzívne teleso pyroxenického andezitu s vrcholovou kótou Križan (424,0). Tvorí ho sivý a sivohnedý, strednoporfyrický andezit, prevažne s nepravidelným

blokovitým ostrohranným rozpadom. V okrajových častiach telesa sú vyvinuté rozsiahle zóny extruzívnych brekcií, a to hlavne v jeho východnej časti, južne od kóty Kopaská (352,0). Extruzívne brekcie sú prevažne drobnoulomkovité, ostrohranné, po navetraní rozpadavé.

V údolí potoka jz. od Kalše sú vyvinuté zóny premien. Andezit je silicifikovaný, limonitizovaný, čiastočne argilitizovaný, vybielený so žilkami a hniezdami chalcedónu. Po navetraní má kašovitý rozpad. Andezit má porfyrickú štruktúru. Výrastlice tvorí plagioklas (sericitizovaný), chloritizovaný augit a hypersten. Základná hmota je hyalopilitická, mikrokryštalická, často silicifikovaná, limonitizovaná.

100 Extrúzie amfibolicko-pyroxenického dacitu s biotitom

V území sz. od kóty Veľký Milič vystupujú na povrch extrúzie dacitov. Ide v podstate o niekoľko izolovaných telies rôznej veľkosti a tvaru, z ktorých najväčšie a morfológicky najvýraznejšie je teleso s vrcholovou kótou Suchá hora (860,0). Teleso má nepravidelný pretiahnutý tvar v smere SZ–JV.

Extrúzie (dómy, kupoly) vystupujú na povrch v prostredí andezitových epiklastík, ale aj v prostredí spodnosarmatských sedimentov, v ktorých sa pozorovali znaky kontaktnej metamorfózy.

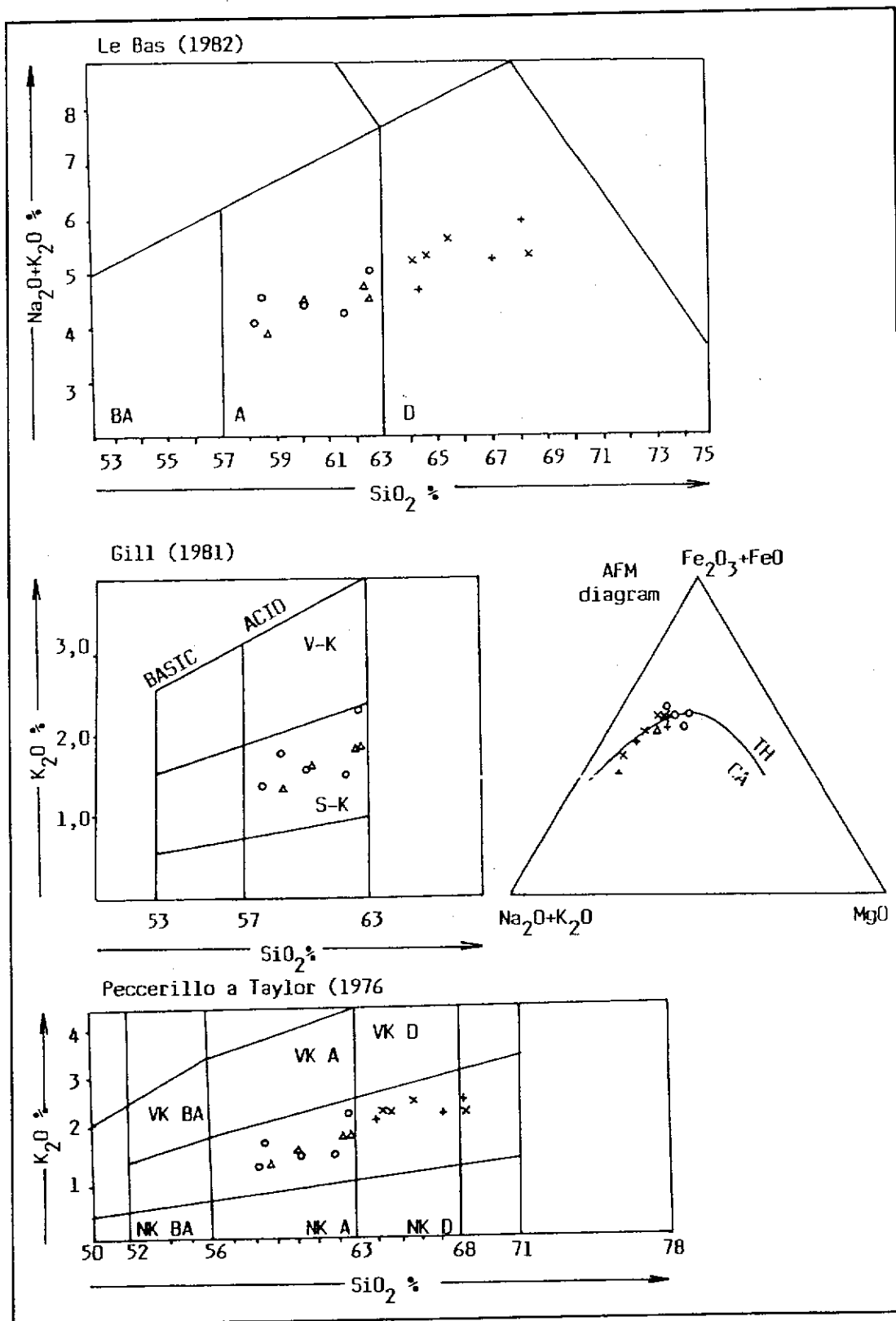
Telesá tvorí prevažne celistvý a masívny stredno- až hruboporfyrický dacit sivej a sivohnedej farby. Hornina má prevažne veľkoblokovitý nepravidelný rozpad s prevahou strmých až vertikálnych plôch odlučnosti. Miestami, najmä v okrajových častiach najväčšieho telesa, sú vyvinuté výrazné zóny extruzívnych brekcií, ktoré sa vyznačujú drobnoulomkovitým ostrohranným rozpadom.

Hornina sa vyznačuje výraznou všesmerne zrnitou textúrou a výraznými výrastlicami živcov a biotitu. Má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až mikrolitickou rekryštalizovanou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An₄₈₋₅₄), hypersten, augit, opacitizovaný amfibol a biotit, zriedkavo kremeň.

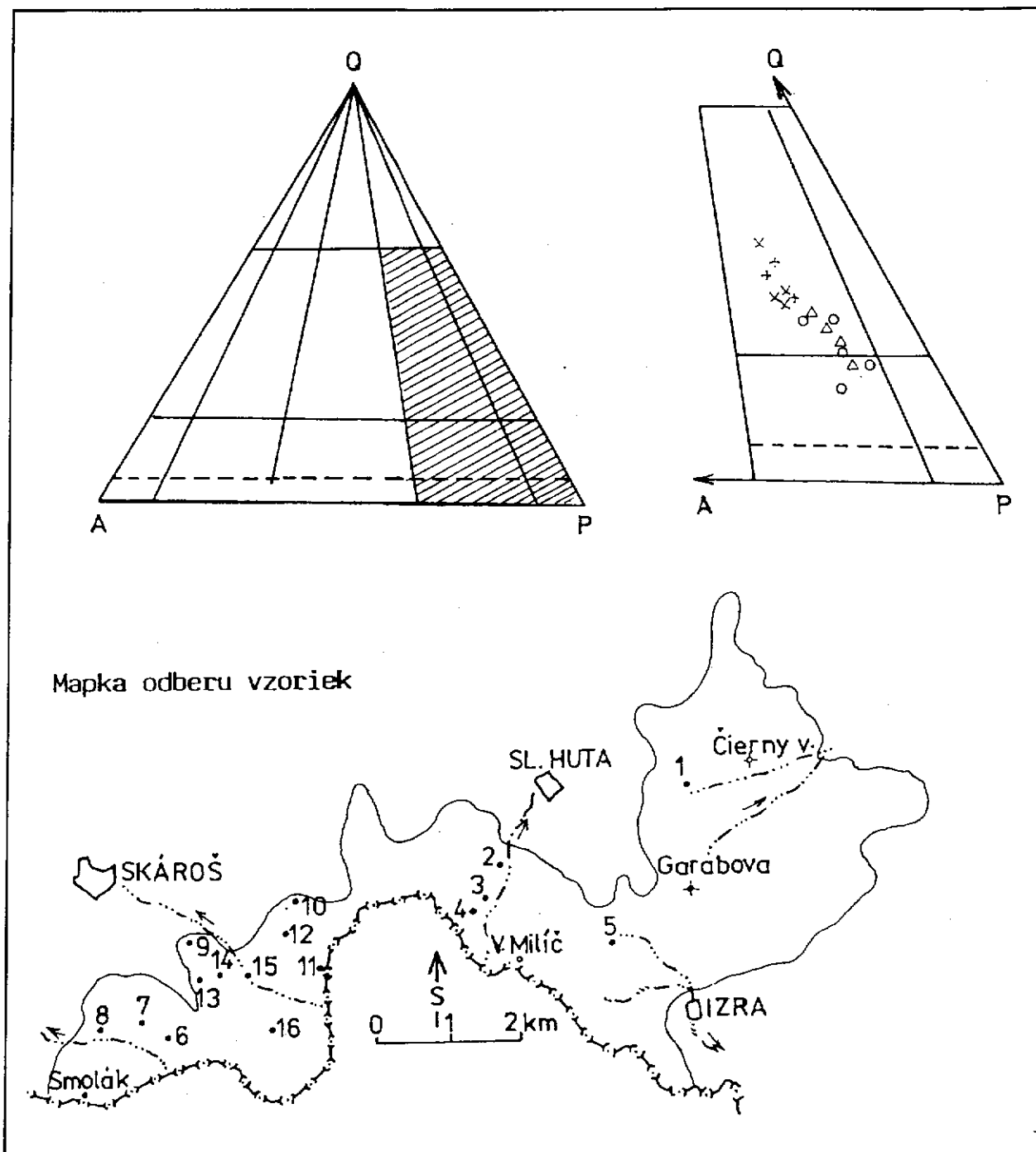
99 Extrúzie amfibolicko-pyroxenického dacitu

Južne od Skároša vystupuje na povrch niekoľko extruzívnych telies amfibolicko-pyroxenického dacitu. Ide v podstate o dómatické a kupolovité nepravidelné formy telies. Extruzívne telesá vystupujú na povrch prevažne v prostredí pelitických sedimentov spodného sarmatu, v ktorých sa zistili znaky kontaktnej metamorfózy.

Tvorí ich celistvý, často však pórovitý, stredno- až hrubozrný dacit sivej, sivohnedej až ružovohnedej farby. Hornina má prevažne nepravidelný blokovitý rozpad, miestami s výraznejšou hrubolavicovitou odlučnosťou so strmým až



Obr. 10 Taxonomické rozdelenie hornín stratovulkánu V. Milič (ŽEC, 1992)



Obr. 11 diagram QAP (STRECKEISEN, 1972), zostavil ŽEC, 1992

Vysvetlivky k obr. 10 a 11

BA – bazaltický andezit, A – andezit, D – dacit, RD – ryodacit, VK – vysoko draselný, SK – stredno draselný, NK – nízko draselný, TH – tholeiitova povaha, CA – vápenato-alkalická povaha, Q – kremeň, A – alkalický živec, P – plagioklas

o – lávové prúdy pyroxenického andezitu, Δ – lávové prúdy pyroxenického andezitu s amfibolom a biotitom, + – extrúzie amfibolicko-pyroxenického dacitu s biotitom, x – extrúzie amfibolicko-pyroxenického dacitu, 1 – miesta odberu vzoriek

vertikálnym priebehom odlučnosti. Jej typickým znakom je miestami výrazná fluidálnosť, konformná s priebehom lavicovitej odlučnosti. Dacit má porfyrickú štruktúru s fluidálnou základnou hmotou (striedanie pásikov pilotaxitickej, kryptokryštalickej a hyalinnej). Výrastlice tvorí plagioklas (An_{38-44}) s veľkosťou do 5 mm, hypersten a augit s veľkosťou do 3 mm, ojedinele vystupuje aj biotit.

Petrochemická klasifikácia hornín stratovulkánu Veľký Milič

Taxonomické petrochemické rozdelenie horninových typov stratovulkánu je uvedené v diagramoch na obr. 10 a 11.

Analýzy celohorninových vzoriek s prepočítanou CIPW normou, vybraných z jednotlivých horninových typov, sú uvedené v tab. 3.

Vybrané vzorky reprezentujú čerstvé, nepremenené horniny, a preto neboli prepočítané na bezvodý stav pri ich zanášaní do klasifikačných diagramov. Obsah SiO_2 kolíše v rozpätí 58,12–68,25 %. V klasifikačnom diagrame podľa LE BASA (1982) horniny spadajú do poľa andezitu a dacitu a podľa PECCERILLA a TAYLORA (1976) predstavujú horniny stredno draselný typ. Podobné vzťahy dokumentuje aj diagram GILLA (1981). Z diagramu AFM podľa IRVINA a BARAGARA (1971) prevažná väčšina skúmaných hornín má vápenato-alkalickú povahu. V klasifikačnom diagrame QAP podľa STRECKEISENA (1972) horniny spadajú do poľa dacitu až andezitu (obr. 11).

Formácia Bradlo

(Andezitový stratovulkán Bradlo)

Andezitový stratovulkán Bradlo predstavuje pomerne dobre zachovanú a morfológicky výraznú vulkanickú štruktúru situovanú južne od Slanského sedla. Stratovulkán je pomenovaný podľa vrcholovej kóty Bradlo (840,0 m) a tvorí v podstate nepravidelnú kruhovú vulkanickú štruktúru, ktorá je členená systémom dolín s výrazne rozdielnou orientáciou k jeho centrálnej časti.

Charakteristickým znakom v stavbe stratovulkánu je prevaha vulkanoklastík v jeho spodnej časti a dominácia lávových prúdov v jeho vrchnej časti. Predpokladáme, že iniciálne štádium vulkanickej aktivity prebiehalo v subakválnom prostredí a až neskôr po redukcii sarmatského mora vulkanická činnosť prebiehala v subaerickom prostredí so vznikom rozsiahlejšieho stratovulkanického plášťa a kužeľa. Časť produktov iniciálneho štádia vývoja stratovulkánu je súčasťou sedimentárneho súvrstvia spodného sarmatu, resp. ich tieto sedimenty v distálnej časti prekrývajú. Sarmatský vek vulkanickej aktivity je doložený rádiomet-

ricky (lávový prúd andezitu v. od obce Skároš), $12,2 \pm 0,2$ Ma, ale hlavne biostratigraficky zo sedimentov, ktoré asociujú s vulkanitmi prislúchajúcimi k stratovulkánu Bradlo v jeho distálnej časti (ZLINSKÁ in KALIČIAK et al., 1991).

Stratovulkán je definovaný centrálnou vulkanickou zónou, prechodnou vulkanickou (stratovulkanický plášť) a periférnou vulkanickou zónou.

Centrálnu vulkanickú zónu tvorí centrálnne andezitové intruzívne teleso (protrúzia) v oblasti kóty Bradlo a relikty vulkanického kužeľa v jeho okolí.

Toto teleso prerážajú radiálne dajky pyroxenických andezitov a amfibolicko-pyroxenických dacitov. Relikt kužeľa vo vrchnej časti stratovulkánu tvoria lávové prúdy s periklinálnym uložením okolo centrálnej protrúzie. Úklony lávových prúdov tu dosahujú sklony okolo $20\text{--}25^\circ$. Autochtónne pyroklastiká tu boli identifikované len sporadicky a útržkovite, a to hlavne v nižšej úrovni kužeľa.

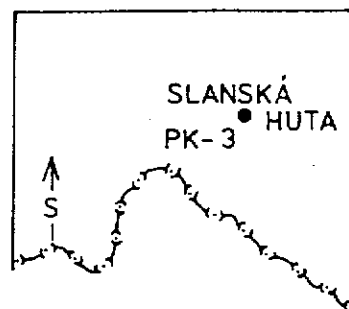
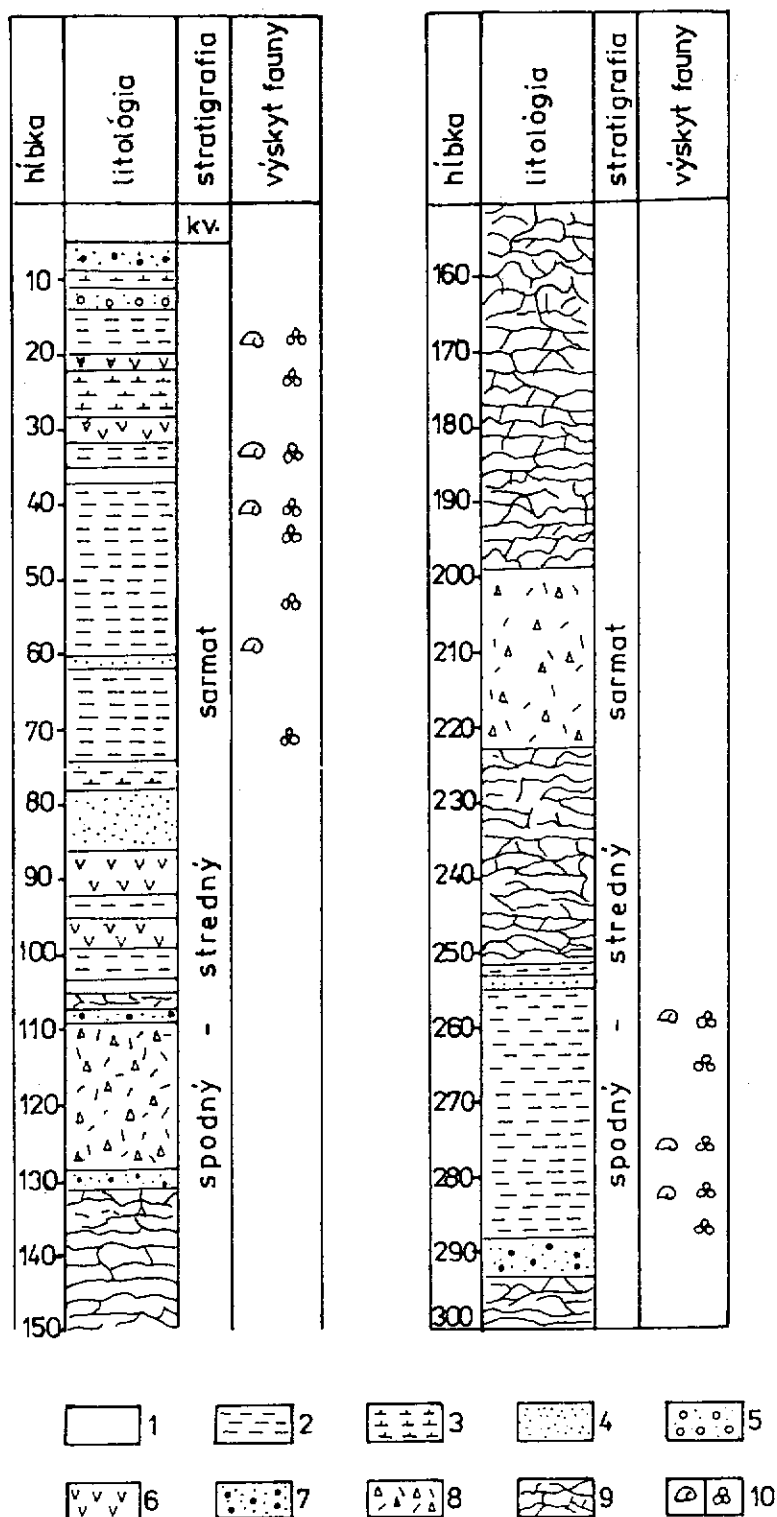
Prechodnú vulkanickú zónu budujú prevažne efúzie lávových prúdov niekoľkých petrografických typov andezitov s periklinálnym uložením smerom od centra vulkanickej štruktúry. Úklony týchto prúdov sú menšie ako 20 až 15° . Stratovulkán člení pomerne hlboké údolia s radiálnou orientáciou vzhľadom na vrcholovú časť (kóta Bradlo) a lávové prúdy tvoria na hrebeňoch prstovité a jazykovité výbežky smerom k distálnej časti stratovulkánu. V týchto radiálne orientovaných erozívnych údoliach sú eróziou obnažené spodné časti stavby tvorené prevažne vulkanoklastikami (redeponované pyroklastiká, epiklastiká).

Periférnu vulkanickú zónu tvoria prevažne fácie redeponovaných pyroklastík a epiklastík s reliktnými lávovými prúdmi, ktoré sú miestami prekryté sarmatskými sedimentmi, najmä vo východnej časti v oblasti Slanskej Huty (obr. 12). V severovýchodnej časti stratovulkánu, severne od obce Nový Salaš, vystupuje na povrch rad extruzívnych telies dacitov.

98 Epiklastické brekcie až pieskovce andezitov (nečlenené)

Jednou z najrozšírenejších litofácií v stavbe stratovulkánu sú andezitové epiklastiká, ktoré vystupujú na povrch prakticky po celom obvode stratovulkánu, v jeho periférnej vulkanickej zóne.

Epiklastiká sú zastúpené prevažne brekciami rôznych zrnitostných variet a vyznačujú sa variabilným zastúpením andezitových fragmentov a tmeliacej hmoty. Fragmenty andezitov majú variabilnú veľkosť a stupeň opracovania. Zastúpené sú celistvé i pórovité fragmenty sivých a tmavosivých pyroxenických andezitov, ktoré petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdmi. Tmeliaca hmota je prevažne hrubopiesčitá, detritická, miestami s nahromadením žltej pemzy. Epiklastické brekcie sú prevažne chaotické, bez znakov triedenia a zvrstvenia, niekedy však pozvoľna prechádzajú do stredno- až drobnozrnných epiklastických pieskovcov.



Obr. 12 Litologicko-stratigrafický profil vrtu K-3 (Slanská Huta) (KALIČIAK, 1992)
 1 – kvartér, 2 – íly, ílovce, 3 – prachovce, 4 – pieskovce, 5 – štrky, 6 – ryolitové tufy, 7 – epiklastické andezitové pieskovce, 8 – epiklastické andezitové brekcie, 9 – zbrekciovatené lávové prúdy pyroxenického andezitu, 10 a – výskyt makrofauny, b – výskyt mikrofauny

97 Redeponované pyroklastiká andezitov (nečlenené)

Menšie plošné rozšírenie majú redeponované andezitové pyroklastiká vystupujúce v periférnej vulkanickej zóne, najmä západne od obce Slanská Huta. Pyroklastiká sú tvorené prevažne stredno-hrubozrnnými lapilovo-pemzovými tufmi s prechodmi do hrubších chaotických polôh tvorených fragmentmi pórovitých opracovaných andezitov s piesčito-tufovým matrixom.

96 Autochtónne pyroklastiká: vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy (nečlenené)

Autochtónne pyroklastiká vystupujú na povrch len sporadicky v malých reliktoch medzi lávovými prúdmi, a to vo vrchnej časti stavby, západne a východne od kóty Bradlo. Zastúpené sú vulkanickými brekciami, aglomerátmi a tufmi, ktoré sú prevažne chaotické a tvorené bombami sférických a subsférických pórovitých andezitov variabilnej veľkosti. Tmeliaca hmota je lapilovo-pemzová.

95 Lávové prúdy pyroxenického andezitu

Podstatnú časť stratovulkanického plášťa tvoria lávové prúdy pyroxenického andezitu, ktoré vystupujú na povrch v prechodnej až periférnej vulkanickej zóne po celom jeho obvode. Ide v podstate o litologicky monotónny efuzívny komplex lávových prúdov, oddelených často od seba zónami lávových brekcií.

Andezity sú prevažne sivé, tmavosivé, drobno- až strednoporfyrické, celistvé i pórovité. Majú nepravidelnú blokovitú odlučnosť s častými prechodmi do výraznej lavicovito-doskovitej odlučnosti. Miestami sú prúdy výrazne zbrekciovatené, hlavne v ich okrajových častiach. Hoci sú andezity litologicky makroskopicky podobné a monotónne, čiastočne sa odlišujú zastúpením porfyrických výrastlíc, ich vzájomným pomerom a vývojom základnej hmoty. Majú porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{42-58}) s veľkosťou do 2–3 mm, hypersten, augit a ojedinele amfibol.

94 Lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu

Lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu vystupujú v nadloží prúdov pyroxenického andezitu v prechodnej vulkanickej zóne sv. časti stratovulkánu.

Andezit je sivý, miestami až nápadne svetlosivý, všesmerne zrnitý a s nápadnými výrastlicami živcov a biotitu. Je celistvý, nepravidelne blokovo a ostrohranne rozpadavý. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Vý-

rastlice tvorí plagioklas (An_{42-48}) s veľkosťou do 3 mm, hypersten a augit s veľkosťou do 1 mm, amfibol a opacitizovaný biotit. Ojedinele sú prítomné aj korodované zrná kremeňa.

93 Lávové prúdy pyroxenického andezitu s amfibolom

Vrcholové časti radiálne vybiehajúcich hrebeňov od centrálnej vulkanickej zóny tvoria lávové prúdy pyroxenického andezitu s amfibolom, ktoré sú v nadloží starších pyroxenických a biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov.

Andezit má premenlivé sfarbenie. Je sivý, sivohnedý, svetlosivý až ružovkastý. Je výrazne stredno- až hruboporfyrický s výrastlicami bielo- a žltokakalených živcov veľkosti do 3–4 mm. Má všesmerne zrnitú textúru.

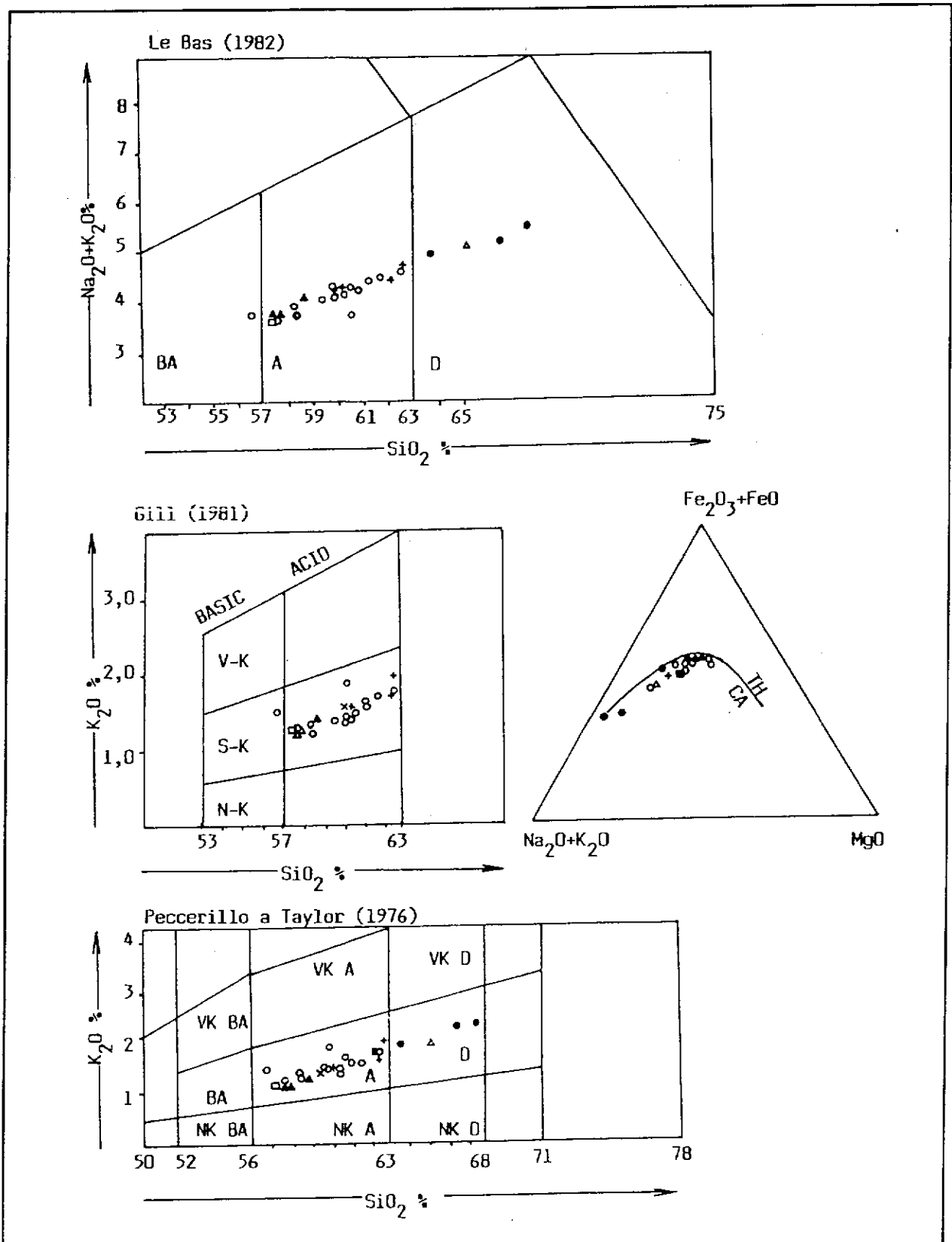
Andezit má prevažne nepravidelný ostrohranný blokovitý rozpad, len zriedkavo lavicovito-doskovitú odlučnosť. Miestami je čiastočne vybielený, argilitizovaný, po puklinách s povlakmi ílovitých minerálov a limonitu. Po zvetraní má kašovitý rozpad. Mikroskopicky má andezit porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvoria približne 30 % zloženia horniny a sú zastúpené plagioklasom (An_{36-54}) s veľkosťou do 3–4 mm a čiastočne sú postihnuté sericitizáciou, augitom a hypersténom, opacitizovaným amfibolom. Akcesoricky sú prítomné aj opacitizované biotity a resorbované zrná kremeňa. Základná hmota je slabo silicifikovaná a v dutinách sú drobné zhluky chalcedónu a tridymitu.

92 Lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu

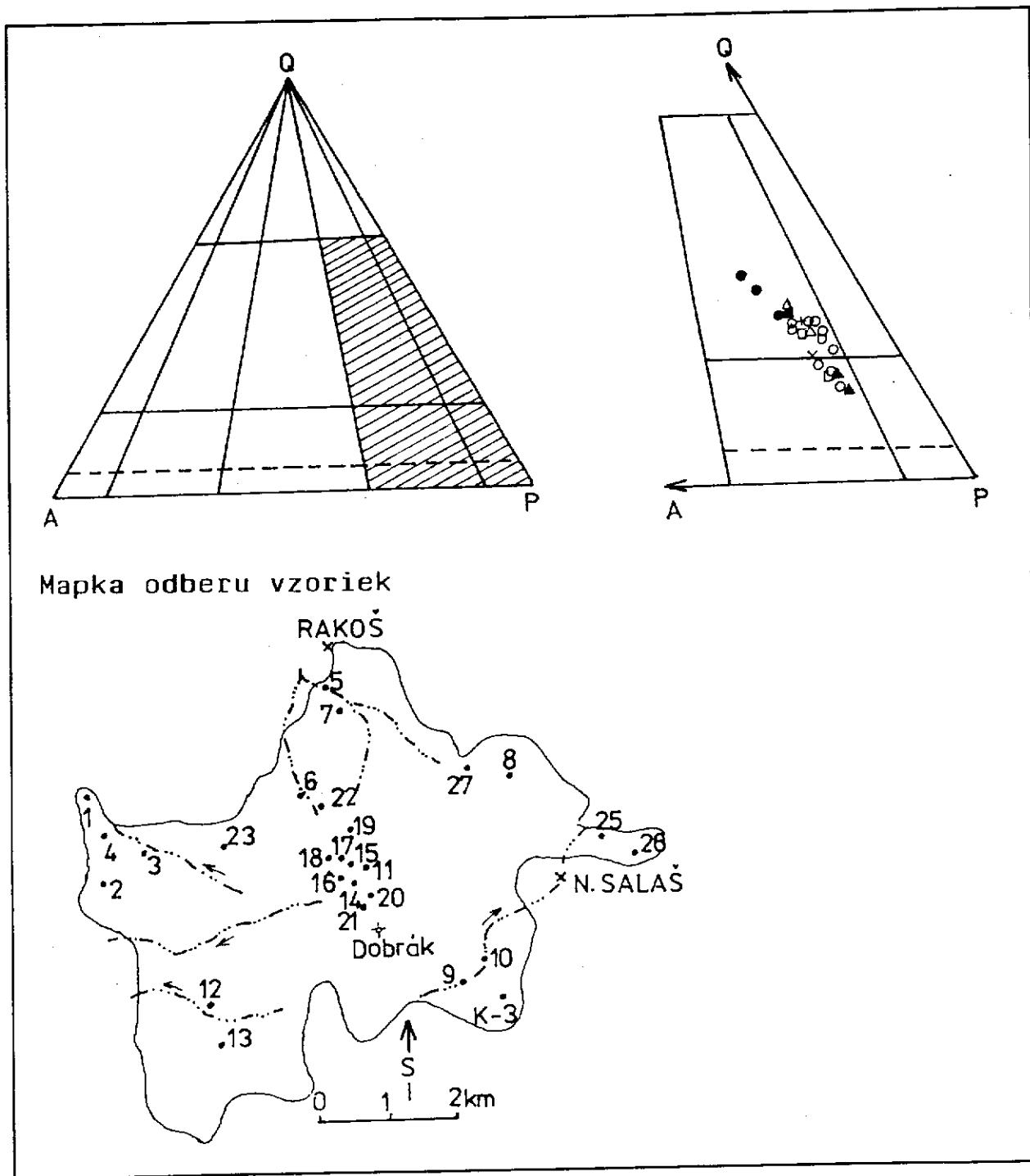
Vrchnú časť vulkanického kužeľa v okolí centrálnej andezitovej intrúzie tvoria relikty lávových prúdov augiticko-hyperstenického andezitu. Prúdy sú tenké, zbrekčovatené, vezikulované a oxidované. Andezit je sivý, tmavosivý, miestami hnedý, drobno- až strednoporfyrický. Má prevažne blokovitý rozpad a len zriedkavo lavicovito-doskovitú odlučnosť. Mikroskopicky má andezit porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit.

91 Extrúzie pyroxenického dacitu s biotitom a amfibolom

V severovýchodnej časti periférnej vulkanickej zóny stratovulkánu a severne od obce Nový Salaš vystupujú na povrch extruzívne telesá dacitového zloženia. Ide v podstate o niekoľko na povrchu izolovaných telies rôznej veľkosti a variabilných morfológických tvarov. Telesá vystupujú prevažne v prostredí pelitických sedimentov stretavského súvrstvia.



Obr. 13 Taxonomické rozdelenie hornín stratovulkánu Bradlo (ŽEC, 1992)
 Vysvetlivky pozri pri obr. 14



Mapka odberu vzoriek

Obr. 14 Diagram QAP (STRECKEISEN, 1972), zostavil ŽEC, 1992

BA – bazaltický andezit, A – andezit, D – dacit, RD – ryodacit, VK – vysoko draselný, SK – stredno draselný, NK – nízko draselný, TH – tholeiitova povaha, CA – vápenato-alkalická povaha, Q – kremeň, A – alkalické živce, P – plagioklas; o – lávové prúdy pyroxenického andezitu, Δ – lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, + – lávové prúdy pyroxenického andezitu s amfibolom, x – lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu, • – extrúzie pyroxenického dacitu s biotitom a amfibolom, – dajky hyperstenicko-augitického andezitu, ■ – dajky amfibolicko-pyroxenického dacitu, \blacktriangle – centrálne intruzívne andezitové teleso – protrúzia, l – miesta odberu vzoriek

Telesá tvorí prevažne celistvý a masívny stredno- až hruboporfyrický dacit sivej a sivohnedej farby. Hornina má prevažne veľkoblokovitý nepravidelný rozpad s prechodmi do hrubolavicovitej odlučnosti s prevahou strmých až vertikálnych plôch odlučnosti a ostrým priebehom fluidality. Miestami, hlavne v okrajových častiach najväčšieho telesa severne od Nového Salaša, sú výrazné zóny extruzívnych brekcií, ktoré sa vyznačujú drobnoulomkovitým ostrohranným rozpadom.

Dacit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou, ktorá je čiastočne silicifikovaná, s chalcedónovou výplňou drobných dutiniek. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{36-48}), hypersten, augit, amfíbol a biotit. Ojedinele akcesoricky vystupuje silne resorbovaný kremeň a K živce.

90 Dajky hyperstenicko-augitického andezitu

Centrálne andezitové intruzívne teleso v priestore kóty Bradlo prerážajú dajky hyperstenicko-augitického andezitu. Dajky dosahujú hrúbku 5–10 m, s úklonom laminácie 80–90°.

Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvoria približne 30 % zloženia horniny a zastúpené sú čiastočne sericitizovaným plagioklasom (An_{54-62}) s veľkosťou do 3 mm, hyperstenom a augitom.

89 Dajky amfibolicko-pyroxenického dacitu

V okolí kóty Bradlo vystupujú na povrch dajky amfibolicko-pyroxenického dacitu pretiahnuté v sz.-jv. smere. Hornina má sivú, svetlosivú farbu, výrazne hruboporfyrickú, všesmerne zrnitú textúru, blokovitý rozpad s prevahou vertikálnych plôch odlučnosti. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí čiastočne siricitizovaný plagioklas (An_{58-64}) veľkosti do 3,5 mm, hypersten, augit, opacitizovaný amfíbol a akcesoricky je prítomný resorbovaný kremeň.

88 Centrálne intruzívne andezitové teleso – protrúzia

V oblasti vrcholovej kóty stratovulkánu Bradlo (840,0) vystupuje vo forme centrálnej intrúzie (protrúzie) andezitové teleso s rozmerom približne 500 x 250 m. Voči okolitému terénu má ostro ohraničenú formu so strmými skalnými stenami do výšky až 30 m (s. časť).

Andezit je sivý, drobnoporfyrický, s výraznou doskovito-lavicovitou odlučnosťou (hlavne v s. a jz. časti) s koncentrickým priebehom plôch odlučnosti a sklonom 15–65° do centra. Okrem toho má andezit, najmä v povrchovej časti telesa, nepravidelný blokovitý a ostrohranný rozpad. Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí sericitizovaný plagioklas (An_{44–54}), hypersten, augit so slabou chloritizáciou.

Petrochemická klasifikácia hornín stratovulkánu Bradlo

Taxonomické petrochemické rozdelenie horninových typov stratovulkánu je uvedené v diagramoch na obr. 13 a 14.

Analýzy celohorninových vzoriek s prepočítanou normou CIPW, vybraných z jednotlivých horninových typov, sú uvedené v tab. 4.

Vybrané vzorky reprezentujú čerstvé nepremenené horniny, a preto pri ich zanášaní do klasifikačných diagramov neboli prepočítané na bezvodý stav. Obsah SiO₂ kolíše v rozpätí 56,62–67,55 %.

V klasifikačnom diagrame podľa LE BASA (1982) horniny spadajú do poľa andezitu až dacitu a podľa PECCERILLA a TAYLORA (1976) i GILLA (1981) predstavujú stredno draselný typ. Z diagramu AFM podľa IRVINA a BARAGARA (1971) skúmané horniny majú vápenato-alkalickú povahu. V klasifikačnom diagrame QAP podľa STRECKEISENA (1972) horniny spadajú do poľa dacitu až andezitu (obr. 14).

Formácia Hradisko (Andezitový stratovulkán Hradisko)

Andezitový stratovulkán Hradisko predstavuje samostatnú vulkanickú štruktúru, ktorá tvorí morfológicky výrazný masív medzi ruskovským sedlom na severe a slaneckým sedlom na juhu. Stratovulkán má výrazne asymetrickú stavbu, pričom jeho východnú časť v podstate tektonicky amputovala a do značnej miery následne modifikovala erózia.

V stavbe stratovulkánu vyčleňujeme spodnú a vrchnú štruktúrnú etáž, ktoré sú od seba čiastočne oddelené sedimentmi. Spodná štruktúrna etáž predstavuje fundamentálnu časť stratovulkánu, tvorenú prevažne lávovými prúdmi andezitov, ktoré vystupujú na povrch hlavne v západnej časti stratovulkánu medzi Rákošom a Ruskovom. Lávové prúdy andezitov prislúchajúce k spodnej štruktúrnej etáži sú v distálnej časti prekryté sedimentmi spodného sarmatu. Z lávového prúdu pyroxenického andezitu jv. od obce Ruskov sa stanovil rádiometrický vek na $13,6 \pm 1$ mil. rokov (BAGDASARJAN et al., 1971) a na 12,3 mil. rokov (ĎURICA et al., 1978). Aj keď sa tieto údaje rozchádzajú, zaraďujú túto vulkanickú aktivitu

do obdobia spodného sarmatu. Spodnosarmatský vek sedimentov biostratigraficky dokladá mikrofauna (ŠVAGROVSKÝ, 1964; ZLINSKÁ in KALIČIAK et al., 1991). Predpokladáme, že táto vulkanická aktivita prebiehala v subakválnom prostredí spodnosarmatského sedimentačného bazénu. Vrchná štruktúrna etáž predstavuje relikty vulkanického kužeľa a stratovulkanického plášťa, ktoré budujú hlavnú časť vulkanickej štruktúry s vrcholovou kótou Hradisko (708,0).

Vulkanické horniny prislúchajúce k vrchnej štruktúrnej etáži ležia buď v nadloží andezitov spodnej štruktúrnej etáže, alebo na sedimentoch pokrývajúcich tieto andezity.

Rádiometrický vek stanovený z andezitu lávového prúdu južnej časti stratovulkánu má hodnotu $10,3 \pm 0,7$ mil. rokov (ĎURKOVIČOVÁ, 1990), čo zaraďuje túto vulkanickú aktivitu do najvyššej časti vrchného sarmatu, resp. do najspodnejšieho panónu.

Stratovulkán definuje centrálna, prechodná a periférna vulkanická zóna.

Centrálnu vulkanickú zónu reprezentuje centrálny andezitový nek a relikť vulkanického kužeľa v tvare nepravidelného polmesiaca, ktorý tvorí vrcholové časti stratovulkánu v jeho západnej časti. Vulkanický kužeľ sa vyznačuje stratovulkanickým štýlom stavby. Jeho spodnejšie časti sú obnažené na jeho východnom svahu v širšom okolí centrálného andezitového neku a budujú ho prevažne hrubé až blokové vulkanické brekcie a aglutináty s vložkami tenkých zbrekčovatených lávových prúdov. Vo vrchnej časti kužeľa dominujú lávové prúdy andezitov s úklonmi $25\text{--}30^\circ$ na JZ, Z a SZ.

Prechodnú vulkanickú zónu tvoria prevažne lávové prúdy. Najlepšie je zachovaná v sz. časti stratovulkánu, kde komplex lávových prúdov vyplňa rozsiahle paleoúdolie v jv.-sz. smere. Rozhranie kužeľa je voči stratovulkanickému plášťu situované do oblasti, kde prúdy prechádzajú do pomerne plochých telies s úklonmi $5\text{--}10^\circ$.

Periférna vulkanická zóna tvorená predovšetkým fáciami redeponovaných pyroklastík a epiklastík vystupuje na povrch len útržkovite a prevažnú časť týchto klastík pokrývajú sedimenty.

V prechodnej vulkanickej zóne stratovulkánu vystupujú aj extruzívne telesá Strahuľka a Slanský hrad.

87 Epiklastické brekcie až pieskovce pyroxenických andezitov (nečlenené)

Fácie andezitových epiklastík charakteristické pre periférnu vulkanickú zónu vystupujú na povrch len v malých, plošne obmedzených reliktoch vo východnej časti stratovulkánu. Prevažne ich tu pokrývajú sedimenty stretavského súvrstvia, ale najmä hrubé polohy kvartérnych sedimentov. Zastúpené sú chaotickými epiklastickými brekciami pyroxenických andezitov, v ktorých sa nachádzajú polohy drobných epiklastických brekcií s prevahou piesčitej tmeliacej hmoty s prechodmi do epiklastických pieskovcov.

86 Redeponované pyroklastiká pyroxenických andezitov (nečlenené)

V západnej časti stratovulkánu v podloží lávových prúdov vrchnej štruktúrnej etáže vystupujú na povrch relikty redeponovaných pyroklastík. Pyroklastiká sú tvorené fragmentmi prevažne pórovitého napeneného drobnoporfyrického andezitu s veľkosťou do 10–15 cm. Tmelí ich tufovo-piesčitá hmota s množstvom drobných úlomkov žltej pemzy. Pyroklastiká sú chaotické, so slabými znakmi triedenia.

85 Autochtónne pyroklastiká: vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy (nečlenené)

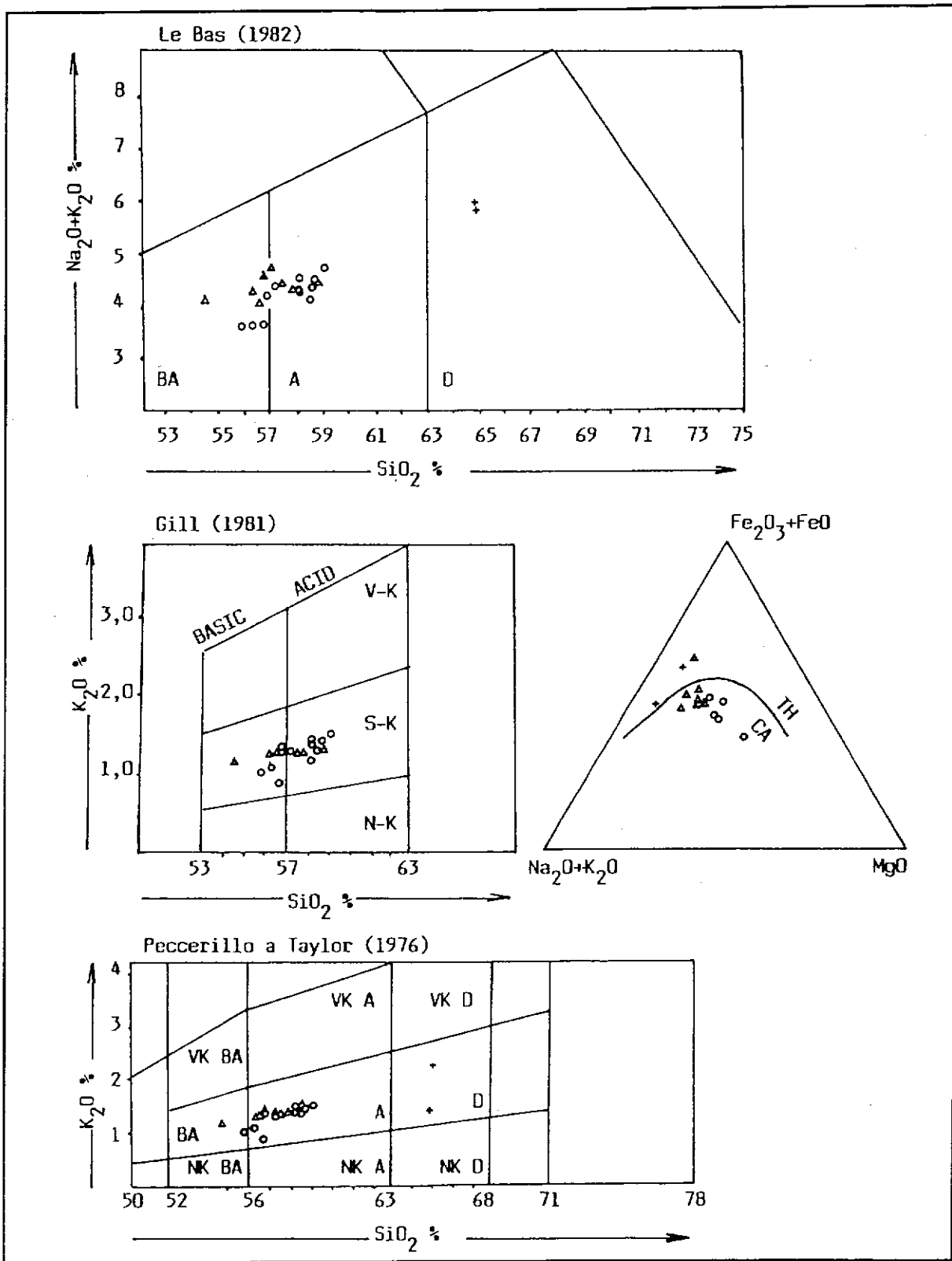
Prevažnú časť reliktu vulkanického kužeľa v okolí centrálného andezitového neku tvoria autochtónne pyroklastiká zastúpené vulkanickými brekciami, aglomerátmi a tufmi. Okrem toho autochtónne pyroklastiká v drobných reliktoch vystupujú na povrch medzi lávovými prúdmi vo vrchnej časti vulkanického kužeľa, na jeho západnom svahu. Pyroklastiká sú prevažne chaotické a netriedené. Hlavnú zložku tvoria fragmenty drobnoporfyrických pórovitých andezitov typu bômb s variabilnou veľkosťou. Bomby majú často sférické až subsférické obmedzenie. V pyroklastikách sú časté i fragmenty celistvého drobnoporfyrického andezitu rozličnej veľkosti pochádzajúce zo staršej vulkanickej stavby. Matrix tvorí približne 20–30 % horniny. Je troskovo-lapilový, s nižším obsahom pemzy a miestami je výrazne oxidovaný.

Pyroklastiká sú prevažne aglutinované, spekané, s nevýraznými vložkami drobnoušomkovitých brekcií a pemzových tufov.

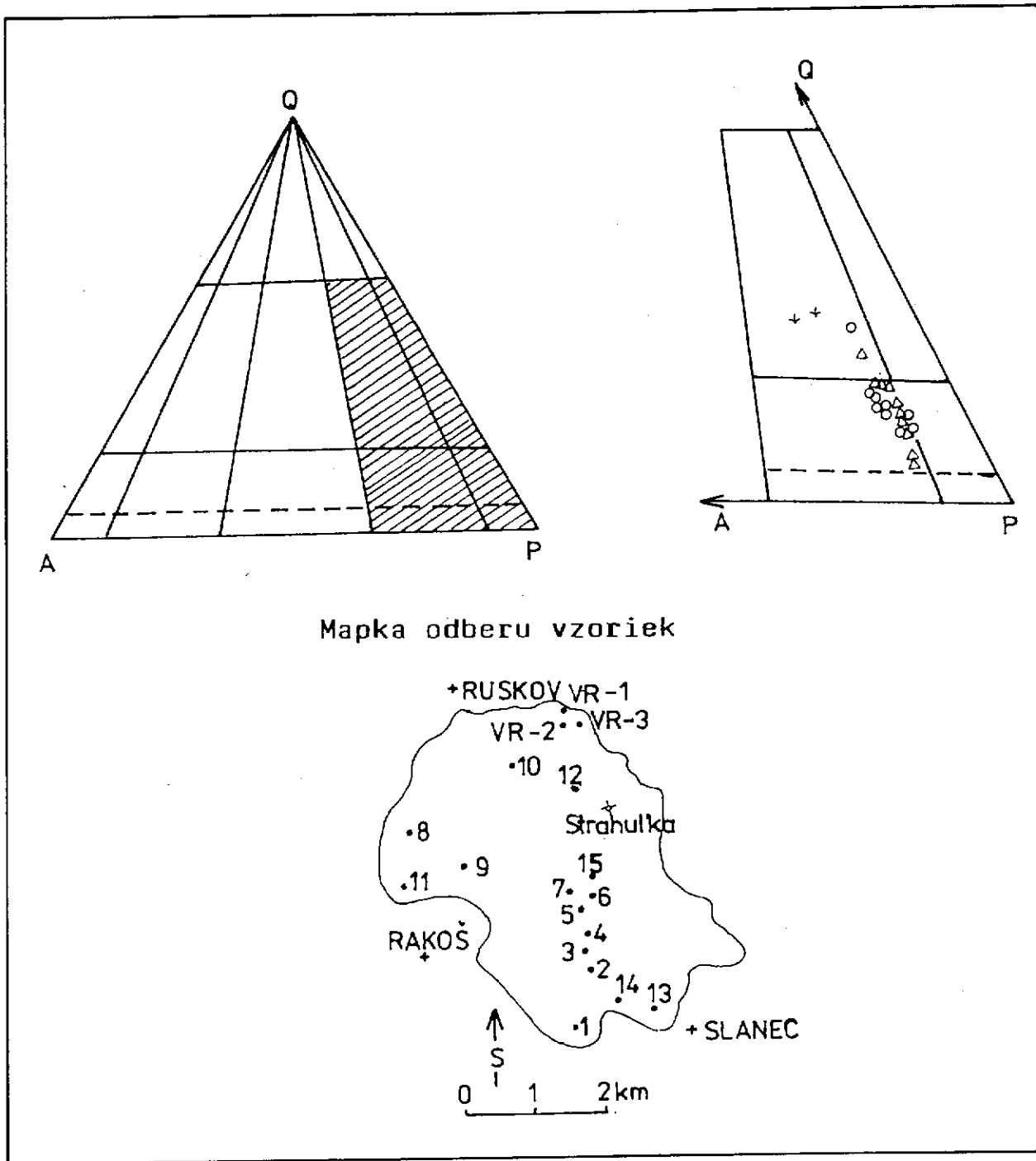
Andezity v brekciách petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom hyperstenicko-augitických andezitov.

84 Lávové prúdy hyperstenicko-augitických andezitov spodnej štruktúrnej etáže

Vulkanity prislúchajúce k spodnej štruktúrnej etáži sú zastúpené predovšetkým lávovými prúdmi andezitov, ktoré vystupujú na povrch v západnej a severnej časti stratovulkánu. Ide v podstate o komplex lávových prúdov s variabilnou hrúbkou, oddelených od seba zónami lávových brekcií. Prúdy tvorí monotónny sivý, sivohnedý, drobný až strednoporfyrický celistvý andezit. Andezit má prevažne výrazný lavicovitý až tenkodoskovitý rozpad. Má porfyrickú štruktúru s mikrolitickou základnou hmotou, ktorú tvoria drobné lišty plagioklasu a pyroxénov. Výrastlice vystupujú často v glomeroporfyrických zhlukoch a zastupuje ich plagioklas, hypersten a augit s prevahou plagioklasov nad pyroxénmi v pomere 9 : 1.



Obr. 15 Taxonomické rozdelenie hornín – stratovulkán Hradisko (ŽEC, 1992)
 Vysvetlivky pozri pri obr. 16



Obr. 16 Diagram QAP (STRECKEISEN, 1972), zostavil ŽEC, 1992
 BA – bazaltický andezit, A – andezit, D – dacit, RD – ryodacit, VK – vysoko draselný, SK – stredno draselný, NK – nízko draselný, TH – tholeiitova povaha, CA – vápenato-alkalická povaha, Q – kremeň, A – alkalický živec, P – plagioklas,
 ○ – lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu vrchnej etáže, Δ – lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu spodnej etáže, + – extrúzia augiticko-hyperstenického andezitu, l – miesta odberu vzoriek

83 Lávové prúdy hyperstenicko-augitických andezitov vrchnej štruktúrnej etáže

Prevažnú časť stavby reliktu vulkanického kužeľa a stratovulkanického plášt'a tvoria litologicky a petrograficky monotónne lávové prúdy hyperstenicko-augitických andezitov. Prúdy tvoria mohutný komplex v západnej časti stratovulkánu vo forme nepravidelného polmesiaca s periklinálnym uložením smerom od centra s úklonom 25–30° vo vrchnej časti a 5–10° v ich terminálnych častiach. Prúdy majú variabilnú hrúbku, plošný rozsah a v okrajových častiach sú časti zbrekciovatené. V severnej časti lávové prúdy ležia priamo na pelitických sedimentoch oddeľujúcich spodnú a vrchnú štruktúrnu etáž, kde sú v dôsledku plastického podložja výrazne deformované a porušené zosuvmi. Andezit je sivý, tmavosivý, celistvý, ale aj pórovitý, drobnostrednoporfyrický. Má nepravidelný ostrohranný polygonálny rozpad, často však výraznú doskovito-lavicovitú odľučnosť.

Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit.

82 Extrúzia (kupola) pyroxenického andezitu

Na sz. okraji obce Slanec vystupuje na povrch morfológicky veľmi výrazné andezitové teleso, na ktorého vrchole je zrúcanina Slanského hradu. Extrúzia má kupolovitý, v podstate izometrický tvar s rozmermi 400 x 400 m.

Andezit je sivý, tmavosivý, prevažne celistvý a drobnoporfyrický. Má veľkoblokovitý rozpad s prevahou strmých až vertikálnych plôch odľučnosti. Má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit.

81 Extrúzia augiticko-hyperstenického andezitu

V severnej časti stratovulkánu, sz. od obce Slanec, vystupuje na povrch morfológicky výrazné extruzívne teleso pyroxenického andezitu s vrcholovou kótou Strahuľka (489). Teleso má nepravidelný tvar pretiahnutý v sz.-jv. smere a rozmery približne 800 x 500 m. Vo východnej a južnej časti extruzívneho telesa vystupujú sarmatské pelitické sedimenty, ktoré sú na kontakte zrohovcovatené.

Andezit je sivý, zelenkavý, celistvý a kompaktný, drobnostrednoporfyrický. V pripovrchovej časti je zvetraný a po puklinách limonitizovaný. Má nepravidelnú až hrubolavicovitú odľučnosť s prevahou strmých až vertikálnych plôch odľučnosti.

Z petrografického hľadiska má andezit porfyrickú štruktúru s mikrolitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{54-58}), hypersten a augit, často vystupujú v glomeroporfyrických zhlukoch.

Základná hmota je čiastočne premenená, rekryštalizovaná, silicifikovaná, s prechodom do holokryštalickej zrnitej masy.

80 Nek hyperstenicko-augitického andezitu

V centrálnej zóne stratovulkánu, sz. od obce Slanec na svahu vystupuje centrálny andezitový nek s rozmermi 300 x 500 m. Nek je tvorený sivým až svetlosivým, drobnoporfyrickým andezitom. Andezit je celistvý, kompaktný a má prevažne nepravidelný polygonálny rozpad. Miestami možno pozorovať hrubolavicovitú odlučnosť so strmým priebehom plôch odlučnosti (80°). Má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice s veľkosťou do 3,5 mm sú zastúpené plagioklasom, hyperstenom a augitom.

Petrochemická klasifikácia hornín stratovulkánu Hradisko

Taxonomické petrochemické rozdelenie horninových typov stratovulkánu je uvedené v diagramoch na obr. 15 a 16. Analýzy celohorninových vzoriek s prepočítanou normou CIPW, vybraných z jednotlivých horninových typov, sú uvedené v tab. 5. Vybrané vzorky reprezentujú čerstvé nepremenené horniny, a preto pri ich zanášaní do klasifikačných diagramov neboli prepočítané na bezvodý stav. Obsah SiO_2 kolíše v rozpätí 54,54–64,98 %. Na základe klasifikačných diagramov PECCERILLA a TAYLORA (1976), LE BASA (1982) a GILLA (1981) klasifikujeme skúmané horniny ako bazaltické andezity, andezity až dacity stredno draselného typu. Z diagramu AFM podľa IRVINA a BARAGARA (1971) skúmané horniny majú prevažne vápenato-alkalickú povahu. V klasifikačnom diagrame QAP podľa STRECKEISENA (1972) horniny spadajú do poľa andezitu až dacitu (obr. 16).

Formácia Bogota

(Andezitový stratovulkán Bogota)

K výrazným morfológickým štruktúram Slanských vrchov vystupujúcim južne od stratovulkánu Strechov a severovýchodne od stratovulkánu Hradisko patrí stratovulkán Bogota.

Pomenovaný bol podľa kóty Bogota (855 m) a je synonymom vulkanického aparátu Bogota (KALIČIAK in GRECULA et al., 1977). Ako formáciu ho definoval

DIVINEC et al. (1989). Redefiníciu stratovulkánu podal ŽEC (1990), ŽEC in KAROLI (1991), ŽEC in KALIČIAK (1991), ŽEC (1992). V rámci stratovulkánu vyčlenil formáciu Bogota a komplex Nomša. Formáciu Bogota reprezentuje celý rad litofácií zastupujúcich od asociácie budujúcej a formujúcej kužeľ až po mediálnu a distálnu asociáciu litofácií (ŽEC, 1992). Komplex Nomša reprezentujú priestorovo nesúvislé prieniky extruzívnych telies v periférii formácie Bogota.

Vulkanicko-štruktúrne aspekty do značnej miery ovplyvnil charakter predterciérneho podložja. Samotný stratovulkán vznikol a fungoval na okraji pozdĺžnej grabenovej štruktúry, kde limitujúcimi štruktúrnymi prvkami boli zlomy sz.-jv. a sv.-jz. smeru a v neskoršom štádiu aj s.-j. smeru. Čiastočný sektorový kolaps východného až juhovýchodného svahu stratovulkánu spôsobilo jeho gravitačné zosunutie do priestoru okraja depresie molasovej panvy (ŽEC, 1992). Preto je aj periféria so svojimi fáciami vyvinutá asymetricky, pričom východná časť je tektonicky amputovaná a prikrytá sedimentmi panónu a kvartérnymi uloženinami prolúviálnych kužeľov.

Iniciálne štádium vulkanickej aktivity prebiehalo v subakválnom prostredí a s migráciou sarmatského bazénu sa neskoršie záverečné fázy odohrávali v terrestrickom prostredí. Vulkanické štýly zahŕňajú freatomagmatický, vulkánsky a strombolský typ erupčnej aktivity s vulkanickými produktmi andezitového a dacitového zloženia. Na základe rádiometrického datovania K-Ar metódou spadá vulkanická aktivita formácie Bogota do obdobia hranice vrchného bádenu so spodným sarmatom a s pokračovaním až do panónu ($13,6 \pm 0,2$ a $13,8 \pm 0,5$ Ma – $10,3 \pm 0,2$ Ma). Časový vývoj komplexu Nomša zaradíme do obdobia spodného–stredného sarmatu, $13,1 \pm 0,4$ Ma (ŽEC a ĎURKOVIČOVÁ, 1992).

79 Brekcie – uloženiny heterolitologického lahara

Ojedinele sa dajú vyčleniť vo fácií epiklastických vulkanických brekcií aj brekcie, uloženiny heterolitologického lahara, a to najmä v oblasti nazývanej Dehnešovo. Uloženiny úlomkovitého prúdu nasadajú na pyroklastické uloženiny. Charakteristickým znakom týchto uloženín je slabá diferenciácia fragmentov, ostrá báza, útržky pretavených hornín (tufov), prítomnosť limonitizovaných driev. Mocnosť lahara dosahuje 5 m. Fragmenty reprezentujú bloky andezitu priemernej veľkosti 20–50 cm, ojedinele až do veľkosti 1–2 m. Matrix je tufovo-piesčitý. Andezit zastupuje a reprezentuje horniny asociujúcich lávových prúdov (najmä pyroxenických andezitov).

78 Epiklastické brekcie pyroxenických andezitov – nečlenené

Vystupujú najmä v proximálnej až mediálnej vulkanickej asociácii litofácií formácie Bogota. Bývajú tvorené variabilnou zložkou tmeliacej hmoty a frag-

mentov. Uloženinám tohto typu chýba vrstevnatosť. Jednotlivé polohy sú naznačované len zmenami zrnitosti, resp. zmenami pomeru fragmentov k matrixu. Brekcie sú chaotické, veľmi slabo triedené až netriedené, tvoria ich angulárne až subangulárne fragmenty rozličných typov andezitov (do 1,0 m), prevažne pyroxenický andezit. Ojedinele sú prevrstvené polohami vytriedených autochtónnych lapilových pyroklastík.

77 Epiklastické pieskovce až prachovce pyroxenických andezitov

Na povrch vystupujú východne od obce Svinica, kde tvoria nevýraznú morfológickú vyvýšeninu. Prevládajú sivé až tmavosivé, drobno-strednozrné epiklastické andezitové pieskovce s ojedinelými väčšími fragmentmi sivých až tmavosivých andezitov veľkosti do 0,5–1,0 cm. Pieskovce sú rozpadavé, miestami celistvé až pevné. V pieskovcoch sú vložky (polohy) prachovcov a ojedinele aj redeponovaných pemzových tufov, ktoré zvyrazňujú ich zvrstvenie.

76 Epiklastické konglomeráty pyroxenických andezitov a dacitov

Epiklastické konglomeráty reprezentujú fáciu vystupujúcu v okolí pod kótou Ploská v severnej časti formácie Bogota. Fácia je veľmi príbuzná v základnej charakteristike s fáciou epiklastických brekcií a konglomerátov pyroxenických andezitov. Vystupuje vo forme malých bralovitých výstupov (5 x 3 m). Od epiklastických brekcií sa líšia lepším opracovaním fragmentov (subangulárne až oválne). Fragmenty sú tvorené najmä celistvými varietami pyroxenických andezitov a dacitov s veľkosťou do 10 cm. Matrix je čiastočne triedený, hrubo piesčitý. Z andezitov a dacitov sú prítomné variety tmavosivej; červenkastej a svetlosivej farby, drobno-strednoporfyrickéj štruktúry. Konglomeráty sú veľmi ojedinele prevrstvené šošovkami epiklastických pieskovcov.

75 Epiklastické brekcie až konglomeráty pyroxenických andezitov

Fácia epiklastických brekcií a konglomerátov tvorí uloženinu, ktorá vystupuje v nadloží redeponovaných pyroklastík. Vystupuje v bralovitých výstupoch (30 x 5 m) najmä v západnej časti formácie Bogota a patrí k dôležitej fácií mediálnej vulkanickej asociácie litofácií. Býva zastúpená rozličnými zrnitostnými polohami od hruboulomkovitých brekcií až konglomerátov až po drobnoúlomkovité brekcie s ojedinelými vložkami epiklastických pieskovcov. Klasy sú tvorené angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi celistvých i pórovitých pyroxenických andezitov (najmä bazaltických andezitov) s variabilným zastúpením andezitových fragmentov a tmeliacej hmoty. Klasy sú petrograficky variabilné

a zahrňajú v litológii celý rozsah od sivých alebo čiernych andezitov cez červeno oxidované fragmenty až po ojedinele sa vyskytujúcu pemzu (bez litologickej dominantnosti). Niektoré uloženiny obsahujú klasty s tzv. chladnúcimi okrajmi alebo až tzv. exteriérom chlebovej kôrky. Matrix je piesčitý, detritický. Väčšina jednotiek má nespojité gradované bázy a hrubšie masívne vrcholy, iné sú celé masívne.

74 Epiklastické brekcie a pieskovce pyroxenických andezitov až dacitov (nečlenené)

Vystupujú v okrajových častiach stratovulkánu Bogota. Fácia sa vyznačuje veľmi variabilným zastúpením tmeliacej hmoty a fragmentov. Ojedinele vystupujú v nich aj polohy redeponovaných pemzových a lapilovo-pemzových tufov. Vyšší stupeň triedenia a zmena zrnitosti sú odrazom vrstevnatosti šošovkovitého a nepravidelného tvaru. Fragmenty andezitov a dacitov majú rozličný stupeň opracovania a veľkosť (0,30–0,70 cm). Tmeliaca hmota je detritická, piesčitá. Farba fácie sa pohybuje od svetlosivej k sivohnedej. Ojedinele sa v nich vyskytujú aj fragmenty silicifikovaných driev.

73 Redeponované pyroklastiká – lapilovo-pemzové dacitové tufy

Vystupujú ojedinele v podloží lávových prúdov pyroxenických andezitov, najmä v oblasti Horného lesa, v južnej časti formácie Bogota, ale ojedinele aj v severozápadnej časti stratovulkánu. Pozostávajú zo subangulárne opracovaných úlomkov dacitov červenej, čiernej a tmavosivej farby, ojedinele aj pyroxenických andezitov. Nezanedbateľnou súčasťou sú aj úlomky pemzových tufov, brekcií dacitového zloženia, ale najmä lapilovo-pemzových tufov. Matrix je tufovo-piesčitý, silne spevnený.

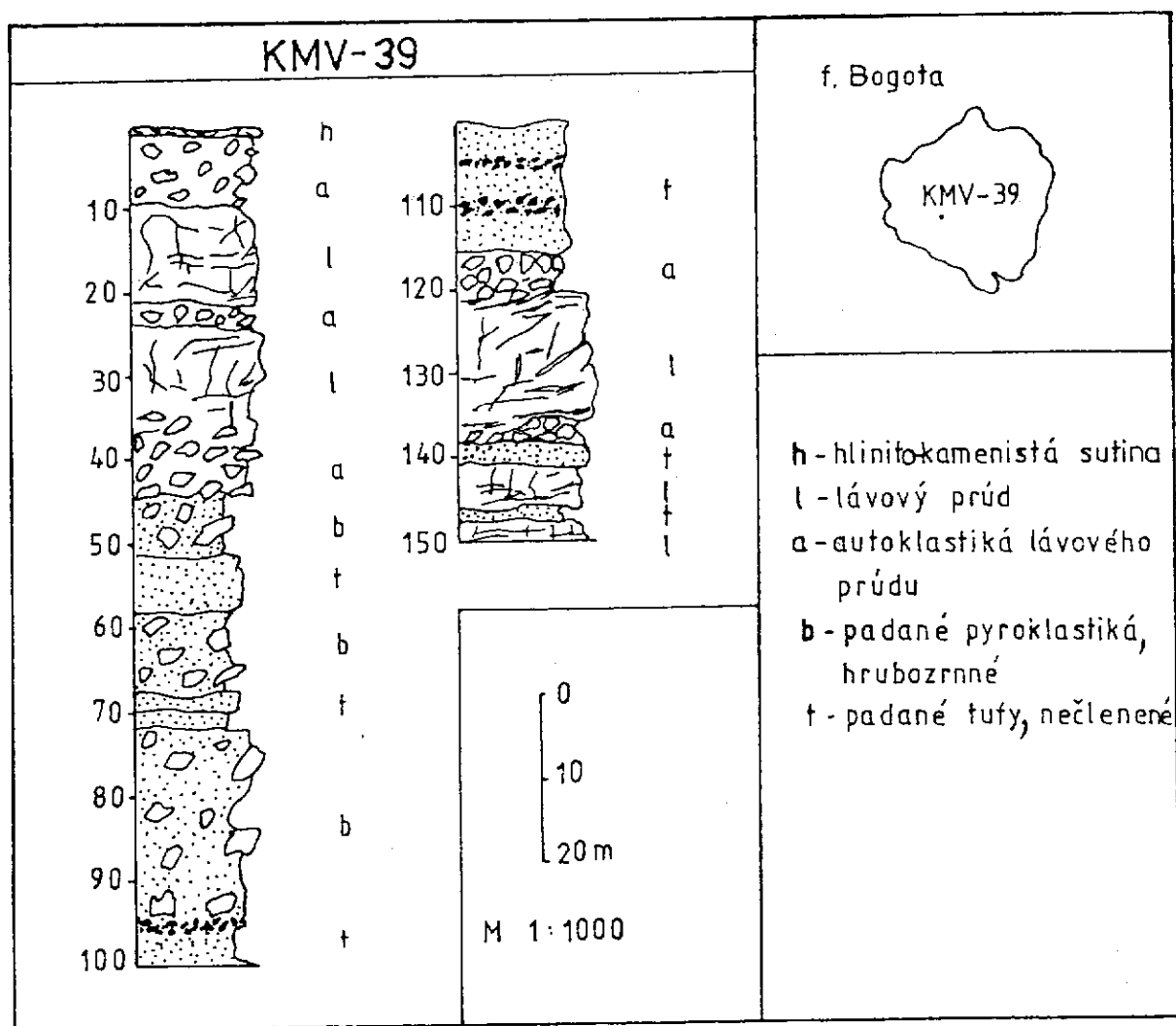
72 Redeponované pyroklastiká pyroxenických andezitov (nečlenené)

Fácia redeponovaných pyroklastík pyroxenických andezitov svojím rozsahom aj mocnosťou patrí medzi najrozsiahlejšie zastúpenú litofáciu stratovulkánu Bogota. Medzi typické znaky fácie patrí čiastočne gradačné zvrstvenie a striedanie s ojedinelými epiklastickými fáciami. Tmeliaca hmota je piesčitá, zrnitá, v niektorých polohách s príznačne veľkým nahromadením pemzy. Príznačné pre fáciu je aj striedanie jemných popolovitých tufov a masívnych sivých epiklastických pieskovcov. Na niektorých miestach sa vyskytujú aj polohy silne silicifikovaných a limonitizovaných popolovitých tufov s hojným detritom rastlinných a živočíšnych zvyškov, ojedinele s úlomkami silicifikovaných driev.

Fragmenty andezitov majú sivú až tmavosivú farbu a veľkosť do 10–15 cm. Celá fácia redeponovaných pyroklastík dosahuje mocnosť viac než 50 m. Ojedinele je horizont redeponovaných pyroklastík miestami prevrstvený vložkami gradačne zvrstvených sľudnatých, piesčitých sedimentov.

71 Autochtónne pyroklastiká: vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy (nečlenené)

Tvoria podstatnú časť severovýchodnej časti vulkanického kužela, najmä v oblasti nazývanej Téreš. Sú zastúpené polohami popolovitých tufov v striedaní s chaotickými polohami pemzových tufov (aj 90 % zloženia), vulkanických brekcií a aglomerátov. Vulkanické brekcie sú tvorené najmä explozívnyimi fragmentmi andezitu, ojedinele dacitu. V brekciách sú často prítomné aj subangu-



Obr. 17 Schematický profil litofácií proximálnej vulkanickej asociácie stratovulkánu Bogota (ŽEC, 1992)

lárne až angulárne bloky andezitov. Usporiadanie brekcií, ale aj aglomerátov prejavuje známky triedenia, ale typické je aj chaotické nahromadenie fragmentov. Tmeliaca hmota je popolovitá až tufová, ojedinele s pemzou. Polohy vulkanických brekcií sú často silne spečené až s prechodom k aglutinátom. Veľkosť fragmentov kolíše a pohybuje sa od 20 cm k 1,0 m pri aglomerátových brekciách.

70 Hyaloklastitové brekcie pyroxenických andezitov

V juhozápadnej časti vulkanického kužeľa vystupujú bralá tvorené hyaloklastitovými brekciami pyroxenických andezitov v dĺžke 100–150 m, vysoké aj 20 m v podloží lávových prúdov pyroxenických andezitov. Brekcie sú tvorené angulárnymi fragmentmi sklovitého andezitu veľkosti od 10 cm až do 0,5 m, uložené v tufovom popolovom matrice zloženom z drobných vezikulovaných úlomkov so zelenou pelagonitovou substanciou. Uloženiny obsahujú klasty s tzv. chladnúcimi okrajmi. V brekcii často vystupujú aj kusy dezintegrovaných lávových prúdov (do 1,0 m) so silne sklovitým povrchom. Hyaloklastitová brekcia nasadá na sivozelené popolovité tufy.

69 Lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu

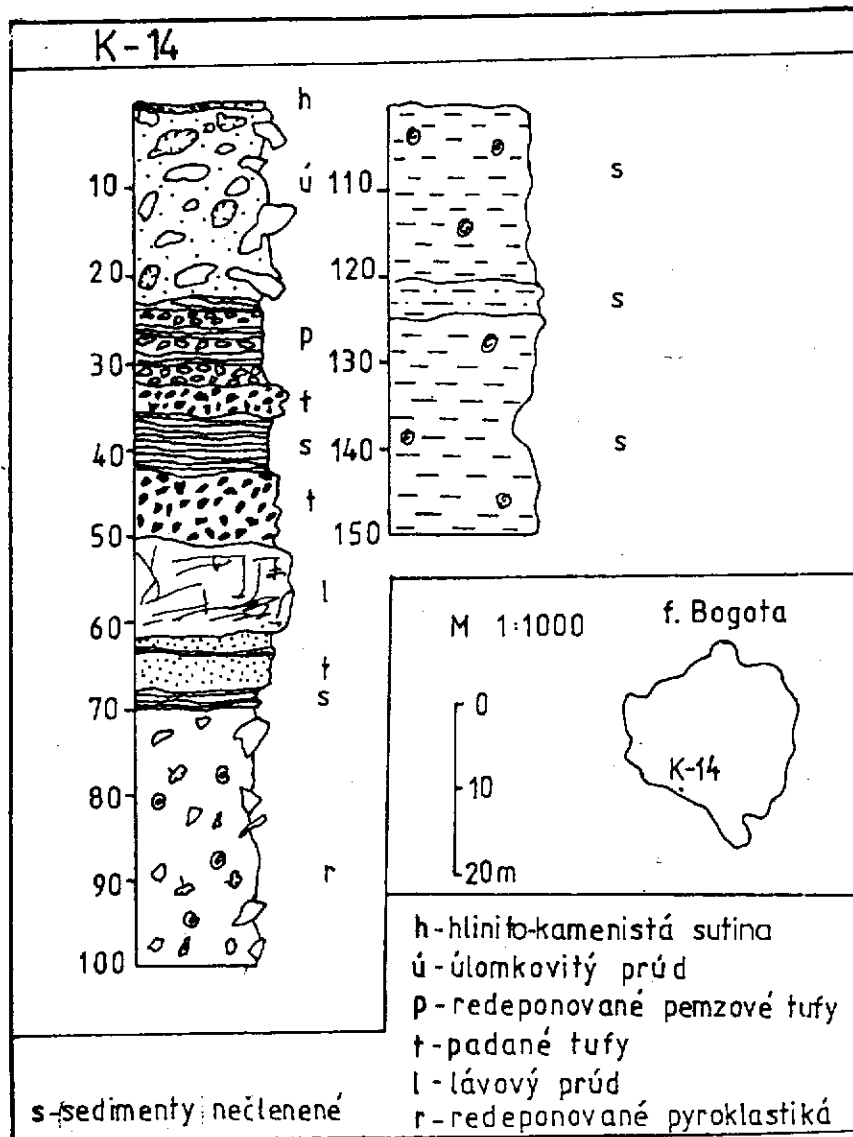
Lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu vystupujú v reliktoch v podloží nečlenených redeponovaných pyroklastík pyroxenických andezitov. Majú výrazne blokovitú odlučnosť. Hornina má stredoporfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Výrastlice tvoria plagioklas (An_{35-60}), hypersten a augit priemernej veľkosti do 1,5 mm.

68 Lávové prúdy augiticko-hyperstenického dacitu

Relikty tejto litofácie efuzív vystupujú v oblasti Črepníka, Gedrovej lúky a Blatnej hory a prelínajú sa s faciou nečlenených redeponovaných pyroklastík pyroxenických andezitov. Prúdové fronty týchto lávových prúdov obsahujú masívnu, kompaktnú horninu s blokovitou odlučnosťou prechádzajúcou do doskovitej odlučnosti. Ojedinele vytvárajú polohy autobrekciovanej lávy so silne limonitizovanými časťami, ako aj s útržkami prepálených sedimentov, najmä v čelách lávových prúdov.

Samotná hornina má sivú až svetlosivú farbu a všesmerne zrnitú textúru. Štruktúra je porfyrická s pilotaxitickou, hyalopilitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, ojedinele rekryštalizovanou. Výrastlice tvoria plagioklas (An_{45-80}), hypersten, augit, ojedinele kremeň.

Rádiometricky stanovený údaj z horniny lávového prúdu (lom Črepník) stanovuje vek efúzívnej aktivity na $12,7 \pm 0,3$ Ma (ŽEC a ĎURKOVIČOVÁ, 1992).



Obr. 18 Schematický profil litofácií periférnej zóny stratovulkánu Bogota (ŽEC, 1992)

67 Lávové prúdy hyperstenického andezitu

Ojedinelé relikty lávových prúdov hyperstenického andezitu vystupujú južne od cesty Dargov–Košice, v severnej časti stratovulkánu Bogota. Andezit má prevažne tenkodoskovitú odlučnosť, ojedinele s polohami autoklastických brekcií. Hornina je sivej farby, s drobnoporfyrickou štruktúrou. Štruktúra základnej hmoty je pilotaxitická až trachytická. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas (An_{35-70}), hypersten, augit.

66 Lávové prúdy pyroxenicko-amfibolického dacitu s biotitom

Na povrch vystupujú lávové prúdy tohto zloženia v severnej časti formácie na kóte Ploská, kde vytvárajú malé vrcholové plató. Dacit má blokovitú odlučnosť, svetlosivú farbu, všesmerne zrnitú textúru. Hornina je slabo limonitizovaná, jemne pórovitá, ojedinele fluidálna. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-75}), amfibol, hypersten, biotit a akcesoricky vystupuje kremeň.

Rádiometrický vek z dacitu lávového prúdu $11,8 \pm 0,3$ Ma zaraďuje efuzívnu aktivitu do obdobia stredného–vrchného sarmatu (ŽEC a ĎURKOVIČOVÁ, 1992).

65 Lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu ± amfibol

Lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu ± amfibol vystupujú v oblasti Čertovho kameňa, Malého Okrúhleho vrchu a Petrovej a tvoria efuzívny lito-faciálny člen vystupujúci v nadloží hyperstenicko-amfibolických dacitov. Majú nepravidelnú blokovitú až tenko doštičkovitú odlučnosť. Andezit je celistvý, so všesmerne zrnitou textúrou. Má tmavosivú farbu. Štruktúra je porfyrická, s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty, čiastočne rekryštalizovanou. Výrastlice tvoria plagioklas (An_{35-60}), hypersten, augit, sporadicky amfibol.

64 Lávové prúdy hyperstenicko-amfibolického dacitu

Lávové prúdy dacitu tohto typu sa dominantne podieľajú na stavbe južnej časti stratovulkánu a patria medzi hlavnú litofáciu proximálnej až mediálnej vulkanickej asociácie litofácií južnej časti formácie Bogota. Z dostupných získaných údajov predpokladáme formovanie dómu dacitového zloženia 400 m jv. od kóty Čertov kameň a s prechodom do hrubých viskózných prúdov. Tieto lávové prúdy môžeme sledovať až do okolia Zemplínskej Teplice. Rozsah dómu je približne 800 x 500 m. Prúdové fronty dacitickej lávy sú masívne, kompaktné, s blokovitou odlučnosťou, často prechádzajúcou až do doskovitej odlučnosti. Ojedinele vytvárajú osypové kužele autobrekciovanej lávy, ktoré boli vytvorené vplyvom strmých prúdových frontov. Lávové prúdy sa vyznačujú určitou variabilitou. Môžeme pozorovať silne fluidálne časti prúdu, ako aj okaté textúry blízke aj oolitickým textúram. Pritom samotné oká sú tvorené horninami toho istého zloženia. Často sú silne limonitizované.

Samotná hornina má svetlosivú až svetloružovkastú farbu, je porfyrická, ojedinele až glomeroporfyrická, s hyalopilitickým vývojom základnej hmoty.

Výrastlicovú fázu tvoria plagioklas (An_{50-90}), amfibol, hypersten, akcesoricky vystupuje kremeň. Pomer porfyrických výrastlíc k základnej hmote je približne 20 : 80.

63 Lávové prúdy augiticko-hyperstenického dacitu ± amfibol

V severnej časti stratovulkánu, na styku s litofaciálnymi členmi stratovulkánu Strechov, vyplňajú paleoúdolie lávové prúdy augiticko-hyperstenického dacitu ± amfibol. Vystupujú v podloží lávových prúdov pyroxenických andezitov a majú blokovitú až doštičkovitú odlučnosť. Makroskopicky má hornina všesmerne zrnitú textúru, sivú až sivo ružovkastú farbu. Ojedinele vystupujú až fluidálne variety. Štruktúra horniny je porfyrická, s výrastlicami plagioklasu (An_{40-80}), hyperstenu, augitu, amfibolu. Štruktúra základnej hmoty je afanitická až hyalopilitická.

62 Lávové prúdy riedkoporfyrického bazaltického hyperstenicko-augitického andezitu

V severovýchodnej časti stratovulkánu vystupujú lávové prúdy blokovitej odlučnosti spomínaného zloženia. Blokovitá odlučnosť ojedinele prechádza do doskovitej. Ide v podstate o kompaktné, tmavosivé, ojedinele slabo červenkasté a celistvé andezity. Štruktúra andezitov je porfyrická, s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas (An_{45-85}), hypersten, augit. Tmavé výrastlice vytvárajú často glomeroporfyrické zhluky až 5,0 mm veľkosti.

Rádiometrický vek stanovený z andezitu v oblasti Starých Lazov zaraďujú túto aktivitu $12,2 \pm 0,3$ Ma a $12,0 \pm 0,2$ Ma do obdobia, ktoré zodpovedá strednému sarmatu.

61 Lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického dacitu

Lávové prúdy drobnoporfyrického dacitu vytvárajú lávové prúdy blokovitej odlučnosti a vystupujú v západnej časti formácie, najmä v oblasti Dlhej lúky. Majú nepravidelnú blokovitú odlučnosť s prechodom do doskovitej odlučnosti.

Dacit je celistvý, sivý, tmavosivý, so všesmerne zrnitou textúrou. Štruktúra je drobnoporfyrická s hyalopilitickou a mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Výrastlice zastupuje plagioklas (An_{30-80}) (30–40 %), hypersten, augit a sporadicky kremeň. Výrastlice sú vo väčšine prípadov do 1,0 mm.

Lávové prúdy tohto zloženia sú veľmi príbuzné s lávovými prúdmi augiticko-hyperstenického dacitu v oblasti Gedrovej lúky a Črepníka. Rádiometrický vek stanovený z lávových prúdov drobnoporfyrických dacitov z oblasti Dlhej lúky poukazuje na vek $13,6 \pm 0,2$ Ma $13,8 \pm 0,5$ Ma, t. j. spadá do obdobia hranice vrchného bádenu so spodným sarmatom.

60 Lávové prúdy pyroxenického andezitu (augiticko-hyperstenický, hyperstenicko-augitický)

Lávové prúdy tohto zloženia patria medzi najrozšírenejšiu litofáciu podieľajúcu sa na stavbe formácie. Tento monotónny andezit s variabilným podielom tmavých výrastlíc (pyroxénov) možno sledovať po celom obvode, kde lávové prúdy vyplňali paleoúdolia. Jednotlivé lávové prúdy majú variabilnú hrúbku, sú obalené autoklastickou brekciou. V prúdových okrajoch sú bežné prechody od nepravidelnej, relatívne dobre odlučnej lávy až lávových blokov k relatívne spečeným hrubším brekciám, ktoré intrudovali do tenkých nespojitých lávových jazykov. Andezit je sivý, sivohnedý až tmavosivý, drobno- až strednoporfyrický, blokovitého až doštičkovitého rozpadu. Má porfyrickú štruktúru. Základná hmota je prevažne hyalopilitická až pilotaxitická. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{30-70}), augit, hypersten alebo enstatit.

59 Lávové prúdy bazaltického hyperstenicko-augitického andezitu

Lávové prúdy bazaltického hyperstenicko-augitického andezitu reprezentujú vrcholovú litofáciu a vystupujú tak vo východnej, ako aj v západnej časti formácie v oblasti Tereša severne od kóty Bogota i v oblasti Vrchného kameňa. Najčastejšie sa vyskytujú variety hruboporfyrického až strednoporfyrického andezitu a kavernózneho drobnoporfyrického andezitu. Jednotlivé variety sa navzájom striedajú. Andezit má blokovitú až doštičkovitú odlučnosť. Má porfyrickú, ojedinele až glomeroporfyrickú štruktúru s hyalopilitickou, pilotaxitickou a trachytickou štruktúrou základnej hmoty. Hruboporfyrické variety majú výrastlice až glomeroporfyrické zhluky veľkosti 3–6 mm, pri kavernóznych varietách sú kaverny pretiahnuté, s veľkosťou 3–4 cm. Porfyrické výrastlice sú zastúpené plagioklasom (An_{50-90}), hyperstenom a augitom.

58 Relikty vulkanického kužeľa (striedanie tenkých zbrekciovaných lávových prúdov a autochtónnych pyroklastík)

Tvorí podstatnú časť vulkanického kužeľa (jeho vnútornej časti), najmä v oblastiach kóty Čertov kameň a hrebeňov Smrdáčky až Vrchného kameňa. Sú

zastúpené polohami popolových tufov, vulkanických brekcií až aglomerátov. Fragменты brekcií a aglomerátov sú najmä andezitového až dacitového zloženia. Tmeliaca hmota je hlavne tufová až popolovitá, ojedinele s pemzou. Polohy vulkanických brekcií sú často silne prepečené, so zreteľným striedaním hrubozrnnejšieho a jemnozrnnejšieho materiálu. V polohách pyroklastík sú hojné aj tenké lávové prúdy andezitového zloženia (dvojpyroxenický andezit, bazaltický hyperstenicko-augitický andezit).

Jednotlivé litofácie vystupujú v sústave skalných brál vysokých 10–30 m.

57 Dajky pyroxenických andezitov

Litofácie formujúce kužeľ intrudujú „početné“ dajky, v súčasnosti v teréne už dosť ťažko a nie celkom zreteľne rozlíšiteľné. Dajky sú tenké od 0,5 do 5,0 m. Identické sú však v petrografii so susednými lávami (dvojpyroxenickým andezitom). Sú typické tvarom a strmým úklonom, ojedinele majú sklovité okraje.

Na povrchu boli zistené tak vo východnej, ako aj v západnej časti formácie. Tvoria ich sivý, drobný až strednoporfyrický andezit. Andezit má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas (An_{30-50}), hypersten, augit.

56 Extrúzie (dómy, kupoly) dacitov

Priestorovo nesúvislé prieniky extrúzií pyroxenických dacitov v oblasti medzi obcami Slančík a Zemplínska Teplica označujeme ako komplex Nomša (ŽEC, 1992). Pre komplex je typické extrúziívne teleso severovýchodne od kóty Nomša. Prevažne ide o nepravidelné telesá pyroxenických dacitov svetlosivej farby, polygonálneho rozpadu. Hrúbka jednotlivých dacitových telies dosahuje najviac 100 m. Priestorovo komplex nemá široké rozšírenie. Dacit má všesmerne zrnitú textúru a porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An_{33-80}), augitu, amfibolu. Základná hmota je hyalopilitická.

Rádiometrický vek z horniny telesa (sz. od obce Zemplínska Teplica) predstavuje vulkanickú aktivitu spodného až stredného sarmatu, $13,1 \pm 0,4$ Ma (ŽEC a ĎURKOVIČOVÁ, 1992).

55 Extrúzie (dómy, kupoly) augiticko-hyperstenických andezitov

V juhozápadnej časti centrálnej zóny na styku nečleneného komplexu s vnútornou časťou vulkanického kužeľa, ale stále v centrálnej vulkanickej asociácii (budujúcej kužeľ), vystupujú dve kupolovité telesá. V priemere dosahujú

rozmery 200 x 200 m. Po okrajoch telies ojedinele vystupujú silne stmelené až prepečené ostrohranné úlomky brekcií a ružovohnedých prepálených tufov a rohovcov. Andezit je sivej farby, všesmerne zrnitej textúry a má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An_{25-50}), hyperstenu a augitu. Základná hmota je hyalopilitická, čiastočne rekryštalizovaná.

54 Nek bazaltického hyperstenicko-augitického andezitu

Vystupuje v severovýchodnej časti nečleneného komplexu, v oblasti nazývanej Poratúnok, kde tvorí výrazné eliptické teleso 200 x 100 m. Teleso má nepravidelnú blokovitú odlučnosť. Andezit je sivý až tmavosivý, strednoporfyrický. Má výrazne porfyrickú až glomeroporfyrickú štruktúru s hyalopilitickou, felzitickou až intergranulárnou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas (An_{55-90}), augit, enstatit (ŽEC, 1992).

V andezite sú často prítomné xenolity hornín dioritového zloženia, ktoré boli vynesené z hlbších úrovní. Rádiometrický vek stanovený z horniny telesa $10,3 \pm 0,2$ Ma reprezentuje časovo najmladšie prejavy vulkanickej aktivity a zaradujeme ich do obdobia spodného panónu (ŽEC a ĎURKOVIČOVÁ, 1992).

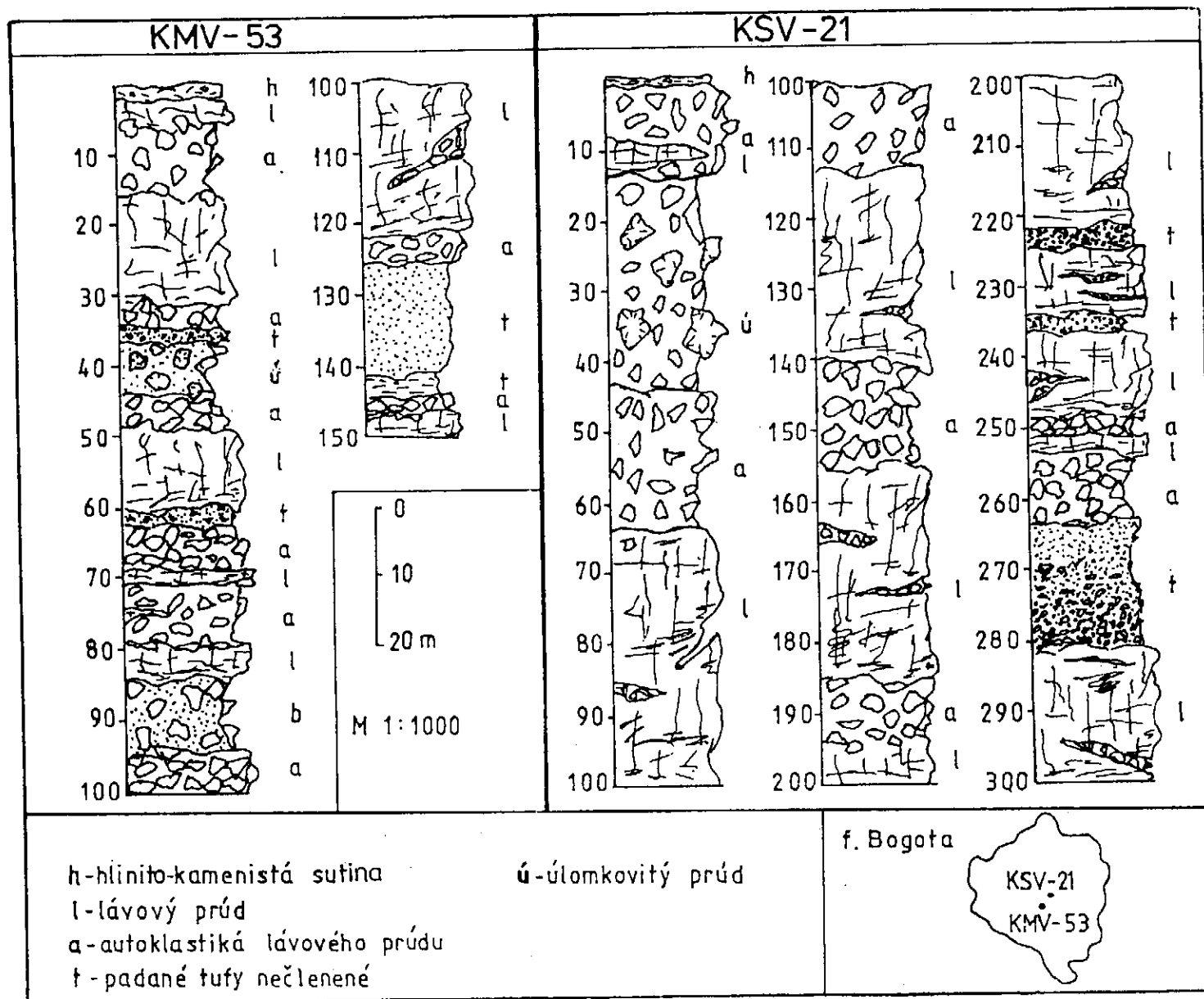
53 Dajky andezitového až dacitového zloženia

V južnej časti nečleneného komplexu vystupujú a prerážajú ho pretiahnuté telesá sv.-jz. smeru. Sú morfológicky výrazné (40–50 m dlhé) s blokovitou až lavicovitou odlučnosťou. Po okrajoch sú silne zbrekčovatené, pričom brekcia má ostrohranný rozpad. Matrix brekcií býva slabo nontronitizovaný. V úlomkoch brekcií ojedinele vystupujú rozbité úlomky rohovcov. Telesá tvorí tmavosivá až sivoružová, drobno- až strednoporfyrická hornina andezitovo-dacitového zloženia. Hornina má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas (An_{33-70}), hypersten, augit, sporadicky vystupuje amfibol.

52 Dajky amfibolicko-pyroxenických dacitov

Dajkovité telesá dacitového zloženia tohto typu sú v súčasnosti v teréne ťažko identifikovateľné. Medzi ne zahrňame teleso prerážajúce severný okraj nečleneného komplexu pretiahnuté v sz.-jv. smere. Pozostáva zo strmo vztyčovaných blokov doskovitej odlučnosti, po okrajoch slabo zbrekčovatených a premenených (nontronitizácia, chloritizácia). Teleso tvorí strednoporfyrický dacit všesmerne zrnitej textúry a s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas (An_{25-50}), hypersten, amfibol.

Obr. 19 Schematický profil litofacií centrální zóny stratovulkánu Bogota (Zec, 1992)



51 Zbrekciovaténé, intenzívne premenené (opalizované) andezity

Vystupujú v údolí Kamenného potoka v severovýchodnej časti vnútornej časti erodovaného kužeľa vo forme reliktovej plochy 50 x 100 m a ich výskyt považujeme za prejav nízkotermálnej hydrotermálnej činnosti. Na základe RTG difrakčných analýz ich tvorí v podstatnej miere cristobalit, tridymit, amorfná alumosilikátová fáza, kremeň.

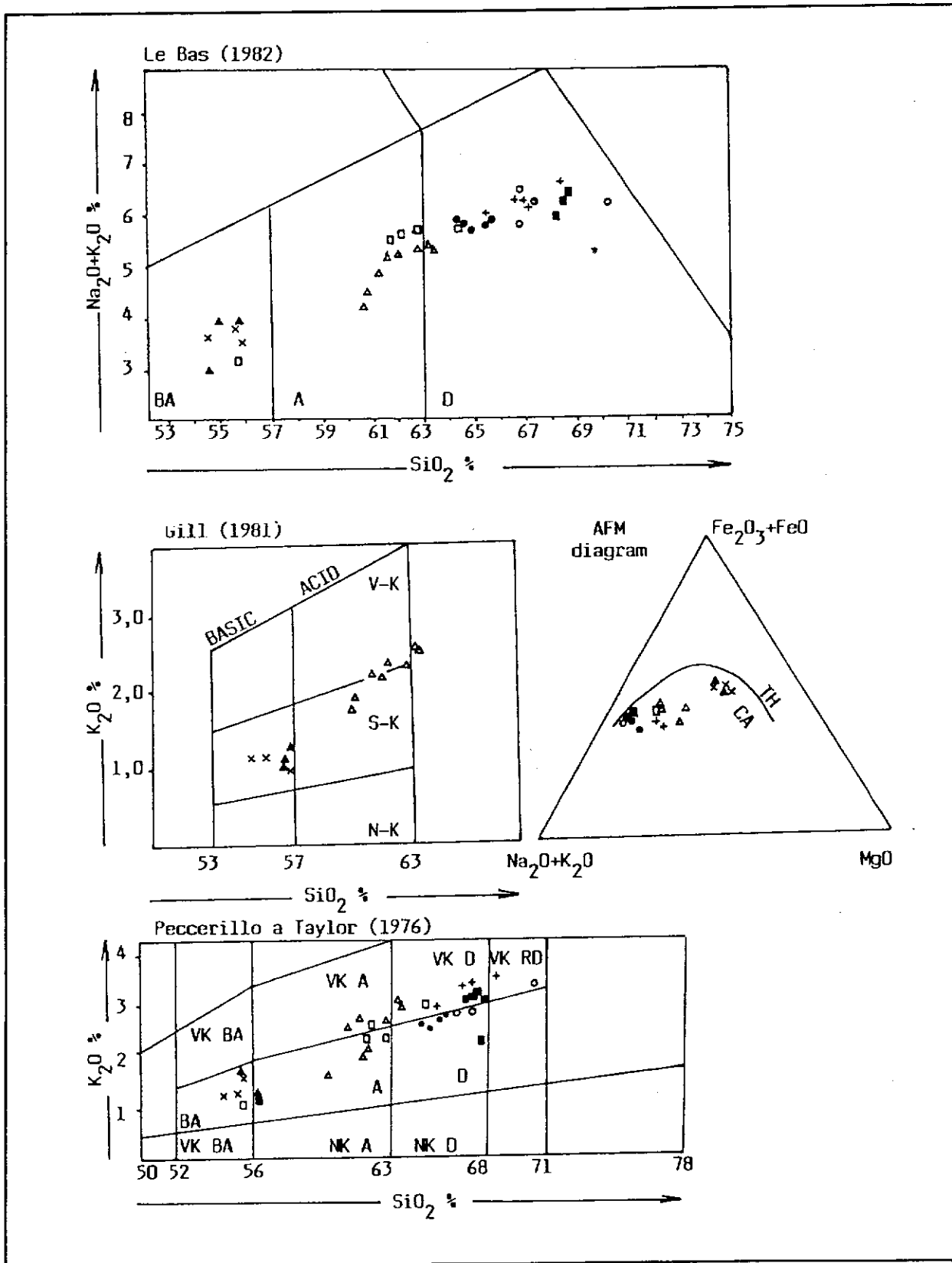
Petrograficky sú to horniny svetlosivej, sivožltej a žltohnedej farby, rozličných textúrnych variet (okaté, fluidálne). Jednotlivé úlomky sú rozličného petrografického zloženia. Podstatnou mierou sa podieľajú na zložení opalizovanej brekcie úlomky neidentifikovateľných hornín silne zmenených a tmeľných silicifikovanou tmeliacou hmotou. Porfyrické výrastlice zastupuje plagioklas, hypersten a amfibol.

50a Nečlenený, čiastočne premenený komplex andezitov a dacitov

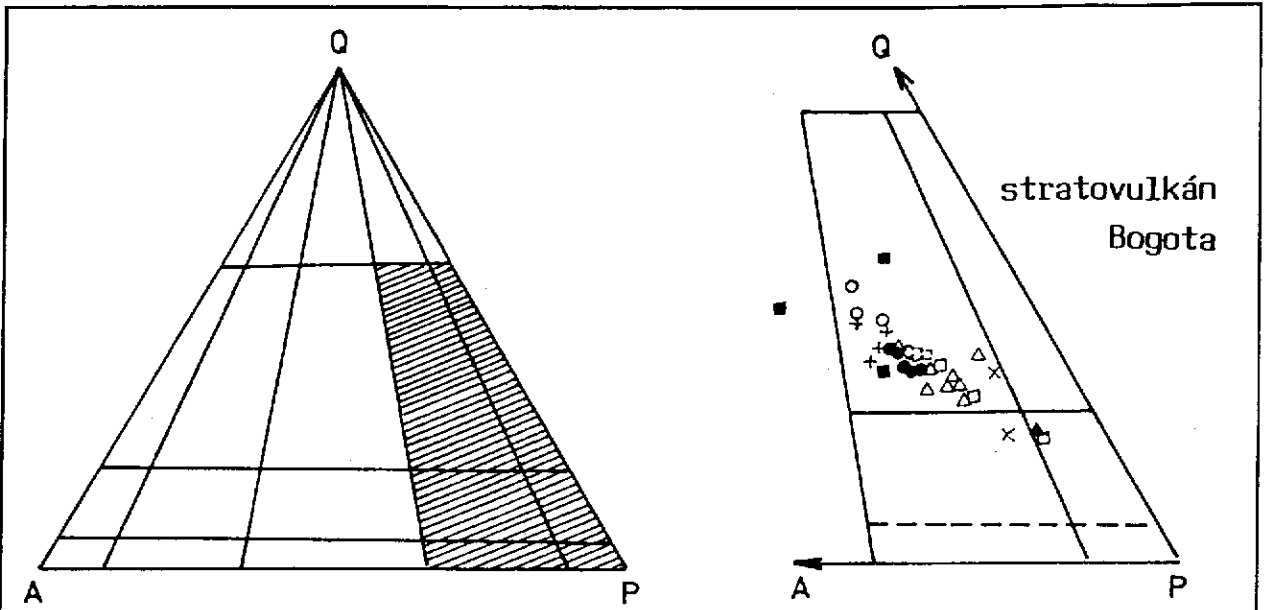
Vo vnútornej časti erodovaného kužeľa v tvare kotlovitej depresie v záveroch dolín Chlmeckého a Kamenného potoka, najmä v oblasti Orechového vrchu, Dubovej, Zvädlivej hory, Poratúnka a Spáleného vrchu vyčleňujeme bližšie nečlenený komplex kupolovitých foriem (lávové kopy a dómy, lávové prúdy) andezitového až dacitového zloženia. Vo veľkej miere býva prerázaný dajkami, nekmi a inými izometrickými telesami rozličného petrografického zloženia. Podstatnú časť komplexu v spodnej bazálnej časti tvoria efuzívne fácie s náznakom lavicovitej odlučnosti prechádzajúcej ojedinele do zóny brekciácie, najmä na styku s mladšími prerážajúcimi telesami. Komplex nie je intenzívne premenený, pričom z premien sa uplatňujú najmä hypergénne premeny. Hornina najviac rozšíreného typu je prevažne tmavosivej farby, miestami ružovkastá. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria najmä plagioklas (An_{30-70}), hypersten, augit, amfibol.

50b Intrúzie dioritových porfyritov

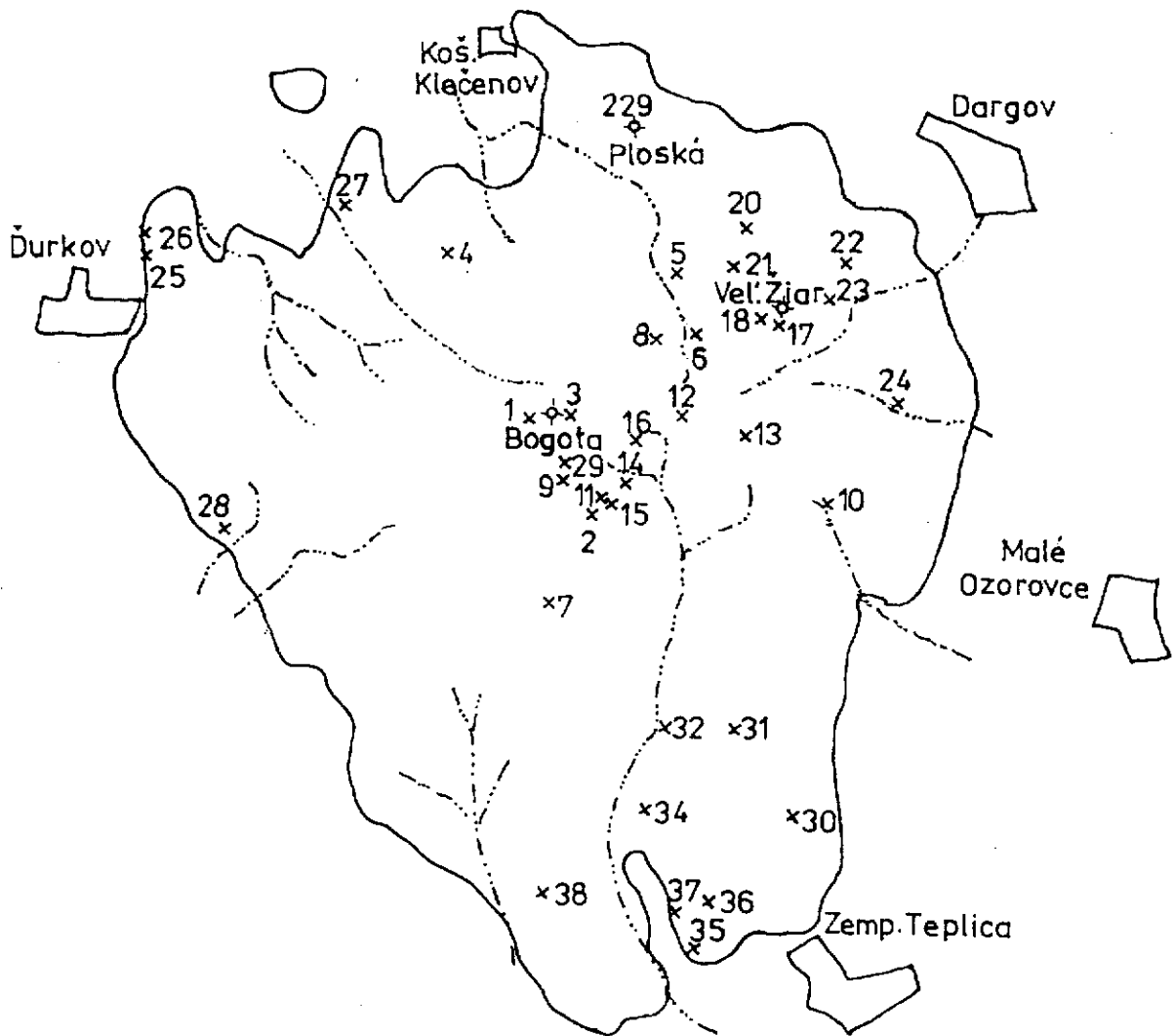
Priamo nevystupujú v teréne a sú zachytené len v reze. Tenké intrúzie boli navrtané vo vrtoch KMV-23 a BOG-1 v severovýchodnej časti nečleneného komplexu (DIVINEC et al., 1989). Petrograficky je hornina totožná s bazaltickým hyperstenicko-augitickým andezitom lávových prúdov. Hornina má stredno- až hruboporfyrickú štruktúru s intergranulárnou, hypidiomorfne zrnitou štruktúrou základnej hmoty. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{30-85}), hypersten a augit.



Obr. 20 Taxonomické rozdelenie horninových typov stratovulkánu Bogota (ŽEC, 1992)
 Vysvetlivky pozri pri obr. 21



Mapka odberu vzoriek



Tab. 6 Chemické zloženie vulkanitov – formácia Bogota

Vzorka	BGŽ-19	BGŽ-163	BGŽ-333	BGŽ-1	BGŽ-4	BGŽ-41	BGŽ-170	BGŽ-392	BGŽ-416	BGŽ-612	BGŽ-764	BGŽ-47	BGŽ-313	BGŽ-344	BGŽ-798	BGŽ-1283	BGŽ-68	BGŽ-69	BGŽ-229
Symbol	x	x	x	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	□	□	□	□	□	+	+	+
Por. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	55,57	54,47	55,45	63,23	62,72	59,67	61,29	61,12	60,74	63,59	60,36	64,36	55,46	62,90	61,44	61,95	66,47	65,41	66,78
Al ₂ O ₃	17,84	17,84	17,46	16,67	17,03	17,53	16,93	17,13	16,93	15,78	18,06	16,45	16,89	17,43	17,06	17,50	15,49	16,52	16,31
Fe ₂ O ₃	3,59	3,57	3,90	0,97	2,67	3,82	3,73	2,20	3,39	1,56	4,67	2,52	2,89	5,61	3,33	6,21	2,29	1,62	1,40
FeO	4,41	4,26	3,69	3,60	2,17	3,25	2,93	3,75	2,84	3,01	1,53	2,47	4,76	0,14	3,09	0,32	2,17	2,81	2,13
TiO ₂	0,980	0,768	0,729	0,708	0,708	0,803	0,739	0,714	0,735	0,742	1,042	0,668	0,734	0,692	0,870	0,840	0,653	0,477	0,466
CaO	7,98	8,83	8,88	5,64	5,36	5,48	5,61	5,88	6,06	4,69	6,46	4,72	9,30	4,72	5,78	4,22	4,08	4,20	3,49
MgO	4,21	5,36	5,25	2,79	1,63	2,70	2,44	2,35	2,67	1,81	1,36	1,88	5,33	0,84	2,14	1,25	1,82	1,18	1,28
MnO	0,144	0,140	0,139	0,098	0,106	0,134	0,101	0,115	0,115	0,082	0,050	0,071	0,170	0,046	0,080	0,100	0,084	0,086	0,092
P ₂ O ₅	0,17	0,12	0,11	0,13	0,18	0,19	0,14	0,17	0,16	0,15	0,19	0,14	0,11	0,18	0,19	0,21	0,14	0,18	0,12
Na ₂ O	2,45	2,46	2,42	2,75	3,20	2,91	3,14	2,70	3,15	2,63	2,74	2,81	2,25	3,33	3,37	3,26	2,85	2,82	3,32
K ₂ O	1,39	1,09	1,05	2,49	2,26	1,79	1,96	2,16	2,08	2,65	1,45	2,67	0,93	2,20	1,95	2,20	3,14	2,71	2,62
S celk.	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003	0,002	0,000	0,011	0,003	0,000	0,002	0,002
SO ₃	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	0,60	0,79	0,43	0,26	0,39	0,83	0,48	0,77	0,28	2,35	1,31	0,70	0,38	0,61	0,28	0,38	0,50	1,85	1,10
Str. žih.	0,61	0,52	0,49	0,55	0,66	0,83	0,38	0,50	0,38	0,73	0,77	0,70	0,34	0,93	0,33	1,21	0,51	0,41	0,80
H ₂ O ⁻	0,59	0,42	0,76	0,40	0,84	0,60	0,80	0,57	0,72	0,40	2,09	1,19	0,50	2,61	0,55	0,91	0,71	0,42	0,65
Súčet	100,00	100,27	100,02	99,93	100,13	99,96	99,89	99,58	99,53	99,79	102,12	100,21	99,56	99,00	100,60	100,62	100,20	100,29	99,93
O	12,60	19,28	11,77	20,10	22,33	20,27	20,33	20,02	18,11	25,75	24,03	24,90	11,46	24,20	19,20	24,71	26,53	27,42	27,96
C	0,85	-	-	-	0,02	1,30	-	0,03	-	0,34	0,66	0,71	-	1,44	-	2,58	0,31	1,76	1,95
OR	8,32	5,79	6,26	14,86	13,47	10,75	11,78	13,02	12,41	16,62	8,74	15,98	5,54	13,37	11,59	13,27	18,73	16,32	15,82
AB	20,93	18,70	20,55	23,47	27,31	25,02	26,64	23,21	26,88	23,07	23,65	24,02	19,15	28,91	28,70	28,12	24,32	24,30	28,60
AN	33,90	30,89	33,84	25,54	25,60	26,44	26,34	28,62	26,14	23,15	31,54	22,79	33,42	22,85	25,81	20,08	19,46	20,03	16,93
DI	4,67	6,40	7,95	1,26	-	-	0,58	-	2,85	-	-	-	10,03	-	1,74	-	-	-	5,0
NY	12,04	12,75	12,28	11,28	4,11	8,62	7,15	10,14	6,88	6,55	3,47	6,27	14,45	2,15	6,13	3,18	5,76	6,38	5,48
OL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MT	5,25	4,65	5,69	1,42	5,34	5,64	5,43	3,23	4,96	2,38	2,10	3,68	4,22	-	4,85	-	3,34	2,38	2,05
IL	1,90	1,29	1,37	1,33	1,33	1,54	1,38	1,37	1,39	1,45	2,01	1,26	1,39	0,39	1,66	0,89	1,24	0,91	0,88
AP	0,38	0,22	0,24	0,28	0,40	0,41	0,31	0,37	0,34	0,35	0,41	0,31	0,24	0,41	0,40	0,44	0,31	0,41	0,25
HM	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,31	-	-	5,77	-	6,33	-	-	-
RU	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,50	-	0,38	-	-	-

Tab. 6 – pokračovanie

Vzorka	BGŽ-279	BGŽ-282	BGŽ-54	BGŽ-64	BGŽ-267	BGŽ-86	BGŽ-87	BGŽ-178	BGŽ-243	BGŽ-419	BGŽ-90	BGŽ-103	BGŽ-199	BGŽ-661	BGŽ-752	BGŽ-728	BGŽ-737	BGŽ-742	BGŽ-1683
Symbol	+	+	▲	▲	▲	•	•	•	•	•	■	■	■	■	■	o	o	o	o
Por. č.	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	68,21	66,89	55,59	56,28	56,80	65,21	64,85	65,73	64,41	64,25	67,32	67,53	68,31	68,79	67,92	67,13	66,77	70,02	66,56
Al ₂ O ₃	15,36	15,33	18,11	18,48	17,78	17,67	17,52	14,85	16,34	16,44	15,29	15,84	15,33	15,79	15,60	15,78	15,87	16,02	15,36
Fe ₂ O ₃	2,59	3,29	3,97	3,25	2,61	0,98	2,86	0,83	2,49	3,40	4,15	1,77	3,39	1,75	1,52	2,88	2,16	1,98	3,25
FeO	1,30	1,02	3,91	3,84	3,82	2,32	1,67	3,17	2,60	1,85	0,58	1,59	0,88	1,45	1,73	1,37	1,80	0,14	0,67
TiO ₂	0,538	0,659	0,790	0,737	0,702	0,653	0,648	0,656	0,581	0,586	0,506	0,523	0,509	0,519	0,522	0,621	0,633	0,540	0,520
CaO	3,37	4,04	8,61	8,34	8,09	5,12	4,89	4,40	4,81	4,75	3,72	3,59	3,61	3,49	3,68	4,25	4,19	3,18	2,92
MgO	0,85	1,29	3,80	4,12	4,09	1,45	1,07	2,06	1,73	1,86	0,43	1,28	0,71	1,04	1,31	0,69	0,85	0,39	0,71
MnO	0,048	0,046	0,143	0,109	0,140	0,072	0,070	0,079	0,070	0,096	0,076	0,085	0,027	0,058	0,092	0,078	0,063	0,036	0,090
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,15	0,11	0,11	0,17	0,17	0,15	0,17	0,19	0,11	0,16	0,12	0,13	0,16	0,18	0,18	0,13	0,26
Na ₂ O	3,06	2,91	2,50	2,52	2,73	3,12	3,14	2,61	3,26	3,21	2,90	1,66	3,04	3,12	2,57	3,37	2,95	2,96	3,19
K ₂ O	3,41	3,17	1,40	1,03	1,28	2,54	2,48	3,14	2,41	2,55	2,93	2,10	0,00	3,18	3,08	2,64	2,70	3,01	3,15
S celk.	0,02	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
SO ₃	0,06	0,03	0,00	0,02	0,02	0,05	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
H ₂ O ⁺	0,25	0,42	0,43	0,51	0,50	0,36	0,29	1,53	0,32	0,28	0,84	1,59	0,71	0,60	1,80	0,30	1,14	0,67	0,00
Str. žih.	0,50	0,83	0,66	0,78	0,85	0,51	0,55	0,43	0,38	0,30	0,72	0,77	0,60	0,31	0,61	0,31	0,57	0,97	1,82
H ₂ O ⁻	0,87	1,16	0,64	1,04	0,54	0,76	0,94	0,45	0,77	0,84	1,70	0,83	1,86	0,61	0,49	0,40	0,67	1,69	1,42
Súčet	99,70	100,08	100,06	100,13	99,52	100,23	100,00	99,64	99,62	99,56	99,59	100,00	100,26	100,26	100,25	100,04	100,59	101,78	99,92
O	30,43	23,40	12,28	13,60	12,76	23,73	25,70	26,09	23,12	23,98	31,57	35,57	30,91	30,91	31,13	26,29	29,71	34,74	30,38
C	0,74	0,13	-	-	-	0,87	1,18	-	-	-	-	3,10	0,75	0,75	1,72	0,06	0,91	2,43	2,05
OR	20,22	20,19	8,26	6,12	7,63	15,13	14,78	18,83	14,39	15,23	17,70	12,76	17,96	17,96	18,72	16,17	16,28	18,02	19,28
AB	25,93	26,48	21,07	21,48	23,45	24,49	23,32	19,76	23,02	22,57	25,02	23,15	26,01	26,01	22,32	29,50	25,45	25,32	27,94
AN	15,76	20,52	33,93	36,42	33,00	24,49	23,32	19,76	23,02	22,57	18,09	17,32	17,43	17,43	17,72	20,60	19,99	15,15	13,25
DI	-	-	7,18	3,78	6,61	-	-	1,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NY	2,12	3,46	9,64	12,12	11,05	6,17	2,68	8,81	6,27	4,19	1,09	4,05	1,79	1,79	4,71	1,78	2,75	0,98	1,83
OL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MT	2,81	1,67	5,74	4,75	3,84	1,42	3,78	1,22	3,65	4,64	0,68	2,64	1,48	1,48	2,26	2,95	3,19	-	0,98
IL	1,00	1,32	1,50	1,39	1,34	1,24	1,22	1,24	1,10	1,10	0,96	1,01	0,95	0,95	1,01	1,21	1,22	0,72	1,02
AP	0,34	0,36	0,34	0,25	0,25	0,37	0,37	0,34	0,37	0,40	0,25	0,35	0,25	0,25	0,35	0,41	0,41	0,28	0,58
HM	0,65	2,39	-	-	-	-	0,27	-	-	0,22	3,75	-	2,41	2,41	-	0,34	-	2,01	2,68
RU	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35	-

Hydrotermálne premeny sú slabé, možno pozorovať chloritizáciu, karbonatizáciu, ojedinele biotitizáciu, turmalinizáciu a hematitizáciu (KALIČIAKOVÁ in DIVINEC, 1989).

Petrochemická charakteristika hornín stratovulkánu Bogota

Taxonomické petrochemické rozdelenie horninových typov stratovulkánu je uvedené v diagramoch na obr. 20 a 21. Analýzy celohorninových vzoriek s prepočítanou normou CIPW, vybraných z jednotlivých horninových typov, sú uvedené v tab. 6. Vybrané vzorky reprezentujú čerstvé nepremenené horniny, a preto pri ich zanášaní do klasifikačných diagramov neboli prepočítané na bezvodý stav. Obsah SiO_2 kolíše v rozpätí 53–70 %. Podľa klasifikačných diagramov LE BASA (1982) a PECCERILLA a TAYLORA (1976) sú horninové typy klasifikované ako bazaltické andezity, andezity, dacity, prevažne stredno až vysoko draselného typu.

Na základe klasifikácie GILLA (1981) spadajú horniny prevažne do poľa stredno draselných hornín, časť andezitov spadá do poľa vysoko draselného typu. Podľa diagramu AFM IRVINA a BARAGARA (1971) sú skúmané horniny vápenato-alkalické. V klasifikačnom diagrame QAP STRECKEISENA (1972) horniny prevažne spadajú do poľa dacitu (obr. 21).

Detailnejšia petrograficko-petrochemicko-petrologická charakteristika vulkanických hornín stratovulkánu je uvedená v práci ŽECA (1992).

Strechovská formácia

(Andezitový stratovulkán Strechový vrch)

Andezitový stratovulkán Strechový vrch tvorí morfológicky výraznú vulkanickú štruktúru, ktorá vystupuje na povrch severne od cesty Dargov-Košice. V geologickej stavbe stratovulkánu vyčleňujeme centrálnu, prechodnú a periférnu vulkanickú zónu (KALIČIAK et al., 1988).

Na skúmané územie zasahuje časť periférnej zóny stratovulkánu z. od Dargova.

Obr. 21 diagram QAP (STRECKEISEN, 1972), zostavil ŽEC, 1992

BA – bazaltický andezit, A – andezit, D – dacit, RD – ryodacit, VK – vysoko draselný typ, SK – stredno draselný typ, NK – nízko draselný typ, TH – tholeiitová povaha, CA – vápenato-alkalická povaha, Q – kremeň, A – alkalický živec, P – plagioklas, x – bazaltický hyperstenicko-augitický andezit, Δ – pyroxenický andezit a drobno-porfyrický pyroxenický andezit, \square – nečlenený komplex, + – augiticko-hyperstenický dacit \pm amfibol a pyroxenicko-amfibolický dacit s biotitom, \blacktriangle – riedkoporfyrický bazaltický hyperstenicko-augitický andezit, \bullet – augiticko-hyperstenický dacit a drobno-porfyrický dacit, \blacksquare – hyperstenicko-amfibolický dacit, o – extrúzie dacitu

49 Epiklastické vulkanické pieskovce

V okolí cesty Dargov–Košice, v podloží lávových prúdov andezitov vystupujú polohy epiklastických andezitových pieskovcov. Pieskovce majú sivú farbu, sú drobno- až strednozrnné a tvorí ich drobný andezitový detrit s ojedinelými fragmentmi andezitu do 5–10 cm. Pieskovce sú čiastočne zvrstvené, s tenkými vložkami pemzových redeponovaných tufov.

48 Epiklastické vulkanické brekcie s polohami epiklastických pieskovcov

Epiklastické andezitové brekcie rozličných zrnitostných variet tvoria uloženie prechodnej, ale hlavne periférnej zóny stratovulkánu aj v jeho južnej časti.

Brekcie sú tvorené angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi celistvých i pórovitých pyroxenických andezitov, ktoré petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom.

Tmeliaca hmota je hrubopiesčitá, detritická, niekedy s drobnými fragmentmi pemzy.

47 Lávové prúdy hyperstenického andezitu

V nadloží epiklastik severne od cesty Dargov–Košice vystupujú lávové prúdy drobnoporfyrického až afanitického sivofialového andezitu.

Andezit má typickú tenkodoskovitú odľučnosť s prechodmi do nepravidelnej blokovitej odľučnosti. V kavernách a puklinách sú časté žilky a hniezda hnedého a tmavohnedého opálu.

Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až trachytickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{36-42}), hypersten a augit.

Vrchný sarmat

Kochanovské súvrstvie

Zastupuje stredný a vrchný sarmat v sladkovodnom vývoji. Je vyvinuté najmä v moldavskej depresii, kde dosahuje hrúbku 250 m, v čiastkovej myslavskej depresii a v podhorí stratovulkánu Bogota, kde je jeho hrúbka až 600 m. Prevládajú svetlosivo-zelenosivé vápnité íly, jemne sľudnaté, prechádzajúce až do prachovcov. Charakteristické sú polohy a vložky jemno- až strednozrnných pieskov, menej drobnozrnných štrkov a sporadické polohy a vložky lignitu a uhoľných ílov. V podhorí vulkanitov sú časté vulkanogénne polohy a vulkanická prímes v pieskoch; v myslavskej depresii sú známe polohy kaolinických

ílov a vo vrchnej časti sú časté polohy hrubých detritov. V súvrství sú zachované autochtónne sladkovodné ostrakódy a fragmenty moluskovej fauny. Foraminifery (a často aj peľové asociácie) sú redeponované zo starších jednotiek (nie však zo spodného sarmatu). Zastúpenie ťažkých minerálov je veľmi podobné ako v stre-tavskom súvrství.

46 Polymiktné štrky

Reliktne vystupujú v morfológickom chrbte medzi Ľudvikovým Dvorom a Lorinčíkom. Sú drobnozrnné, s prachovo-piesčítym matrixom, žltej až okrovo-žltej farby. Priemerná veľkosť obliakov je 0,5–2 cm, opracovanie suboválné, prevláda kremeň, kremenec, sericiticko-chloritické bridlice a piesčité bridlice.

45 Íly, prachovce s polohami štrkov a pieskov

Na povrch vystupujú medzi Šemšou a Košicami. Íly a prachovce sú obvykle pestro sfarbené (žlto, okrovo, fialovohnedo), nezriedka obsahujú variabilnú prímes piesku a štrčika. V íloch zistených v plytkých vrtoch prevláda mont-morillonit, bežne je identifikovaný kaolinit. Kaolinické íly sú známe z oblasti Bašky a Lorinčíka. V tejto oblasti boli z uhoľných ílov získané a opísané bohaté peľové spoločenstvá zaradované do pliocénu (PAČLTOVÁ). Podľa dnešných kritérií bezpečne reprezentuje opísaná asociácia vrchný sarmat. Štrky a piesky sú zle triedené, často sa navzájom prestupujú, resp. prechádzajú do ílov so štrkom a pieskom. Tvorí nepravidelné, šošovkovité a klinovité telesá hrubé až niekoľko metrov. Majú podpornú štruktúru matrixu, v obliakovom materiáli prevláda buď kremeň, alebo rôzne variety fylitov, časté sú amfibolity a diabázy. Karbonáty sa nezistili. Prevláda subangulárne až suboválné opracovanie. Uvedená charakteristika indikuje ich transport z priľahlého gemerika.

44 Redeponované andezitové tufy

Na sz. okraji obce Svinica v sedimentoch kochanovského súvrstvia vo forme šošoviek vystupujú redeponované andezitové tufy. Tufy sú sivé až sivobiele, kompaktné i rozpadavé. Striedajú sa polohy jemnozrnných až popolovitých tufov s polohami strednozrnných lapilovo-pemzových tufov, ktoré sú tvorené lapilami andezitov a fragmentmi žltej až bielej pemzy. Tufy sú miestami zvrstvené, s preplástkami prachovcov a ílovcov. Tufy boli redeponované vo vodnom prostredí (časté sú sklzové textúry).

43a Štrky až zlepenca

Vystupujú, resp. sú reliktné zachované v južnej časti stratovulkánu Bogota. V ojedinelých odkryvoch vystupujú nepravidelné lavice drobnozrnných zlepenčov s hrúbkou 20–50 cm. Priemerná veľkosť úlomkov je 0,5–1 cm, max. 3–4 cm, len vzácné možno nájsť obliaky do 10 cm. Opracovanie je suboválne až oválne, v zložení silne prevláda rezistentný materiál: kremeň, kremence, lydity a rohovce, menej sú zastúpené kryštalické bridlice. Pomerne častú, ale veľmi variabilnú zložku zlepenčov predstavujú obliaky neogénnych vulkanoklastík. Karbonáty sa nezistili. Matrix je piesčitý, v niektorých odkryvoch sú horniny silne tmelené, resp. silicifikované. V odkryve pri Zemplínskej Teplici (vrchná časť odkryvu) je tmel limonitizovaný. Hrúbka štrkov a zlepenčov nepresahuje 20 m.

43b Piesky

Vystupujú v podloží predchádzajúcej litofácie v oblasti Zemplínskej Teplice. Obsahujú nepravidelné vložky ílov a polohy piesčitých, sľudnatých prachovcov. Piesky sú prevažne strednozrnné, menej hrubozrnné a jemnozrnné, vápnité, niekedy s vápnitými konkréciami. Farba je svetlosivá až žltkastá, časté sú limonitizované partie a šmuhovanie oxidmi Fe-Mn. V niektorých odkryvoch sa pozorovalo horizontálne a šikmé zvrstvenie. Celková hrúbka pieskov pravdepodobne nepresahuje 10 m.

42 Sivé vápnité íly, uhoľné íly s polohami lignitu, tufitov i pieskov

Vystupujú najmä v oblasti Svinice a jv. od Slanského Nového Mesta. V oblasti Ďurkova sú prekryté hrubým kvartérnym pokryvom. Íly sú sivej, svetlosivej farby, často žltohnedoškvrnité, vápnité, illitovo-montmorillonitické až montmorillonitické. V íloch sú bežné vložky a polohy jemnozrnných, menej strednozrnných pieskov, obvykle s hojným vulkanogénnym materiálom (hypersten, amfiboly, rudné minerály, vulkanické sklo); (tab. 7). Časté sú aj polohy tufov a tufitov, prevažne andezitového zloženia; vo vrtných profiloch pri Slanských vrchoch sa objavujú aj polohy lávových prúdov. Uhoľné íly obvykle nepresahujú 1 m, lignit 5–30 cm. V povrchových odkryvoch vystupujú len útržky, vzácné vrstvičky lignitu (Bačkov).

Panón

Sedimenty spodného panónu sú rozšírené v moldavskej depresii a východne od Slanských vrchov (trebišovská depresia). Rozšírenie panónskych sedimentov

Tab. 7 Vyhodnotenie ťažkých minerálov – kochanovské súvrstvie (DUBÉCIOVÁ, 1992)

Minerál	Počet vzoriek	Počet poz. vzoriek	Minimálny obsah %	Maximálny obsah %	Priemerný obsah %
granáty	32	19	0,17	22,73	4,50
apatit	32	21	0,19	4,33	1,38
turmalín	32	28	0,27	5,39	2,18
rutil	32	21	0,29	3,26	1,12
biotit	32	9	0,09	9,27	1,73
chlorit	32	24	0,19	55,30	5,19
amfibol	32	24	0,10	4,20	1,48
staurolit	32	6	0,09	1,80	0,70
zirkón	32	21	0,21	15,38	5,97
epidot	32	21	0,09	1,98	0,60
zoizit	32	10	0,10	0,22	0,16
andaluzit	32	2	0,61	0,61	0,61
sillimanit	32	1	0,16	0,37	0,27
hypersten	32	2	0,16	16,50	2,22
distén	32	25	0,17	0,49	0,28
pyrit	32	3	0,14	21,45	5,14
limonit	32	12	1,64	70,87	29,70
magnetit					
a ilmenit	32	31	1,25	85,60	18,05
karbonáty	32	25	0,14	30,51	7,15
kremeň	32	9	0,53	2,08	1,15
živce	32	31	41,02	97,65	82,24
muskovit	32	22	0,18	2,95	1,25
zakalené minerály	32	30	2,25	60,63	25,31

odráža postupný výzdvih územia a pokračujúcu degradáciu záplavy vo východoslovenskej panve. V študovanom území ležia sedimenty panónu na sedimentoch vrchného sarmatu, čo vzhľadom na sladkovodný charakter oboch súvrství a podobný litologický charakter spôsobuje problémy v odlišovaní týchto súvrství. Preto treba považovať za bázu panónu výrazné vulkanogénne horizonty – albínovské tufy v trebišovskej depresii a ryolitové tufy v moldavskej depresii.

S výnimkou hruboklastických sedimentov južne od Sečoviec, ktoré podľa BAŇACKÉHO et al. (1989) prináležia k senianskemu súvrstviu, sedimenty spodného panónu reprezentujú sečovské súvrstvie.

Sečovské súvrstvie

Má sladkovodný vývoj a je vyvinuté vo fáciách ílov až ílovcov a prachovcov s polohami pieskov, vulkanoklastík, uhoľných ílov a lignitu. V asociácii ťažkých minerálov v podhorí vulkanitov prevláda hypersten, granát, turmalín a apatit; v oblasti moldavskej depresie hypersten takmer chýba, čo odráža transport z priľahlých vyvýšených oblastí (tab. 8). Hrúbka súvrstvia dosahuje v západnej časti trebišovskej depresie 250 m; v moldavskej depresii pravdepodobne nepresahuje 200 m.

Tab. 8 Vyhodnotenie ťažkých minerálov – sečovské súvrstvie (DUBÉCIOVÁ, 1992)

Minerál	Počet vzoriek	Počet poz. vz.	Minimálny obsah %	Maximálny obsah %	Priemerný obsah %
granáty	24	21	0,22	25,51	5,39
apatit	24	23	0,31	5,44	2,67
turmalín	24	16	0,13	4,24	1,51
rutil	24	14	0,19	7,33	1,97
biotit	24	9	0,09	0,37	0,28
chlorit	24	22	0,19	11,92	1,75
amfibol	24	8	0,09	0,70	0,17
staurolit	24	11	0,07	3,10	0,58
zirkón	24	17	0,22	4,40	4,38
epidot	24	18	0,08	2,47	0,78
zoizit	24	5	0,07	0,29	0,15
andaluzit	24	-	-	-	-
sillimanit	24	-	-	-	-
hypersten	24	23	0,48	78,85	17,22
distén	24	10	0,16	0,59	0,32
pyrit	24	9	0,09	47,50	3,87
limonit	24	24	0,92	87,83	26,26
magnetit a ilmenit	24	23	7,96	75,43	29,98
karbonáty	24	20	0,16	19,92	3,15
kremeň	24	7	0,91	4,62	2,11
živce	24	24	7,30	91,74	67,90
muskovit	24	18	0,09	4,42	1,12
zakalené minerály	24	16	1,12	50,56	18,67

41 Redeponované ryolitové tufy a tufity

Na povrch vystupujú len reliktné j. od Sene, vrty ich však overili v celej moldavskej depresii. V severnej časti depresie dosahujú hrúbku okolo 10 m, avšak v centrálnej časti dosahuje tento horizont hrúbku až 170 m (vrt Rešica-1). Horniny predstavujú biele až sivobiele pemzové tufy – tufity, prevažne kaolinizované, zložené z kremeňa, ortoklasu a kyslého vulkanického skla. V hlbších častiach panvy obsahujú vložky a polohy tufitických ílovcov a pieskovcov.

40 Piesčité štrky

Vystupujú na najvyšších morfológických vyvýšeninách v Moldavskej a Medzevskej pahorkatine. Reprezentujú najvyššiu časť súvrstvia a štádium finálneho zaplňania bazénu hrubými klastikami. Z väčšej časti tvoria morfológické elevácie na Abovskej pahorkatine a v širšom okolí Paňoviec. Dominujú piesčité drobné až strednozrné štrky s nepravidelnými polohami pieskov. V zložení silne prevládajú rezistentné úlomky: kremeň, kremenec, buližník, kremenné fylity, porfýry a kremenné pieskovce. Sporadicky sú zastúpené piesčité bridlice, rohovce a rozpadavé horniny s vysokým podielom živcov (granitoidy, arkózy). Karbonáty a neovulkanické horniny chýbajú. Dôležitým znakom je aj veľmi nízky obsah karbonátov v asociácii ťažkých minerálov. Opracovanie psefitických klastov je suboválné, menej subangulárne (najmä na severe depresie). Zo severu na juh klesá aj priemerná veľkosť obliakov z 1–3 cm na 1 cm; maximálna veľkosť obliakov sa zistila v oblasti Paňoviec a Selešky, a to 12–15 cm. Matrix a polohy pieskov v štrkoch reprezentujú hlavne stredno- až hrubozrné piesky, často sfarbené oxidmi Fe a Mn. V niektorých polohách oxidácia extrémneho nahromadenia rudných minerálov spôsobuje hrdzavé šmuhovanie. V tejto litofácii sú z vrtovej známe aj polohy ílov a prachovcov; prachovce tvoria aj najvyššiu časť v pieskovni vo Vyšnom Lánci. V ojedinelých, dobre odkrytých úsekoch je viditeľné výmoľové, šikmé a gradačné zvrstvenie.

39 Íly a silty s polohami pieskov i štrkov

V moldavskej depresii, kde sú na povrchu vyvinuté, predstavujú bezprostredné podložie predchádzajúcej litofácie. Íly a silty sú prevažne pestré: sivožlté, okrové až červenofialové, nevápnité, illitovo-montmorillonitické s polohami kaolinických (resp. illitovo-kaolinických) ílov. Kaolinické íly sú bielosivej farby, dosahujú hrúbku niekoľko metrov a sú vyvinuté najmä pri styku panónu s gemerikom, v okolí Šace a v južnej časti depresie v okolí Vyšného Láncu. Okrem pestrého sfarbenia je pre ílovo-prachovité sedimenty charakte-

ristická častá variabilná prímes psefitických a psamitických klastov. Pestré sfarbenie sedimentov a prítomnosť kaolinických ílov viedlo ELEČKA (in PRISTAŠ et al., 1987) k ich korelácii, resp. zaradeniu do poltárskeho súvrstvia pontského veku. Výskyt uvedeného typu sedimentov odráža len klimatické podmienky a zdrojové oblasti, nie stratigrafickú príslušnosť. Pestré sfarbenie sedimentov je vo východoslovenskej panve známe už v karpate, kaolinické íly sa ťažia z klčovského súvrstvia (kopec Viničná pri Košiciach) a sú známe aj z vrchného sarmatu (Baška, Bačkov). Celkový vývoj sedimentov, ktorých bázu tvoria kaolinizované ryolitové tufy, poukazuje na postupnú degradáciu bazénu (resp. ústup panónskeho bazénu na J), kde najmladšia hrubodetritická litofácia reprezentuje jeho finálne štádium vyplňania. Preto nepredpokladáme prítomnosť mladších sedimentov neogénu ako spodný panón vo vlastnej moldavskej depresii.

Piesky sú nevápnité, jemno- až strednozrnné, žlté, hrdzavohnedé, často s prímesou štrku. Ich hrúbka sa pohybuje obvykle od 0,5 do 2 m. Štrky zhodné s opísanou litofáciou sa vyskytujú zriedkavejšie.

Z vrtných prác sú známe tenké polohy uhoľných ílov a lignitu.

38 Redeponované andezitové tufy, tufity (albinovské tufy)

Predstavujú vlastnú bázu sečovského súvrstvia v trebišovskej depresii. V hlbších častiach panvy táto litofácia presahuje hrúbku 100 m; v študovanom území sú tieto vulkanoklastiká hrubé max. 30–50 m. Na povrch vystupujú na kóte Albinovská hôrka, kde je v súčasnosti zriadená skládka tuhého odpadu.

37 Piesky, pieskovce

Sú vyvinuté v podloží kvartéru, v podhorí Slanských vrchov pri Sečovciach a Malých Ozorovciach. Predstavujú polohy hrubé až niekoľko metrov prevažne stredno- až jemnozrnných pieskov, v niektorých polohách slabo tmelených pieskovcov. Sú svetlozelenosivé, žltkasté, často tufitické, zvrstvené polohami masívnych prachovcov. Vrstvy pieskov majú ostré alebo erózne bázy; bežné je gradačné a šikmé zvrstvenie.

36 Pestré íly, sivé vápnité íly, tufy, tufity, uhoľné íly a slojky lignitu

Sú vyvinuté z východnej strany Slanských vrchov na poklesnutých tektonických ryhách. Íly sú prachovité, sivé, sivozelené, miestami žltohnedo škvrnité, v spodnej časti často hnedo a fialovo sfarbené, vápnité, s polohami nevápnitých (prevažne montmorillonitických) ílov. Andezitové tufy a tufity

predstavujú vo vrtných profiloch polohy hrubé až niekoľko metrov, prevrstvené ílmi a prachovcami. Pre súvrstvie sú charakteristické preplástky a slojky drevitého lignitu hnedej a čiernohnedej farby. Vrása, pravdepodobne sklzového pôvodu, s vrstvami lignitu vystupuje v odkryve pri sútoku potokov Trnávka a Lieskovec. V strednej a vrchnej časti súvrstvia sú časté polohy jemno- až strednozrných pieskov.

Íly sú zväčša faunisticky sterilné, resp. obsahujú redeponovanú faunu. Zriedkavé autochtónne ostrakódy, gastropódy a mikroflóra zo vzoriek zo širšieho okolia Sečoviec poukazujú na spodnopanónsky vek súvrstvia (ZLINSKÁ et al., 1992).

Senianske súvrstvie

Súvrstvie je rozšírené hlavne v strednej a južnej časti Východoslovenskej nížiny. Leží diskordantne a transgresívne na neogénnych súvrstviach rôzneho veku. Jeho hrúbka dosahuje 300 až 600 m.

35 Pestré íly a štrky bez andezitových obliakov

Na skúmanom území k senianskemu súvrstviu patria drobné štrky a pestré íly na Podslanskej pahorkatine západne a severozápadne od Trebišova (BAŇACKÝ et al., 1987). Vyskytujú sa vo forme denudačných relikto, ležia diskordantne na sarmate.

Štrky pozostávajú z drobných obliáčikov (priemer do 0,5 cm) kremenných pieskocov, kremencov, menej z kremeňa a silicitov. Štrky sú zaílované a prechádzajú do pokryvných ílov. Fauna sa v týchto sedimentoch nezistila. Na predpokladanú príslušnosť k senianskemu súvrstviu poukazuje litológia a ich pozícia (BAŇACKÝ, l. c.).

Kvartér

Základné faktory ovplyvňujúce vývoj sedimentov v kvartéri boli oscilácia klímy v pleistocéne a nerovnomerný zdvih územia v tomto období. Na zmenu klímy a pohybovú tendenciu územia najcitlivejšie reagovala riečna sieť, a to buď ukladaním neseného materiálu, alebo eróziou. Od vývoja riečnej siete závisel do značnej miery aj vývoj ostatných genetických typov kvartérnych sedimentov. Vidieť to napr. zo vzťahu fluviálne sedimenty – prolúviá a fluviálne sedimenty – svahoviny. Na základe stratigrafických kritérií možno kvartérne sedimenty južnej

časti Košickej kotliny a Slanských vrchov zaradiť do starého (spodného), stredného a mladého (vrchného) pleistocénu.

Starý (spodný) pleistocén

Do obdobia spodného pleistocénu začleňujeme fluviálne sedimenty prvej vysokej terasy Hornádu a Bodvy, relikť prvého vysokého náplavového kužeľa Črmel'ského potoka a vysokú terasu Olšavy.

28 Proluviálne sedimenty: štrky, zahlinené štrky

Tieto sedimenty tvoria relikť vysokého náplavového kužeľa Črmel'ského potoka, zachovaného západne od vyústenia tohto potoka do intravilánu Košíc. Materiál kužeľa predstavujú suboválne, prevažne diskovité obliaky, občasne imbrikované, tvorené takmer výlučne metamorfovanými bridlicami. Medzerná hmota je zložená z hlinitého piesku. Nápadná zhoda je medzi tvarovými parametrami a veľkosťou osí obliakov prolúvií a súčasnej dnovej výplne potoka Črmel' (tab. 9).

Tab. 9 Tvarové parametre a priemerné hodnoty osí a, b, c prolúvií vysokého náplavového kužeľa a dnovej výplne Črmel'a

Tvar obliakov				
	plochý (diskovitý)	guľovitý	čepelovitý	vretenovitý
počet	33	4	31	8
% časť	43,421	5,263	40,789	10,526
priemerná hodnota osi a:	4,036			
priemerná hodnota osi b:	2,5			
priemerná hodnota osi c:	1,144			
Lokalita: Červený breh				
Počet meraných obliakov: 76				
	plochý (diskovitý)	guľovitý	čepelovitý	vretenovitý
počet	18	5	32	10
% časť	27,692	7,692	49,230	15,384
priemerná hodnota osi a:	4,850			
priemerná hodnota osi b:	2,641			
priemerná hodnota osi c:	1,171			
Lokalita: Črmel'				
Počet obliakov: 65				

Báza prolúvií sa nachádza v relatívnej výške 50 m nad súčasnou hladinou Hornádu. Pretože ich vývoj bol viazaný na vtedajšiu miestnu eróznú bázu, reprezentovanú tokom Hornádu, ich relatívna výška je dobre korelovateľná s výškou 1. vysokej (günzkej) terasy Hornádu vyvinutej na ľavom brehu Hornádu.

Do spodného pleistocénu zaraďujeme aj prolúviá vyvinuté v oblasti Medzevskej pahorkatiny, patriace k potokom pritekajúcim zo Spišsko-gemerského rudohoria. Báza prolúvií tvorených silne zahlinenými obliakmi kremeňa, kremenca, kremitého porfýru, ruly a vzácné amfibolitom a pieskovcom je v relatívnej výške 25 m nad súčasnou miestnou eróznou bázou. Proluviálne sedimenty, ktorých hrúbka dosahuje až 7 m (vrt JVH-42), sú v celom rozsahu pokryté sprašovitými a deluviálnymi sedimentmi.

Východne od ústia Olšavy sa nachádzajú v relatívnej výške 55–60 m silne zahlinené proluviálne sedimenty tvorené suboválnymi a subangulárnymi obliakmi andezitov. Veľkosť klastov je premenlivá, najväčšie dosahujú priemer až 1 m. Hrúbka týchto prolúvií je 2–3 m.

27 Fluviálne sedimenty: reziduálne štrky

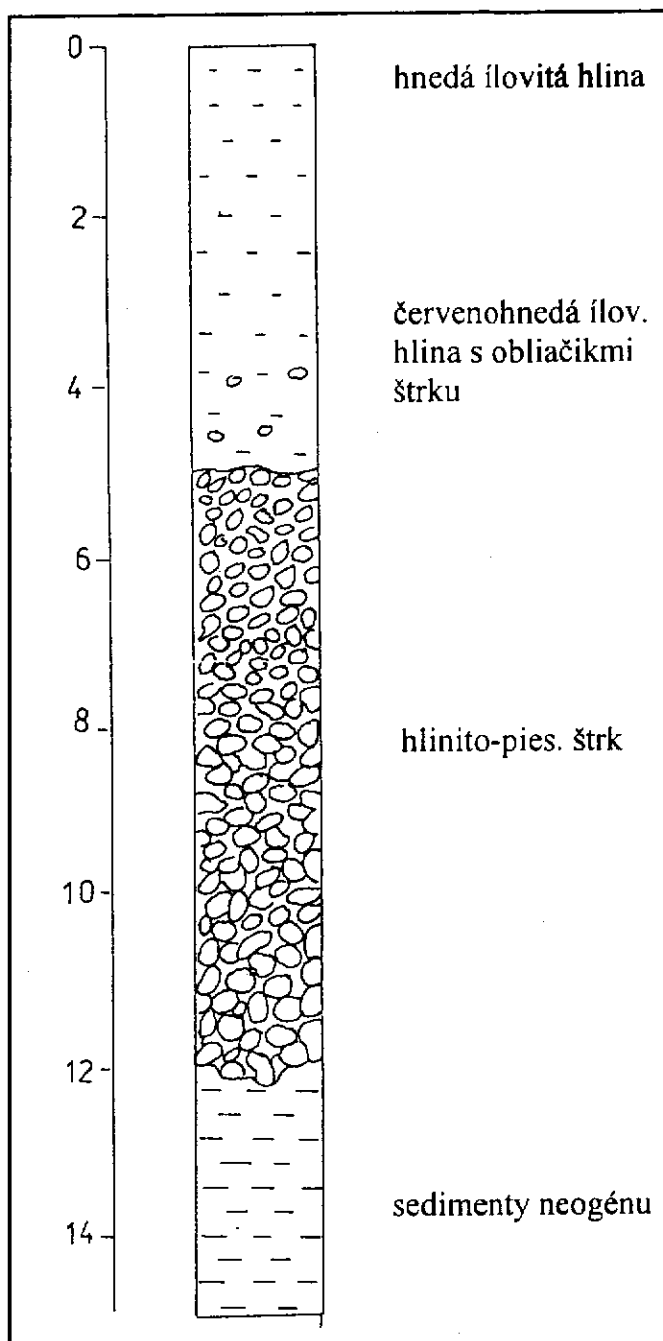
Fluviálne sedimenty spodného pleistocénu sú zachované v doline Bodvy, reliktné aj v doline Olšavy.

V doline Hornádu tvoria tieto sedimenty prvú vysokú terasu tohto toku (JANOČKO, 1990), ktorá je zachovaná pri sv. okraji Košíc (sídliisko Ťahanovce) a reliktné v Bodvianskej pahorkatine. Pri stratigrafickom začlenení sa opierame o ich morfológickú pozíciu (50–55 m nad súčasným tokom Hornádu), ich koreláciu so spodnopleistocénnymi prolúviami Črmeľského potoka a s fluviálnymi sedimentmi 2. vysokej terasy Hornádu, ktorých stratigrafické zaradenie potvrdzuje M/R fosílna rubifikovaná pôda.

Reziduá štrkov, ktorých sedimentáciu predpokladáme v spodnom pleistocéne, sa vyskytujú aj vo vrcholových častiach Bodvianskej pahorkatiny, západne od toku Hornádu. Suboválne opracované obliaky veľkosti do 15 cm tvorí kremeň, kremenec, pieskovce a karbonáty, menej magmatity a metamorfity. Ich relatívna výška je cca 80 m nad súčasnou nivou Hornádu. Rozdiel výšok akumulácií v Ťahanovciach a na Bodvianskej pahorkatine je spôsobený postsedimentárnou výzdvihovou tektonikou.

V doline Bodvy tvoria fluviálne sedimenty spodného pleistocénu jej 1. vysokú terasu, ktorá sa ťahne od Hatín až po j. okraj Moldavy. V celom rozsahu je pokrytá sprašovitými hlinami (cca 5 m), v ktorých sú zachované rubifikované fosílné pôdy (vrt JVL-42, obr. 22).

Báza terasy je cca 25 m nad súčasnou riečnou nivou Bodvy, fluviálnu akumuláciu, ktorej hrúbka je 4–7 m, tvoria najmä suboválne a oválne obliaky kremeňa a kremenca.



Relikty vysokej terasy v doline Olšavy možno sledovať v. od obce Bidovce. Jej akumulácia podľahla takmer v plnom rozsahu deštrukčným procesom, v súčasnosti je zachovaná len reziduálne v relatívnej výške 65–70 m nad súčasnou riečnou nivou Olšavy. Akumuláciu tvoria subangulárne a suboválne obliaky andezitov s priemernou veľkosťou 6 cm, max. 15 cm.

Stredný pleistocén

Sedimenty stredného pleistocénu, ktoré sú zastúpené fluviálnymi a proluviálnymi uloženinami, tvoria najväčší objem pleistocénnych sedimentov v študovanom území. Stratigraficky ich možno zadeliť do spodnej (mindel) a vrchnej (starší, mladší ris) časti stredného pleistocénu.

Obr. 22 Vývoj fluviálnej akumulácie prvej vysokej terasy vo vrte JVL-42 (JANOČKO, 1992)

26 Proluviálne sedimenty: štrky s pokryvom sprašových hĺn (mindel)

Najstarší z rozsiahlych náplavových kužeľov, ktorý vytvára potok Ida, sa začleňuje do spodnej časti stredného pleistocénu. Severne od Bodvianskej pahorkatiny kužeľ pokrývajú sprašové hliny, ktoré dosahujú hrúbku 2–4 m. Kužeľ tvoria suboválne a subangulárne obliaky kremenca, kremitého porfýru a ruly, vzácné amfibolit a pieskovec. Hrúbka prolúvií nepresahuje 12 m.

25 Proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky (mindel)

Pri vyústení potokov do dolín väčších tokov sa v období mindelu akumulovali rozsiahle náplavové kužele, ktorých relikty možno zmapovať aj dnes. Takto vznikali kužele potokov pretekajúcich zo Spišsko-gemerského rudohoria do doliny Hornádu a Bodvy. Západne od Hornádu, v „moldavskej“ časti kotliny, sa opracovanie a petrografická charakteristika materiálu prolúvií nelíši. Materiál tvoria suboválne a subangulárne klasty kremeňa, kremenca, kremitych porfýrov, rúl, bridlíc. Hrúbka prolúvií je cca 10 m.

Východne od Slanských vrchov sa vytvoril mindelský proluviálny kužeľ potoka Trnávka. V koncovej časti sa kužeľ končí na okraji sečovskej kvartérnej hrasti. Kužeľ je zložený zo silne zahlinených, dobre opracovaných obliakov a balvanov andezitov do veľkosti 30–40 cm. Materiál kužeľa je pod hĺbkou 2 m silne navetraný, miestami až zvetraný. V okrajovej časti dosahuje kužeľ hrúbku 2–15 m, v strednej predpokladáme hrúbku 35 m (podľa informácie horára studňou kopanou do hĺbky 30 m nedosiahli podložie).

24a, b Fluviálne sedimenty: piesčité štrky s pokryvom sprašových a deluviálnych hĺn (mindel)

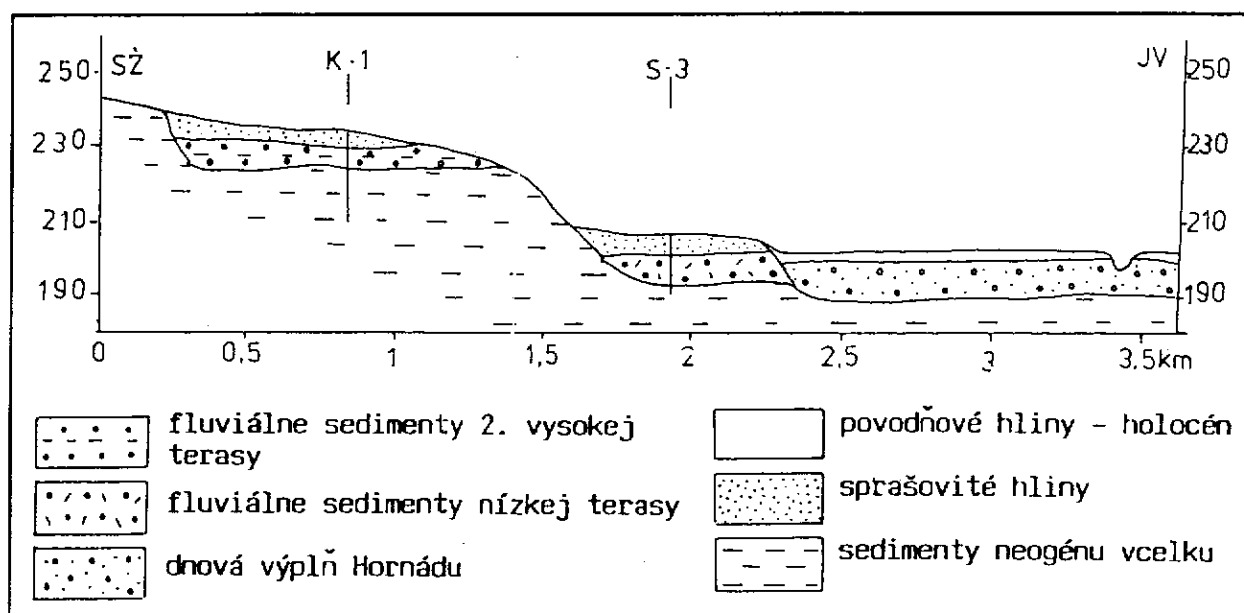
Fluviálne sedimenty mindelu patria medzi najrozšírenejšie kvartérne sedimenty študovaného regiónu a poukazujú na intenzívnu riečnu modeláciu reliéfu v tomto období. Najlepšie sú zachované v doline Hornádu, kde tvoria akumuláciu časť druhej vysokej terasy tohto toku. Terasa tvorí výrazný morfológický stupeň, tiahne sa po pravej strane Hornádu od severného okraja Košíc až po Bodviansku pahorkatinu južne od Sene. Jej tylová časť je prekrytá prolúviami potoka Ida. Relikty terasy sa zachovali aj po ľavej strane Hornádu v Ťahanovciach a na sídlisku Furča v Košiciach. Značné rozšírenie tejto terasy poukazuje na veľkú laterálnu eróziu Hornádu v tomto období, ktorej intenzita už nebola prekonaná v mladších obdobiach pleistocénu. Výška povrchu terasy je cca 30–32 m nad súčasným tokom Hornádu, výška bázy štrkovej akumulácie je cca 25 m (obr. 23).

Hrúbka akumulácie varíruje od 2 do 7 m, výnimkou sú zvyšky tejto terasy pri Čani a Gyňove, kde hrúbka štrkov nepresahuje 2 m. Štrky sú suboválne, menej oválne, veľkosti do 15 cm. Tvoria ich kremeň, kremenec, granity, zlepenec, pieskovce, droby, ojedinele andezity a karbonáty, kryštalické bridlice. Zastúpenie ťažkých minerálov vidíme v tab. 10. Štrky majú podpornú obliakovú štruktúru, prevláda v nich masívne zvrstvenie, ojedinele možno pozorovať korytovité a šikmé zvrstvenie. Častá je pozitívna gradácia štrkov dnovej a korytovej fácie až do pieskov nivy (obr. 24).

Tab. 10 Percentuálne zastúpenie ťažkých a ľahkých minerálov vo fluviálnych sedimentoch Hornádu - mindel

Čís. vzorky		Frakcia (mm)	Olivín	Hypersten	Amfibol	Kyanit	Epidot
labor.	geol.						
282/87	122-33	0,25-0,1		0,41			0,14
		0,1-0,05		3,34			0,14
554/87	206-33	0,25-0,1			5,95	0,13	0,39
		0,1-0,05			6,77		0,45
3/89	244-33	0,25-0,1		0,55	1,55	0,07	0,37
		0,1-0,05	0,037	0,17	0,69		0,24
5/89	246-33	0,25-0,1		0,14	0,66		0,14
		0,1-0,05	0,03	0,03	0,25		0,18

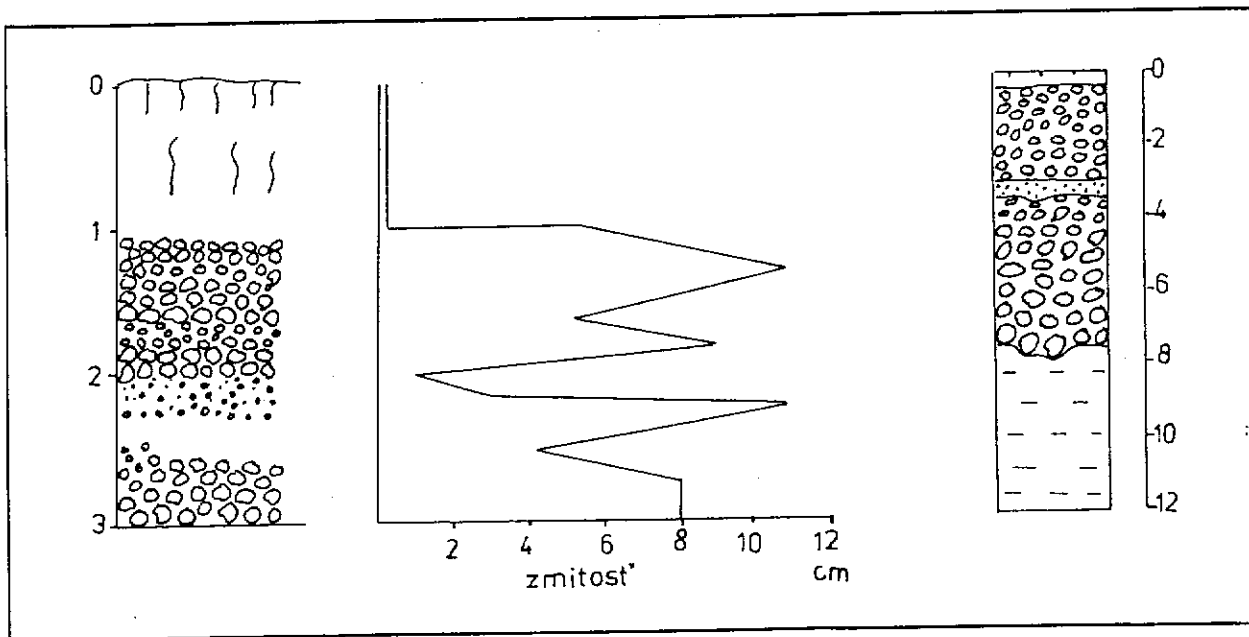
Čís. vzorky		Frakcia (mm)	Chlorit	Karbonát	Magnetit a ilmenit	Hematit	Limonit
labor.	geol.						
282/87	122-33	0,25-0,1	1,09	0,82			
		0,1-0,05	0,56	2,09			
554/87	206-33	0,25-0,1	0,29	0,58	21,83	0,192	32,16
		0,1-0,05	0,39	0,06	36,81		25,66
3/89	244-33	0,25-0,1	3,62	3,99	15,03		30,67
		0,1-0,05	0,89	29,23	19,91		25,87
5/89	246-33	0,25-0,1	1,17	40,42	27,88		7,24
		0,1-0,05	0,21	39,75			



Obr. 23 Terasy Hornádu (JANOČKO, 1992)

Zoizit	Granát	Staurolit	Andaluzit	Zirkón	Brookit	Apatit	Turmalín	Rutil	Biotit
0,82	1,64	0,14	0,27	0,14		0,82	1,36	0,68	
0,42	4,04	0,28		4,46		1,53	0,7	1,25	0,28
	0,19			0,29		0,29	0,58	0,1	0,49
0,42	0,58			3,8		0,32	1,1	0,26	0,06
	6,32	0,06		0,55		1,53	1,47	0,43	0,12
	6,00	0,17		4,15	0,03	0,86	0,58	1,37	0,1
	0,62		0,03	0,69		0,48	0,66	0,1	0,24
	0,15	0,17	0,06	0,44		0,12	1,04	0,18	0,12

Leuko-xén	Zakal. minerály	Kremeň	Živce	Muskovit	Biotit	Chlorit	Fosfáty	Zakal. minerály	Karbonát
			81,11		0,62			18,27	
			75,98	0,49	0,98		6,86	15,9	
0,29	36,35	0,56	62,57			1,12		35,75	
	23,6		66,9	0,23	0,23	0,47		32,16	
0,06	33,68		77,38					15,74	6,89
	9,63		66,2		0,47		0,23	4,9	28,21
0,03	16,38		92,01					7,44	
						0,55			



Obr. 24 Vývoj fluviálnej akumulácie 2. vysokej terasy Hornádu v odkryve na lokalite Košice-Barca a v Košiciach-Šibená hora (JACKO, 1992)

Medzernú hmotu tvorí piesok, v menšej miere gravelit alebo prach. Zastúpenie zrnitostných frakcií vidno z tab. 11. Tvarové parametre obliakov sú znázornené v tab. 12.

Opisovanú terasu pokrývajú sprašové hliny s hrúbkou do 2 m.

Tab. 11 Zastúpenie zrnitostných frakcií v medzernej hmote fluvialných štrkov druhej vysokej terasy Hornádu

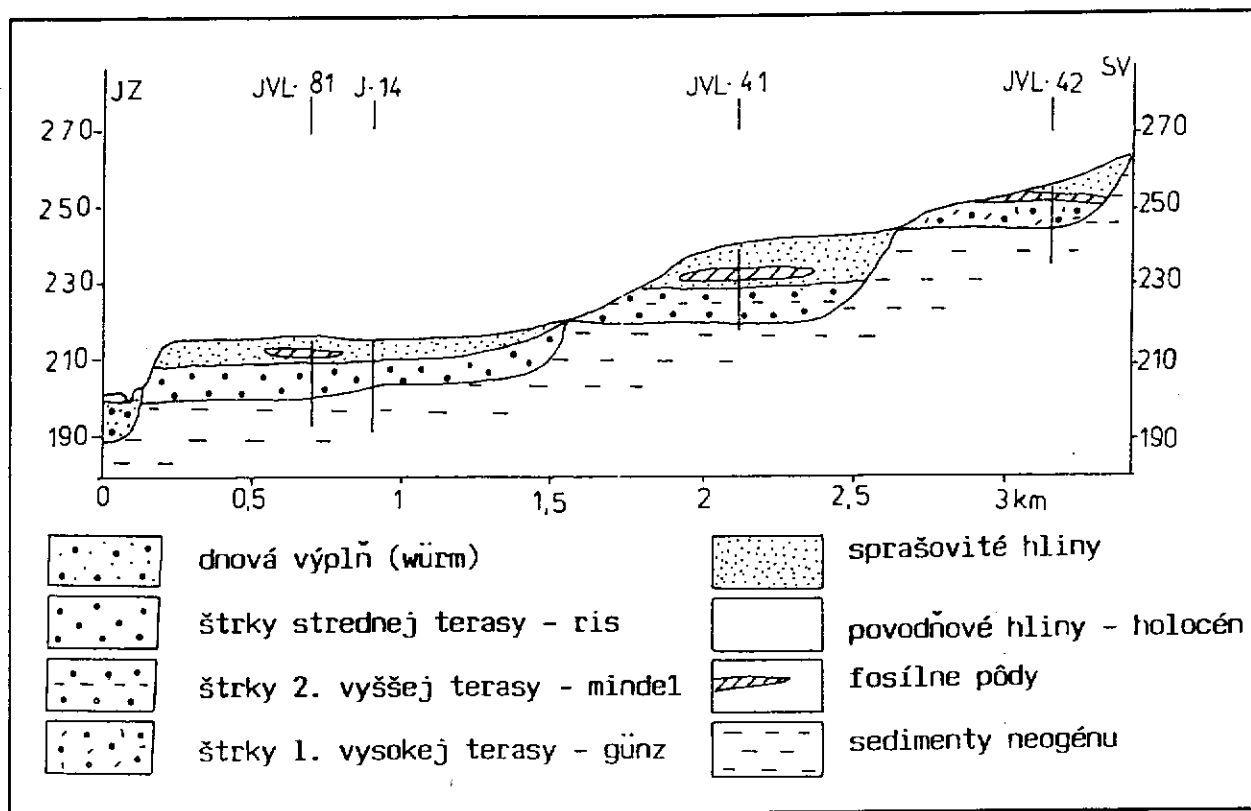
	Počet vzoriek	Miner. zastúp. %	Maxim. zastúp. %	Aritm. priemer %	Štatist. odchýlka	Variač. koef. %
íl + prach	13	4,8	51,1	20,29	13,7	67,5
piesok	13	14,9	78,0	42,05	17,3	41,1
gravelit	13	12,2	70,0	39,95	14,5	36,5

Tab. 12 Granulometrické parametre medzernej hmoty štrkov druhej vysokej terasy Hornádu

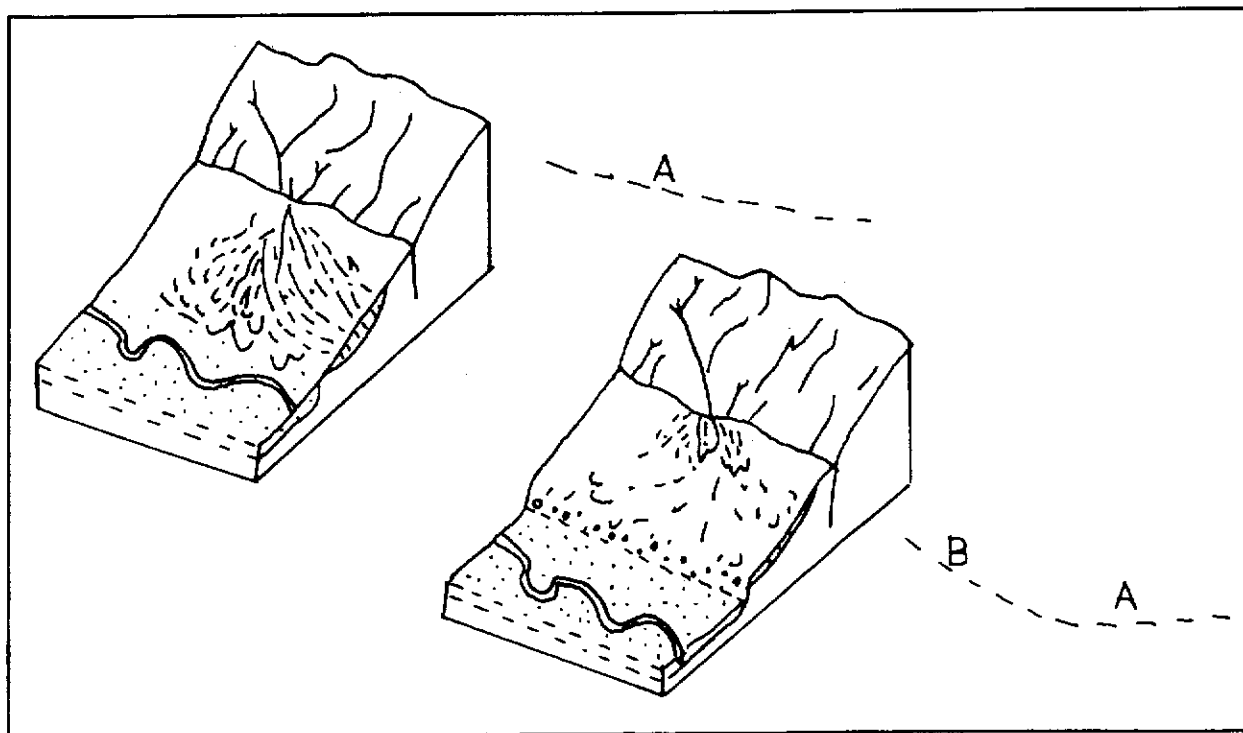
Čís. vzorky	Stredné zrno z	Vytriedenosť z	Asymetria s_k
121	-0,524	2,417	-0,209
181	-118	4,969	-0,192
188	0,690	4,094	-0,470
189	-0,434	2,197	0,287
246	2,719	5,046	-0,870

Druhá vysoká terasa Bodvy tvorí morfológicky výrazný zarovnaný povrch tiahnucci sa od Hatín na juh k Moldave nad Bodvou, Mokranciam a Čečejovciam. Báza terasového stupňa je cca 3–5 m nad riečnou nivou Bodvy (obr. 25), hrúbka fluvialných štrkov je cca 6–9 m, v ich zložení prevláda kremeň, kremenec, metamorfity. Medzernú hmotu tvorí hlinitý piesok. V nadloží fluvialnej akumulácie sú vyvinuté svahové sedimenty, ktoré tvorí piesčitá hlina a íl s ojedinelými obličkami hornín.

Zvyšky terasy potoka Terebľa východne od Slanských vrchov sú zachované jv. od Slanca. Terasa je zložená z pieskov a štrkov andezitov (priemer obliakov 5–8 cm, ojedinele 15 cm), drobných obliakov kremenca (priemer 1–2 cm). Terasa je uložená na denudovanom a zarovnanom povrchu sarmatských ílov 50 m nad hladinou Tereble. Hrúbka piesčito-štrkovej akumulácie je 1–5 m s pokryvom deluvialných hlien hrubým 7–14 m.



Obr. 25 Vývoj terás Bodvy (JANOČKO, 1992)



Obr. 26 Schematický vývoj náplavových kužeľov Idy (JANOČKO, 1992)

23 Fluviálne sedimenty: piesčité štrky

Sedimenty mindelských terás vystupujú na povrch spod sprašovitých a deluviálnych hlín, najmä v hrane terasy, kde bol nadložný sediment oderodovaný. Ich charakteristika sa podrobne opisuje v predchádzajúcej vysvetlivke.

22 Proluviálne sedimenty: hlinité štrky s pokryvom deluviálnych hlín (nečlenený ris)

Kužeľ je rozvinutý medzi potokom Izra a Roňava jv. od Malého Kazimíra. Najväčšia časť kužeľa je uložená na maďarskom území, hrúbka dosahuje okolo 2 m, s pokryvom deluviálnych hlín. V súvrství prolúvia prevládajú štrky (90,3 %) zastúpené andezitmi, menej ryolitmi, ktoré sú väčšinou dobre opracované. Menej významne, ale pravidelne sa vyskytujú poloopracované až veľmi slabo opracované kremence a metakvarcity, pieskovce a arkózy z okolitého paleozoika.

V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály a hypersten. Stupeň korózie hyperstenu pripúšťa možnosť predwürmského veku prolúvia (HORNIŠ, 1984).

21 Proluviálne sedimenty: hlinito-piesčité štrky

Tieto sedimenty sa akumulovali tokmi vytekajúcimi z Medzevskej pahorkatiny. Plošným rozšírením vynikajú najmä prolúviá náplavového kužeľa Idy. Majú podobné petrografické zloženie ako materiál jej mindelského kužeľa, na ktorý sú superpozične uložené. Túto, pre vývoj kvartéru v kotlinových oblastiach Slovenska netypickú pozíciu (obr. 26) spôsobil relatívny pokles a naklonenie kryhy medzi Medzevskou a Bodvianskou pahorkatinou. Z technických prác vyplýva, že na rozhraní dvoch vekovo rozdielnych kužeľov (mindel a ris) je vyvinutá poloha hnedých až sivohnedých hlín, niekde piesku s hrúbkou 30–50 cm.

20 Fluviálno-deluviálne sedimenty: hlinité štrky s pokryvom eluviálnych hlín

Od Lastoviec po ľavej strane nivy Roňavy do Michalian nastalo v štádiálnom období risu 2 ukladanie fluviálno-deluviálnych sedimentov. Ich zloženie pozostáva zo 44,6 % štrkovej frakcie (nad 2 mm), 23 % piesčito-prachovitej zložky (priemer zŕn 0,005–2 mm) a 32,4 % ílovitej frakcie (pod 0,005 mm). Sediment je slabo vytriedený až nevytriedený, obliaky štrkov sú slabo opracované. Prevládajú kremene a kremence, sporadické sú andezity a ich pyroklastiká, silicity, kryštalické bridlice, arkózovité pieskovce a ílovce.

V ťažkej frakcii tvoria opakové minerály 86,9 %. Tvoria ich najmä ilmenity, menej magnetity, leukoxén a limonit. Z priehľadných minerálov sú hojnejšie zastúpené zirkón (3,1 %) a granát (2,8 %). Hypersten tvorí 1,7 %, turmalín a rutil po 1 %. Ostatné minerály sú pod 1 % (HORNIŠ, 1986).

Veľmi dobrá vytriedenosť, pestré petrografické zloženie štrkov, ako aj asociácia ťažkých minerálov s nízkym obsahom hyperstenu podporujú fluviálno-deluviálny znos materiálu transportovaný zo Zemplínskych vrchov a ich predpolia.

19 Fluviálne sedimenty: piesčité štrky s pokryvom deluviálnych a eolicko-deluviálnych hĺn

Tieto sedimenty tvoria morfológicky výrazný terasový stupeň vyvinutý na ľavej strane Bodvy od obce Hatiny až po Budulov. Na tejto terase je postavené centrum Moldavy nad Bodvou. Báza jej fluviálnej akumulácie je cca 3 m pod riečnou nivou Bodvy, hrúbka akumulácie je 7–10 m (obr. 25). V materiáli obliakov, ktoré sú suboválne až oválne opracované, prevládajú kremeň, kremenec, kryštalické bridlice a rohovce. Veľkosť obliakov je 3–4 cm, max. 30 cm. Medzernú hmotu tvorí stredno- až hrubozrný piesok.

Štrky sú masívne a pozitívne gradačne zvrstvené, smerom hore prechádzajú do zle vytriedených povodňových hĺn ($\mu_z = 5,832$; $\sigma_z = 4,927$; $S_k = 0,51$) žltohnedej farby. Fluviálna akumulácia je pokrytá sprašovitými hlinami, v ktorých je pri Budulove zachovaná zdvojená R/W fosílna pôda [pseudočiernozem s veľmi nízkym obsahom humusu – 0,20 %, neutrálna až slabokyslá (pH = 6,31), slabovápenná (CaCO_3 – 1 %, MgCO_3 – 1,68) a hnedozem, taktiež s veľmi nízkym obsahom humusu, neutrálnou reakciou a malým obsahom CaCO_3 , ktorú možno zaradiť do R/W interglaciálu].

Severne od Slanského Nového Mesta, na pravej strane potoka Roňava, sa tiahne fluviálna terasa. Je zložená z pieskov a zahlinených štrkov neovulkanických hornín (priemer obliakov 5–10 cm, ojedinále 20 cm). Terasa sa nachádza 10–15 m nad hladinou potoka.

Terasový stupeň vznikol v období risu. Tiahne sa aj na pravej strane potoka Bradla, od Slanského Nového Mesta po oboch stranách potoka Roňava. Terasa od Kalše splýva s terasou Tereble, pozvoľna klesá až zaniká. V severnej časti je terasa 25 m a južnejšie 10 m nad potokom. Hrúbka štrkov je nepravidelná, pri Slanskom Novom Meste tvoria iba rezíduá, južnejšie 1 m a pri Slivníku 5,50 m.

Podobný charakter má ľavostranná terasa Roňavy, ktorá po toku klesá z 26 m pri Slanskom Novom Meste na 20,10 m a pri samote Dringáč na 6 m. Terasa značne podľahla erózii, miestami je maskovaná pokryvom deluviálnych hĺn, hrubými 3–12 m.

18 Fluviálne sedimenty: piesčité štrky

Riské sedimenty fluviálnej akumulácie sa zachovali po oboch stranách potoka Trnávka medzi Dargovom a Sečovcami. Terasu budujú štrky a piesky. Na ľavej strane dosahujú fluviálne sedimenty hrúbku okolo 6 m, báza je 7–15 m nad hladinou potoka. Štrky a piesky sú zložené z andezitov a ich tufov (priemer obliakov 4–5 cm, ojedinele 20 cm). V smere toku sa zrnitosť zloženia zjemňuje. Bázu terasy tvoria sarmatské pelitické sedimenty.

Na pravej strane potoka ovplyvňovali stavbu terasy svahové procesy a proluviálna činnosť v závislosti od tektonickej mobility pozdĺž tektonickej línie Trnavského potoka. Preto časti terasy upadajú pod úroveň nivy. Od obce Trnávka k Zbehňovu sa terasa rozširuje a jej báza sa dostáva 18 m nad jej nivu.

17 Fluviálne sedimenty: piesčité štrky (starší ris)

Morfometrická pozícia terás Hornádu, Torisy a Olšavy umožnila rozoznať v rámci risu dva sedimentačné cykly zaradované do štádií R1 a R2.

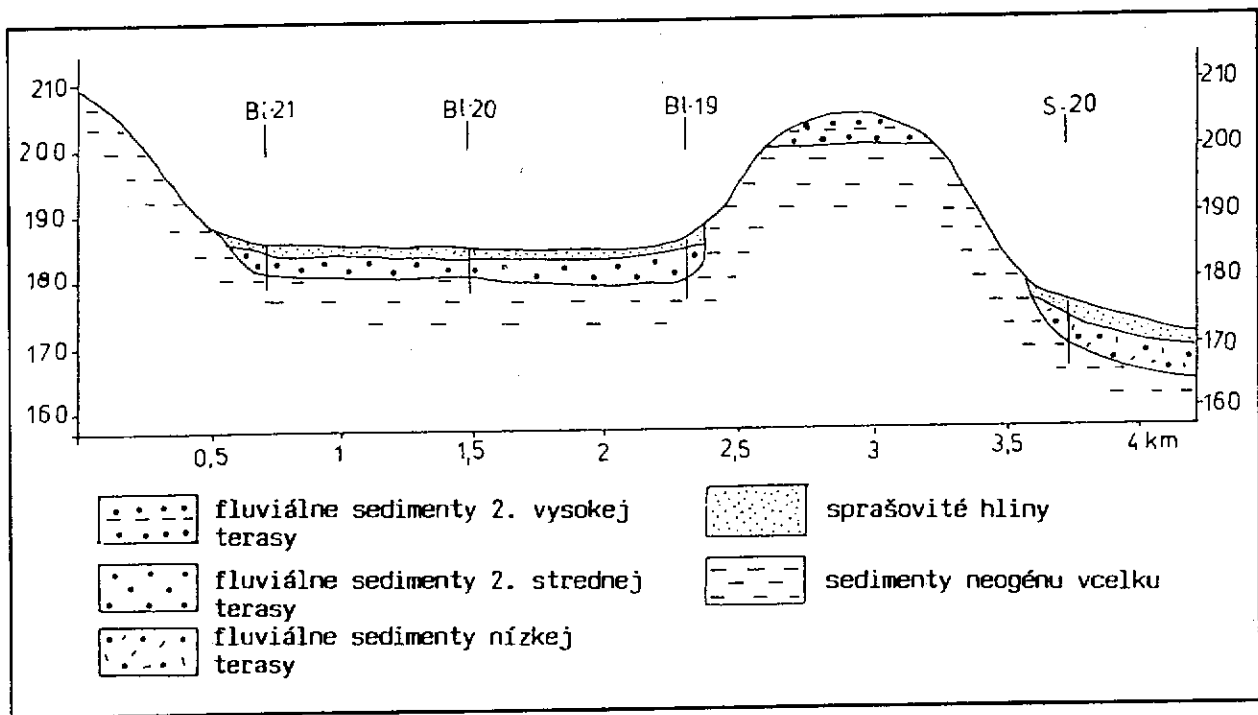
Fluviálne sedimenty staršieho risu tvoria 1. stredné terasy Hornádu a Olšavy. 1. stredná terasa Hornádu sa zachovala južne od Barce po pravej strane Hornádu, jej povrch je cca 20–30 m nad súčasnou nivou Hornádu, báza 17 až 20 m. Terasa je čiastočne pokrytá sprašovitými hlinami. Vrtý JVH-29 a JVH-31 (SPIŠÁK et al., 1988) prevrtali 4 m jej akumulácie. Materiál štrkov je totožný s materiálom štrkov mindelskej terasy Hornádu.

Prvá stredná terasa Olšavy sa prerušovane tiahne v úzkom pruhu od severného okraja mapy až po obec Ďurkov. Erózna báza terasy leží v relatívnej výške 16–25 m nad súčasnou nivou Olšavy. Pomerne veľký výškový rozdiel medzi bázou jednotlivých reliktovej spôsobilá mladšia tektonika, ktorá ich výškovo diferencovala. Hrúbka fluviálnej akumulácie sa v priemere pohybuje okolo 1 m, často aj menej. Tvoria ju suboválne, menej subangulárne piesčité štrky, ktorých veľkosť sa pohybuje od 2–15 cm, najčastejšie však je 4 cm. Štrky sú tvorené slabo zvetranými amfibolickými a pyroxenickými andezitmi, len veľmi ojedinele možno nájsť oválne obličky kremeňa pochádzajúce z detritov vrchného sarmatu. Medzernú hmotu tvorí stredno- až hrubozrný piesok. Štrky sú prevažne masívne zvrstvené, občasne sú prítomné piesčité šošovky.

16a, b Fluviálne sedimenty: a) piesčité štrky, b) piesčité štrky s pokryvom sprašových hĺn (mladší ris)

Mladšiu sedimentačnú fázu, v rámci risu zaradovanú do štádiu R2, reprezentujú fluviálne sedimenty 2. strednej terasy Hornádu, Torisy a Olšavy.

V doline Hornádu je vyvinutá po pravej strane jeho toku. Morfologicky výrazná terasa sa tiahne od južného okraja Košíc až po Seňu. Z ľavej strany prechádza do würmského terasového stupňa, južne od Geče je obmedzená zvyškami mindelskej terasy. Povrch terasy je cca 9–12 m nad súčasnou nivou, báza 7–10 m, hrúbka akumulácie cca 2–3 m (obr. 27). Štrky sú suboválne a oválne, ich priemerná veľkosť je 3–4 cm, max. 12 cm, prevláda v nich masívne zvrstvenie, niekedy sú pozitívne gradačne zvrstvené. Tvoria ich kremeň, kremenec, metamorfity, ojedinele karbonáty, andezity, zlepenca a pieskovce. Zrnitostné parametre definujú medzernú hmotu ako jemnozrnný piesok s veľmi zlou vytriedenosťou ($\mu_z = 3,19$; $\sigma_z = 2,205$; $S_k = 0,09$).



Obr. 27 Fluviálne sedimenty terás Hornádu (JANOČKO, 1992)

V doline Torysy tvorí 2. stredná terasa na študovanom území len reliktu po jej pravej strane v okolí Sadov nad Torysou. Relatívna výška bázy tejto terasy je 4–6 m, terasa je miestami pokrytá sprašovými hlinami. Materiál terasy je rôznorodý, pochádzajúci zo zdrojových oblastí budovaných paleogénom, mezozoikom a kryštalinikom.

V doline Olšavy je 2. stredná terasa morfológicky najvýraznejším terasovým stupňom. S menšími prerušeniami ju možno pozorovať od severného okraja mapy až po obec Bohdanovce. Podobne ako pri 1. strednej terase aj tu vidíme diferenciáciu výšky báz jednotlivých reliktov tejto terasy (v priemere 2–4 m), čo je spôsobené postsedimentárnou tektonikou. Fluviálne sedimenty sú tvorené gradačne zvrstvenými štrkami, na báze s priemerom 10–12 cm, smerom hore sa veľkosť obliakov znižuje na 2–6 cm. V štrkoch možno miestami pozorovať

imbrikáciu a šošovky piesku (obr. 29). Smerom do nadložia prechádzajú do pieskov a povodňových hĺn. Hrúbka pieskov je miestami až 3 m. Štrky tvorí materiál neovulkanitov (prevaha andezitov), ich medzernú hmotu tvorí jemno- až strednozrnný piesok s obsahom ťažkých minerálov znázornených na obr. 29.

Mladý (vrchný) pleistocén

15 Proluviálne sedimenty: hlinité štrky, hliny so štrkom

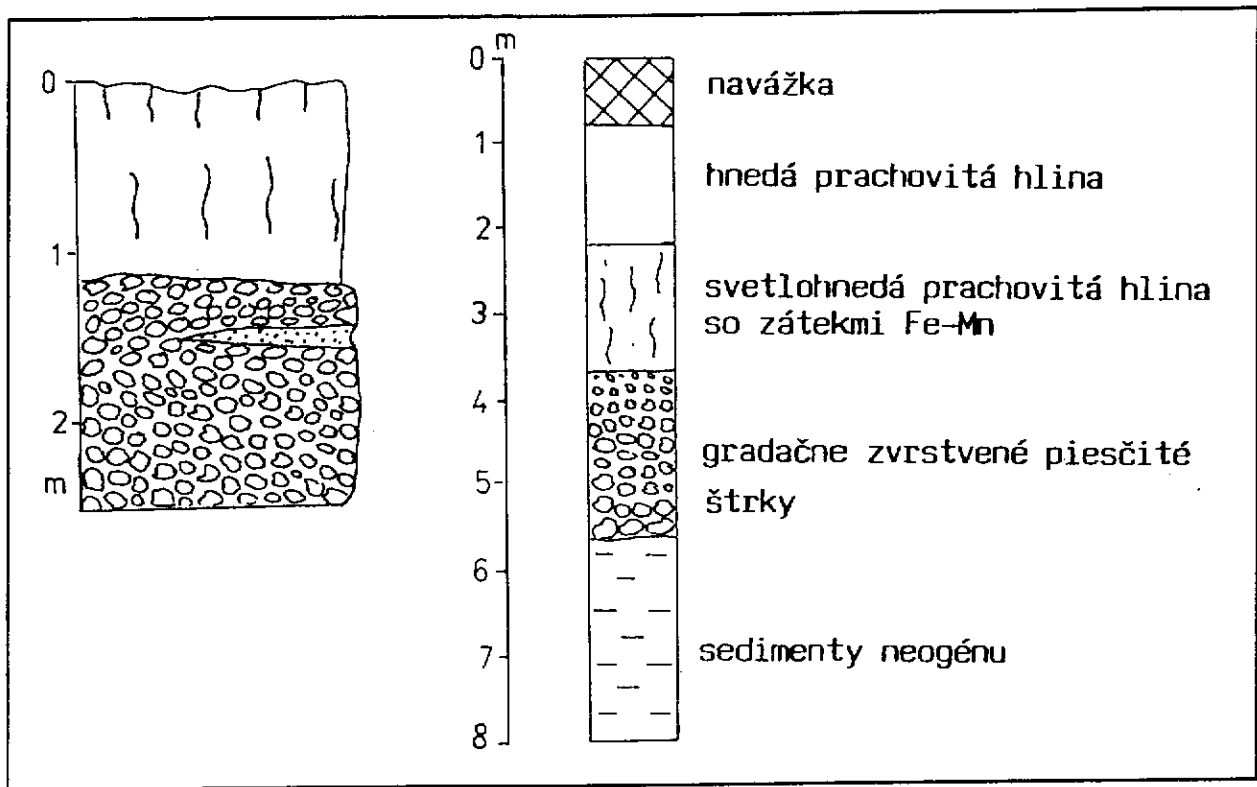
Pri vyústení potokov do miernejšieho reliéfu hlavných dolín územia sa v období mladého pleistocénu ukladali proluviálne sedimenty náplavových kužeľov. Materiál kužeľov a ich hrúbka závisí od zdrojovej oblasti a reliéfu. Najrozsiahlejší kužeľ akumulovala Bodva, na študované územie však zasahuje len jeho menší výbežok. Hrúbku kužeľa často ovplyvňovala tektonika. Tvorila sústavu navzájom spojených periglaciálnych kužeľov v priestore Dargov–Veľké Ozorovce. Sú značne erodované, miestami až do pelitického podložja. Materiál kužeľov sa skladá z úlomkov, obliakov a balvanov neovulkanitov. Najväčšiu hrúbku dosahujú prolúviá na JZ od Veľkých Ozoroviec, kde vrty odhalili podložie štrkov v hĺbke 15 m.

Zo severného regiónu pokračuje na mapované územie okrajová časť bažkovského kužeľa s typickým proluviálnym charakterom sedimentov. Povrch kužeľa je pokrytý slabým plášťom hlinitých splachov.

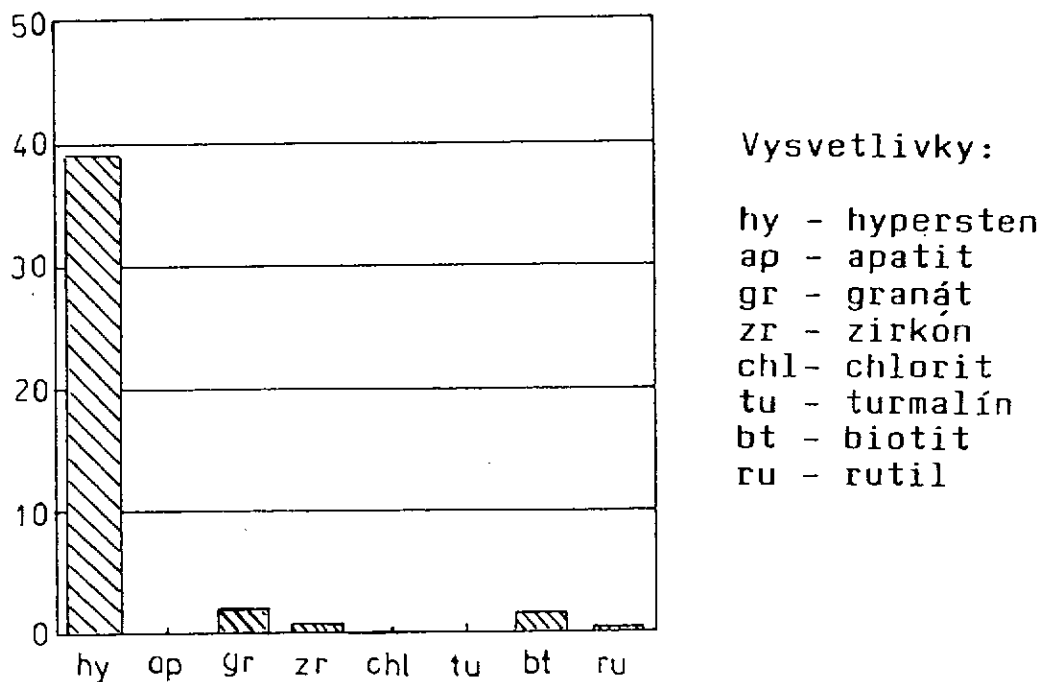
14 Fluviálne sedimenty: piesčité štrky

Tieto sedimenty budujú nízku terasu v doline Hornádu, kde tvoria morfológicky nápadný stupeň, vyvinutý hlavne po pravej strane rieky, tiahnuci sa od Košíc až po Gyňov. Povrch terasy je približne 5–8 m nad súčasnou nivou toku. Báza terasy leží 3 m pod úrovňou povrchu súčasnej nivy, južne od Geče. Východne od ssv.-jjz. zlomu, ktorý pôsobil syngeneticky v čase sedimentácie týchto štrkov, je ich báza cca 7–13 m pod úrovňou povrchu súčasnej nivy. Suboválne, menej oválne štrky s priemernou veľkosťou 3–4 cm, max. 8 cm, sú tvorené najmä kremeňom, kremencom, metamorfitmi, pieskovcami a andezitmi. Údaje charakterizujúce tvar obliakov a priemerné hodnoty ich osí vidíme v tab. 13.

Medzerná hmota je stredno- až hrubozrnný piesok s granulometrickými parametrami $\mu_z = 1,466$ (gravelit), $\sigma_z = 2,015$ (zlá vytriedenosť), $S_k = 0,476$ (asymetria na stranu jemnejších častíc). Povrch štrkov bol miestami porušený kryogénnymi procesmi s vývojom mrazových klinov a káps (obr. 30).



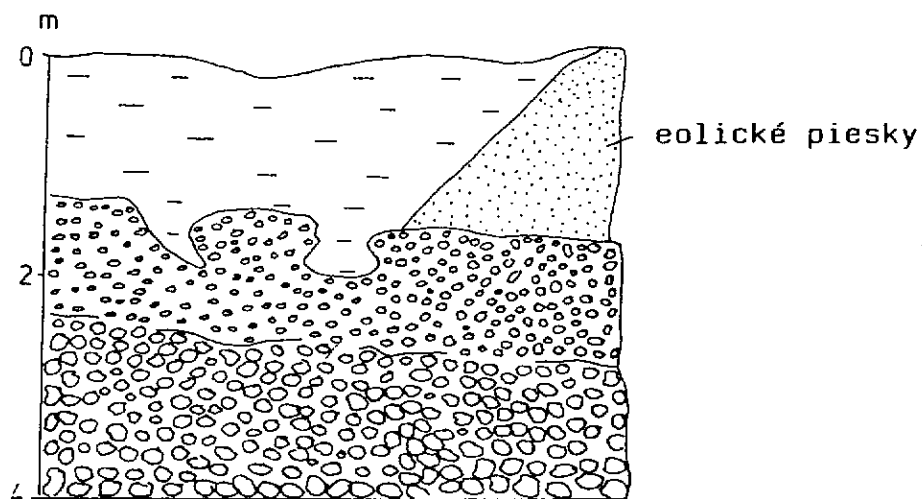
Obr. 28 Akumulácia 2. strednej terasy z vrtu V-1 a v odkryve j. od Bidoviec (JANOČKO, 1992)



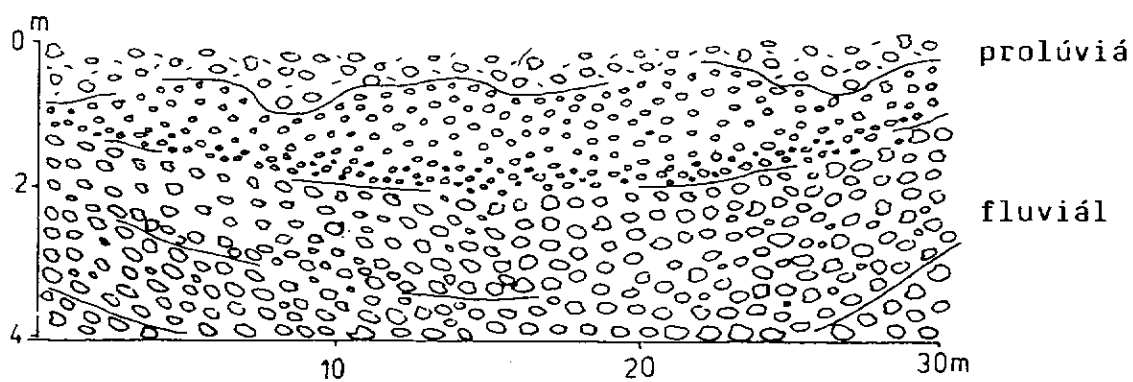
Obr. 29 Zastúpenie ťažkých minerálov v medzernej hmote štrkov 2. strednej terasy Olšavy (JANOČKO, 1992)

Tab. 13 Tvar obliakov a priemerná hodnota osí určená z merania 85 obliakov štrkov nízkej terasy Hornádu

Tvar obliakov				
	plochý (diskovitý)	guľovitý	čepelovitý	vretenovitý
počet	38	19	17	11
percentuálna časť	44,705	22,352	20	12,941
priemerná hodnota osí	a	b	c	
	4,596	3,304	1,876	



Obr. 30 Fluviálna akumulácia nízkej terasy v opustenom štrkovisku pri Geči (JANOČKO, 1992)



Obr. 31 Korytovité zvrstvenie v štrkoch nízkej terasy Hornádu (Janočko, 1992)

V štrkovisku, založenom na nízkej terase Hornádu pri Seni, možno pozorovať výrazné veľkomierkové korytovité zvrstvenie (obr. 31).

13 Fluviálne sedimenty: piesčité štrky dnovej výplne (v reze)

V neskorom würme dochádza k zanášaniam dolín väčších tokov štrkami. Zloženie fluviálneho materiálu závisí od jeho zdrojovej oblasti, hrúbka varíruje v závislosti od veľkosti toku a reliéfu. V doline Bodvy, podobne ako v doline Hornádu a Torysy, je priemerná hrúbka dnovej výplne 7 m, v doline Olšavy cca 4 m.

12 Eolické sedimenty: sprašové hliny (odvápnené spraše)

Tieto sedimenty patria k najviac rozšíreným sedimentom v Košickej kotline. Z veľkej časti pokrývajú sedimenty terasových stupňov a náplavových kužeľov, ležia však aj priamo na neogénom podloží. Pri ich vzniku hrali dôležitú úlohu nielen eolické, ale aj svahové procesy. Sú svetložltej a hnedožltej farby, kockovitého alebo omrvinkovitého rozpadu, často sú v nich záteky a bročky Fe-Mn. V niektorých odkryvoch možno vidieť subhorizontálne laminovanie svedčiace o ich redepozícii. Sú veľmi slabo vápnité, podľa granulometrických analýz patrí stredné zrno väčšinou do ílovitej frakcie. Ich hrúbka závisí od reliéfu podložia.

11 Eolické sedimenty: spraše

Výskyt typických spraší na študovanom území Košickej kotliny je veľmi obmedzený, vystupujú len v reliktoch pri Ždani a Nižnej Myšli. Majú svetložltú farbu, typickú stĺpcovitou odlučnosť, ktorá podmieňuje vytváranie zvislých stien.

Hojné sú vápnité konkrécie. Nachádza sa v nich malakofauna, ktorá je však druhovo chudobná. V Ždani sa našla *Pupilla muscorum* (LINÉ) a *Helicopsis striata* (MÜLL.).

Na východnej strane Slanských vrchov sformovali eolické prejavy na území mapy pelitické pokryvy ako súčasť veľkého plošného rozšírenia spraší ich podhorského stupňa. Pokrývajú územie od Sečoviec po Nižný Žipov. Dosahujú hrúbku maximálne 15 m. Spraše boli väčšinou navievané do vlhkého zamokreného prostredia, čo ovplyvnilo ich vývoj. To potvrdzuje aj malakofauna, ktorá síce poukazuje na celkový xerothermný ráz biotopu, ale miestami silne zvlhčeného, čo možno pozorovať aj na zastúpení druhu *Succinea oblonga* DROP. a na prítomnosti druhu *Vertigo genesii* (GRD.). Aj zastúpenie druhov *Oxyloma elegans* (RS.), *Anisus leucostomus* (MÜLL.), *Lymnea palustris* (MÜLL.) v sprašiach poukazuje na vlhké prostredie.

10 Eolické sedimenty: piesky s krátkym transportom

V doline Hornádu sa vyskytujú svetložlté, jemno- až hrubozrnné, zle vytriedené piesky ($\mu_z = 0,698-2,362$; $\sigma_z = 1,874-3,378$; $S_k = -0,061-1,820$), ktoré tvoria mierne pozdĺžne elevácie, alebo majú typické bochníkovité tvary. Tieto piesky vznikali krátkym eolickým transportom medzernej hmoty štrkov a pieskov dnovej výplne Hornádu a Torysy. Obyčajne ležia priamo na štrkoch dnovej výplne alebo na nízkej terase.

Nečlenený pleistocén

30 Gravitačné sedimenty: kamenné moria, sutinové polia

Pri tvorbe týchto sedimentov mala rozhodujúcu úlohu gravitácia. Väčšina týchto sedimentov vznikla v chladných obdobiach pleistocénu, keď malo široké uplatnenie masové zvetrávanie. Nachádzajú sa výlučne v oblasti Slanských vrchov. Podľa morfológie, mechanizmu pohybu a veľkosti úlomkov ich delíme na viacero typov (JANOČKO, 1989a). V študovanej oblasti možno vyčleniť kamenné moria vyskytujúce sa na strmých svahoch neovulkanitov (priemerný sklon 25°), ktoré majú pretiahnutý tvar a viažu sa na východy podložja, ako aj sutinové polia tvoriace plošne rozsiahle pokryvy svahov tvorené angulárnymi úlomkami podložja.

Kamenné moria tvoria bloky s priemerom 20–30 cm, ich medzerná hmota je často vymytá. Obyčajne sa nachádzajú v menších depresiách, čo zapríčiňuje aj ich morfológiu. V súčasnosti už prakticky neprebíha vývoj týchto sedimentov ani ich ďalšia redepozícia.

Sutinové polia tvoria angulárne úlomky neovulkanitov. Napriek tomu, že ležia na strmých svahoch, ich hrúbka je často až 3 m. Vo vertikálnom profile možno v nich rozlíšiť vrchnú polohu bez medzernej hmoty a spodnú polohu, kde sú angulárne úlomky už zahlinené.

29 Soliflukčné sedimenty: hlinito-kamenité sutiny s balvanmi

Tieto sedimenty sú známe z „horskej“ časti Slanských vrchov, kde sa viažu na širšie doliny s malým sklonom a z podhoria východnej časti Slanských vrchov. Úpätný stupeň je tu pokrytý zahlinenými úlomkami a balvanmi vulkanitov, v prostredí ktorých sú privlečené bloky pyroxenických andezitov veľké až 2,5 m. Miestami sú tieto sedimenty pokryté vrstvou hrdzavohnedých až žltohnedých hĺn deluviálneho charakteru s hrúbkou až 5 m. Vrt BV-61 v hĺbke 18 m odhalil žltohnedé íly sarmatu.

Pleistocén–holocén

9 Deluviálno-fluviálne sedimenty: štrkovito-hlinité

Tieto sedimenty tvoria výplň sezónnych tokov a úvalín v oblasti Košickej kotliny. Typické je triedenie angulárnych úlomkov s hlinitými či piesčito-hlinitými polohami, hrúbka jednotlivých polôh je 10–20 cm. Hrúbka týchto sedimentov nepresahuje 3 m.

8 Deluviálno-fluviálne sedimenty: kamenito-hlinité

Vyskytujú sa v pramenných oblastiach tokov a v korytách erózných tokov v Slanských vrchoch. Budujú ich úlomky až bloky vulkanického materiálu, medzernú hmotu tvorí piesčitá hlina.

Holocén

7 Proluviálne sedimenty: hlíny

Rozšírené sú hlavne na svahoch, odkiaľ vybiehajú na okraj nivy. Vynášané sú z výmoľov a úvalín. Zdrojom materiálu sú okolité fluviálne plášte a čiastočne neogénne íly.

6 Proluviálne sedimenty: hlíny so štrkom

Podobne ako predchádzajúce sedimenty vznikajú pri vyústení výmoľov a malých potokov do hlavných dolín študovanej oblasti. Rozšírené sú najmä v „moldavskej“ časti územia na úpätí Bodvianskej a Medzevskej pahorkatiny. Ich zloženie odráža stavbu týchto zdrojových oblastí.

2 Fluviálne sedimenty: hlíny, piesky a íly

Tieto sedimenty tvoria nivný kryt jednotlivých riek a potokov. Ich hrúbka závisí od veľkosti toku, v doline Hornádu a Torysy je približne 2 m, v doline Olšavy 1 m. Na báze (nad štrkami dnovej výplne) sú obyčajne vyvinuté svetlo- až tmavosivé piesčité íly s limonitizovanými polohami, ktoré prechádzajú do hlinitých sedimentov s horizontom nivných pôd. Radiometrickým datovaním fosílnnej černozekej pôdy vyvinutej v holocénnej nive Torysy pri Košickej

Polianke sa zistil údaj $5\,340 \pm 150$ rokov B. P., čo nás oprávňuje zaradiť túto pôdu do epiatlantiku.

Z východnej strany Slanských vrchov vyplňajú nivy potokov prevažne hlinité a piesčito-hlinité uloženie.

Časť sedimentov sa dostáva do nivy z okolitých sprašových komplexov, ktoré ovplyvňujú výplň potoka Močariny, Chlmca a čiastočne nivu potoka Trnávka v Sečovciach, kde prímies piesčitej frakcie stúpa. V nive Chlmca povrchové hlinité partie prechádzajú dospodu do jemnozrnných pieskov. Hrúbka nivných uložení v nivách je od 2 do 5 m.

Najrozšírenejšie sú fluviálne hliny a piesčité hliny v nive Roňavy, ktorá dosahuje maximálnu šírku 700 m. V bazálnych častiach nivy je charakter sedimentov ílovitý, s vrstvičkami a šošovkami rôznozrnného piesku. Podobný charakter majú holocénne sedimenty nivy Izry, bližšie k pohoriu však dominujú piesky a štrky.

3 Fluviálne sedimenty: hliny a íly

Malý spád niektorých dolín Medzevskej pahorkatiny spôsobil akumuláciu najjemnejších nesených sedimentov (ílu a hliny) v bočných častiach nív. Sedimenty s hrúbkou do 2 m majú miestami ráz až plastických sedimentov.

5 Fluviálne sedimenty: hlinito-kamenité, balvanovité

Tieto sedimenty sú typické pre doliny potokov v Slanských vrchoch, vyznačujúcich sa vysokou energiou reliéfu. Typické je chaotické usporiadanie úlomkov až balvanov, medzerná hmota tvorená hlinou je často vymytá. Hrúbka týchto sedimentov zvyčajne nepresahuje 3 m.

4 Fluviálne sedimenty: piesky, štrky

Tieto sedimenty sú typické pre menšie potoky a toky Slanských vrchov. Ich zloženie odráža miestnu zdrojovú oblasť, hrúbka nepresahuje 2 m.

1 Antropogénne sedimenty: navážky, haldy

Antropogénna činnosť predstavuje v súčasnosti značný zásah do vývoja krajiny. Na mape sú znázornené len významné skládky, predstavujúce produkt ľudskej činnosti. Ich podrobnejšou analýzou sa zaoberá kapitola o geofaktoroch životného prostredia.

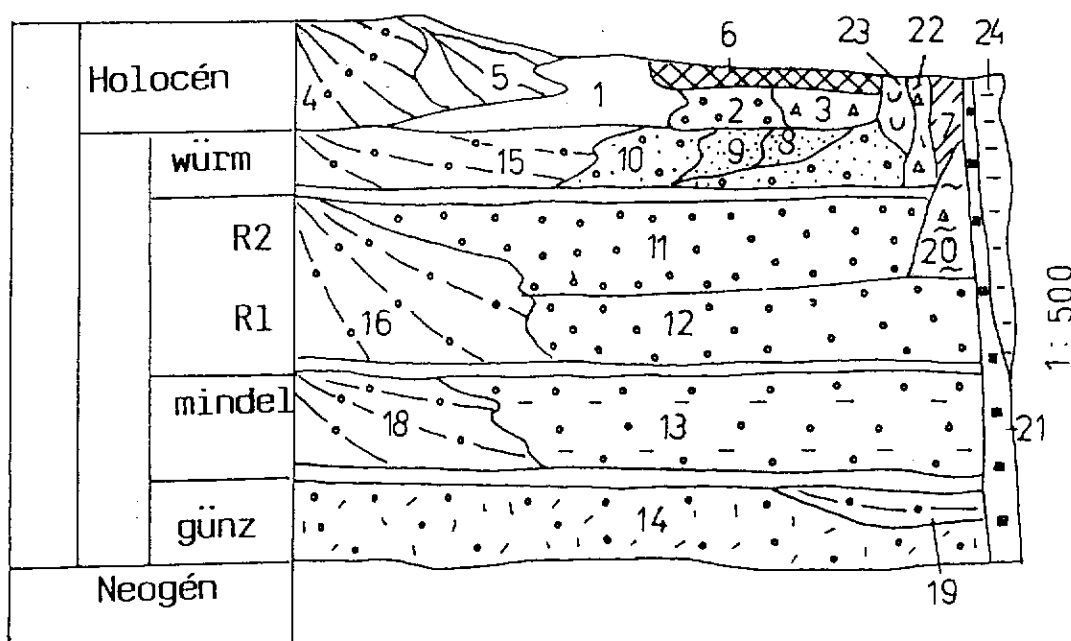
Nečlenený kvartér

34 Sedimenty zosuvov: kamenito-hlinité

Sedimenty zosuvov patria medzi rozšírené sedimenty študovaného územia. Kvôli prehľadnosti sme ich graficky znázornili len v oblastiach s ich najväčším rozšírením. Sem patrí oblasť okolia Izry v Slanských vrchoch, kde sú tieto sedimenty tvorené silne zahlinenými, resp. v hline plávajúcimi úlomkami a blokmi hornín neovulkanitov. Ich hrúbka závisí od reliéfu podložia, môže však dosahovať až viac ako 15 m.

33 Deluviálne sedimenty: štrkovito-hlinité

Sú rozšírené najmä v „košickej“ časti prezentovaného regiónu. Predstavujú produkty zvetrávania neogénnych hornín, ale aj niektorých typov kvartérnych sedimentov, ktoré boli neskôr premiestnené splachom a ronóm. Ich hrúbka závisí od reliéfu podložia, na úpätí Bodvianskej pahorkatiny presahuje až 20 m.



Obr. 32 Litostratigrafická kolónka kvartérnych sedimentov (JANOČKO, 1992)

Holocén: fluviálne sedimenty: 1 – ílovito-hlinité, 2 – piesčito-štrkovité, 3 – hlinito-kamenité
 proluviálne sedimenty: 4 – hlinito-kamenité, 5 – hlinité, 6 – antropogénne sedimenty

Pleistocén–holocén: 7 – fluviálno-deluviálne sedimenty

Pleistocén: 8 – spráše, 9 – piesky s krátkym eolickým transportom (würm); fluviálne štrky: 10 – würm, 11 – mladší ris, 12 – starší ris, 13 – mindel, 14 – günz; proluviálne štrky: 15 – würm, 16 – ris, 18 – mindel, 19 – günz

Nečlenený pleistocén: 20 – soliflukčné sedimenty, 21 – gravitačné sedimenty

Nečlenený kvartér: 22 – deluviálne sedimenty, 23 – sedimenty zosuvov, 24 – sprášovité hliny

32 Deluviálne sedimenty: kamenito-hlinité

Pokrývajú úpätné stupne bližšie k svahom Slanských vrchov. Materiál delúvií je slabo zaoblený až ostrohranný, chaoticky usporiadaný – nevytriedený. Má rovnaké petrografické zloženie ako horniny na príľahlých svahoch Slanských vrchov. Hrúbka delúvií závisí od morfológie podložia. Najväčšiu mocnosť navrtal vrt F-1 západne od Byšty v hĺbke 27 m.

31 Deluviálne sedimenty: hliny, ílovité hliny, piesčité hliny

Tvoria najrozšírenejšie uloženiny východnej strany podhorského stupňa Slanských vrchov. Pokrývajú fluviálne terasy a neogénne sedimenty, čím výrazne modelujú úpätný stupeň.

V širšom okolí Lastoviec súvrstvie svahových sedimentov zastupujú do hĺbky 4 m prevažne hlinité sedimenty ílovitého charakteru s fosílnou pôdou (1,35 až 2,60 m) hnedozemného typu, ilimerizovanou, ktorá podľa rádiometrických meraní (C14) patrí k interštádiálu würmu 2/3 ($26\,400 \pm 800$, GIN-976). Celé súvrstvie je nevápnité, svetlohnedé, so zátekmi Fe, smerom doľava s veľkým množstvom bročkov Mn. Maximálna hrúbka delúvií je 14 m.

TEKTONIKA

Územie je situované na zložitom tektonickom uzle, v ktorom sa zblížuje niekoľko predterciérnych tektonických jednotiek. Styk týchto jednotiek v podloží sedimentárnej výplne neogénnej panvy indikujú výrazné hustotné rozhrania zistené i geofyzikálnymi meraniami.

Výrazným štruktúrno-tektonickým prvkom v stavbe predterciérneho podložia je pozdĺžna hrasťová štruktúra sz.-jv. smeru juhozápadne od Košíc, tvorená paleozoikom gemerika. Hrasť je na JZ obmedzená výraznou zónou hustotného rozhrania v priestore medzi Šemšou–Šacou a Hraničnou pri Hornáde. Na severovýchode je táto hrasťová štruktúra limitovaná margeciánskou prešmykovou zónou, pričom charakter prešmyku smerom na JV od Košíc v podloží neogénnych sedimentov nie je jednoznačne preukázaný.

Ďalším výrazným tektonickým prvkom je geofyzikálnymi meraniami indikovaná zóna hustotného rozhrania z oblasti južnej časti Slanských vrchov smerom na Sečovce–Bačkov, ktorá pravdepodobne dokumentuje styk zemplanika a veporika v podloží sedimentov neogénnej molasy. Okrem týchto najvýraznejších tektonických rozhraní sa zistili ďalšie zóny hustotných rozhraní, indikujúce zlomy prevažne sz.-jv., sv.-jz. a s.-j. smeru.

Vznik a vývoj neogénnej panvy bol limitovaný predovšetkým charakterom predterciérneho podložia, a zlomy troch základných smerov (sz.-jv., sv.-jz. a s.-j.), ktoré syngeneticky a epigeneticky porušujú molasové sedimenty neogénu, ale aj vulkanické komplexy, do značnej miery sú tiež odrazom štruktúrno-tektonickej stavby predterciérneho podložia.

Zlomový systém, ktorý má najstaršie založenie, reprezentujú zlomy sz.-jv. smeru. V študovanej oblasti ich v prešovskej depresii predstavujú zlomy, ktoré v južnej časti prešovskej depresie limitujú distribúciu morských sedimentov spodného a stredného miocénu, resp. predstavujú jz. tektonické ohraničenie pozdĺžneho grabenu v zmysle POSPÍŠILA a KALIČIAKA (1979). Okrajový zlom tejto štruktúry prebieha zhruba v smere Čaňa–Lorinčík; jeho presnejší priebeh a funkciu od vrchného bádenu však nemožno preukázať. Zlom má podstatne staršie založenie a možno ho pokladať za pokračovanie výraznej tektonickej línie, na ktorej sa stýka gemerikum a veporikum (porovnaj geologický rez 1–2). Ďalším výrazným zlomom tejto štruktúry je zlom obmedzujúci čiastkovú myslavskú depresiu, odkiaľ pokračuje smerom na Nižnú Myšľu. Aktivita tohto zlomu je dokázaná až do vrchného sarmatu. Posledným markantným zlomom tohto systému so starým založením je zlom prebiehajúci ruskovským sedlom s pokračovaním na Michalany; zistená je aj jeho aktivita až do vrchného sarmatu.

Súborná hodnota synsedimentárnych poklesov spodného a stredného miocénu v morskom vývoji v študovanom území presahuje 1 000 m.

K výrazným zlomom tohto systému patrí zlom prebiehajúci od Byšty do oblasti jazera Izra a stratovulkánu Bradlo s pokračovaním na SZ do južnej časti Prešovskej depresie s úklonom na SV. Tento zlom zohral významnú úlohu aj pri formovaní vulkanicko-tektonickej depresie pri Slanskej Hute.

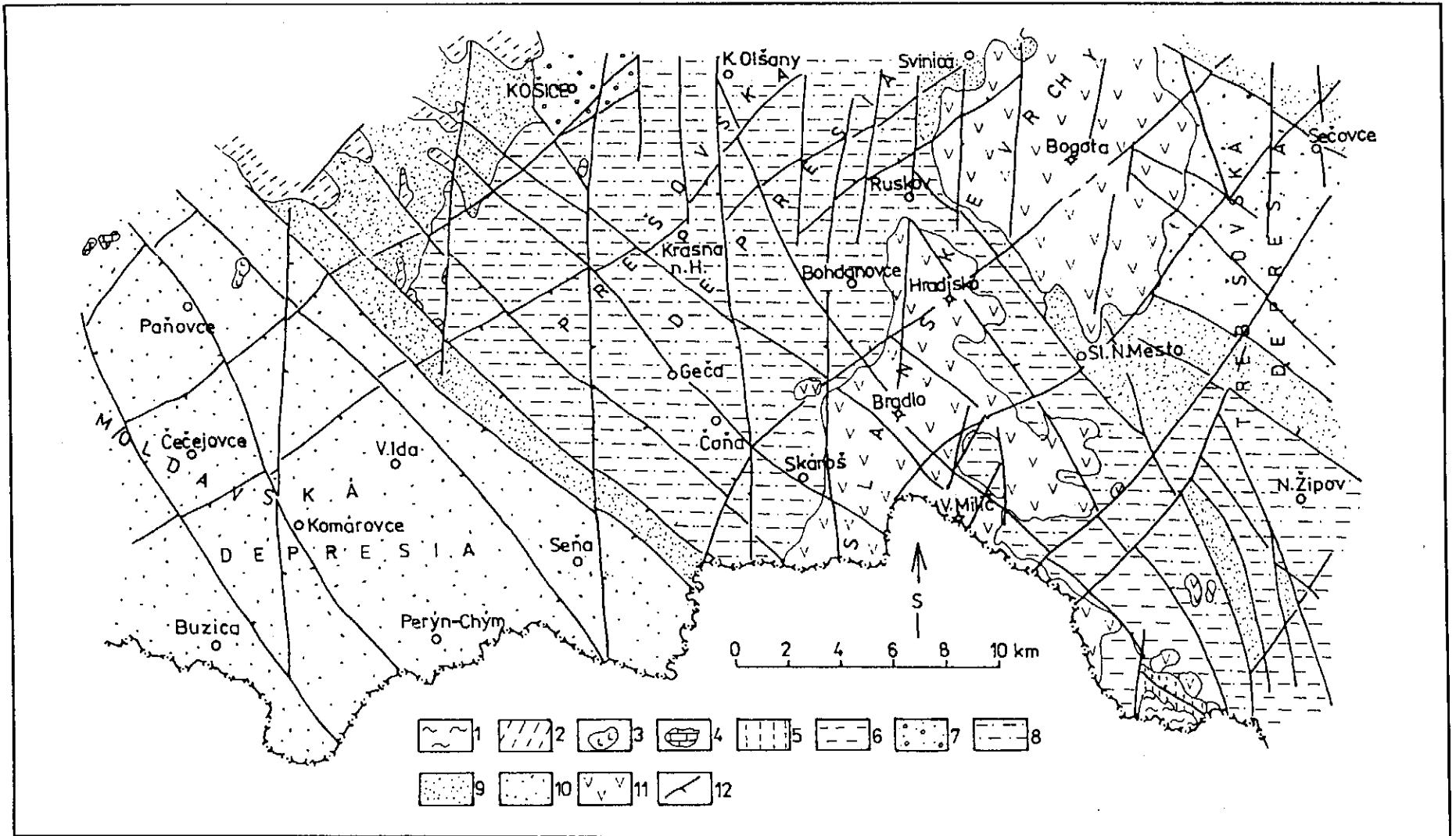
Zlomy tohto systému v moldavskej depresii založené od vrchného bádenu a ich protiklonný analóg v prešovskej depresii oddeľujú obe depresie, resp. obmedzujú pozdĺžnu tektonickú hrasť (sokoliansky chrbát v zmysle VASS, 1967). Súborná hodnota poklesu na nich predstavuje rádovo stovky metrov. V moldavskej i v trebišovskej depresii majú tieto zlomy dokázanú funkciu do panónu, resp. obmedzujú mladé pozdĺžne grabeny, v ktorých sedimentovalo sečovské súvrstvie.

Priečne zlomy, t. j. zlomy s priebehom od SV na JZ, sú z prešovskej depresie známe od bádenu. Najvýraznejší zlom tohto systému sprostredkúva tektonický styk klčovského a stretavského súvrstvia v oblasti Košíc a spôsobuje maximálnu amputáciu gemerika v moldavskej depresii. Je prejavom starozaloženého zlomu známeho ako rudabánsky zlom. Ostatné zlomy tohto systému s poklesom od 50 do 150 m vytvárajú v študovanom území niekoľko čiastkových elevácií a depresíí.

K najvýraznejším zlomom tohto systému v oblasti južnej časti Slanských vrchov patria zlomy obmedzujúce priečnu, menej výraznú hrasťovú štruktúru, na ktorej je situovaný aj stratovulkán Bradlo. Na SZ je táto hrasťová štruktúra obmedzená zlomom s úklonom na SZ, prechádzajúca od Trsteného pri Hornáde cez Ždaňu a Rákoš do centrálnej časti stratovulkánu Hradisko. Pokles na tomto zlome nepresahuje 150–200 m. Na JV je hrasťová štruktúra obmedzená zlomom prebiehajúcim od hranice s Maďarskom smerom na Nový Salaš cez južný okraj stratovulkánu Bogota na Sečovce. Výrazný zlom tohto smeru s úklonom na JV prebieha od hranice s Maďarskom (v. od Izry) smerom na SV cez Slivník a východne od obce Veľké Ozorovce.

Zlomy s.-j. smeru sú v prešovskej depresii najmladšie. Fungovali od vrchného bádenu do sarmatu; ich aktivita v panóne v moldavskej depresii a v západnej časti trebišovskej depresie je tlmená, resp. tieto zlomy v panóne pozvoľna vyznievajú. Najvýznamnejší zlom tohto systému je zlom s priebehom Svinica–Ďurkov, na ktorom pokles kochanovského súvrstvia oproti stretavskému presahuje 500 m. Druhý najvýznamnejší zlom je zlom v smere Košice–Seňa, na ktorom sú maximálne poklesy neogénu voči gemeriku – až 150 m. V južnej časti prešovskej depresie možno celkovo konštatovať, že aktivita s.-j. zlomov a poklesy na nich sú menšie smerom na juh.

V oblasti Slanských vrchov zlomy s.-j. smeru nemajú väčší smerný dosah. Zistené boli v oblasti stratovulkánu Bogota, ale aj v južnej časti pohoria, kde podmienili vznik vulkanicko-tektonickej depresie v oblasti Slanskej Huty.



Obr. 33 Štruktúrna schéma južnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny (KALIČIAK, 1992)

1 – kryštalinikum (nečlenené); 2 – paleozoikum gemerika (nečlenené); mezozoikum: 3 – ultrabázické horniny (vrchný trias–jura); 4 – wettersteinské vápence (trias); neogén: 5 – vranovské súvrstvie (stredný báden); 6 – lastomírske súvrstvie (vrchný báden); 7 – kľčovské súvrstvie (vrchný báden–spodný sarmat); 8 – stretavské súvrstvie (spodný sarmat–stredný sarmat); 9 – kochanovské súvrstvie (vrchný sarmat); 10 – sečovské súvrstvie (panón); 11 – nečlenené neovulkanity (sarmat–spodný panón); 12 – zlomy

Tektonická aktivita územia regiónu sa prejavila aj v kvartéri. Podobne ako v neogéne, bolo územie porušené výlučne disjunktívnou poklesovou tektonikou.

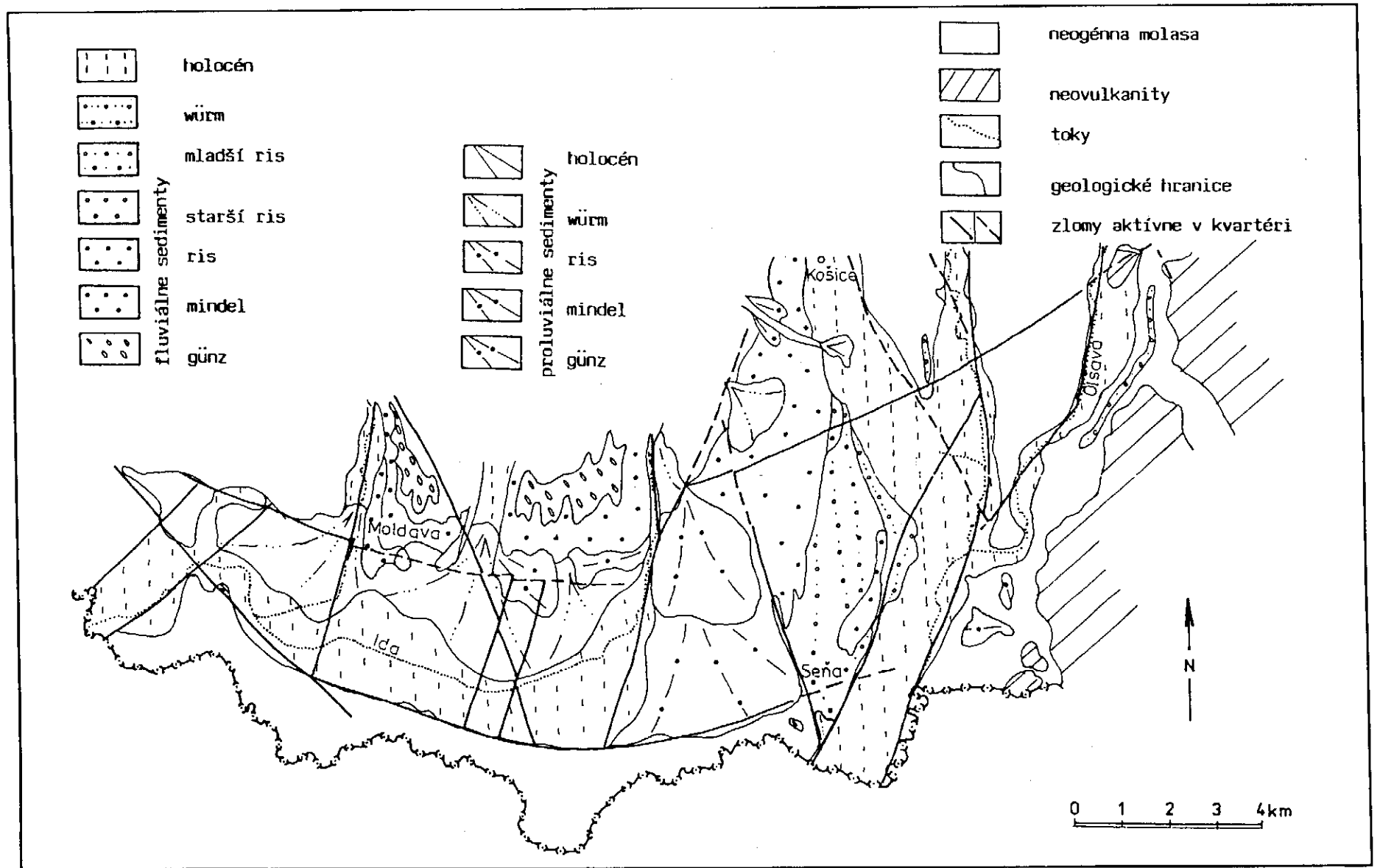
Po relatívnom tektonickom pokoji v období vrchného pliocénu, keď sa na celom území Západných Karpát formovala poriečna roveň (MAZÚR, 1964), začiatkom kvartéru sa následkom valašskej fázy zvýšila mobilita územia, čo sa odzrkadlilo aj v študovanej oblasti. Ide predovšetkým o reaktivizáciu pohybov z neogénu, vo veľkej miere však boli identifikované aj pohyby, ktorých aktivitu predpokladáme len v období kvartéru.

Z územia severne od študovanej oblasti sem zasahujú s.-j. zlomy prebiehajúce dolinami Torysy a Olšavy. Zlom prebiehajúci dolinou Torysy spôsobil výzdvih pozitívnej štruktúry Varhaňovského chrbta (JANOČKO, 1989b) a zamedzil tvorbu terasových stupňov v tejto oblasti. Zlom prebiehajúci dolinou Olšavy predstavuje doznievanie s.-j. zlomu s úklonom na východ, ktorý porušuje bázy rovnovekých terasových stupňov na ľavej a pravej strane Olšavy. Predpokladaný ssz.-jjv. zlom prebiehajúci po ľavej strane Hornádu má úklon na Z a spôsobil výzdvih pozitívnej štruktúry Viničnej. Indíciou zlomu sú početné zosuvy na západných svahoch tejto štruktúry.

Západo-východný zlom s úklonom na sever prebieha úpäťm Bodvianskej pahorkatiny. Aktivitu tohto zlomu predpokladáme až do obdobia vrchného pleistocénu. Na mladý výzdvih Bodvianskej pahorkatiny upozorňuje dobre zachovaný profil panónskeho súvrstvia (vrátane vrchnej polohy štrkov), ktorý je totožný s profilom panónu severne od tohto zlomu. Výzdvih pahorkatiny spôsobil veľký výškový rozdiel medzi günzskou a mindelskou terasou Hornádu (40 m), početné svahové deformácie a hlboko zarezané erózne ryhy. Intenzívny výzdvih pahorkatiny od obdobia uloženia fluvialných štrkov Hornádu v günze zamedzoval vznik mladších terasových stupňov na jej svahoch, pričom si Hornád vytváral „prelomovú“ dolinu. Nerovnomerný pokles kryhy severne od tohto zlomu vytváral vhodné podmienky na vývoj superpozične naložených náplavových kužeľov Idy.

Protiklonným analógom tohto zlomu je z.-v. zlom prebiehajúci úpäťm Medzevskej pahorkatiny.

Vývoj terasových akumulácií Bodvy a porušenie poriečnej rovne upozorňujú na existenciu sz.-jv. zlomu prebiehajúceho od Jasova k Čečejovciam. Zlom má úklon na JZ, relatívne poklesávanie bloku pozdĺž tohto zlomu spôsobilo hrúbku fluvialných akumulácií Bodvy a malé relatívne výšky terasových stupňov. Relatívny pokles územia západne od neho spôsobil aj veľkú hrúbku sprašovitých hĺn a svahovín na akumuláciách jednotlivých terás Bodvy. Podľa rozdielu výšok poriečnej rovne v. a z. od tohto zlomu predpokladáme hodnotu poklesu počas obdobia aktivity tohto zlomu (spodný–stredný pleistocén) 20 m. V doline Bodvy a Idy možno identifikovať s.-j. zlomy spôsobujúce relatívny výzdvih územia medzi nimi. Ich aktivitu možno pozorovať ešte aj vo vrchnom pleistocéne, keď zlom prebiehajúci dolinou Idy predstavoval západné ohraničenie priestoru so



Obr. 34 Neotektonická mapa kvartéru Košickej kotliny (JANOČKO)

superpozičným vývojom náplavových kužeľov, ktoré ďalej pokračovalo na sv.-jjz. zlome prebiehajúcim v. od Šace.

Zmena hrúbky prolúvií a fluviálnych sedimentov j. od Čečejoviec spôsobila dvojicu protiklonných zlomov jjz.-ssv. smeru. Výška skoku je cca 10 m. Zlom prebiehajúci sokolianskym potokom je uklonený na Z. Porušuje mindelskú terasu Hornádu a bol pravdepodobne jednou z príčin zmeny smeru toku Idy na Z smerom k Bodve.

Zlom prebiehajúci jjz.-ssv. smerom po pravej strane riečnej nivy Hornádu pôsobil syngeneticky počas akumulácie fluviálnych štrkov würmu. Podľa zmeny ich hrúbky možno predpokladať výšku skoku cca 7 m.

Z východnej strany Slanských vrchov na úpäťnej morfoštruktúre Slanských vrchov nie je mobilita taká pestrá. Pri rôznych druhoch zemných prác však možno vidieť prejavy mikrotektoniky, ktorá sa výrazne zachovala hlavne v pelitických neogénnych sedimentoch postneogénnej tektonickej aktivity.

Na území mapy morfológicky vyniká sečovská hrast'ová štruktúra, vymedzená hlavne trebišovským zlomom na východnej strane a zlomom Trnavského potoka na južnej strane. Táto zlomová línia je založená hlboko v Slanských vrchoch a sleduje ju Dargovský priesmyk.

Postupný zdvih sečovskej hrasti od vrchného pliocénu a v kvartéri znemožnil rozvinutie mindelského prolúviálneho kužeľa Trnavského potoka.

Súvislá tektonická línia sa tiahne od Zemplínskych vrchov západným okrajom Sečoviec na sever. Zlom porušuje sečovskú hrast' a člení ju na dve časti. Na tento zlom sa viaže potok Močariny s nivou vyplnenou mlado- až neskorowürmskými a holocénnymi sedimentmi. Zlom bol založený v staršom období würmu, porušuje a dislokuje riské a staršie prolúviá v severnom regióne.

Výrazný zlom prebieha od maďarského stredohoria cez Sárospatak, Vegardó, Slovenské Nové Mesto po nive potoka Roňava cez Slanec do Slanských vrchov. Zlom vznikol v plio-pleistocéne s najintenzívnejšími prejavmi v kvartéri. O aktivite zlomu svedčí vývoj roňavskej prepادلiny (mimo územia mapy), ktorá od vrchného pliocénu a v kvartéri poklesla o 40 m.

Severozápadne-juhovýchodného smeru sú zlomy neogénno-kvartérneho veku, na ktoré sa viažu potoky Izra a Byšta. Na aktivitu prvého zlomu reagovali svahové procesy, ktoré postupne spôsobovali zosunové situácie. Staršie zosuvy podmienili vznik jazera Izra, mladšie zosuvy zahradili Malú Izru v období staršieho a mladšieho subatlantiku.

HYDROGEOLOGIA

Skúmané územie sa z hydrogeologickoštruktúrneho hľadiska člení na nádrže vrstvových vôd v sedimentárnych kolektoroch kvartéru a neogénu Košickej kotliny a Východoslovenskej nížiny a na hydrogeologický masív vulkanitov Slanských vrchov.

V hydrogeologickej rajonizácii Slovenska predstavuje z. časť územia hydrogeologický rajón NQ 138 Neogén a kvartér Košickej kotliny v povodí Bodvy, stredná časť územia medzi Košicami a Hraničnou nad Hornádom predstavuje rajón Q 125 Kvartér Hornádu v Košickej kotline a ďalej na V nasleduje územie rajónu NQ 123 Neogén v. časti Košickej kotliny a V 111 Neovulkanity Slanských vrchov. Východný okraj skúmaného územia patrí k rajónu N 112 Neogén z. časti Východoslovenskej nížiny.

Najväčší počet hydrogeologických prieskumných prác sa v skúmanom území zamerá na fluviálne a proluviálne sedimenty kvartéru. Rozsiahlejšie prieskumné akcie v kvartérnych kolektoroch zhodnotili v Moldavskej nížine TKÁČIK a CIBULKA (1964), MIČÁK a BUJALKA (1969) a CIBULKA (1980), v doline Hornádu a Torisy STRUŇÁK (1961), ŠINDLER (1962), ONDŽÍKOVÁ (1963), FRANKOVIČ (1969) a CANGÁR (1987). Poznatky z kvartéru povodia Bodvy publikovali TKÁČIK, CIBULKA a MIČÁK (1976). V neogénnych sedimentoch sa realizovali zväčša iba jednotlivé prieskumné vrty alebo drobnejšie prieskumné akcie (ŠKVARKA, FORGÁČ a GAZDA, 1972; NEUPAUER, 1974, 1975; FRANKOVIČ et al., 1977; BINDAS, 1990 a celý rad ďalších). Väčší počet hlbších vrto v j. a jv. okolí Košíc zhodnotili FRANKOVIČ a SZABOVÁ (1976). Vedľa citovaných hodnotení regionálnych prieskumov podávajú súhrnné hydrogeologické hodnotenie jednotlivých regiónov neogénu a kvartéru HALEŠOVÁ et al. (1984, 1985) a GRECH a POLÁK (1986). Cenné regionálne zhrnutie poznatkov podáva aj štúdia ŠINDLERA et al. (1988).

Základné údaje o hydrogeológii neovulkanitov Slanských vrchov priniesol regionálny hydrogeologický prieskum tohto rajónu (HALUŠKA et al., 1980), doplnený neskôr ďalšími akciami (HALUŠKA, 1985; CANGÁR, 1989; ŠTASTNÝ, 1989 a i.). Poznatky o neovulkanitoch sú zhrnuté v monografii, ktorú spracovali BAJO, BUJALKA a HALUŠKA (1983). Neovulkanitov Slanských vrchov sa týka aj práca ŠKVARKU (1976). Prieskumom minerálnych vôd kúpeľov Byšta sa zaoberali BAJO (1969) a MLYNARČÍK (1984). Súhrnné hydrogeologické a hydrogeochemické zhodnotenie územia jednotlivých listov máp mierky 1:25 000 podal JETEL (in PRISTAŠ et al., 1987; in KAROLI et al., 1989, 1991; in JANOČKO et al., 1989, 1991 a in ŽEC et al., 1990) a VRANOVSKÁ (in KALIČIAK et al., 1991). Zhodnotenie prietochnosti sedimentov neogénu a kvartéru nadväzuje na práce, ktoré pre s. časť Košickej kotliny spracovali JETEL a VRANOVSKÁ (1989).

HYDRAULICKÉ PARAMETRE HORNÍN

Kvartér

Najvýznamnejší kvartérny kolektor skúmaného územia sú fluvialne piesčité štrky dnovej výplne v nivách väčších tokov. Prehľad charakteristík týchto kolektorov podávajú tab. 14–17 a obr. 35–36. Priemerná hrúbka zvodnencov v štrkoch dnovej výplne má rozpätie 1,6–7,0 m, maximálna výdatnosť jednotlivých vrtov pri hydrodynamických skúškach tu dosahuje 0,1–50 l/s. Priemerné hodnoty mernej výdatnosti pre jednotlivé opisované úseky nív ležia v intervale 0,28–8,7 l · s⁻¹ · m⁻¹. Tomu zodpovedajú priemerné hodnoty indexu prietochnosti T v jednotlivých úsekoch nív $M(Y) = 5,45–6,94$, z ktorých možno podľa vzťahu

$$T = \text{antilog}(Y + d - 9) = 10^{(Y+d-9)} \text{ (JETEL, 1985ab)}$$

odvodiť odhad priemerných hodnôt koeficientu prietochnosti T. Na stanovenie logaritmickej prepočtovej diferencie d sme pritom prijali pre kvartérne kolektory empirický vzťah

$$d = 0,07 Y - 0,29,$$

ktorý sme odvodili pre bežné kvartérne zvodnence s. časti Košickej kotliny (JETEL, 1989). Pre kvartérne zvodnence tak získame empirický prepočtový vzťah

$$T = \text{antilog}(1,07 Y - 9,29) = 10^{(1,07 Y - 9,29)},$$

pomocou ktorého sme odvodili z aritmetických priemerov $M(Y)$ indexu Y odhady stredných hodnôt (geometrických priemerov) koeficientu prietochnosti v jednotlivých úsekoch nív $G(T) = 4,2 \cdot 10^{-4} - 1,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Obdobne odvodené priemerné koeficienty filtrácie štrkových kolektorov dnovej výplne nív väčších tokov majú približné rozpätie $G(k) = 2 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$. Vzhľadom na pomerne malý rozsah skúmaných súborov sa môžu vypočítané výberové priemery výrazne líšiť od skutočných priemerov základného súboru, ktorým by sme sa blížili pri značne väčšej hustote informatívnych vrtov. V tab. 16 a 17 a na obr. 35 a 36 sme preto uviedli intervaly spoľahlivosti, vnútri ktorých leží s 90-percentnou pravdepodobnosťou skutočná priemerná hodnota.

Najlepšie sú preskúmané štrkové zvodnence dnovej výplne v nive Hornádu. Podľa nerovnomerného rozmiestnenia vrtov poskytujúcich hydrogeologické informácie je účelné rozčleniť nivu Hornádu v skúmanom území na tieto úseky:

H_1 = Košice-stred (medzi ústím Črmeľa a železničnou stanicou Košice-predmestie),

H_2 = Košice-juh (ďalej na J až po j. okraj listu 37-24),

H₃ = Barca – Krásna nad Hornádom – s. okraj obce Kokšov-Bakša,

H₄ = Kokšov-Bakša – Geča-Čaňa,

H₅ = Nižná Myšľa (niva Hornádu medzi širokorozchodnou traťou na ľavom brehu Hornádu, Čanianskym jazerom a ústím Olšavy),

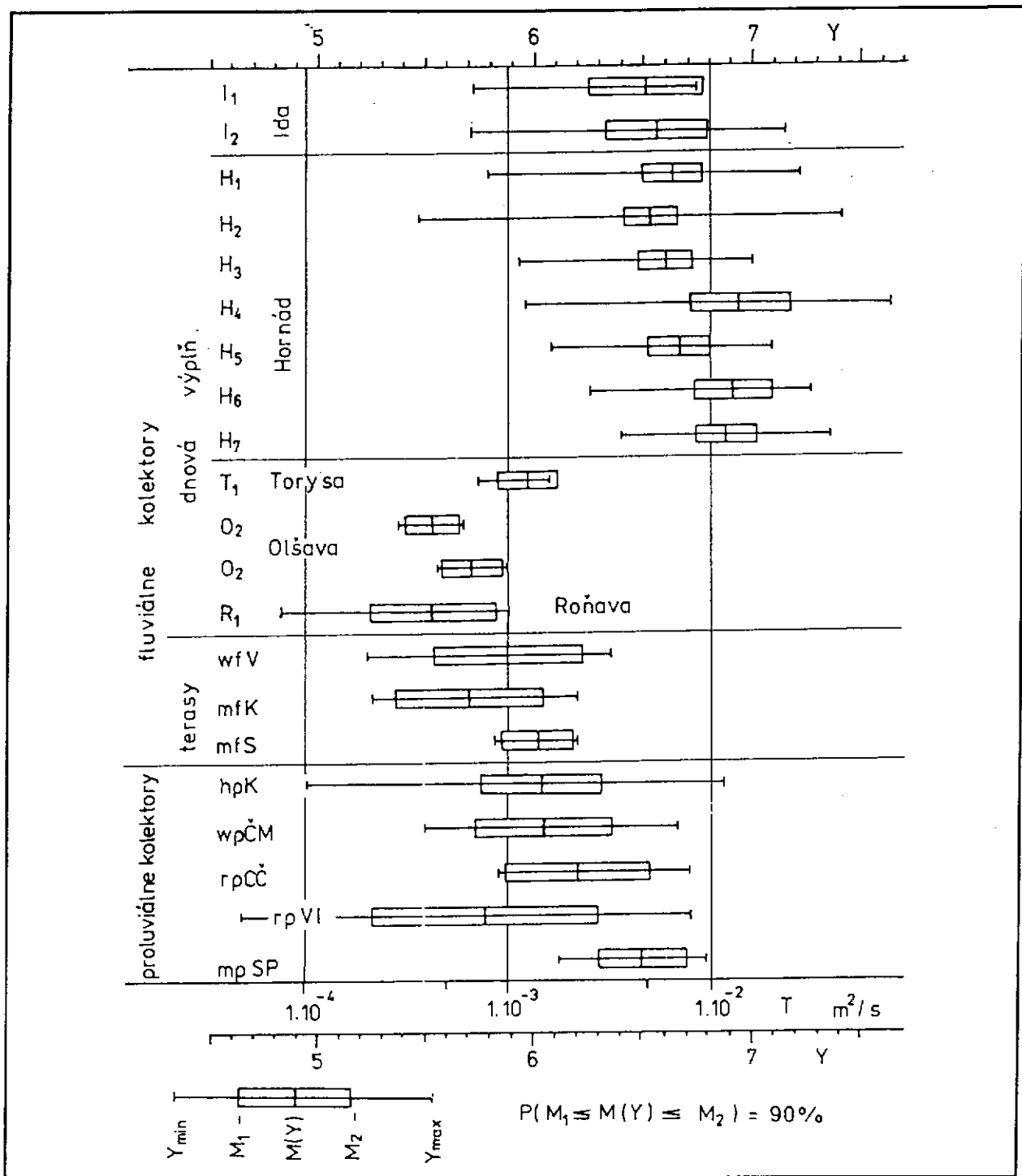
H₆ = Gyňov – Trstené pri Hornáde,

H₇ = Seňa – Hraničná pri Hornáde.

Podrobné charakteristiky jednotlivých úsekov uvádzajú tab. 14–17 a obr. 35 a 36. Hrúbka zvodnenca dnovej výplne sa v úsekoch H₁–H₇ pohybuje od 2,5 m do 10,5 m, priemerná hrúbka v jednotlivých úsekoch 4,2–6,5 m dosahuje maximum v najjužnejšom úseku H₇. Maximálna výdatnosť jednotlivých vrtov pri skúškach dosahuje 1,0–50 l/s, s najvyššou výdatnosťou medzi Čaňou, Gečou a Kokšovom-Bakšou a v okolí Gyňova a Sene (H₄, H₆, H₇). Aritmetickým priemerom indexu prietočnosti M(Y) v jednotlivých úsekoch (M(Y) = 6,53–6,94) zodpovedajú stredné hodnoty koeficientu prietočnosti G(T) = 5,0 · 10⁻³ – 1,4 · 10⁻² m²/s. Jednotlivé bodové hodnoty koeficientu prietočnosti ležia pritom v intervale T = 4 · 10⁻⁴ – 8 · 10⁻² m²/s. Z priemerných hodnôt indexu priepustnosti štrkových kolektorov v jednotlivých charakterizovaných úsekoch dnovej výplne Hornádu M(Z) = 5,93–6,23 možno odvodiť odhad stredných hodnôt priemerných koeficientov filtrácie týchto kolektorov G(k) = 1,3 · 10⁻³–2,7 · 10⁻³ m/s. Bodové hodnoty priemerných koeficientov filtrácie z jednotlivých vrtov majú rozpätie k = 1 · 10⁻⁴ m/s⁻² – 2 · 10⁻² m/s.

Ako vyplýva z údajov v tab. 14–17 a z obr. 35 a 36, najpriaznivejší hydrogeologický vývoj dnovej výplne v nive Hornádu majú úseky pri Geči, Nižnej Myšli, Gyňove a Seni, ktoré vykazujú najvyššie priemerné hodnoty prietočnosti, priepustnosti aj maximálne hodnoty výdatnosti. Podľa klasifikácie prietočnosti (KRÁSNÝ, 1986) možno štrkový zvodnenec dnovej výplne nivy Hornádu medzi Kokšovom-Bakšou a štátnou hranicou (úseky H₄–H₇) klasifikovať ako zvodnenec I. triedy s veľmi vysokou prietočnosťou a zväčša s malou variabilitou prietočnosti (Ib). Štrky v severnejších úsekoch nivy Hornádu v skúmanom území predstavujú zvodnenec I. až II. triedy (s vysokou až veľmi vysokou prietočnosťou a s malou alebo zväčšenou variabilitou prietočnosti, Ib–IIc). Priemernú priepustnosť štrkov dnovej výplne Hornádu v celom skúmanom území možno podľa osemstupňovej klasifikácie (JETEL, 1982) označiť ako silnú, prevažne s malou variabilitou priepustnosti (trieda IIb).

Z fluviálnych štrkov v doline Hornádu sú k dispozícii aj údaje z niektorých úsekov starších würmských terás (úsek wfV pri Valalíkoch) a mindelskej terasy (úsek mfK – „Terasa” v Košiciach a úsek mfS – fluviálny mindel na pravom brehu Sokolianskeho potoka pri Seni). Celková úroveň prietočnosti a priepustnosti fluviálnych kvartérnych štrkov mimo dnovej výplne nív je však výrazne nižšia v dôsledku zahlinenia a malej hrúbky zvodnenca. Tomu zodpovedá aj nižšia maximálna výdatnosť v týchto kolektoroch z jednotlivých vrtov (0,5–5,0 l/s, v priemere okolo 0,9–1,8 l/s).



Obr. 35 Intervaly spoľahlivosti vypočítaných priemerných hodnôt a rozpätie jednotlivých hodnôt indexu prietočnosti Y v kvartérnych zvodnencoch

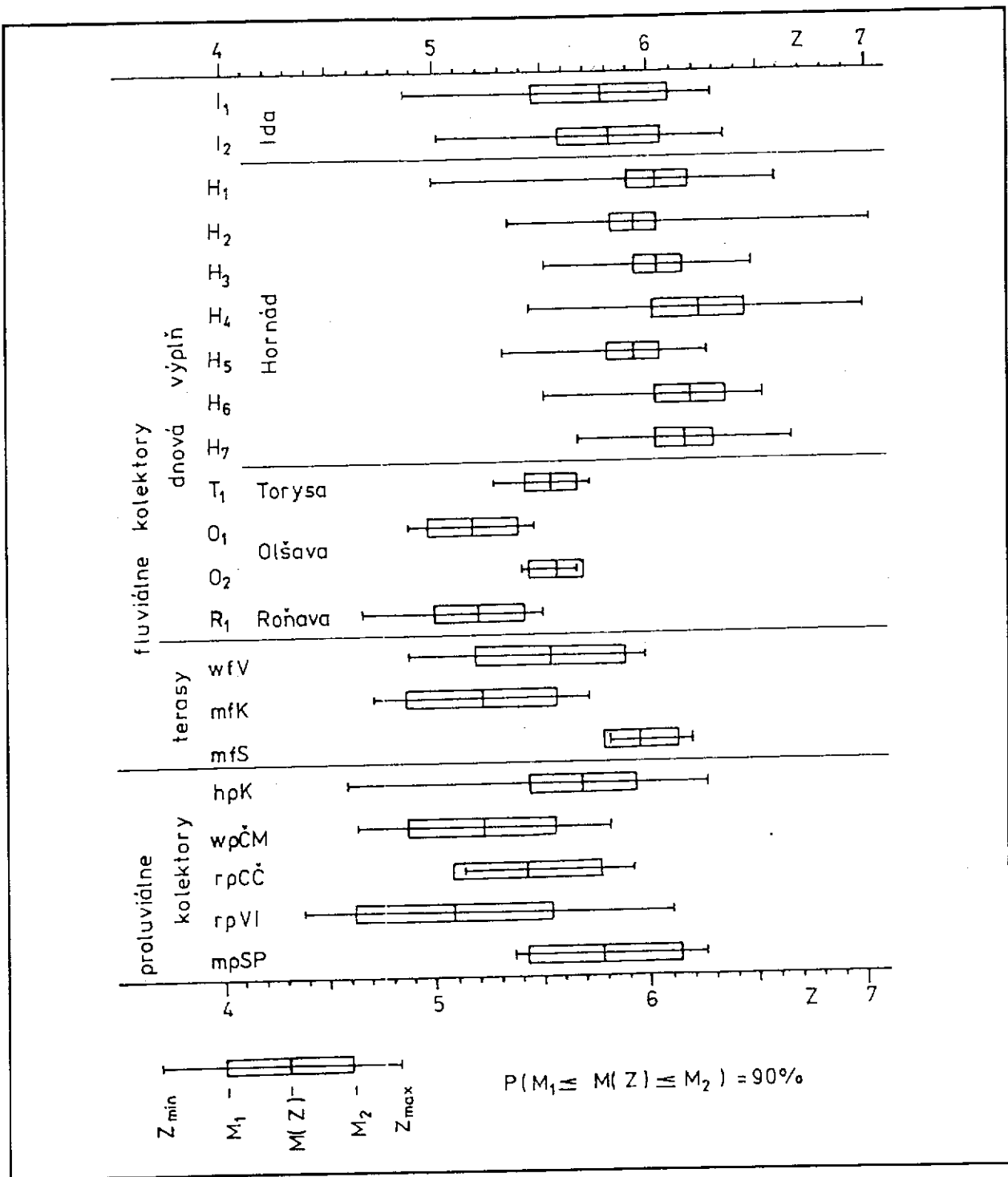
Symbolsy súborov sú vysvetlené na s. 124, 125, 128.

T = koeficient prietočnosti

Y_{min} , Y_{max} = minimálna a maximálna zistená hodnota indexu prietočnosti Y

$M(Y)$ = vypočítaná výberová hodnota aritmetického priemeru indexu prietočnosti Y

M_1 , M_2 = dolná a horná hranica 90-percentného intervalu spoľahlivosti stanovenia aritmetického priemeru indexu prietočnosti Y



Obr. 36 Intervaly spoľahlivosti vypočítaných priemerných hodnôt a rozpätie jednotlivých hodnôt indexu priepustnosti Z v kvartérnych kolektoroch
 Symboly súborov sú vysvetlené na s. 124, 125, 128.
 Z_{min} , Z_{max} = minimálna a maximálna zistená hodnota indexu priepustnosti Z
 $M(Z)$ = vypočítaná výberová hodnota aritmetického priemeru indexu priepustnosti Z
 M_1 , M_2 = dolná a horná hranica 90-percentného intervalu spoľahlivosti stanovenia aritmetického priemeru indexu priepustnosti Z

Významným hydrogeologickým kolektorom skúmaného územia sú aj štrky dnovej výplne v nive Idy a Bodvy. Podobne ako v nive Hornádu, vyčleňujeme v nive Idy v rozsahu skúmanej časti Košickej roviny dva úseky:

I_1 = Veľká Ida – Chym – Nižný Lánec,

I_2 = severozápadný okraj Nižného Lánca – Buzica – sz. okolie Rešice.

Nápadné je rádoové zvýšenie priemernej priepustnosti a prietochnosti v nive Idy po prechode z Medzevskej pahorkatiny do Košickej kotliny. Zvodnenec dnovej výplne v nive Idy medzi j. okolím Veľkej Idy a Rešicou možno klasifikovať ako zvodnenec triedy IIb s vysokou priemernou prietochnosťou a s malou variabilitou prietochnosti. Jednotlivé bodové hodnoty koeficientu prietochnosti tu majú rozpätie $T = 7 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, priemerné hodnoty v jednotlivých úsekoch sú blízke priemernej hodnote z obidvoch úsekov $G(T) = 5,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Stredné hodnoty koeficientu filtrácie v jednotlivých úsekoch možno odhadnúť na $G(k) = 8,9 \cdot 10^{-4} - 9,7 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, s rozpätím bodových priemerných hodnôt z jednotlivých vrtov $k = 1 \cdot 10^{-4} - 4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$.

Obdobné charakteristiky vykazujú štrky dnovej výplne nivy Idy a Bodvy ďalej na Z, s maximálnou prietochnosťou ($Y = 6,70-7,48$; $T = 8 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$) v náplavoch Bodvy pri Hostovciach.

Dostatočné informácie z hydrogeologických vrtov v štrkoch dnovej výplne sú ďalej k dispozícii len z niektorých obmedzených úsekov nivy Torysy (T_1 : Rozhanovce–Košická Polianka), Olšavy (O_1 : Bidovce–Ruskov, O_2 : Bohdanovce) a Roňavy (R_1 : Kuzmice–Michaľany). Najpriaznivejšie charakteristiky spomedzi týchto úsekov vykazuje niva Torysy medzi Rozhanovcami a Košickou Poliankou.

Väčší počet hydrogeologických vrtov sa realizoval v skúmanom území aj v niektorých prolúviálnych kvartérnych kolektoroch, kde bolo možné kvantitatívne charakterizovať tieto úseky:

- hpK = holocénne prolúviálne štrky v Košiciach,
- wpČM = würmské prolúviálne štrky pri Čečejovciach a Mokranciach,
- rpCČ = riské prolúviálne štrky medzi Cesticami a Čečejovcami,
- rpVI = riské prolúviálne štrky pri Veľkej Ide,
- mpSP = mindelské prolúviálne štrky medzi Seňou, Perínom a Gombošom.

Priemerné hodnoty prietochnosti a priepustnosti sú spravidla nižšie ako v štrkoch dnových výplní nív väčších tokov. Z jednotlivých vrtov v prolúviálnych štrkoch sa dosiahla maximálna výdatnosť 0,04–16 l/s, v priemere prevažne okolo 2,3–3,2 l/s (s vyšším mediánom maximálnych výdatností 6,1 l/s v mindelských štrkoch medzi Seňou a Perínom). Priemerná prietochnosť jednotlivých charakterizovaných úsekov prolúviálnych štrkov sa pohybuje v intervale $G(T) = 8 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, priemerná priepustnosť v rozpätí $G(k) = 1,6 \cdot 10^{-4} - 9 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$. Najpriaznivejšie parametre spomedzi skúmaných prolúviálnych štrkov vykazuje mindelský náplavový kužeľ medzi Veľkou Idou, Perínom a Seňou (mpSP), najnižšiu priemernú prietochnosť i priepustnosť naproti tomu riský náplavový kužeľ v jeho severnom susedstve medzi Šacou a Veľkou Idou.

Tab. 14 Hrúbka zvodnencov a maximálna výdatnosť jednotlivých vrtov v kvartérnych kolektoroch

Súbor	Počet údajov	Maximálna výdatnosť vrtu (l/s)		Hrúbka kvartérneho zvodnenca (m)	
		rozpätie	medián	rozpätie	medián
fluviálne kolektory:					
štrky dnovej výplne:					
Ida:					
I ₁	7	1,4–13,3	9,2	3,1–7,5	6,5
I ₂	11	1,0–21,8	6,6	4,6–8,7	5,6
I ₁ +I ₂	18	1,0–21,8	8,5	3,1–8,7	6,1
Hornád:					
H ₁	26	1,0–24,4	11,0	2,5–9,7	5,3
H ₂	27	1,0–25,0	6,9	2,7–8,8	5,5
H ₃	19	1,1–14,2	6,2	3,0–6,1	4,2
H ₄	12	2,7–49,7	17,3	4,4–8,0	6,1
H ₅	13	2,0–41,7	9,0	3,8–8,0	5,9
H ₆	12	4,6–43,0	22,2	3,7–7,4	6,4
H ₇	17	8,7–45,4	21,1	4,7–10,5	6,5
Torysa:					
T ₁	8	0,9–2,8	1,5	1,9–4,5	2,7
Olšava:					
O ₁	5	0,5–1,0	0,6	1,6–3,9	3,2
O ₂	4	0,2–1,2	0,5	1,2–1,9	1,6
Roňava:					
R ₁	7	0,1–4,0	0,9	0,7–6,7	2,2
terasy:					
wfV	5	0,7–5,0	1,8	1,4–4,5	3,5
mfK	5	0,5–3,5	0,9	2,0–4,6	3,0
mfS	4	1,0–2,0	1,4	0,5–2,3	1,0
proluviálne kolektory:					
hpK	13	0,3–16,0	2,8	1,8–7,9	3,2
wpČM	7	0,8–8,0	2,4	4,8–13,2	6,5
rpCC	5	2,1–4,7	3,2	5,1–8,5	6,7
rpVI	7	0,04–6,5	2,3	2,3–14,1	8,0
rpCC+rpVI	12	0,04–6,5	2,8	2,3–14,1	7,3
mpSP	6	1,9–12,5	6,1	3,9–11,5	5,9

Symbyly súborov (charakterizovaných úsekov) sú vysvetlené v texte.

Tab. 15 Rozdelenie hodnôt indexu prietočnosti Y a indexu priepustnosti Z v skúmaných úsekoch kvartérnych kolektorov

Súbor	n	Index prietočnosti Y				Index priepustnosti Z			
		rozpätie	Md (Y)	M(Y)	s_Y	rozpätie	Md(Z)	M(Z)	s_Z
fluviálne kolektory:									
štrky dnovej výplne:									
Ida:									
I ₁	7	5,7–6,7	6,62	6,51	0,36	4,9–6,3	5,83	5,78	0,44
I ₂	11	5,7–7,1	6,51	6,56	0,42	5,0–6,4	5,75	5,82	0,43
I ₁ +I ₂	18	5,7–7,1	6,59	6,54	0,39	4,9–6,4	5,83	5,81	0,42
Hornád:									
H ₁	26	5,8–7,2	7,72	6,63	0,40	5,0–6,6	6,19	6,04	0,42
H ₂	27	5,5–7,4	6,57	6,53	0,36	5,3–7,0	5,90	5,93	0,34
H ₃	19	5,9–7,0	6,67	6,60	0,31	5,5–6,5	6,07	6,04	0,28
H ₄	12	6,0–7,6	6,96	6,94	0,44	5,4–7,0	6,27	6,23	0,41
H ₅	13	6,1–7,1	6,71	6,66	0,28	5,3–6,3	5,95	5,93	0,25
H ₆	12	6,3–7,3	7,02	6,91	0,33	5,5–6,5	6,28	6,19	0,30
H ₇	17	6,4–7,4	6,98	6,88	0,32	5,7–6,7	6,25	6,16	0,31
Torysa:									
T ₁	8	5,7–6,1	5,96	5,97	0,21	5,3–5,7	5,55	5,54	0,17
Olšava:									
O ₁	5	5,4–5,7	5,54	5,53	0,12	4,9–5,5	5,16	5,17	0,22
O ₂	4	5,6–5,9	5,79	5,71	0,12	5,4–5,7	5,58	5,56	0,11
Roňava:									
R ₁	7	4,8–5,9	5,62	5,53	0,40	4,7–5,5	5,28	5,20	0,28
terasy:									
wfV	5	5,2–6,4	5,84	5,88	0,36	4,9–6,0	5,54	5,53	0,37
mfK	5	5,3–6,2	5,61	5,70	0,36	4,7–5,6	5,13	5,21	0,37
mfS	4	5,8–6,2	6,02	6,02	0,18	5,8–6,2	5,90	5,95	0,17
proluviálne kolektory:									
hpK	13	5,0–6,9	5,93	6,03	0,57	4,6–6,3	5,86	5,68	0,51
wpČM	7	5,5–6,7	5,84	6,04	0,43	4,6–5,8	5,04	5,21	0,46
rpCC	5	5,8–6,7	6,03	6,20	0,35	5,1–5,9	5,18	5,42	0,36
rpVI	7	4,6–6,7	5,52	5,78	0,71	4,4–6,1	4,87	5,08	0,63
rpCC+rpVI	12	4,6–6,7	6,03	5,95	0,61	4,4–6,1	5,18	5,22	0,54
mpSP	6	6,1–6,8	6,54	6,50	0,25	5,4–6,3	5,79	5,78	0,37

Symbyly súborov (charakterizovaných úsekov) sú vysvetlené v texte.

n = počet údajov, Md = medián, M = aritmetický priemer, s_Y , s_Z = odhad smerodajnej odchýlky základného súboru

Tab. 16 Intervaly spoľahlivosti aritmetických priemerov $M(Y)$ a odhady priemerných hodnôt koeficientu prietochnosti kvartémých zvodnencov

Súbor	Index prietochnosti Y		Koeficient prietochnosti T (m^2/s)			trieda
	$M(Y)$	M_1 M_2	$G(T)_1$	$G(T)_2$	$G(T)$	
fluviálne kolektory:						
štrky dnovej výplne:						
Ida:						
I_1	6,51	6,25–6,77	$2 \cdot 10^{-3}$ – $9 \cdot 10^{-3}$		$4,7 \cdot 10^{-3}$	IIb
I_2	6,56	6,33–6,79	$3 \cdot 10^{-3}$ – $9 \cdot 10^{-3}$		$5,3 \cdot 10^{-3}$	IIc
I_1+I_2	6,54	6,38–6,70	$3 \cdot 10^{-3}$ – $8 \cdot 10^{-3}$		$5,1 \cdot 10^{-3}$	IIb
Homád:						
H_1	6,63	6,50–6,76	$5 \cdot 10^{-3}$ – $9 \cdot 10^{-3}$		$6,4 \cdot 10^{-3}$	Ic–IIc
H_2	6,53	6,41–6,65	$4 \cdot 10^{-3}$ – $7 \cdot 10^{-3}$		$5,0 \cdot 10^{-3}$	IIb
H_3	6,60	6,48–6,72	$4 \cdot 10^{-3}$ – $8 \cdot 10^{-3}$		$5,9 \cdot 10^{-3}$	Ib–IIb
H_4	6,94	6,71–7,17	$8 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-2}$		$1,4 \cdot 10^{-2}$	Ic
H_5	6,66	6,52–6,80	$5 \cdot 10^{-3}$ – $1,0 \cdot 10^{-2}$		$6,9 \cdot 10^{-3}$	Ib
H_6	6,91	6,73–7,09	$8 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-2}$		$1,3 \cdot 10^{-2}$	Ib
H_7	6,88	6,74–7,02	$8 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-2}$		$1,2 \cdot 10^{-2}$	Ib
Torysa:						
T_1	5,97	5,83–6,11	$9 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$1,2 \cdot 10^{-3}$	IIb–IIIb
Olšava:						
O_1	5,53	5,41–5,65	$3 \cdot 10^{-4}$ – $6 \cdot 10^{-4}$		$4,2 \cdot 10^{-4}$	IIIa
O_2	5,71	5,57–5,85	$5 \cdot 10^{-4}$ – $9 \cdot 10^{-4}$		$6,6 \cdot 10^{-4}$	IIIa
Roňava:						
R_1	5,53	5,24–5,82	$2 \cdot 10^{-4}$ – $9 \cdot 10^{-4}$		$4,2 \cdot 10^{-4}$	IIIb
terasy:						
wfV	5,88	5,54–6,22	$4 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$1,0 \cdot 10^{-3}$	IIb–IIIb
mfK	5,70	5,36–6,04	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1,5 \cdot 10^{-3}$		$6,4 \cdot 10^{-4}$	IIIb
mfS	6,02	5,85–6,18	$9 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$1,4 \cdot 10^{-3}$	IIa
proluviálne kolektory:						
hpK	6,03	5,75–6,31	$7 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$		$1,5 \cdot 10^{-3}$	IIc
wpČM	6,04	5,73–6,36	$7 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$		$1,5 \cdot 10^{-3}$	IIc
rpCC	6,20	5,85–6,53	$1,0 \cdot 10^{-3}$ – $5 \cdot 10^{-3}$		$2,2 \cdot 10^{-3}$	IIb
rpVI	5,78	5,26–6,30	$2 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$		$7,8 \cdot 10^{-4}$	IIIId
rpCC+VI	5,95	5,64–6,26	$5 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$		$1,2 \cdot 10^{-3}$	IIId–IIIId
mpŠP	6,50	6,30–6,71	$3 \cdot 10^{-3}$ – $8 \cdot 10^{-3}$		$4,6 \cdot 10^{-3}$	IIb

Symbyly súborov (charakterizovaných úsekov) sú vysvetlené v texte.

$M(Y)$ = výberový aritmetický priemer hodnôt indexu prietochnosti Y; M_1, M_2 = dolná a horná hranica intervalu spoľahlivosti aritmetického priemeru $M(Y)$ pre pravdepodobnosť 90 %; $G(T)$ = odhad geometrického priemeru koeficientu prietochnosti T s hranicami 90-percentného intervalu spoľahlivosti $G(T)_1$ a $G(T)_2$; trieda = zatriedenie priemernej prietochnosti v zmysle klasifikácie KRÁSNEHO (1986)

Tab. 17 Intervaly spoľahlivosti aritmetických priemerov $M(Y)$ a odhady priemerných hodnôt koeficientu filtrácie kvartérnych kolektorov

Súbor	Index priepustnosti Z		Koeficient filtrácie k (m/s)			
	M(Z)	M ₁ M ₂	G(k) ₁	G(k) ₂	G(k)	trieda
fluviálne kolektory:						
štrky dnovej výplne:						
Ida:						
I ₁	5,78	5,46–6,09	$4 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$8,9 \cdot 10^{-4}$	IIIc
I ₂	5,82	5,58–6,06	$5 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$9,7 \cdot 10^{-4}$	IIIc
I ₁ +I ₂	5,81	5,64–5,98	$6 \cdot 10^{-4}$ – $1,4 \cdot 10^{-3}$		$9,3 \cdot 10^{-4}$	IIIc
Hornád:						
H ₁	6,04	5,90–6,18	$1,2 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$1,6 \cdot 10^{-3}$	IIc
H ₂	5,93	5,82–6,04	$1,0 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$1,3 \cdot 10^{-3}$	IIb–IIIb
H ₃	6,04	5,97–6,15	$1,4 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$1,6 \cdot 10^{-3}$	IIb
H ₄	6,23	6,02–6,44	$1,6 \cdot 10^{-3}$ – $5 \cdot 10^{-3}$		$2,7 \cdot 10^{-3}$	IIc
H ₅	5,93	5,81–6,05	$9 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$1,3 \cdot 10^{-3}$	IIb–IIIb
H ₆	6,19	6,03–6,35	$1,6 \cdot 10^{-3}$ – $4 \cdot 10^{-3}$		$2,4 \cdot 10^{-3}$	IIb
H ₇	6,16	6,03–6,29	$1,6 \cdot 10^{-3}$ – $3 \cdot 10^{-3}$		$2,2 \cdot 10^{-3}$	IIb
Torysa:						
T ₁	5,54	5,42–5,66	$3 \cdot 10^{-4}$ – $6 \cdot 10^{-4}$		$4,7 \cdot 10^{-4}$	IIIa
Olšava:						
O ₁	5,17	4,96–5,38	$1,1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$		$1,8 \cdot 10^{-4}$	IIIb
O ₂	5,56	5,43–5,69	$3 \cdot 10^{-4}$ – $6 \cdot 10^{-4}$		$4,7 \cdot 10^{-4}$	IIIa
Roňava:						
R ₁	5,20	4,99–5,41	$1,2 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$		$2,0 \cdot 10^{-4}$	IIIb
terasy:						
wfV	5,53	5,18–5,88	$2 \cdot 10^{-4}$ – $1,1 \cdot 10^{-3}$		$4,5 \cdot 10^{-4}$	IIIb
mfK	5,21	4,86–5,56	$9 \cdot 10^{-5}$ – $5 \cdot 10^{-4}$		$2,1 \cdot 10^{-4}$	IIIb
mfS	5,95	5,79–6,12	$8 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$1,2 \cdot 10^{-3}$	IIa–IIIa
proluviálne kolektory:						
hpK	5,68	5,43–5,93	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1,2 \cdot 10^{-3}$		$6,5 \cdot 10^{-4}$	IIIc
wpČM	5,21	4,87–5,53	$1,0 \cdot 10^{-4}$ – $5 \cdot 10^{-4}$		$2,2 \cdot 10^{-4}$	IIIc
rpCČ	5,42	5,07–5,77	$1,6 \cdot 10^{-4}$ – $9 \cdot 10^{-4}$		$3,7 \cdot 10^{-4}$	IIIb
rpVI	5,08	4,62–5,54	$5 \cdot 10^{-5}$ – $5 \cdot 10^{-4}$		$1,6 \cdot 10^{-4}$	IIIId
rpCČ+rpVI	5,22	4,94–5,50	$1,1 \cdot 10^{-4}$ – $4 \cdot 10^{-4}$		$2,2 \cdot 10^{-4}$	IIIc
mpŠP	5,78	5,42–6,08	$4 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$8,8 \cdot 10^{-4}$	IIIb

Symbyly súborov (charakterizovaných úsekov) sú vysvetlené v texte.

$M(Z)$ = výberový aritmetický priemer hodnôt indexu priepustnosti Z; M_1, M_2 = dolná a horná hranica intervalu spoľahlivosti aritmetického priemeru $M(Z)$ pre pravdepodobnosť 90 %; $G(k)$ = odhad geometrického priemeru koeficientu filtrácie k s hranicami 90-percentného intervalu spoľahlivosti $G(k)_1$ a $G(k)_2$; trieda = zatriedenie priemernej priepustnosti v zmysle klasifikácie JETELA (1982) so symbolom variability obdobným ako pri klasifikácii prietočnosti

Tab. 18 Maximálna výdatnosť jednotlivých vrto v a rozdelenie hodnôt indexu prietočnosti Y a indexu priepustnosti Z v neogénnych kolektoroch

Súbor	n	Maximálna výdatnosť vrtu (l/s)		Index prietočnosti Y				Index priepustnosti Z				
		rozpätie	medián	rozpätie	Md(Y)	M(Y)	s _Y	rozpätie	Md(Z)	M(Z)	s _Z	
sečovské súvrstvie spolu	Š	10	0,18–4,8	1,4	4,4–6,2	5,50	5,50	0,60	3,0–5,8	4,63	4,60	0,81
	I	4	0,18–2,5	0,2	4,2–5,1	4,47	4,56	0,40	2,8–3,8	3,51	3,39	0,46
		14		1,2		5,25	5,23	0,69		4,12	4,25	0,91
kochanovské súvrstvie spolu	Š	9	2,0–17,9	7,1	5,3–7,1	5,76	5,81	0,56	3,6–5,7	4,21	4,44	0,66
	I	13	0,04–24,2	2,5	4,1–6,4	5,14	5,19	0,77	2,5–5,0	3,76	3,70	0,70
		22		4,2		5,43	5,44	0,75		4,06	4,00	0,76
stretavské súvrstvie spolu	T	8	8,6–85,0 §	12,3	5,6–7,2	6,66	6,50	0,57	4,4–6,0	5,16	5,13	0,59
	Š	6	0,20–14,3	3,7	4,9–6,1	5,41	5,50	0,52	3,6–5,7	4,57	4,66	0,72
	P	12	0,22–5,7	0,7	4,0–6,2	4,79	4,87	0,58	2,5–5,2	3,39	3,63	0,71
	Í	8	0,11–1,7	0,5	4,1–4,9	4,51	4,50	0,30	2,1–3,7	3,24	3,19	0,48
		34		0,9		4,96	5,28	0,90		3,81	4,06	0,98
lastomírske súvrstvie		9	0,04–1,8	0,3	3,7–5,9	4,53	4,64	0,71	2,1–4,8	3,45	3,38	0,91
neovulkanity a (%) spolu	81–100	10	0,57–70,0	5,0	4,3–6,9	5,52	5,41	0,86	2,6–5,6	3,58	3,88	0,91
	51–80	10	0,30–30,0	3,6	4,5–6,5	5,65	5,64	0,69	2,8–4,3	4,08	3,93	0,52
	21–50	10	1,1–15,4	7,8	4,6–6,5	5,67	5,59	0,65	2,2–4,6	3,76	3,56	0,67
	0–20	4	2,6–16,0	8,4	5,1–6,2	5,69	5,66	0,44	3,4–4,7	3,64	3,85	0,56
		34		5,3		5,65	5,59	0,69		3,77	3,80	0,69

Podsúbory: Š = štrky (psamiticko-psefitické úseky); Í = ilovce, prachovce, tufity; T = tektonicky porušené zóny; P = prevažne pelitické úseky s ojedinelými polohami psamitov a psefitov; a (%) = podiel andezitov v skúšanom otvorenom úseku; § = krátkodobo až 120 l/s. Ostatné symboly – pozri tab. 15

Tab. 19 Intervaly spoľahlivosti aritmetických priemerov $M(Y)$ a odhady priemerných hodnôt koeficientu prietochnosti neogénnych zvodnencov

Súbor	Index prietochnosti Y		Koeficient prietochnosti T (m^2/s)			
	M(Y)	M ₁ M ₂	G(T) ₁	G(T) ₂	G(T)	trieda
sečovské súvrstvie:						
Š	5,50	5,15–5,85	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1,5 \cdot 10^{-3}$		$6,2 \cdot 10^{-4}$	IIIcd
Í	4,56	4,09–5,03	$2 \cdot 10^{-5}$ – $2 \cdot 10^{-4}$		$6,2 \cdot 10^{-5}$	Ivbc
spolu	5,23	4,90–5,56	$1,4 \cdot 10^{-4}$ – $7 \cdot 10^{-4}$		$3,2 \cdot 10^{-4}$	IIIId
kochanovské súvrstvie:						
Š	5,81	5,46–6,16	$6 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$		$1,3 \cdot 10^{-3}$	IIc–IIIc
Í	5,19	4,81–5,57	$1,1 \cdot 10^{-4}$ – $7 \cdot 10^{-4}$		$2,9 \cdot 10^{-4}$	IIIId
spolu	5,44	5,11–5,77	$2 \cdot 10^{-4}$ – $1,2 \cdot 10^{-3}$		$5,4 \cdot 10^{-4}$	IIIId
stretavské súvrstvie:						
T	6,50	6,12–6,88	$3 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-2}$		$7,3 \cdot 10^{-3}$	Ic
Š	5,50	5,07–5,93	$2 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$6,2 \cdot 10^{-4}$	IIIc
P	4,75	4,45–5,05	$5 \cdot 10^{-5}$ – $2 \cdot 10^{-4}$		$1,3 \cdot 10^{-4}$	IIIc–IVc
Í	4,50	4,31–4,70	$3 \cdot 10^{-5}$ – $9 \cdot 10^{-5}$		$5,4 \cdot 10^{-5}$	IVb
spolu	5,28	5,02–5,54	$2 \cdot 10^{-4}$ – $7 \cdot 10^{-4}$		$3,6 \cdot 10^{-4}$	IIIe
lastomírske súvrstvie:						
	4,64	4,20–5,08	$3 \cdot 10^{-5}$ – $2 \cdot 10^{-4}$		$7,5 \cdot 10^{-5}$	IVd
neovulkanity a (%)						
81–100	5,41	4,91–5,91	$1,4 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$5,2 \cdot 10^{-4}$	IIIe
51–80	5,64	5,24–6,04	$3 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$		$9,4 \cdot 10^{-4}$	IIIId
21–50	5,59	5,21–5,97	$3 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$		$8,2 \cdot 10^{-4}$	IIIId
0–20	5,66	5,14–6,18	$3 \cdot 10^{-4}$ – $4 \cdot 10^{-3}$		$9,9 \cdot 10^{-4}$	IIc–IIIc
spolu	5,59	5,39–5,79	$5 \cdot 10^{-4}$ – $1,4 \cdot 10^{-3}$		$8,3 \cdot 10^{-4}$	IIIId

Symbole podsúborov ako v tab. 18. Ostatné symboly ako v tab. 16.

Z porovnania hodnôt prietochnosti a priepustnosti týchto susediacich náplavových kužeľov vyplýva, že vyššia prietochnosť mindelského kužeľa nie je daná rozdielmi v hrúbke zvodnenca, ale iba výrazne vyššou priepustnosťou mindelských štrkov, ktoré sú v porovnaní s príľahlými riskými štrkami zrejme podstatne menej zahlinené.

Neogén

Dostatočné podklady na regionálne zhodnotenie priepustnosti a prietochnosti hornín neogénu sú v skúmanom území k dispozícii jednak zo sedimentov sečovského, kochanovského, stretavského a lastomírskeho súvrstvia, jednak z neovulkanických komplexov Slanských vrchov. Na odhad zodpovedajúcich hodnôt

Tab. 20 Intervaly spoľahlivosti aritmetických priemerov $M(Z)$ a odhady priemerných hodnôt koeficientu filtrácie neogénnych kolektorov

Súbor	Index priepustnosti Z		Koeficient filtrácie k (m/s)		
	M(Z)	M ₁ M ₂	G(k) ₁ - G(k) ₂	G(k)	trieda
sečovské súvrstvie:					
Š	4,60	4,13-5,07	$3 \cdot 10^{-5}$ - $3 \cdot 10^{-4}$	$7,9 \cdot 10^{-5}$	IVe
Í	3,39	2,85-3,93	$1,1 \cdot 10^{-6}$ - $1,5 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-6}$	Vc
spolu	4,25	3,82-4,68	$1,2 \cdot 10^{-5}$ - $9 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	IVe
kochanovské súvrstvie:					
Š	4,44	4,03-4,85	$2 \cdot 10^{-5}$ - $1,6 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	IVd
Í	3,70	3,35-4,05	$4 \cdot 10^{-6}$ - $2 \cdot 10^{-5}$	$9,4 \cdot 10^{-6}$	Vd
spolu	4,00	3,66-4,34	$8 \cdot 10^{-6}$ - $5 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	IVd
stretavské súvrstvie:					
T	5,13	4,74-5,52	$1,2 \cdot 10^{-4}$ - $8 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	IIIc
Š	4,66	4,08-5,25	$2 \cdot 10^{-5}$ - $4 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-5}$	IVd
P	3,63	3,26-4,00	$3 \cdot 10^{-6}$ - $2 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-6}$	Vd
Í	3,19	2,87-3,51	$1,2 \cdot 10^{-6}$ - $6 \cdot 10^{-6}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$	Vc
spolu	4,06	3,77-4,35	$1,1 \cdot 10^{-5}$ - $4 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	IVe
lastomírske súvrstvie:					
	3,38	2,82-3,94	$1,1 \cdot 10^{-6}$ - $1,6 \cdot 10^{-5}$	$4,1 \cdot 10^{-6}$	Ve
neovulkanity:					
a (%)					
81-100	3,88	3,35-4,41	$4 \cdot 10^{-6}$ - $6 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	IVd
51-80	3,93	3,63-4,23	$8 \cdot 10^{-6}$ - $4 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	IVc-Vc
21-50	3,56	3,17-3,95	$3 \cdot 10^{-6}$ - $2 \cdot 10^{-5}$	$7,7 \cdot 10^{-6}$	Vc
0-20	3,85	3,19-4,51	$3 \cdot 10^{-6}$ - $8 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	IVc
spolu	3,80	3,60-4,00	$8 \cdot 10^{-6}$ - $2 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	IVd-Vd

Symboly podsúborov ako v tab. 18. Ostatné symboly ako v tab. 17.

koeficientu prietočnosti T a koeficientu filtrácie k z príslušných štatistických charakteristík rozdelenia hodnôt porovnávacích parametrov (indexu prietočnosti Y a indexu priepustnosti Z), odvodených z jednotkových merných výdatností odberových skúšok, sme pri dosadzovaní do vzťahov $T = f(Y, d)$ a $k = f(Z, d)$ používali zovšeobecnené (priemerné) odhady logaritmických prepočtových diferencií d. Pre úseky v neogénnych sedimentoch sme na základe analytického stanovenia prepočtových diferencií pre jednotlivé vybrané skúmané úseky vrto v skúmanom území odvodili zovšeobecnený odhad prepočtovej diferencie

$$d = 0,07 Y - 0,09.$$

Pre úseky v neovulkanitoch sme odvodili zovšeobecnený odhad

$$d = 0,13 Y - 0,40$$

štatistickým spracovaním skutočných zistených diferencií vo vybraných vrtoch v skúmanom území. Zistené charakteristiky priepustnosti a prietočnosti hornín neogénu uvádzajú spolu s ich klasifikáciou podľa priemernej priepustnosti a prietočnosti tab. 18–20, kde sú uvedené aj rozsahy intervalov spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt. Rozdelenie hodnôt Y a Z v skúmaných neogénnych horninách znázorňujú histogramy na obr. 37 a 38, rozpätia hodnôt Y a Z spolu s intervalmi spoľahlivosti stanovenia priemerov $M(Y)$ a $M(Z)$ obr. 39 a 40.

Sečovské súvrstvie

Na regionálnu charakteristiku hydraulických vlastností hornín sečovského súvrstvia bolo možné použiť údaje z hydrodynamických skúšok v 14 vrtoch hlbokých 15–280 m pri strednej hĺbke vrtu 46 m. Maximálna výdatnosť leží v intervale 0,18–4,8 l/s s mediánom 1,2 l/s. Hodnoty indexu prietočnosti ležia v rozpätí $Y = 4,63–6,25$ okolo mediánu $Md(Y) = 5,25$ a aritmetického priemeru $M(Y) = 5,23$. Hodnota odhadu smerodajnej odchýlky základného súboru $s_Y = 0,692$ ukazuje na veľkú variabilitu prietočnosti. Priepustnosť v skúšaných úsekoch charakterizujú hodnoty indexu priepustnosti $Z = 2,79–5,85$ s $Md(Z) = 4,12$ a $M(Z) = 4,25$. O veľmi vysokej variabilite priepustnosti svedčí hodnota $s_Z = 0,906$.

Vysoká variabilita prietočnosti a priepustnosti v spoločnom litologicky nediferencovanom súbore údajov zo sečovského súvrstvia je daná tým, že súbor zahŕňa spolu s úsekmi, v ktorých boli skúšané prevažne štrkové alebo pieskové kolektory, aj úseky, kde boli otvorené iba rozpukané ílovce. Preto boli vyčíslené aj charakteristiky rozdelenia hodnôt Y a Z pre litologicky diferencované podsúbory (obr. 37–40, tab. 19 a 20). Priemerná prietočnosť a priepustnosť v štrkových úsekoch je výrazne vyššia ako v ílovcových úsekoch. Zistený rozdiel v priemernej prietočnosti je štatisticky signifikantný na hladine významnosti $p = 0,02$, t. j. so štatistickou istotou $P = 98 \%$. Na hladine $p = 0,10$ ($P = 90 \%$) je významný aj zistený rozdiel v priemerných priepustnostiach. Vypočítaným výberovým aritmetickým priemerom $M(Y)$ a $M(Z)$ v sečovskom súvrství zodpovedajú tieto odhady stredných hodnôt (geometrických priemerov) koeficientu prietočnosti $G(T)$ a koeficientu filtrácie $G(k)$:

	$G(T) \text{ m}^2/\text{s}$	$G(k) \text{ m/s}$
– štrkové úseky	$6 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$,
– ílovcové úseky	$6 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$.

Kochanovské súvrstvie

Údaje o hydraulických parametroch hornín kochanovského súvrstvia poskytli hydrodynamické skúšky v 23 skúšaných úsekoch 22 vrtov hlbokých 15–266 m (s mediánom hĺbok 104 m). Prevažne išlo o vrty v okolí Zemplínskej Teplice,

Košického Klečenova, Svinice a Sečoviec. Z jednotlivých vrtov sa dosiahla maximálna výdatnosť 0,04–24,2 l/s s mediánom 4,0 l/s. Priemernú prietochnosť charakterizuje aritmetický priemer indexu prietochnosti $M(Y) = 5,34$ pri širokom variačnom rozpätí hodnôt $Y = 3,98–7,06$. Vzhľadom na litologickú nerovnorodosť skúšaných úsekov je veľmi vysoká aj variabilita prietochnosti ($s_Y = 0,811$). Priepustnosť skúšaných úsekov vyjadrujú hodnoty $Z = 2,46–5,68$ s priemerom $M(Z) = 3,88$ a veľmi vysokou variabilitou ($s_Z = 0,861$). Podobne ako v sečovskom súvrství, aj tu sme vyčlenili podsúbor údajov z úsekov s prevahou pieskovcov, pieskov a štrkov a podsúbor z úsekov tvorených prevažne ílovcami, prachovcami a tufitmi. Rozdiely medzi týmito podsúbormi sú zrejmé z tab. 18–20 a obr. 37–40. Niektoré vysoké hodnoty prietochnosti a priepustnosti sú zrejme podmienené zastihnutím mimoriadne priepustných poruchových pásiem. Príkladom je vrt SHJ-8 v Zemplínskej Teplici s maximálnou výdatnosťou 24,2 l/s a $Y = 6,41$ (HALUŠKA et al., 1980) a niektoré ďalšie vrty v jeho blízkosti (PV-1: 17,9 l/s – BINDAS, 1990; ZAR-2: 11,8 l/s, $Y = 7,06$, NEUPAUER, 1975 a iné). Pre jednotlivé podsúbory sme odvodili tieto stredné hodnoty koeficientu prietochnosti T a koeficientu filtrácie k :

	$G(T)$ m ² /s	$G(k)$ m/s
– psamiticko-psefitické úseky	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-5}$,
– peliticko-aleuritické úseky	$2 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-6}$.

Stretavské súvrstvie

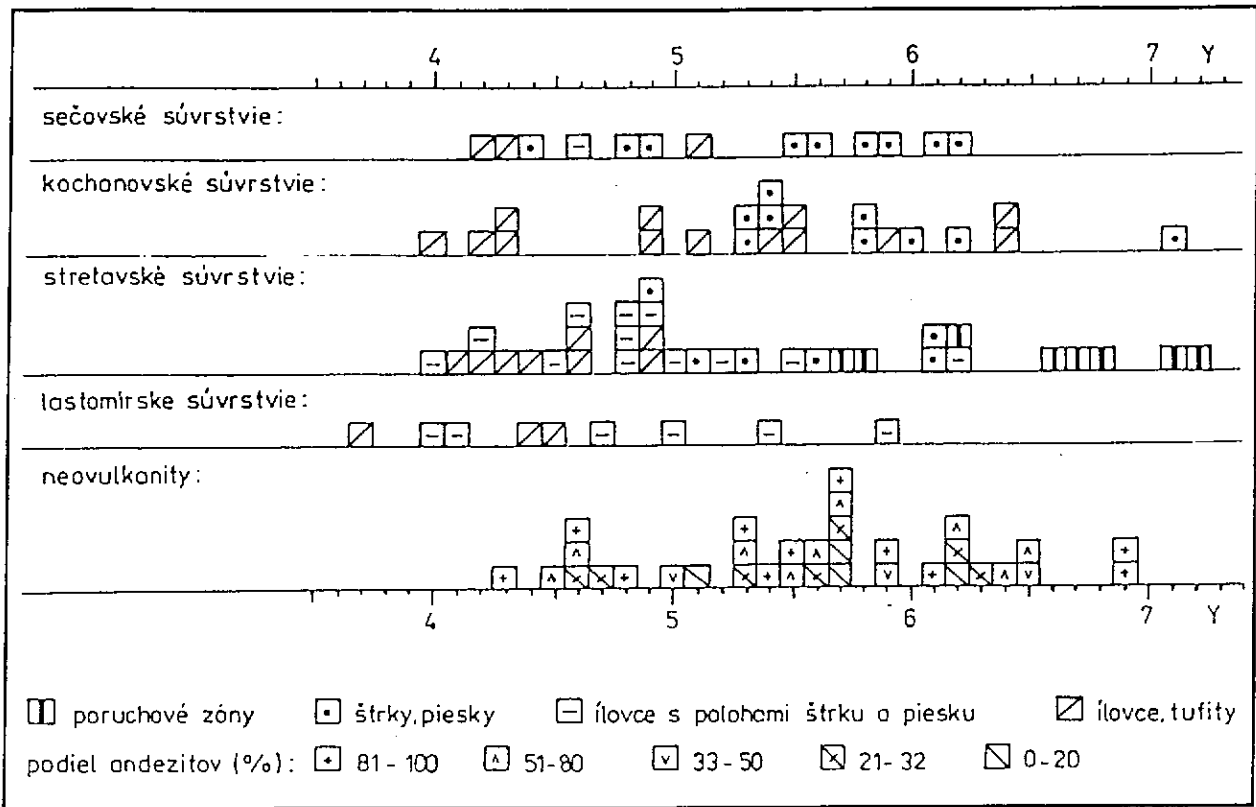
Stretavské súvrstvie je najlepšie preskúmaným súvrstvom neogénu v skúmanom území. K dispozícii sú tu údaje z hydrodynamických skúšok v 31 vrtoch hlbokých 9–214 m pri strednej hĺbke vrtu 80 m. Maximálna výdatnosť jednotlivých vrtov pri skúškach má veľmi široké rozpätie od 0,11 l/s do 85 l/s okolo mediánu 0,90 l/s. Veľmi vysoká variabilita indexu prietochnosti ($Y = 4,01–7,17$, $s_Y = 0,902$) a indexu priepustnosti ($Z = 2,12–6,01$, $s_Z = 0,982$) v súbore údajov zo stretavského súvrstvia odráža extrémnu geohydraulickú nehomogenitu súvrstvia ako celku. Preto je nevyhnutné pri regionálnom hodnotení prietochnosti a priepustnosti tohto súvrstvia rozdeliť jestvujúce údaje do viacerých homogénnejších podsúborov (tab. 18–20, obr. 37–40).

Rádovo vyššími hodnotami priemernej prietochnosti a priepustnosti sa od súvrstvia ako celku odlišujú údaje z vrtov, ktoré zastihli tektonicky porušené partie súvrstvia na väčších zlomových pásmach (obr. 37–38). Maximálna výdatnosť týchto vrtov má rozpätie 8,6–85 l/s s mediánom 12,3 l/s, index Y leží v intervale 5,65–7,17 okolo mediánu $Md(Y) = 6,66$ a aritmetického priemeru $M(Y) = 6,50$. Najvyššiu hodnotu maximálnej výdatnosti vykázal vrt HŠ-19 medzi Bohdanovcami a Veľkou Myšľou (85 l/s, krátkodobo až 120 l/s – ŠKVARKA et al., 1982), ktorý zastihol významné severojužné pásmo hornádskeho systému (myšliansky zlom FORGÁČA, 1965). Pokračovanie tohto pásma ďalej na J zastihli

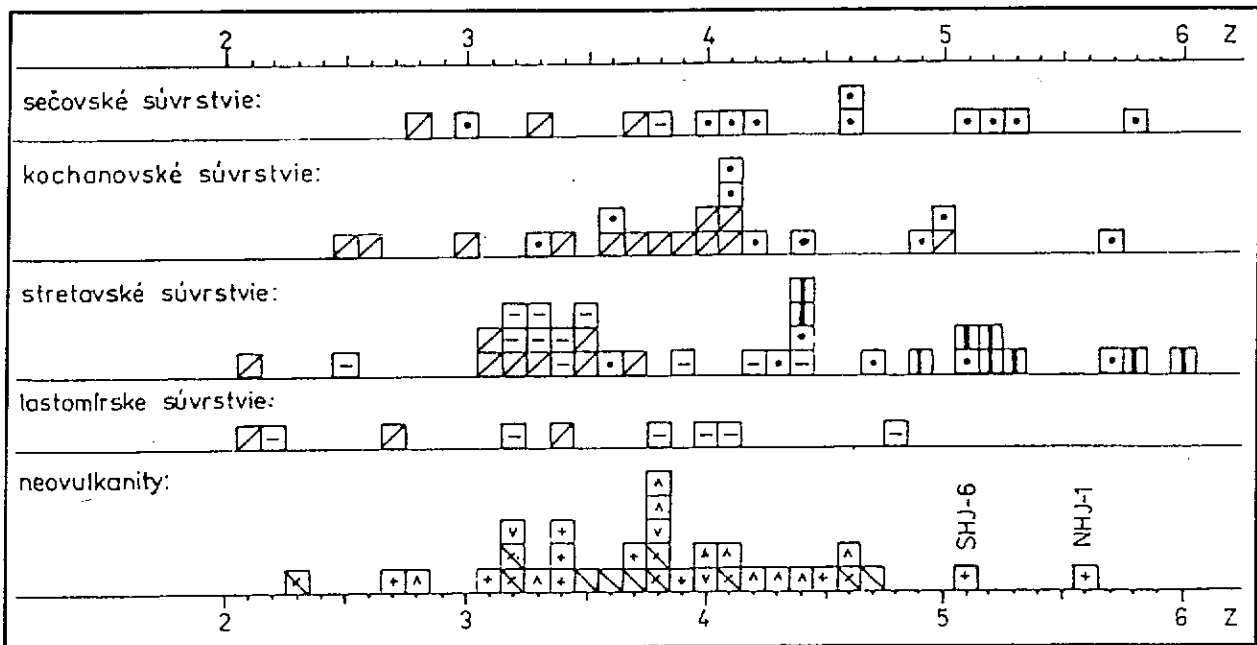
aj dva vrty, ktoré nie sú zahrnuté do súboru údajov zo stretavského súvrstvia, lebo ich prítoky pochádzajú z andezitov porušeného lávového prúdu (vrt HŠ-20 na jz. okraji Vyšnej Myšle s $Q_{\max} = 15$ l/s – ŠKVARKA et al., 1972 – a vrt NHJ-1 na JV od Nižnej Myšle s maximálnou čerpanou výdatnosťou 70 l/s – HALUŠKA, 1979). Ďalšie severojužné pásmo, prebiehajúce 1,5–2 km ďalej na Z a identifikované podľa JANOČKA (1990) ako aktívny kvartérny zlom, zastihli v horninách stretavského súvrstvia ďalšie vrty prvého podsúboru pri Košických Ofšanoch (HV s $Q_{\max} = 20$ l/s; ERISTAVI, 1986), v Košickej Polianke (KP-1; PRÍHODA, 1967) a pri Nižnej Myšli (KAH-1; FRANKOVIČ a SZABOVÁ, 1976). Na severojužné poruchové pásmo olšavského zlomu na J od Ďurd'ošíka (v z. okolí Bidoviec) sa viažu zvýšené prítoky z porušených hornín stretavského súvrstvia do vrtov HB-3 (21,3 l/s; MEDVEĎ, 1982) a DH-1 (29,9 l/s; HALUŠKA, 1974). Poruchové pásmo sz.-jv. smeru podmienili zvýšené prítoky do vrtu KAH-9 (10,1 l/s; FRANKOVIČ a SZABOVÁ, 1976) na SZ od Nižnej Myšle a do vrtu H-1 (8,6 l/s; PORUBSKÝ, 1958) na SV od Slanca (pásmo ruskovského zlomu). Treba pripomenúť, že vysoké hodnoty hydraulických parametrov vo vrtoch, ktoré zastihli výrazné poruchové pásma, nie sú v žiadnom vzťahu k litológii skúšaných úsekov (niekde ide o úseky budované výhradne pelitmi). Vypočítané priemerné priepustnosti v úsekoch tohto podsúboru ($Z = 4,36\text{--}6,01$, $M(Z) = 5,13$) sú viacmenej fiktívnymi charakteristikami vzhľadom na extrémnu nehomogenitu priestorovej distribúcie priepustnosti v skúšaných otvorených úsekoch vrtu.

Zvýšené hodnoty priepustnosti a prietočnosti, ale podstatne menej výrazné ako v prvom podsúbore, vykazujú úseky v štrkových kolektoroch stretavského súvrstvia mimo poruchových zón ($Y = 4,89\text{--}6,11$, $M(Y) = 5,50$) s maximálnou výdatnosťou 0,2–14,3 l/s. Najväčší litologicky definovaný podsúbor údajov zo stretavského súvrstvia predstavujú údaje z úsekov s pestrým litologickým zložením (ílovce a tufity s ojedinelými polohami štrkov a pieskov), s maximálnou výdatnosťou 0,22–5,7 l/s pri mediáne 0,80 l/s ($Y = 4,01\text{--}6,16$, $M(Y) = 4,37$, $M(Z) = 3,63$). Najnižšie hodnoty priemernej prietočnosti a priepustnosti boli zistené v úsekoch budovaných ílovcami a tufitmi bez štrkových polôh ($Q_{\max} = 0,11\text{--}1,7$ l/s, $Md(Q_{\max}) = 0,50$ l/s, $M(Y) = 4,50$, $M(Z) = 3,19$). Z priemerných hodnôt indexu prietočnosti Y a indexu priepustnosti Z sme odvodili tieto odhady priemerných hodnôt koeficientu prietočnosti T a koeficientu filtrácie k :

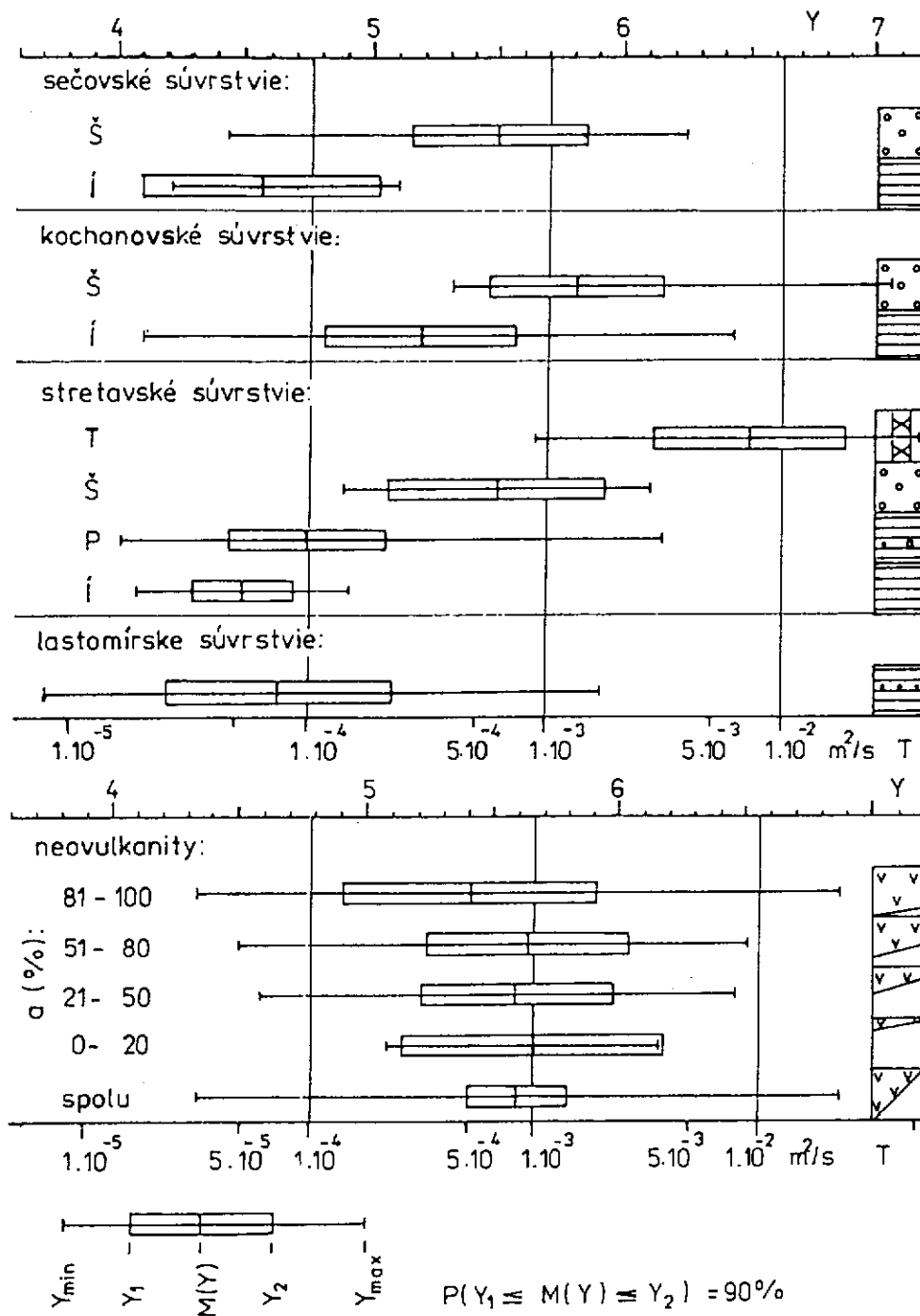
	$G(T)$ m ² /s	$G(k)$ m/s
– tektonicky porušené zóny	$7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$,
– štrky	$6 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$,
– ílovce a tufity s polohami štrkov a pieskov	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-6}$,
– ílovce a tufity bez štrkov pieskov	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$.



Obr. 37 Histogramy hodnôt indexu prietochnosti Y v skúšaných úsekoch neogénu



Obr. 38 Histogramy hodnôt indexu priepustnosti Z v skúšaných úsekoch neogénu
 Symboly podsúborov ako na obr. 37.



Obr. 39 Intervaly spoľahlivosti vypočítaných priemerných hodnôt a rozpätie jednotlivých hodnôt indexu prietočnosti Y v skúšaných úsekoch neogénu

\check{S} = štrky, úseky v psamitických a psefitických horninách

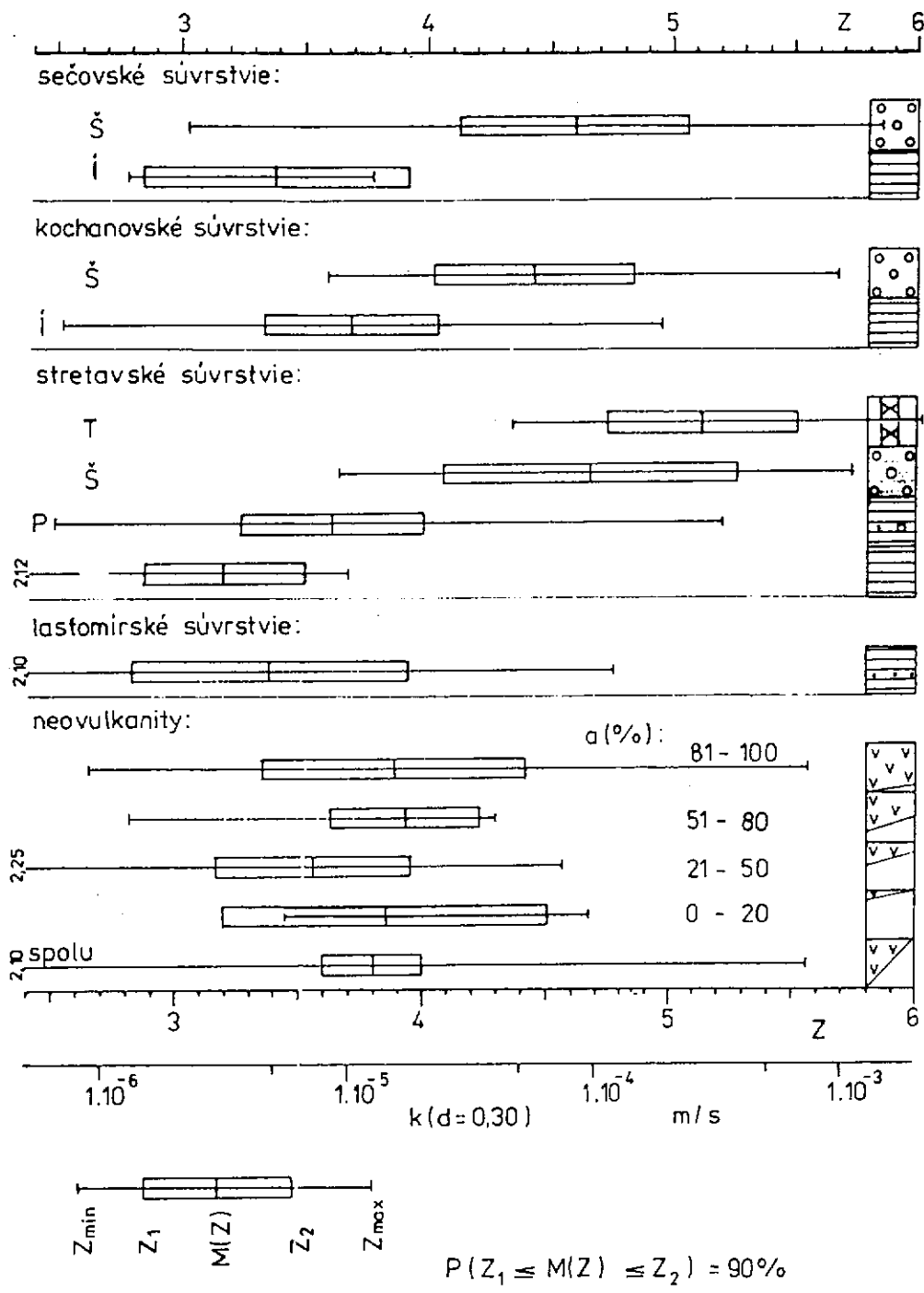
\check{I} = ílovce, úseky v pelitických a aleuritických horninách

T = úseky v tektonicky porušených zónach

P = úseky v pelitických horninách s ojedinelými polohami psamitov a psefitov

a = podiel andezitov v skúšanom otvorenom úseku vrtu

Ostatné symboly ako na obr. 35.



Obr. 40 Intervaly spoľahlivosti vypočítaných priemerných hodnôt a rozpätie jednotlivých hodnôt indexu priepustnosti Z v skúšaných úsekoch neogénu
 Symboly súborov ako na obr. 39, ostatné symboly ako na obr. 36.

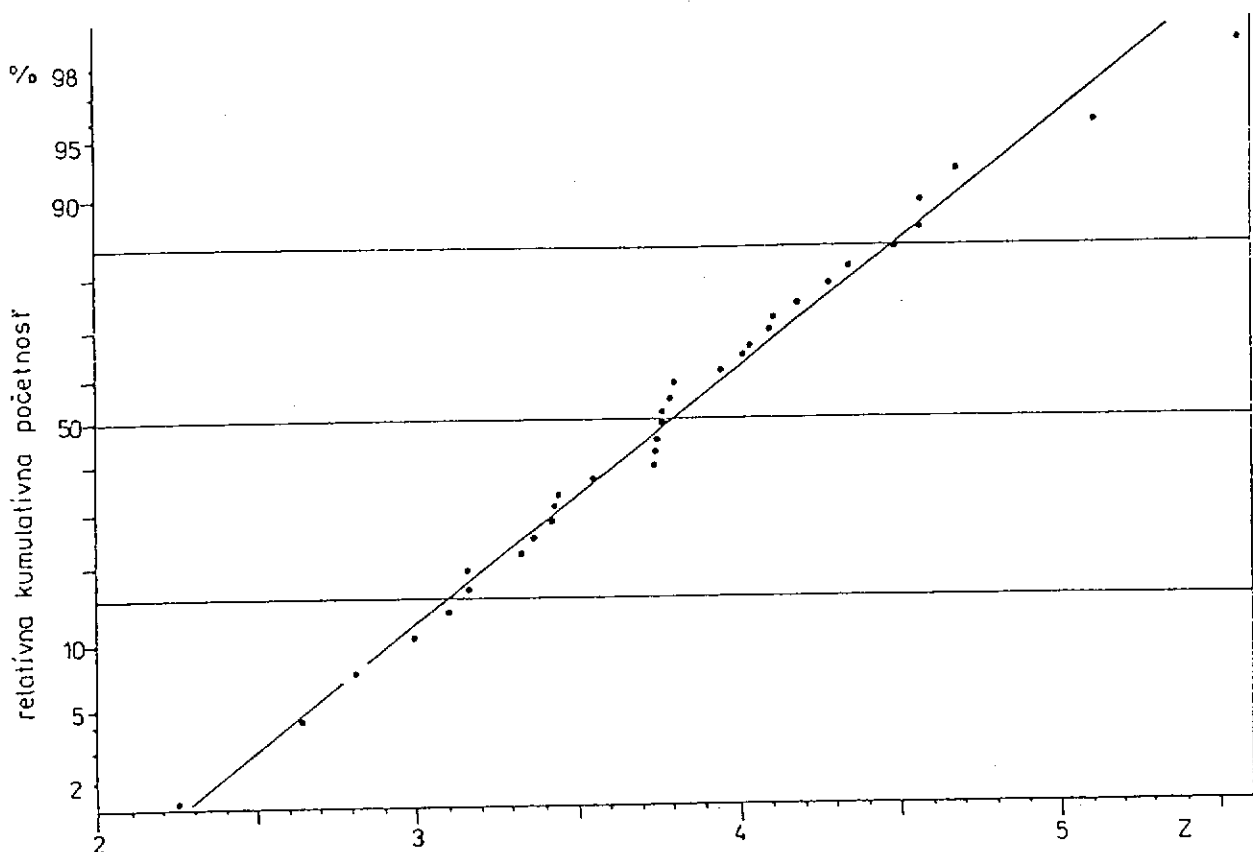
Neovulkanity

Na stanovenie hydraulických parametrov hornín neovulkanických formácií Slanských vrchov v skúmanom území bolo možné použiť údaje z 34 úsekov 23 vrtov hlbokých 51–300 m (so strednou hĺbkou vrtov 190 m). Podstatnú časť týchto údajov poskytli vrty vyhl'adávacieho hydrogeologického prieskumu (HALUŠKA et al., 1985). Hydraulické vlastnosti neovulkanitov Slanských vrchov do značnej miery závisia od tektonického porušenia. Zhodnotenie hydrogeologickej funkcie neovulkanických komplexov uvádzajú ŠKVARKA (1972, 1976) a BAJO et al. (1983). Zvýšenú puklinovú priepustnosť majú najmä vrchné a čelné partie lávových prúdov. ŠŤASTNÝ (1989) pokladá za najpriepustnejšie rozpukané čelá lávových prúdov a brekciovité andezity. Z hydrogeologickoštruktúrneho hľadiska možno komplexy neovulkanitov pokladať do určitej miery za hydrogeologický masív, t. j. za horninový komplex so sústredením obehu podzemných vôd do pripovrchovej zóny s výrazne vyššou priepustnosťou oproti hlbším partiám masívu (JETEL, 1990).

Zo skúšaných úsekov sa pri hydrodynamických skúškach dosiahla z jednotlivých vrtov maximálna výdatnosť 0,30–70 l/s s mediánom 5,3 l/s. Najvyššia výdatnosť bola v tektonicky porušenom andezitovom lávovom prúde vo vrte NHJ-1 v myšľianskom zlomovom pásme pri Nižnej Myšli (HALUŠKA, 1977), v andezitoch a vulkanoklastikách vo vrte SHB-6 na s. okraji masívu Bogoty pri Košickom Klečenove (30 l/s; CANGÁR, 1989), v pripovrchovej zóne pyroklastík vo vrte SHJ-23 pri Kalši na severovýchodnom okraji masívu Veľkého Miliča (16 l/s; HALUŠKA et al., 1985) a vo vulkanicko-sedimentárnom komplexe vo vrte SHJ-9 na j. okraji Bogoty pri Slanskom Novom Meste (15,6 l/s).

Pri posudzovaní hydrogeologických vlastností jednotlivých typov hornín neovulkanických komplexov sa tradične predpokladá vyššia priemerná priepustnosť efuzív oproti nižšej priemernej priepustnosti vulkanoklastík. V skutočnosti nie je tento vzťah jednoznačný, lebo sa komplikuje ďalšími faktormi určujúcimi priepustnosť hornín. Naznačujú to sčasti aj poznatky, ktoré uvádzajú BAJO et al. (1983). Na posúdenie existencie tohto vzťahu sme skúmané úseky v neovulkanitoch rozčlenili na 4 podsúbory podľa podielu andezitov (resp. iných efuzív) na celkovej otvorenej dĺžke skúšaného intervalu vo vrte. Charakteristiky rozdelenia hodnôt hydraulických parametrov v takto diferencovaných podsúboroch, uvedené v tab. 19 a 20 a na obr. 37 a 40, predstavy o význame vyššej priemernej priepustnosti andezitov oproti komplexu vulkanoklastík nepotvrdzujú. Absenciu korelácie medzi priemernou priepustnosťou horninového masívu a zastúpenie andezitov v skúšanom úseku preukázala aj korelačná analýza. Je to spôsobené tým, že na efekt rozdielov v priepustnosti efuzív a vulkanoklastík sa v rôznej miere superponuje rozličný stupeň zvýšenia priepustnosti horninového komplexu tektonickým aj exogénnym porušením.

Na rozdiel od stretavského súvrstvia nebolo možné v súbore údajov z neovulkanitov jednoznačne vymedziť podsúbor údajov charakterizujúcich vrty v poruchových zónach. Napriek nespornému efektu tektonického porušenia totiž kvantitatívne prejavy tohto efektu rastú v skúmanom súbore údajov postupne od minimálneho do maximálneho stupňa. Ako ukazujú obr. 37–39, za extrémne maximá prietochnosti i priepustnosti možno považovať iba údaje z dvoch vrtov – z vrtu NHJ-1 pri Nižnej Myšli, ktorý sme už spomenuli ($Y = 6,86$, $Z = 5,56$), a z vrchného intervalu vrtu SHJ-6 na s. okraji masívu Bogoty pri Svinici ($Y = 6,87$, $Z = 5,10$). Ostatné hodnoty Y i Z sú rozložené v spoločnom súbore údajov viacej rovnomerne v súlade s modelom normálneho rozdelenia, ktorý zodpovedá modelu lognormálneho rozdelenia hodnôt koeficientu prietochnosti a koeficientu filtrácie. Zhodu zistenej empirickej distribúcie hodnôt indexu priepustnosti Z zo skúmaných úsekov v neovulkanitoch s normálnym modelom ilustruje kvantilový graf (graf kumulovaných početností) na obr. 41, na ktorom možno sledovať aj odchýlenie spomenutých dvoch extrémne maximálnych hodnôt od normálneho rozdelenia ostatných 32 hodnôt.



Obr. 41 Kvantilový graf rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti v neovulkanitoch južnej časti Slanských vrchov

Spojený súbor všetkých údajov z neovulkanitov charakterizuje rozpätie hodnôt $Y = 4,34-6,87$ s aritmetickým priemerom $M(Y) = 5,59$ a rozpätie hodnôt $Z = 2,25-5,56$ s $M(Z) = 3,80$. Variabilitu spoločného súboru charakterizujú hodnoty $s_Y = 0,687$ a $s_Z = 0,690$. Hodnotám $M(Y)$ a $M(Z)$ zodpovedá odhad geometrických priemerov koeficientu prietochnosti $G(T) = 8,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ a koeficientu filtrácie $G(k) = 1,3 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$. Podľa priemernej prietochnosti skúmané zvodnenca v neovulkanitoch zodpovedajú triede prietochnosti III_d (stredná prietochnosť s veľkou variabilitou). Priemerná priepustnosť zaraďuje skúšané úseky v neovulkanitoch do triedy IV_d-V_d (dosť slabo až mierne priepustné kolektory s veľkou variabilitou priepustnosti).

Hlboko uložené kolektory neogénu a mezozoika

Dostupná dokumentácia hydrodynamických skúšok v hlbokých vrtoch prieskumu ložísk uhl'ovodíkov nedovoľuje stanovenie reprezentatívnych hodnôt hydraulických parametrov skúšaných úsekov. Orientačnou reinterpretáciou údajov testerových skúšok z vrtu Ďurkov-1, ktoré uvádza ČVERČKO (1969), sme dospeli k odhadu rozpätia hodnôt priemernej priepustnosti triasových dolomitov v skúšaných intervaloch 2 150-2 176 m, 2 459-2 517 m, 2 750-2 780 m, 2 817-2 875 m a 3 125-3 200 m celkom približne v medziach $k = 1 \cdot 10^{-9}-1 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ s mediánom pravdepodobne vnútri rádu $n \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$. Pritom možno konštatovať pokles priepustnosti s hĺbkou, veľmi približne opísaný vzťahom $Z = 6,1-0,0018 H$, kde Z = index priepustnosti, H = hĺbka stredu skúšaného intervalu (v metroch).

Reinterpretáciou údajov z testerovej skúšky v úseku 1 648-1 653 m (spodný bádén) vo vrte Ďurkov-1 sme odhadli priemernú hodnotu koeficientu filtrácie pieskovcov v tomto intervale celkom približne na $k = 1 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$.

Celkové zhodnotenie prietochnosti a priepustnosti

Z porovnania úrovne priemernej prietochnosti jednotlivých skúmaných kenozoických hornín vyplýva, že najvyššiu priemernú prietochnosť vykazujú kvartérne štrkové zvodnenca dnovej výplne vo väčšine úsekov nivy Hornádu (s výnimkou úseku Košice-juh) a silne tektonicky porušené partie stretavského súvrstvia. Tieto zvodnenca možno v zmysle klasifikácie KRÁSNÉHO (1989) zaradiť do I. triedy (veľmi vysoká prietochnosť). Variabilita prietochnosti je malá (I_b) až zväčšená (I_c). Z hľadiska priemernej prietochnosti ide o zvodnenca s predpokladmi využitia podzemných vôd veľkými sústredenými odbermi regionálneho významu (pre veľké skupinové vodovody).

Do II. triedy prietochnosti (vysoká prietochnosť) možno zaradiť mindelské štrky pri Seni (s nepatrnou variabilitou prietochnosti - II_a), štrky dnovej výplne v nive Idy (úsek I₁ a I₂), Torysy (úsek T₁), úsek Košice-juh (H₂) v nive Hornádu, würm-

skú terasu pri Valalikoch a väčšinu skúmaných proluviálnych kužeľov (s výnimkou riského kužeľa pri Veľkej Ide). Z neogénnych podsúborov sem zatriedime psamiticko-psefitické zvodnenca v kochanovskom súvrství. Zvodnenca II. triedy majú predpoklady na využitie podzemnej vody sústredenými odbermi menšieho významu.

Ostatné kvantitatívne charakterizované zvodnenca kvartéru v skúmanom území patria do III. triedy prietočnosti spolu s psamiticko-psefitickými zvodnencami stretavského a sečovského súvrstvia, pelitickými horninami kochanovského súvrstvia a s neovulkanitmi. Nízku prietočnosť IV. triedy vykazujú skúšané úseky v ílovcoch stretavského a sečovského súvrstvia a v lastomírskom súvrství.

Podľa priemernej priepustnosti možno skúmané kolektory v zmysle klasifikácie JETELA (1982) rozdeliť takto:

Ako silne priepustné kolektory II. triedy priepustnosti sú klasifikované štrky dnovej výplne v nive Hornádu a mindelské štrky pri Seni. Spomedzi hornín neogénu vykazujú najvyššiu priemernú priepustnosť tektonicky porušené partie stretavského súvrstvia, ktoré zodpovedajú III. triede priepustnosti (dost' silná priepustnosť) spolu s ostatnými skúmanými úsekmi kvartérnych fluviaálnych kolektorov. Do III. triedy priepustnosti patria aj všetky skúmané úseky kvartérnych proluviálnych kolektorov, pričom najvyššiu variabilitu prietočnosti vykazujú štrky riského proluviálneho kužeľa pri Veľkej Ide. Veľkú variabilitu prietočnosti možno konštatovať aj pri mierne priepustných kolektoroch IV. triedy – v psamiticko-psefitických kolektoroch kochanovského a stretavského súvrstvia a v neovulkanitoch. Veľmi veľkú variabilitu priepustnosti IV. triedy majú piesky a štrky sečovského súvrstvia. Ostatné skúmané úseky neogénu (lastomírské súvrstvie, pelitické a zmiešané úseky) predstavujú dost' slabo priepustné kolektory V. triedy so zväčšenou až veľmi veľkou variabilitou.

CHEMICKÉ ZLOŽENIE A KVALITA PODZEMNÝCH VÔD

Poriečna zvodneň

Chemizmus podzemných vôd poriečnej zvodne v štrkoch dnovej výplne nivy Hornádu má prevažne kalciovo-magnéziovo-hydrogénkarbonátový charakter, je však výrazne modifikovaný antropogénnymi vplyvmi. Celková mineralizácia sa najčastejšie pohybuje v rozpätí 0,25–0,90 g/l. Najhojnejšie sú typy C^{Ca}_{IIIa} a C^{Ca}_{IIb} , v klasifikácii podľa molárných koncentrácií (JETEL a PAČES, 1979) ide prevažne o fáciu C–Ca, najčastejšie v subfáciách C–Ca–Mg, C–Ca–S alebo C–Ca–Na. Antropogénne vplyvy sa prejavujú zvýšenou koncentráciou dusičnanov, síranov, ropných látok, fenolov a ďalších anorganických i organických polutantov. Enormne vysoké znečistenie poriečnej zvodne sa v nive Hornádu prejavuje na JV od Krásnej nad Hornádom (kalové polia VSŽ) extrémnou koncentráciou

amónnych iónov (až 108 mg/l) a celkovou mineralizáciou až 1,5 g/l (PETRI-VALDSKÝ in ŠINDLER et al., 1988). V južnom a juhozápadnom okolí čistiarne odpadových vôd pri Kokšove-Bakši je poriečna zvodň intenzívne znečistená dusičnanmi (nad 100 mg/l) a ďalšími polutantmi. Významným zdrojom znečistenia podzemných vôd v okolí Sene je aj Sokoliansky potok s odpadovými vodami z Východoslovenských železiarní.

Príkladom relatívne málo znečisteného úseku poriečnej zvodne Hornádu je úsek H₅ pri Nižnej Myšli. Pri celkovej mineralizácii 0,44–0,99 g/l s mediánom 0,49 g/l celkom prevažujú typy C^{Ca}_{IIIa} a C^{Ca}_{II}, najčastejšie sú subfácie C–Ca–S a C–Ca–Mg. V GAZDOVEJ klasifikácii ide prevažne o nevýrazný základný typ Ca–(Mg)–HCO₃ (A₂ = 16–71 ekv. %, medián 64,0 ekv. %). Požiadavkám STN na kvalitu pitnej vody tu však nevyhovuje nadmerný obsah Mn (0,2–1,8 mg/l) a často aj Fe (0,2–1,1 mg/l). Naproti tomu obsah dusičnanov (0–20 mg/l, medián 2 mg/l) a amónnych iónov je veľmi nízky.

Pomerne málo znečistená je poriečna zvodň v nive Idy. Celková mineralizácia je tu v porovnaní s nivou Hornádu nízka (0,14–0,46 g/l, priemer okolo 0,30 g/l). Medzi Malou Idou a Nižným Láncom tu prevažuje typ C^{Ca}_{IIIa}, ďalej na Z sú rovnomernejšie zastúpené aj typy C^{Ca}_{II} a C^{Ca}_I a začína výrazne prevládať subfácia C–Ca–Na. Kvalitu podzemnej vody v úseku Nižný Lánec–Rešica znehodnocuje zvýšená koncentrácia Mn (0–1,1 mg/l). Z hľadiska obsahu Fe, Mn, dusičnanov a amónnych iónov má výbornú kvalitu poriečna zvodň Bodvy pri Hatinách s výrazným podielom krasových vôd z podložia; pri celkovej mineralizácii okolo 0,31 g/l tu prevažuje typ C^{Ca}_{IIIa} nad C^{Ca}_{II} s výhradným zastúpením subfácie C–Ca–Mg a výrazného základného typu Ca–(Mg)–HCO₃ GAZDOVEJ klasifikácie (A₂ = 71–79 ekv. %).

Výrazne zvýšená je celková mineralizácia v skúmanom úseku nivy Torysy (0,60–1,29 g/l, medián 0,69 g/l), kde prevažujú typy C^{Ca}_{II} a C^{Ca}_{IIIa} v subfácii C–Ca–Mg pri hodnotách A₂ = 51–89 ekv. %. Poriečna zvodň v nive Olšavy vykazuje mineralizáciu 0,42–0,78 g/l s výraznou prevahou typu C^{Ca}_I a subfácie C–Ca–Na nad typom C^{Ca}_{II} a subfáciou C–Ca–Mg. V GAZDOVEJ klasifikácii ide o výrazný typ Ca–(Mg)–HCO₃ a A₂ = 79–86 ekv. %. Pomerne pestrý je chemizmus poriečnej zvodne Roňavy s mineralizáciou 0,39–1,15 g/l (medián 0,82 g/l), celkove však prevažuje typ C^{Ca}_I v rôznych subfáciách fácií C–Ca a C–Na. Hodnoty A₂ majú rozpätie 37–87 ekv. % s mediánom 71 ekv. %. Časté sú tu zvýšené hodnoty obsahu Mn (0,0–3,4 mg/l) a ojedinele sa vyskytuje extrémne vysoká koncentrácia dusičnanov (až 167 mg/l).

Podzemné vody terás a proluviaálnych kužel'ov

Podzemné vody terás a proluviaálnych kužel'ov majú spravidla výrazne horšiu priemernú kvalitu ako vody poriečnej zvodne. Vedľa vôd skupiny Ca–HCO₃ sa

tu vyskytujú často aj vody skupiny Ca-SO₄ (typy S^{Ca}_{II}, S^{Ca}_{IIIa} a i.) a niekedy aj vody s dominujúcim podielom chloridov (typy Cl^{Ca}_{IIIa} a Cl^{Ca}_{IIIb}). Popri fácii C-Ca sa vyskytujú aj fácie C-Na, N-Ca, C-Cl a i. Veľmi často vody nevyhovujú kvalitatívnym požiadavkám vysokým obsahom dusičnanov, presahujúcim až 100 mg/l, Fe (až okolo 10 mg/l), mangánu a amónnych iónov. K vplyvom poľnohospodárskeho znečistenia sa v j. a jv. okolí VSŽ pripája vo vodách prolúviálnych kolektorov aj výrazné znečistenie síranmi, chloridmi, ropnými látkami a fenolmi priemyselného pôvodu.

Chemizmus a kvalita podzemných vôd neogénu

Sečovské súvrstvie

Reprezentatívne údaje o chemizme vôd sečovského súvrstvia v skúmanom území sa obmedzujú na výsledky analýz zo 7 vrtov s priemernou hĺbkou stredy skúšaného úseku 40 m. Pri celkovej mineralizácii 0,12–0,80 g/l (medián 0,30 g/l) sa najčastejšie vyskytujú typy C^{Ca}_{IIIa} a C^{Ca}_{II} a subfácia C-Na-Ca. Vody sú mäkké (0,61–1,49 mmol Ca + Mg). Hodnoty A₂ majú rozpätie 39–81 ekv. % s Md(A₂) = 64 ekv. %, takže najčastejším typom GAZDOVEJ klasifikácie je nevýrazný typ Ca-(Mg)-HCO₃. Z bežných kvalitatívnych ukazovateľov pre pitné vody vykazujú miestami príliš vysoké hodnoty obsah Fe (0,0–2,3 mg/l), Mn (0,0–0,5 mg/l) a amónnych iónov (0,0–6,0 mg/l).

Kochanovské súvrstvie

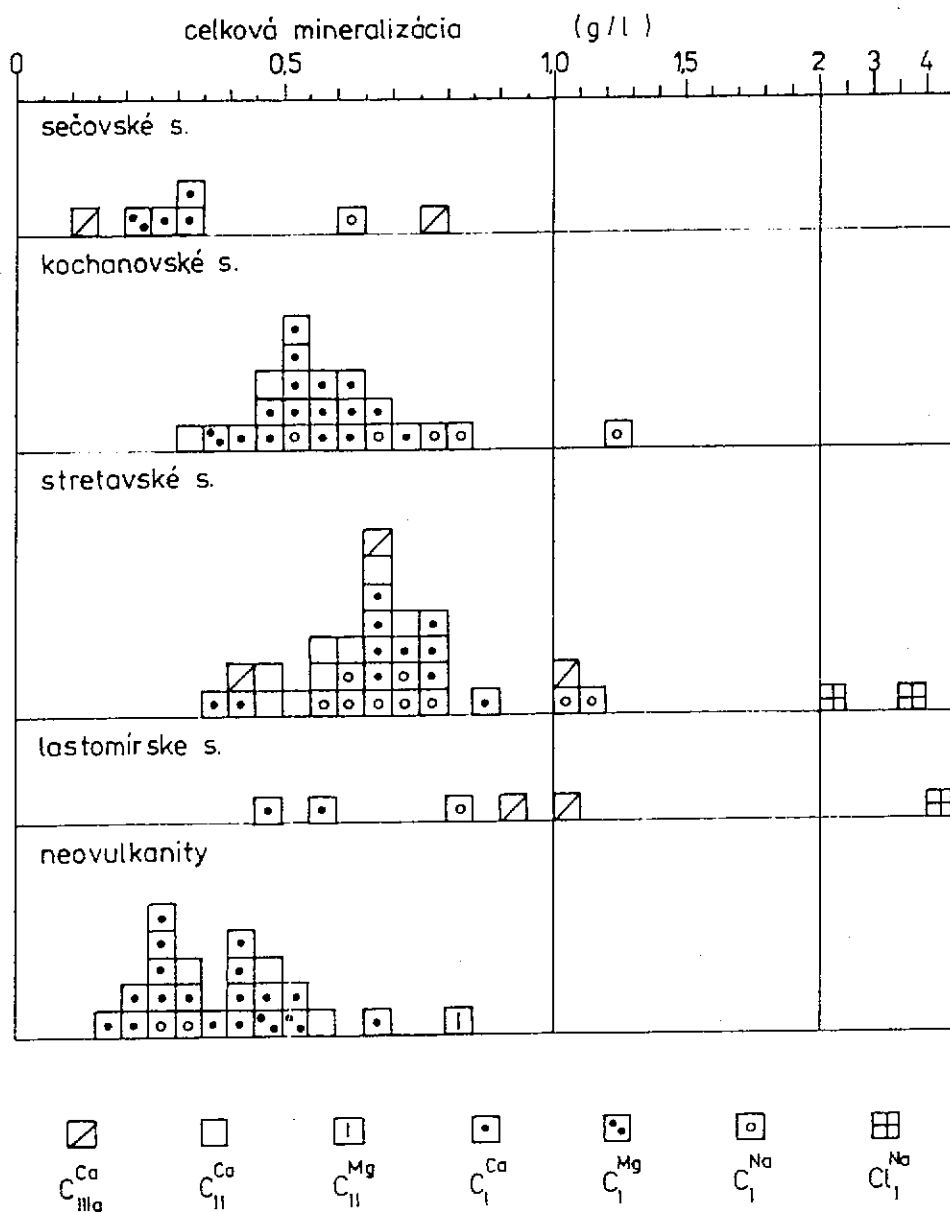
Chemizmus podzemných vôd kochanovského súvrstvia v skúmanom území dokumentujú údaje z 23 úsekov vrtov s priemernou hĺbkou stredy skúšaného intervalu 67 m. Väčšia priemerná hĺbka skúmaných vôd pod povrchom oproti skúmaným vodám sečovského súvrstvia sa prejavuje na vyššej celkovej mineralizácii (0,33–1,29 g/l) s mediánom 0,56 g/l), ako aj na odlišnom charaktere chemizmu. Najhojnejší je typ C^{Ca}_I (67 % výskytov), menej častý je typ C^{Na}_I (22 %), ojedinelé sú typy C^{Ca}_{II} a C^{Mg}_I. V molárnej klasifikácii sú najčastejšie subfácie C-Na-Ca (39 %) a C-Ca-Na (30 %). Hodnoty druhej alkalinity A₂ majú rozpätie 5–91 ekv. % s Md(A₂) = 70 ekv. %, takže prevláda výrazný GAZDOV typ Ca-(Mg)-HCO₃; ojedinelé sú nevýrazné základné typy Ca-(Mg)-HCO₃ alebo Na-HCO₃. Tvrdosť vôd (0,19–3,48 mmol/l Ca + Mg) je v priemere vyššia (medián 2,31 mmol/l) ako v sečovskom súvrství. Kvalitatívnym požiadavkám nevyhovuje spravidla iba vyššia koncentrácia Fe (0,0–2,1 mg/l, medián 0,42 mg/l).

Stretavské súvrstvie

Informácie o chemizme vôd stretavského súvrstvia poskytli údaje z 33 skúšaných úsekov hydrogeologických vrtov s hĺbkou stredov úsekov 5–166 m (medián 40 m). Celková mineralizácia sa pohybuje v rozpätí 0,40–1,10 g/l okolo mediánu 0,67 g/l s výnimkou dvoch vrtov pri Valalikoch a Šebastovciach so silnejšie mineralizovanými natriovo-chloridovými vodami, ktoré tu zrejme vystupujú z väčšej hĺbky po zlomoch – KAH-3 Valaliky 2,20 g/l a KAH-6 Šebastovce 3,62 g/l (FRANKOVIČ a SZABOVÁ, 1976). Najčastejšie sú typy C^{Ca}_I (33 % výskytov), C^{Na}_I (27 %) a C^{Ca}_{II} (24 %), zriedkavejšie sú typy C^{Ca}_{IIIa} a Cl^{Na}_I . V molárnej klasifikácii sú zastúpené fácie C–Ca, C–Na, Na–C a Na–Cl; najhojnejšie sú vody subfácií C–Ca–Mg (36 %), C–Na–Ca (24 %), C–Ca–Na (15 %) a C–Na–Cl (12 %). Druhá alkalinita A2 má rozpätie 11–98 ekv. % s Md = 75 ekv. %; prevažuje základný výrazný typ Ca–(Mg)–HCO₃, málo častý je výskyt výrazných typov Na–HCO₃ a Na–Cl. Tvrdosť je dosť variabilná (0,47–3,3 mmol/l Ca + Mg s mediánom 3,1 mmol/l). Často je prekročená prípustná koncentrácia Fe, Mn a amónnych iónov (Fe: 0,02–5,2 mg/l, medián Md = 0,20 mg/l; Mn: 0–1,2 mg/l, Md = 0,16 mg/l; NH₄⁺: stopy – 5,0 mg/l, Md = 0,27 mg/l). Obsah dusičnanov (0–50 mg/l, Md = 0,80 mg/l) iba výnimočne nespĺňa požiadavky STN pre pitné vody.

Pri porovnávaní chemizmu vôd stretavského súvrstvia z jednotlivých častí územia možno konštatovať ich výraznú plošnú diferenciáciu najmä z hľadiska celkovej mineralizácie. Minimálnymi hodnotami celkovej mineralizácie (0,40–0,48 g/l) sa vyznačujú vody z vrtov v okolí Ďurkova na z. svahu Slanských vrchov a z vrtu H-1 v ruskovskom zlomovom pásme pri Slanci. Je to zrejme odraz blízkosti napájacích plôch v Slanských vrchoch a pomerne rýchleho zostupu infiltrovaných vôd v horskom reliéfe cez komplexy vulkanitov do kolektorov stretavského súvrstvia. Vyššiu mineralizáciu (0,62–0,76 g/l) majú vody na olšavskom poruchovom pásme v doline Olšavy v jz. okolí Bidoviec a na Z od Ruskova. Odvodňovanie hlbších partií súvrstvia na poruchovom pásme vo väčšej vzdialenosti od napájacích plôch sa tu okrem vyššej mineralizácie prejavuje aj vyšším pomerom Na/Ca a častým výskytom vôd typu C^{Na}_I . Ešte vyššiu mineralizáciu (0,75–0,79 g/l) majú vody stretavského súvrstvia zachytené na z. okrajovom zlome varhaňovského chrbta medzi Košickými Olšanami a Košickou Poliankou. Vody typu C^{Na}_I sa však v tomto poruchovom pásme vyskytujú až pri Nižnej Myšli, kde sa toto pásmo pretína s iným aktívnym zlomovým pásmom, prebiehajúcim smerom na SZ do s. okolia Kokšova-Bakše. Vrty KAH-1 a KAH-9 (FRANKOVIČ a SZABOVÁ, 1976) zastihli na tomto pásme vody typu C^{Na}_I s mineralizáciou 0,64–0,65 g/l. Ďalej na J v okolí Trsteného pri Hornáde boli v stretavskom súvrství zastihnuté vody typov C^{Ca}_{II} a C^{Ca}_I s mineralizáciou 0,58–0,80 g/l, pričom tu možno sledovať rast mineralizácie od okrajov Slanských vrchov smerom na Z a SZ. Osobitnú skupinu výskytov

predstavujú už spomenuté vrty v Košickej kotline pri Valalikoch a Šebastovciach, kde boli popri vodách typu C^{Na}_1 s mineralizáciou 0,71 g/l zastihnuté aj vody typu Cl^{Na}_1 s mineralizáciou 2,20–3,62 g/l. Odvodnenie vôd hlbšieho obehu na zlomovom pásme sv.-jz. smeru je zrejme príčinou výskytu vôd typu C^{Na}_1 subfácie C–Na–Cl s vyššou mineralizáciou 1,10 g/l vo vrte na jz. okraji Svinice. Na v. úpätí Slanských vrchov sú vody stretavského súvrstvia dokumentované hlavne zo Sečoviec a okolia. Väčšia vzdialenosť od napájacích plôch vo vulkanitoch Slanských vrchov tu podmieňuje vyššiu mineralizáciu (0,65–1,05 g/l) a častý výskyt typu C^{Na}_1 .



Obr. 42 Celková mineralizácia a chemické typy podzemných vôd z vrto v neogénnych kolektoroch (hlbka do 200 m)

Lastomírske súvrstvie

O chemizme vôd lastomírskeho súvrstvia zo skúmaného územia informuje iba malý a nerovnorodý súbor údajov zo 6 skúmaných úsekov hydrogeologických vrtov – s hĺbkou stredov úsekov od 8 do 149 m (medián však iba 18 m). Získaný predbežný obraz o chemizme je preto veľmi pestrý: celková mineralizácia sa pohybuje od 0,57 g/l do 4,10 g/l okolo mediánu 0,88 g/l, pričom však okrem extrémneho maxima z vrtu VMH-9 pri Byšte (ŠŤASTNÝ, 1989), hlbokého 200 m, dosahuje mineralizácia z ostatných vrtov maximálne 1,06 g/l. Zastúpené sú typy C_{IIIa}^{Ca} , C_I^{Ca} , C_I^{Na} i Cl_I^{Na} a popri najčastejšej subfácii C–Na–Ca aj subfácia C–Ca–Na, C–Ca–Cl a Na–Cl–C. Hodnoty A_2 ležia v intervale 18–67 ekv. % okolo $Md(A_2)$ 51 ekv. %. Miestami sa vyskytuje neprípustná koncentrácia Fe , NH_4^+ a NO_3^- .

Neovulkanity

Podzemné vody neovulkanitov v 24 skúšaných úsekoch vrtov so stredmi v hĺbke 26–179 m (medián hĺbky stredu úseku 95 m) predstavujú väčšinou typ C_I^{Ca} (67 % výskytov), ojedinelý je výskyt typov C_{II}^{Ca} , C_{II}^{Mg} , C_I^{Mg} a C_I^{Na} . Celková mineralizácia skúmaných vôd má rozpätie 0,19–0,83 g/l s mediánom 0,39 g/l. Najčastejšie sa vyskytuje subfácia C–Ca–Na (46 %), C–Ca–Mg (21 %) a C–Na–Ca (17 %). Z hľadiska GAZDOVEJ klasifikácie prevažuje výrazný základný typ C–Mg– HCO_3 ($A_2 = 45–91$ ekv. %, $Md = 78$ ekv. %). Tvrdosť nie je príliš vysoká (0,8–4,8 mmol/l Ca+Mg, medián 1,5 mmol/l). Základné kvalitatívne ukazovatele spravidla vyhovujú požiadavkám na pitnú vodu, zriedkavo sú prekročené medzné hodnoty obsahu Fe , výnimočne aj Mn a amónnych iónov, veľmi nízky je obsah dusičnanov (Fe : 0,0–1,7 mg/l, $Md = 0,08$ mg/l; Mn : 0,0–0,60 mg/l, $Md = 0,08$ mg/l; NO_3^- : 0–2,3 mg/l; $Md = 1,0$ mg/l; NH_4^+ : 0,0–0,90 mg/l, $Md = 0,05$ mg/l). V porovnaní so skúmanými vodami iných jednotiek neogénu i kvartéru sú podzemné vody neovulkanitov v skúmanom území z hľadiska požiadaviek na pitné vody v priemere veľmi kvalitné.

Hlboko uložené zvodne v kolektoroch mezozoika a neogénu

Neúplné údaje o chemizme vôd v hlboko uložených kolektoroch mezozoika a neogénu poskytli testerové skúšky vo vrtoch Ďurkov-1 a Ďurkov-3 (ČVERČKO, 1969, 1972). Vo vrte Ď-1 boli zistené v kolektoroch klčovského súvrstvia v hĺbke 1 060–1 145 m natriovo-chloridové vody s mineralizáciou 6,5–19,7 g/l a v kolektoroch nižnohrabovského súvrstvia v intervale 1 648–1 658 m natriovo-chloridové vody s mineralizáciou 18,5 g/l. V strednotriasových dolomitoch boli

potom zastihnuté v rozsahu hĺbky 2 150–3 102 m nátriovo-chloridové vody s mineralizáciou 19,3–26,8 g/l, pričom maximálnu mineralizáciu mala voda z intervalu 2 302–2 345 m.

Vo vrte Ď-3 bola zistená nátriovo-chloridová voda s mineralizáciou 17,7 g/l v intervale 2 520–2 559 m (triasové dolomity).

Vyššiu mineralizáciu zastihol vrt Kecerovské Pekľany-1 (ČVERČKO, 1974) už za s. okrajom opisovaného územia. Maximálna mineralizácia sa tu zistila v sedimentoch vrchného karpátu v intervale 1 519–1 573 m (48,1 g/l, typ Cl^{Na}_{II}). Celková mineralizácia v triasových kolektoroch v hĺbke 2 271–2 777 m dosahovala 12,9–39,2 g/l, pričom v hĺbke väčšej ako 2 400 m išlo výhradne o typ Cl^{Na}_I .

Vertikálna hydrogeochemická zonálnosť

V zmysle všeobecnej schémy vertikálnej hydrogeochemickej zonálnosti (JETEL, 1970) možno aj v skúmanom území pozorovať postupný sled podzón C^{Ca}_{II} , C^{Ca}_I a C^{Na}_I vrchnej (hydrogénkarbonátovej) zóny a najvrchnejšej podzóny Cl^{Na}_I spodnej (chloridovej) zóny. Vody hlbších podzón chloridovej zóny Cl^{Na}_{II} , Cl^{Na}_{IIIa} , Cl^{Na}_{IIIb} boli zastihnuté iba v hlbokých vrtoch ropného prieskumu. Priestorové rozmiestnenie jednotlivých podzón je však v skúmanom území za súčasného stavu údajov iba naznačené a nemožno ho presnejšie identifikovať jednak pre malú hustotu údajov, najmä z väčšej hĺbky, jednak vzhľadom na častý výskyt anomálií daných výstupom vôd z väčšej hĺbky po poruchových zónach.

Vody najvrchnejšej podzóny C^{Ca}_{II} sú typické najmä pre zvodne v kvartérnych kolektoroch a v pripovrchovej zóne. V hĺbke väčšej ako 50 m sa vyskytujú iba ojedinele. Vody podzóny C^{Ca}_I sú v skúmanom území veľmi hojné a sú prevládajúcim typom vôd v bežných hydrogeologických vrtoch do neogénnych sedimentárnych i neovulkanických kolektorov; veľmi typické sú najmä pre neovulkanity, kochanovské súvrstvie a stretavské súvrstvie. Vyskytujú sa zväčša v hĺbke medzi 15 a 150 m, miestami zasahujú až do hĺbky väčšej ako 200 m. Ich celková mineralizácia sa pohybuje v rozpätí 0,19–0,97 g/l okolo mediánu 0,50 g/l.

Menej často boli v skúmanom území zastihnuté (väčšinou v hĺbke 35–200 m, ojedinele hlbšie) vody podzóny C^{Na}_I . Ich mineralizácia je najčastejšie v intervale 0,34–1,29 g/l s mediánom okolo 0,70 g/l, ojedinele aj vyššie.

Chloridové vody podzóny Cl^{Na}_I boli zastihnuté väčšinou v hĺbke 90–200 m a väčšej (výnimočne v hĺbke menšej ako 50 m). V hydrogeologických vrtoch dosahovala ich mineralizácia 2,2–4,1 g/l, vo väčšej hĺbke však môže byť podstatne vyššia.

Podrobnejšie bolo možné sledovať vertikálnu hydrogeochemickú zonálnosť na v. okraji Slanských vrchov medzi Košickým Klečenovom, Bogotou a Sečovcami (JETEL in ŽEC et al., 1990). Je tu výrazne modifikovaná hydrodynamickým efektom výškových rozdielov medzi Slanskými vrchmi a Podslanskou pahor-

katinou. Najvyššia podzóna C_{II}^{Ca} so subfáciou C–Ca–Mg tu bola zastihnutá iba v neogénnych sedimentoch v Podslanskej pahorkatine, kde zasahuje do hĺbky 20–25 m pod terénom. V prevažnej väčšine vysoko položených vulkanických komplexov Slanských vrchov – minimálne do hĺbky okolo 200 m – je vyvinutá podzóna C_I^{Ca} v subfácii C–Ca–Na (s ojedinelými výskytmi subfácie C–Ca–Mg do hĺbky 100 m). V neogénnych sedimentoch bola podzóna C_I^{Ca} zastihnutá vo väčšej hĺbke (do 200 m) iba vysoko nad drenážnou bázou v Slanských vrchoch, kým v Podslanskej pahorkatine zostupuje jej spodná hranica spravidla iba do 20–40 m (ojedinele až do 80 m). Prevažnú časť skúmaných úsekov neogénnych sedimentov v Podslanskej pahorkatine zahŕňa podzóna C_I^{Na} v subfácii C–Na–Ca alebo C–Na–Cl; bola tu zastihnutá v hĺbke 30–200 m. V Slanských vrchoch boli vody typu C_I^{Na} zastihnuté prevažne iba v sedimentárnych kolektoroch neogénu; vo vulkanitoch sú výskyty tohto typu ojedinelé.

MINERÁLNE VODY

V skúmanom území sa vyskytujú minerálne vody uhličité (kyselky), sírne a slané. Špecifickou charakteristikou minerálnych vôd jv. okraja Slanských vrchov je zvýšená koncentrácia bóru, ktorú možno dávať do súvislosti s prejavmi mladého vulkanizmu.

Miestne kúpele Byšta využívajú vody, ktoré za súčasného stavu možno označiť ako minerálne iba so zreteľom na ich zvýšenú mineralizáciu (1,9–3,7 g/l). Pre vaňové kúpele sa tu čerpá voda z kúpeľnej studne a z vrtu BŠ-1. Vody predstavujú prechod od typu C_I^{Na} s nižšou mineralizáciou v subfácii C–Cl–Na (studňa) k typu Cl_I^{Na} (vrt) s vyššou mineralizáciou v subfácii Cl–C–Na. Podľa ČSN 86 8000 sú to slabo mineralizované vody chloridovo-hydrouhličitanové sodné, studené.

Na pitné kúry a vaňové kúpele sa v minulosti využívali aj vody „Kúpeľného prameňa“ vo Veľatoch. Dnes predstavujú slabo uhličité (0,68 g/l voľného CO_2), stredne mineralizované (5,4 g/l) vody chloridovo-hydrouhličitanové sodné, studené, so zvýšeným obsahom HBO_2 (149 mg/l); (KRAHULEC et al., 1978). Patria k typu Cl_I^{Na} , subfácii Na–Cl–C. Uhličité vody sa na jv. okraji Slanských vrchov vyskytujú aj pri Slivníku (5,7 g/l, C_I^{Na} , Na–C–Cl, 1,6 g/l voľného CO_2 , 22 mg/l Fe), Veľkom Kazimíri (6,8 g/l, Cl_I^{Na} , Na–Cl–C, 1,0 g/l voľného CO_2) a Kuzmiciach (14,9 g/l, Cl_I^{Na} , Na–Cl–C, 1,9 g/l voľného CO_2 , 171 mg/l HBO_2).

V západnej časti územia sú uhličité vody okrem výskytov nízkotermálnych vôd na vrtoch na s. okraji Košíc (už mimo opisovaného územia) známe z výskytu Slaný vrt na SZ od Buzice, kde zo staršieho vrtu vyteká 11 l/min uhličitej minerálnej vody s mineralizáciou 10,6 g/l, s obsahom 1,0 g/l voľného CO_2 a so zvýšeným obsahom Li (23,2 mg/l) a H_2SiO_3 (83 mg/l) (KRAHULEC et al., 1978). Ide o vodu na prechode medzi typom C_I^{Na} (subfácia C–Cl–Na) a Cl_I^{Na} (subfácia Cl–C–Na).

Popri spomenutých výskytoch uhličitych slaných vôd sú zo skúmaného územia známe aj povrchové výskyty slaných vôd bez zvýšeného obsahu CO_2 (Michaľany, Valaliky). Na juh od Michalian vyviera prameň sírnej slanej vody typu Cl^{Na}_1 (subfácie Na–Cl–C) s mineralizáciou 9,9 g/l, s obsahom 1,1 mg/l H_2S a s veľmi vysokým obsahom 200,6 mg/l HBO_2 . Na severovýchod od Michalian vyteká zo starého vrtu silno mineralizovaná (21,3 g/l) hydrouhličitanovo-chloridová sodná voda so zvýšeným obsahom HBO_2 (63 mg/l) typu C^{Na}_1 a subfácie Na–C–Cl. Na východnom okraji Valalíkov v Košickej kotline vyteká netesnosťami izolácie vrtu KAH-3 voda typu Cl^{Na}_1 , subfácie Na–Cl–C s mineralizáciou 2,2–3,4 g/l (pôvodná výdatnosť prielivu otvoreného vrtu dosahovala 7,2 l/s s teplotou vody na ústí 21 °C).

HYDROGEOTERMICKÉ POMERY

Skúmané územie – južná časť Košickej kotliny a Slanských vrchov – je situované na sz. okraji geotermálne aktívnej oblasti Východoslovenskej nížiny. Vykazuje zvýšenú hustotu zemského tepelného toku, ktorá tu rastie od SZ na JV – od hodnôt okolo $70 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ na sz. okraji skúmaného územia až k hodnotám vyšším ako $105 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ na jv. okraji územia pri Michaľanoch (KRÁL et al., 1985). Kolektorom termálnych vôd sú v skúmanom území predovšetkým triasové dolomity, zastihnuté v podloží karpátu vrtmi Ďurkov-1, Ďurkov-2 a Ďurkov-3 (ČVERČKO, 1969, 1972; SMETANA, 1972). Báza karpátu bola v týchto vrtoch zastihnutá v hĺbke 2 140–2 475 m, bázu dolomitov nedosiahol ani vrt Ď-1 v hĺbke 3 200 m. Geotermický gradient vo vrchnej časti vrtu Ď-1 (v sedimentoch vrchného bádenu) dosahuje 78 mK/m, vo väčšej hĺbke gradient vnútri neogénnych sedimentov klesá na 46–58 mK/m. Teplota vody v okolí Ďurkova dosahuje 115–130 °C v hĺbke 2 000–2 500 m a 130–150 °C v hĺbke 2 500–3 000 m (s namerným maximom 145 °C v úseku 3 125–3 200 m vrtu Ďurkov-1).

Povrchové výskyty nízkotermálnych vôd sú zo skúmaného územia známe v podobe nevyužitých prelivov niektorých nelikvidovaných vrtov (vrty KSJ-3 a KSB-3 na j. okraji Košického Klečenova s teplotou na ústí 17,2–23,1 °C a i.). Spravidla však teplota vytekajúcej vody neprevyšuje 21 °C. Teplota vody v niektorých prameňoch hlbšieho napájania dosahuje až 18 °C (prameň Koscelek pri Nižnej Myšli).

PRÚDENIE A ODTOK PODZEMNÝCH VÔD

Podzemné vody vytvorené infiltráciou zrážkových a povrchových vôd v jednotlivých častiach skúmaného územia odtekajú k drenážnym bázam rozličného rádu. Pri pohybe v horninovom prostredí sa rozčleňujú na lokálny, intermediárny a regionálny subsystém prúdenia v zmysle TÓTHA (1963). Kvantitatívne je toto rozčlenenie veľmi nerovnomerné.

Prevažujúca časť podzemného odtoku prebieha v lokálnych subsystémoch prúdenia, predstavujúcich zostupné prúdenie od napájacích plôch priamo k najbližšej lokálnej báze, t. j. k najbližšiemu povrchovému toku. Spodnou hranicou lokálnych subsystémov je úroveň povrchovej hydrografickej siete najnižšieho rádu, smer prúdenia odráža lokálny priebeh reliéfu. V skúmanom území sú najvýznamnejšie lokálne subsystémy viazané na kvartérne fluviálne a proluviálne kolektory a na pripovrchovú zónu neovulkanitov, menej významné je lokálne prúdenie v pripovrchovej zóne neogénnych sedimentov. Prevažná časť infiltrovaných vôd tak odteká v malej hĺbke pod povrchom, z najväčšej časti ako súčasť prvej zvodne (akumulácie podzemnej vody najbližšej k povrchu terénu). Rozhodujúca časť podzemných vôd lokálnych subsystémov prechádza do povrchového odtoku formou rozptýleného prestupu do povrchových tokov, malá časť vystupuje na povrch v prameňoch. Pramene napájané z lokálnych subsystémov majú pomerne malú a nestálu výdatnosť a ich vývery sú podmienené morfológiou terénu (depresné pramene) alebo kontaktmi kolektorov s počvovými izolátormi (kontaktné pramene).

Najmenej výrazné je odvodnenie lokálnych subsystémov prameňmi v z. časti územia, kde pri veľmi malej hustote výverov dosahuje ich výdatnosť spravidla iba niekoľko stotín l/s (HALEŠOVÁ, 1976). Lokálne prúdenie v neogénnych sedimentárnych kolektoroch je obmedzené nepriaznivými podmienkami infiltrácie a nesúvislým vývojom kolektorov. Na východ od Hornádu je odvodnenie neogénnych sedimentov lokálnymi subsystémami výraznejšie, okrem iného aj vďaka vyššej reliéfovej energii. Pomerne časté sú tu pramene s výdatnosťou okolo 0,05–0,2 l/s. Najväčšie množstvo prameňov napájaných z lokálnych subsystémov vyviera v neovulkanitoch Slanských vrchov, s výdatnosťou najčastejšie menšou ako 0,2 l/s, veľmi často však aj v rozpätí 0,2–1 l/s (HALEŠOVÁ, 1976). Vyššia výdatnosť prameňov lokálneho napájania je aj tu zriedkavá.

Infiltrovaná voda, ktorá neodtiekla z územia v lokálnych subsystémoch, zostupuje do väčšej hĺbky jednak laterálne v smere úklonu kolektorských vrstiev nad úrovňou drenážnej bázy, jednak po vertikálnych hydraulických komunikáciách – puklinových pásmach a zlomoch a začleňuje sa tak do intermediárnych subsystémov alebo do regionálneho subsystému prúdenia. Intermediárne subsystémy odvádzajú podzemnú vodu k drenážnym bázam vyššieho rádu, pričom úseky ich napájania sú na povrchu oddelené od úsekov ich odvodnenia lokálnymi subsystémami, ktoré sú na ne naložené. V území budovanom neogénnymi sedimentmi je intermediárne prúdenie slabé, s výnimkou prúdenia po ojedinelých tektonicky podmienených puklinových zónach. Väčší význam má intermediárne prúdenie v neovulkanitoch. Priestorová štruktúra obehového systému v neovulkanitoch Slanských vrchov je daná kombináciou stratovulkanickej stavby (striedanie lávových prúdov a vulkanoklastík) a sústredeného obehu v poruchových zónach. Súčasne sa tu však uplatňuje aj priestorová neuniformita prietočnosti daná poklesom priemernej priepustnosti s hĺbkou (JETEL, 1990).

Vedľa pripovrchovej zóny a poruchových pásiem sú tu významným kolektorom bazálne rozpukané časti lávových prúdov, ktoré určujú smer prúdenia v lokálnych a sčasti aj intermediárnych subsystémoch a z ktorých sa napája aj značná časť prameňov v území vulkanitov (BAJO et al., 1983).

Najvýznamnejším prejavom intermediárneho odtoku z neovulkanitov Slanských vrchov sú pramenné vývery na severo-južných poruchových zónach na z. úpätí Slanských vrchov, vystupujúce už zväčša v horninách stretavského súvrstvia. Pri drenážnej báze vyššieho rádu (dolina Olšavy) tu na povrchových zónach vyvierajú pramene napájané prestupom vôd z lávových prúdov a ďalších neovulkanických kolektorov do kolektorov sedimentárneho neogénu. Je to prameň Rybníček na J od Ďurd'ošika s výdatnosťou 4–6 l/s na olšavskom zlome a pramene na myšlianskom zlome (Egreš medzi Bohdanovcami a Vyšnou Myšľou 2–4 l/s, Rybník pri Vyšnej Myšli 2–8 l/s a Koscelek 8–9 l/s; BAJO et al., 1983). Na východnom okraji Slanských vrchov v Zemplínskej Teplici vyvierajú z hornín kochanovského súvrstvia na poruchovej zóne prameň Teplica (okolo 1 l/s).

Na rozdiel od prevahy vôd typu C^{Ca}_{II} a C^{Ca}_{IIIa} v lokálnych subsystémoch je intermediárne prúdenie v skúmanom území indikované vodami s vyšším pomerom Na/Ca, predstavovanými typom C^{Ca}_1 a C^{Na}_1 , spravidla s vyššou celkovou mineralizáciou. Jedným z výrazných prejavov odvodňovania intermediárnych subsystémov je prevaha typu C^{Ca}_1 v poriečnej zvodni v štrkoch dnovej výplne nivy Olšavy medzi Bidovcami s ústím do Hornádu, t. j. v úseku, kde sa drénujú intermediárne substémy na olšavskom a myšlianskom poruchovom pásme. Podobne možno vysvetľovať hojný výskyt typu C^{Ca}_1 v poriečnej zvodni v nive Roňavy.

Najhlbším subsystémom prúdenia je v schéme TÓTHA (1963) regionálny subsystém, ktorý spája najvyššie napájacie elevácie územia s hlavnou regionálnou bázou odvodnenia, ktorú v strednej a východnej časti územia predstavuje tok Hornádu. V prírodných piezometrických podmienkach, t. j. bez oživenia prúdenia exploataciou vôd, má prúdenie v regionálnom subsystéme veľmi malú rýchlosť a tomu zodpovedajúci malý prietok. Zostupnú vetvu regionálneho subsystému môžu predstavovať niektoré hlboko otvorené poruchové pásma v Slanských vrchoch, po ktorých môžu vody tohto obehu zostupovať do hlbšie uložených kolektorov. Po prekonaní tranzitného úseku regionálneho subsystému viac-menej laterálnym prúdením smerujú potom tieto vody s generálne vzostupným trendom prúdenia do doliny Hornádu, kde rozptýlene prestupujú do náplavov v nive Hornádu. Charakteristickými typmi vôd výstupnej vetvy regionálneho subsystému prúdenia v skúmanom území je jednak typ C^{Na}_1 s celkovou mineralizáciou 0,7–1,3 g/l a vyššou, jednak typ Cl^{Na}_1 s mineralizáciou minimálne 2–4 g/l. Príkladom je voda zastihnutá vrtom KAH-6 v nive Hornádu pri Šebastovciach. V západnej časti územia môže ako regionálna báza odvodnenia najvyššieho rádu fungovať dolina Bodvy a Idy, na v. okraji územia potom tok Ondavy.

Merný odtok podzemných vôd je vo väčšine skúmaného územia dosť nízky – od hodnôt okolo $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ až do hodnoty dosahujúcej lokálne okolo $2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Z neovulkanitov Slanských vrchov udáva pre niektoré povodia skúmaného územia HALUŠKA (in BAJO et al., 1983) priemerné hodnoty merného podzemného odtoku $1,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ pre Bačkovský potok (Bačkov), $1,07 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ pre Terebľu (Kalša), $0,75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ pre Izru (Michaľany) a $0,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ pre Marovku (Skároš).

VYUŽITIE ZDROJOV PODZEMNÝCH VÔD A JEHO ĎALŠIE PERSPEKTÍVY

Najvýznamnejšie využiteľné zdroje podzemných vôd v skúmanom území sú viazané na kvartérne fluviálne kolektory v nive Hornádu a Idy, na niektoré poruchové pásma v neogénnych sedimentoch a na neovulkanity Slanských vrchov.

V západnej časti územia (v hydrogeologickom rajóne NQ 138) je hlavným využiteľným zdrojom podzemných vôd poriečna zvodň v štrkoch dnovej výplne nivy Idy a Bodvy, v menšej miere aj zvodne v štrkoch würmských, riských a mindelských náplavových kužeľov. Na severozápadnom okraji územia na S od Moldavy nad Bodvou možno rátať aj s využitím vôd triasových vápencov z podložia kvartéru. Podľa ocenenia prírodných zdrojov podzemných vôd rajónu NQ 138 (ŠTASTNÝ in HALEŠOVÁ et al., 1985) vyšiel pre profil Mokrance–Buzica prírodný prietok 31–35 l/s a pre profil Cestice–Perín prírodný prietok 12–24 l/s. Súčasne pre využiteľné množstvo podzemných vôd v priestore medzi Čečejovcami a riekou Idou sa modelovaním stanovila hodnota 138 l/s, z toho 107 l/s indukovaných zdrojov dotovaných z povrchových vôd. Podľa stavu k 31. 12. 1990 (ŠUBA et al., 1991) sa pre čiastkový rajón SA 10 (neogén a kvartér Košickej kotliny v povodí Bodvy) schválilo využiteľné množstvo podzemných vôd 272 l/s v kategórii C₂ (t. j. $1,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Podstatne nižší modul využiteľného množstva má severný čiastkový rajón SA 20 neogénu Medzevskej pahorkatiny ($0,33 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) a južný čiastkový rajón SA 30 neogénu Abovskej pahorkatiny ($0,37 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Kvalitu vody v kvartérnych kolektoroch rajónu NQ 138 nepriaznivo ovplyvňuje najčastejšie zvýšený obsah Mn, miestami aj Fe.

Najvyššiu plošnú intenzitu využiteľného množstva podzemných vôd vykazuje rajón Q 125 (Kvartér Hornádu v Košickej kotline), a to v čiastkovom rajóne HD 10 náplavov v nive Hornádu s veľmi vysokým modulom využiteľného množstva $8,45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Využiteľné množstvo podzemných vôd v dnovej výplni nivy Hornádu medzi j. okrajom Košíc a štátnou hranicou bolo ocenené na 450 l/s v kategórii C₂ (GRECH a POLÁK, 1986). V súčasnosti sa z tohto územia odoberá zhruba 130 l/s, z toho 94 l/s pri Gyňove. Perspektívy reálneho využitia celého oceneného množstva sú však pri súčasnom stave kvality vody pochybné. Spolu

s využitelným množstvom 235 l/s vyčísleným pre úsek Ťahanovce–j. okraj Košíc (sčasti už mimo opisovaného územia) v kategórii C₂ a využitelného množstva na prognóznej úrovni pre čiastkový rajón HD 20 (terasy Hornádu) 30 l/s a pre čiastkový rajón neogénu HD 30 bolo využitelné množstvo podzemných vôd pre celý hydrogeologický rajón Q 125 vyčíslené k 31. 12. 1990 na 730 l/s. Perspektívy reálneho využitia celého vyčísleného množstva sú však pri súčasnom stave kvality vody pochybné, lebo v niektorých úsekoch rajónu sú podzemné vody vystavené intenzívnemu priemyselnému a poľnohospodárskemu znečisteniu. Využitie je tu preto podmienené dôslednou ochranou kvality a vyriešením konfliktu záujmov. Perspektívam ďalšieho využívania zdrojov podzemných vôd v doline Hornádu je venovaná štúdia ŠINDLERA et al. (1988).

Využitelné množstvo podzemných vôd v ďalšom hydrogeologickom rajóne NQ 123 Neogén v. časti Košickej kotliny je doteraz vyčíslené iba na prognóznej úrovni, pričom do skúmaného územia zasahuje iba menšia časť rajónu. Z využitelného množstva 100 l/s, vyčísleného pre najvýznamnejší čiastkový rajón HD 20 (kvartér Torysy), pripadá na skúmané územie iba malá časť. V čiastkovom rajóne neogénu na z. okraji Slanských vrchov (HD 10) boli podané prognózy využitia zdrojov viazaných na poruchové pásma v neogénnych sedimentoch (Ďurd'ošík–Ďurkov–Skároš–Trstené pri Hornáde). Pre zónu myšlianskej poruchy uvádzajú BAJO et al. (1983) využitelné množstvo 40 l/s.

Pre celý hydrogeologický rajón V 111 Neovulkanity Slanských vrchov, z ktorého však do skúmaného územia zasahuje iba južná časť a južný úsek strednej časti, udáva HALUŠKA (in BAJO et al., 1983) priemernú hodnotu prírodných zdrojov podzemných vôd 1 200 l/s, odvodenú z priemerného odtoku podzemnej vody povrchovými tokmi a z bilančne vyčíslených prestupov do susedných rajónov. K 31. 12. 1990 bolo pre celú plochu rajónu V 111 schválené využitelné množstvo 252 l/s v kategórii C₂ a 50 l/s v kategórii C₁. HALUŠKA (in BAJO et al., 1983) vyčíslil pre strednú časť Slanských vrchov (masív Mošníka a Bogoty) využitelné množstvo 160 l/s, t. j. 38 % z vypočítaných prírodných zdrojov 410 l/s (modul využitelného množstva podzemnej vody 0,65 l · s⁻¹ · km⁻²) a pre južnú časť (masív Miliča) 80 l/s, t. j. 40 % z vyčíslených prírodných zdrojov 200 l/s (modul využitelného množstva 0,80 l · s⁻¹ · km⁻²). V skúmanom území ide o miestne odbery sústredené hlavne do oblastí Dargov–Bačkov (využitelné množstvo 30 l/s), Zemplínska Teplica (55 l/s), sz. úpätie Bogoty pri Svinici a Košický Klečenov (23 l/s – CANGÁR, 1989) a do oblasti Slanec–Kalša (25 l/s).

Kvalita podzemnej vody v neovulkanitoch je spravidla vhodná na ich vodárenské využitie bez väčšej úpravy. Lokálne zvýšené hodnoty obsahu Fe a Mn sa môžu odstrániť bežnou úpravou. Využitelné množstvo podzemných vôd Slanských vrchov je pomerne veľké a vzhľadom na deficit vodárenských zdrojov v susedných rajónoch môže byť z hľadiska zásobovania vodou významné pre širšie okolie. Ochrana zdrojov podzemných vôd Slanských vrchov je preto jednou z dominantných úloh komplexnej ochrany životného prostredia v skúmanom území.

Málo významné sú využiteľné zdroje podzemných vôd v rajóne N 112 (Neogén z. časti Východoslovenskej nížiny) na v. okraji skúmaného územia. Pri nízkom module využiteľného množstva $0,22 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ týkajúceho sa plochy celého rajónu tu ide o odbery z jednotlivých vrtov do 1–5 l/s.

Z nevyužitých zdrojov minerálnych vôd v skúmanom území by bolo vhodné upraviť na miestne využitie vývery uhličitéch vôd (kyseliek) pri Slivníku, Kuzmiciach, Veľkom Kazimíre, Veľatoch a Buzici a slaných vôd pri Michaloch a Valalikoch.

Stredná a východná časť skúmaného územia je jednou z perspektívnych oblastí využitia geotermálnej energie. Vzhľadom na vysokú mineralizáciu termálnych vôd (23–33 g/l) je tu však možné využitie termálnych vôd iba pomocou reinjektáže použitej vody späť do kolektora (systém dubletov – kombinácií exploatačného a reinjektážneho vrtu). Vzhľadom na pomerne nízku priepustnosť kolektorov termálnych vôd v potrebnej hĺbke tu však prichádza do úvahy aj ťažba geotermálnej energie pomocou umelej recirkulácie (využitie tepla suchých hornín).

GEOFYZIKA

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Študované územie je z geofyzikálneho hľadiska preskúmané pomerne podrobne, ale plošné rozloženie jednotlivých geofyzikálnych prác, ako aj ich hĺbkový dosah sa výrazne menia.

Celé územie je pokryté leteckými geomagnetickými a rádiometrickými meraniami v mierke 1 : 200 000.

Oblasť Slanských vrchov (a predovšetkým jej okrajové časti) je preskúmaná geofyzikálnymi metódami relatívne podrobne. K najstarším geofyzikálnym meraniam, ktorými bola pokrytá prakticky celá plocha Slanských vrchov, patria letecké geomagnetické merania v mierke 1 : 25 000 (BENEŠ, 1971). O desať rokov neskôr tieto merania boli doplnené a rozšírené o letecké rádiometrické merania (GNOJEK, OBSTOVÁ a DEDÁČEK, 1981), na ktoré nadviazali aj overovacie pozemné magnetometrické merania (GNOJEK a KUBEŠ, 1989), ktoré zahŕňajú nielen celé územie Slanských vrchov, ale aj jeho širšie okolie.

Výsledkom týchto prác je:

- zostavenie prehľadnej regionálnej mapy magnetického poľa,
- kvantitatívna interpretácia magnetických anomálií.

Spresenie regionálneho pohľadu na geologickú stavbu Slanských vrchov prináša práca BUJŇAKOVEJ et al. z roku 1973, v rámci ktorej boli vyhotovené štruktúrno-tektonické mapy pohoria, ako aj jeho podložia.

Viacerí autori (HRICKO, 1966, 1968; KOMOŇ a VARCHOLOVÁ, 1981) sa zaoberali otázkou rudnej prospekcie. Patrí k tomu aj geofyzikálny výskum širšieho okolia stratovulkánu Bogota (TKÁČ, 1983), v rámci ktorého bol použitý aj pestrý komplex metód (geoelektrina, magnetometria, gamaspektrometria, rádiometria, ortuťometria). Riešenie litologickej a štruktúrno-tektonickej stavby územia, vymedzenie perspektívnych oblastí úžitkovej mineralizácie sú najmä výsledky tohto prieskumu.

V rámci hydrogeologického prieskumu Slanských vrchov sa vykonali aj rozličné geofyzikálne práce. V rámci úlohy Slanské pohoří – vyhľadávací HG-průzkum (KOLINGER, 1973; JANOŠTIK a ŠŮTOR, 1974) vykonali sa komplex geofyzikálnych metód (geoelektrina, magnetometria, gravimetria). Predovšetkým išlo o spresnenie styku neogénnych sedimentov Košickej a Potickej nížiny s vulkanickým komplexom Slanských vrchov a určenie charakteru tohto styku. Otázka spresnenia tohto kontaktu sa riešila aj v správach: TKÁČOVÁ, 1986; SYČEV, 1990, 1991; TKÁČOVÁ, 1986; SYČEV, 1990, 1991; ZEMAN a SYČEV, 1989. Osobitná

pozornosť sa venovala okoliu obce Byšta, kde vystupujú aj horniny kryštalinika (TKÁČOVÁ, 1981; SYČEV, 1990; HRICKO, 1966).

Pomerne veľká pozornosť sa venovala aj skúmaniu sedimentov neogénu Košickej kotliny – Východoslovenskej nížiny. Ide predovšetkým o zisťovanie hrúbky neogénnych sedimentov a priebehu reliéfu predneogénneho podložja (HALMEŠOVÁ, 1978; TKÁČOVÁ, 1973; ZAVŘELOVÁ a MOŘKOVSKÝ, 1972; PROKEŠ a ŠAFRÁNEK, 1958; STEINER, 1979; BODNÁR et al., 1992). Nosnou metódou spomínaných prác bola geoelektrina (predovšetkým VES a metóda prechodových javov). Okrem toho sa použili aj metódy magnetometrie (ŠUTORA, 1955). Väčšina týchto prác sa použila pri zostavovaní máp geofyzikálnych indícií a interpretácií, kde sa použili aj výsledky interpretácie gravimetrie a seizmiky (BODNÁR et al., 1992). Jedným z výsledkov prezentujúcich vykonanú prácu bolo zostrojenie mapy reliéfu predterciérneho podložja.

Výskum neogénnej výplne nížiny venoval pozornosť výsledkom viacerých geofyzikálnych prác. V rámci úlohy Základné geofyzikálne mapovanie SR – východ sa v priebehu niekoľkých rokov riešili aj otázky vyčlenenia horizontálnych a subhorizontálnych vrstiev a zmapovanie, resp. spresnenie priebehu tektonických línií v sedimentárnej výplni (SYČEV, 1989–1991; SYČEV, 1991).

Veľká pozornosť sa venovala fenoménu Komárovej anomálie (CIDLINSKÝ et al., 1963; FILO, 1966; KLABLENOVÁ, 1966). Zo západu na študované územie zasahujú aj merania vykonané v rámci úlohy Slovensko – uhlie – geofyzika (DŽUPPA et al., 1987), ktoré boli zamerané na vyhľadávanie horizontov v rámci neogénnej výplne nádejných z hľadiska uhl'onosnosti.

Do severozápadnej časti záujmového územia zasahujú merania vykonané v rámci výskumu Spišsko-gemerského rudohoria (BÁRTA, 1965). Prakticky ide o mapovacie merania aplikované metódou VES, ktoré prispeli k zisteniu reliéfu podložja terciérnej výplne. Okrem toho, na výskum varískych telies, s ktorými súvisí serpentinitové zrudnenie, sa použila magnetometria.

K výskumu hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúry prispela práca FERENCA (1973). Otázkou hydrogeologického výskumu sa zaoberali aj niektorí iní autori (TKÁČ, 1980; VRUBEL, 1988; SYČEV, 1989).

Pozornosť sa venovala aj otázkam inžinierskogeologického výskumu (BLÁHA a NEŠVARA, 1976; BLÁHA, 1979; JANOŠTIK, 1974; JANUVKA, 1990; VALUŠIAKOVÁ, 1991).

Výskumom hrúbky kvartérnych sedimentov sa zaoberali ANDREJSEK, 1953; KLABLENA, 1978 a ZAVŘELOVÁ, 1985.

Široké uplatnenie na území Slanských vrchov a Košickej kotliny našli seizmické merania, ktoré sa vykonali v rámci výskumu sedimentárneho neogénu z hľadiska výskytu uhl'ovodíkov (ADAMOVSÁ et al., 1975 – profily 35–37/74; ADAMOVSÁ et al., 1970 – profil 31 R/70 – profil 2/R/71–72, 1973 – profily 530–531/72; MOŘKOVSKÝ et al., 1974 – 537/73, 1976 – 536/75, 1980 – 568–570/79, 1985 – 580–581/83, 1985 – 563, 585, 589, 598/84, 1986 – 584, 596/86,

1987 – 538, 587, 597, 601/86; NOVÁK et al., 1967, 1968, 1970 – profily 1558 A, B, C/67; HOLZBAUER et al., 1966).

Zhodnotenie prác od roku 1972, vykonaných v rámci vyhľadávacieho prieskumu ložísk ropy a zemného plynu vo VSN, sa zaoberal ČVERČKO (ČVERČKO et al., 1976). Výsledky interpretácie prác sú zobrazené vo forme seizmologických hĺbkových rezov a z nich odvodených štruktúrnych schém. Vo VSN sa zostavili štruktúrne schémy stratigrafického rozhrania bázy vyššieho sarmatu, klčovského súvrstvia a vrchného bádenu, bolivínovo-bulimínovej zóny a bázy neogénu v Košickej kotline až na bázu terciéru. Medzi najnovšie súhrnné práce patrí správa MOŘKOVSKÉHO et al. (1989). Jej hlavným výsledkom sú štruktúrne schémy, z ktorých najväčší význam pre priame vyhľadávanie uhľovodíkov má štruktúrna schéma konštruovaná na báze vrchného bádenu.

Riešením niektorých iných otázok štruktúrnej geológie sa zaoberali ROZEHNAL et al. (1956) i PAVELKA a KOMAROVSKÁ (1960).

Štúdiu paleomagnetizmu v záujmovej oblasti sa venovala pozornosť v rámci správy Paleomagnetizmus v Karpatoch, Slanské vrchy, masív Veľkého Miliča a Zemplínske pahorky (ORLICKÝ, 1973). Otázkami výskumu fyzikálnych vlastností hornín sa zaoberali PICOVÁ (1982) a MITEROVÁ et al. (1984), KLABLENOVÁ (1966), (karotáž vrtu Ko-1).

HLAVNÉ VÝSLEDKY GEOFYZIKÁLNYCH VÝSKUMOV

Počas viac ako tridsaťročnej existencie geofyzikálneho prieskumu sa v oblasti Košickej kotliny a Slanských vrchov postupne realizovali gravimetrické, magnetické, geoelektrické, rádiometrické a seizmické merania doplnené o štúdium fyzikálnych vlastností hornín, ktoré sa podieľajú na stavbe skúmaného územia. Súčasťou geofyzikálneho prieskumu je aj diaľkový prieskum Zeme.

Realizovaný geofyzikálny prieskum poskytuje množstvo informácií o geofyzikálnych poliach a fyzikálnych rozhraniach, a tým aj predstavy o priestorovom rozšírení geofyzikálnych anomálií v zemskej kôre, ktoré môžu korešpondovať s geologickou stavbou územia. V záujme komplexnej charakteristiky celého regiónu riešeného v rámci zostavovania mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií (BODNÁR et al., 1992) uvádzame geofyzikálnu charakteristiku celej oblasti Košickej kotliny a Slanských vrchov.

PETROFYZIKÁLNE CHARAKTERISTIKY HORNÍN

V rámci štúdia fyzikálnych vlastností hornín v Košickej kotline a Slanských vrchoch sa skúmali hustotné, magnetické a rádioaktívne údaje zo 16 vrtov (Bogota-1, Čaña-1, Ďurkov-1, 2, 3, KSV-15, Makovica-1, Prešov-1, Strechový

vrch-1, Vranov-1, ZH-1, 2, 4, 10 a ZJH-41). Petrofyzikálne charakteristiky sa vypočítali pre petrografické typy a stratigrafické jednotky.

Hlavné výsledky štúdia fyzikálnych vlastností hornín (hustoty a magnetizácie) sú zhrnuté v tab. 21.

Hustotné parametre: Z terciérnych hornín sú najľahšie sedimenty panónu a najťažšie sedimenty paleogénu. Vulkanogénne horniny Slanských vrchov patria k ťažšiemu komplexu. Z nich sú najťažšie dioritové porfyryty a andezity. Pre hustoty terciérnych sedimentov je charakteristické, že ich hustota sa s vekom a hĺbkou uloženia mení. Pre horniny predterciérneho podložia je charakteristická vysoká prirodzená hustota mezozoika (dolomity). Horniny mladšieho paleozoika patria k relatívne najľahším komplexom predterciérneho podložia.

Magnetické parametre: Hlavným zdrojom magnetického poľa sú bázické až ultrabázické horniny v podloží terciéru a produkty terciérneho vulkanizmu bázickejšieho zloženia. Magnetické horniny v predterciérnom podloží charakterizuje kladná magnetická polarizácia. Vulkanogénne formácie Slanských vrchov vlastnia kladnú, ale aj zápornú magnetizáciu.

Rádioaktívne parametre: Zvýšené hodnoty vykazujú produkty bádenského kyslého vulkanizmu. Neobvykle nízke hodnoty rádioaktívnych parametrov sa zistili pre ryodacity. Rádioaktivita ostatných terciérnych hornín je pomerne vyrovnaná. Predterciérne horniny, okrem mezozoických, možno charakterizovať vyššími hodnotami rádioaktivity.

Výsledky interpretácií geofyzikálnych meraní

Reinterpretácia archívnych geofyzikálnych informácií (BODNÁR et al., 1992) poskytuje nové a zaujímavé informácie o geofyzikálnych anomáliách v západnej časti východoslovenskej panvy. V rámci geofyzikálnej reinterpretácie sa vyhotovili tzv. účelové geofyzikálne mapy, mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií (MGII) a kvantitatívne interpretované regionálne profily.

Účelové mapy zobrazujú výrazné prvky jednotlivých geofyzikálnych metód (gravimetria, magnetometria, radiometria a gamaspektrometria, geoelektrina a diaľkový prieskum Zeme).

Anomálne prvky zobrazené v účelových geofyzikálnych mapách sa navzájom korelovali a stupeň ich hodnovernosti sa posudzoval podľa miery ich prejavu v geofyzikálnych poliach a stupňom koincidencie geofyzikálnych anomálií. Tieto kladné výsledky geofyzikálnych interpretácií sú zobrazené na mape geofyzikálnych indícií a interpretácií, ktorá je nakreslená v mierke 1 : 100 000.

Na mape geofyzikálnych indícií a interpretácií sú zobrazené geofyzikálne anomaly izometrického, lineárneho a nelineárneho priebehu, ktoré môžu byť v kauzálnom vzťahu s geologickou stavbou treťohornej výplne panvy a jej bezprostredného i hlbšieho podložia.

Tab. 21 Petrofyzikálna charakteristika hornín západnej časti východoslovenskej panvy

Stratigrafická jednotka	n	Priemerné hodnoty			n	Priemerné hodnoty	
		Do ds [g/cm] ³	P (%)	Dp ds [g/cm] ³		NRMP ds (nT)	KAPA ds [10 /SI]
1. panón: sedimenty	4	1,59 0,03	35,55 1,58	1,93 0,02	4		248,4 44,8
2. sp. sarmat–sp. panón: vulkanity	741	2,56 0,15	4,43 5,17	2,61 0,11	700	177,2 630,5	2732,6 15759,7
3. sarmat: sedimenty	93	2,43 0,21	10,12 7,29	2,53 0,14	74		1501,0 4726,0
4. báden: sedimenty a vulkanity	215	2,41 0,19	10,41 6,99	2,51 0,12	207	14,1 50,2	134,4 203,7
5. karpát	380	2,53 0,11	4,81 3,40	2,58 0,09	308	13,9 42,8	116,0 407,3
6. egenburg	92	2,58 0,10	4,36 2,97	2,62 0,08	92	83,5 281,8	129,8 344,8
7. paleogén	18	2,62 0,02	2,15 1,06	2,65 0,02	18	2,3 0,6	125,4 139,4
8. mezozoikum	56	2,80 0,06	1,71 1,88	2,82 0,05	62		26,3 47,4
9. mladšie paleozoikum	10	2,61 0,20	5,27 7,73	2,66 0,14	10		284,4 135,0
10. staršie paleozoikum	6	2,74 0,02	0,78 0,51	2,75 0,02	8		310,6 113,5

Do – objemová hustota
 Dp – prirodzená hustota
 ds – smerodajná odchýlka
 P – pórovitosť

NRMP – prirodzená reman. magn. polarizácia
 KAPA – magnetická susceptibilita
 n – počet vzoriek

Anomálne prejavy sedimentárno-vulkanického komplexu

Sedimentárno-vulkanický komplex sa prejavuje najmä v magnetickom a tiažovom poli a jeho hrúbka je definovaná seizmickými, magnetickými, gravimetrickými a prípadne aj geoelektrickými meraniami. Informácie o stavbe sedimentárno-vulkanického komplexu poskytujú aj výsledky interpretácií diaľkového prieskumu Zeme (DPZ), rádiometrie a gamaspektrometrie i geoelektrické merania.

Magnetické merania umožňujú definovanie priestorového rozšírenia magnetických hornín, najmä produktov vulkanizmu bázejšieho zloženia, mapovanie centier vulkanických aparátov, definovanie charakteru magnetizácie jednotlivých magnetických prostredí (kladná a záporná magnetizácia) a mapovanie lineárnych foriem magnetického poľa.

Výsledky interpretácie tiažových meraní poskytujú informácie o hustotných anomalitách menšieho alebo väčšieho rozsahu, prevažne kladnej polarity, korešpondujúcich so stavbou terciérnej výplne východoslovenskej panvy. Ich prítomnosť je evidentná najmä v oblasti Slanských vrchov, čo je v kauzálnom vzťahu s geologickou stavbou územia. Prevažná väčšina výraznejších hustotných anomalít kladnej polarity totiž korešponduje s centrálnymi zónami stratovulkánov a vulkánov Slanských vrchov.

V tiažovom a magnetickom poli sú zobrazené aj ďalšie anomálie, ktorých prejav je menej výrazný. Vyvolávajú ich menšie andezitové telesá, dacity, resp. homogénnejší komplex lávových andezitových prúdov. Niektoré z nich indikujú pochované telesá pravdepodobne extruzívneho až intruzívneho charakteru (Slivník, M. Čaj).

Zaujímavé informácie o geologickej stavbe sedimentárno-vulkanického komplexu poskytujú aj výsledky interpretácie diaľkového prieskumu Zeme. Výsledná schéma fotolineácií interpretovaných z družicových snímkov (HALMEŠOVÁ in BODNÁR et al., 1992) zobrazuje systém rozlične orientovaných lineárnych i nelineárnych štruktúrnych prvkov. Lineárne fotolineácie v prevažnej miere korešpondujú s tektonickou stavbou terciérnej kotliny. Nelineárne fotolineácie sa interpretovali najmä v okolí týchto vulkanických centier: Strechový vrch, Makovica, Bogota a Zlatá Baňa.

Pri interpretácii geologickej stavby sedimentárno-vulkanického komplexu sa využívajú aj výsledky interpretácie rádiometrie a gamaspektrometrie (KUCHARIČ in BODNÁR et al., 1992), ktoré možno zhrnúť takto:

- vulkanické komplexy Slanských vrchov sa prejavujú zníženou koncentráciou všetkých sledovaných prvkov (K, U, Th),
- hydrotermálne premenené zóny sa prejavujú prínosom aj odnosom rádioaktívnych prvkov,
- kvartérne a neogénne sedimenty Košickej kotliny sa prejavujú vyššou koncentráciou U a Th ako rovnaké útvary Východoslovenskej nížiny.

Geologickým prínosom interpretácie geoelektrických meraní v západnej časti východoslovenskej panvy je plošné rozčlenenie horninového prostredia do hĺbky 40–80 m, zmapovanie podložného nevodivého horizontu a detekcia tektonických porúch. Medzi prínosy geoelektrických meraní zaradujeme aj zmapovanie hrúbky kvartérnych sedimentov v širšom okolí Turnianskeho Podhradia a Moldavy nad Bodvou.

So zreteľom na uvedené skutočnosti možno konštatovať, že prevažná časť geofyzikálnych anomálií korešpondujúcich so sedimentárno-vulkanickým komplexom terciérnej výplne Košickej kotliny a Slanských vrchov sa koncentruje do oblasti výskytov neovulkanických hornín Slanských vrchov, najmä do okolia jednotlivých vulkanických centier. Vulkanické centrá sa prejavujú lokálnymi tiažovými anomáliami kladnej polarít, zníženými hodnotami magnetického poľa, znížením koncentrácie rádioaktívnych prvkov a prítomnosťou kruhových štruktúr fotolineácií.

Podľa intenzity prejavu v geofyzikálnych poliach je možné neovulkanické aparáty Slanských vrchov rozčleniť na:

- vulkanické aparáty s veľmi výrazným prejavom v geofyzikálnych poliach (Bogota),
- vulkanické aparáty s výrazným prejavom v geofyzikálnych poliach (Hradisko, Bradlo).

Anomálne prejavy predterciérneho podložia

Informácie o horninách predterciérneho podložia poskytujú najmä tiažové a magnetické merania.

Magnetometria poskytuje informácie o magnetickom prostredí predterciérneho podložia.

V západnej časti územia za hlavný zdroj interpretovaných magnetických prostredí považujeme bázické horniny v paleozoiku gemerika. Najvýraznejšie interpretované magnetické prostredie nachádzajúce sa v širšom okolí Komároviec je pravdepodobne vyvolané serpentinizovaným ultrabázickým telesom overeným vrtom Komárovce-1.

Zdroj v predterciérnom podloží má aj plošne rozsiahla sečovsko-trebišovská magnetická anomália. Horný okraj tohto magnetického prostredia (pravdepodobne ide o bázické metamorfity) je interpretovaný v hĺbke 5 a viac kilometrov.

Komplexnejší pohľad na geologickú stavbu predterciérneho podložia poskytujú výsledky interpretácií tiažových meraní. Z nich vyplýva, že v záujmovej oblasti existujú hustotné anomaly kladnej i zápornej polarít.

Kladné hustotné anomaly sú interpretované aj v juhovýchodnej časti záujmového územia a korešpondujú s prítomnosťou hornín byštianskeho kryš-

talínika a paleozoika zemplínika. Hustotná anomalita interpretovaná juhozápadne od Zemplínskej Teplice je pravdepodobne prejavom ťažkých hornín magmatického pôvodu, ktorých súčasťou je aj pravdepodobne pochovaná vulkanická štruktúra Slivník.

Medzi výrazné hustotné anomaly, ktoré korešpondujú s predterciálnym podložím, zaradíme aj anomalitu v okolí Komároviec a anomalitu interpretovanú juhozápadne od Prešova (tzv. bzenovskú anomáliu). Zdrojom týchto hustotných anomalít sú pravdepodobne serpentinizované peridotity overené vrtom Komárovce-1.

Ostatné hustotné anomaly kladnej alebo zápornej polarít sú prejavom hustotnej diferenciácie hornín predterciálneho podložia. So zreteľom na nedostatok geologických informácií ich preto bližšie nekomentujeme.

Na mape geofyzikálnych indícií a interpretácií je zobrazený aj rekonštruovaný reliéf predterciálneho podložia. Pri jeho vyhotovení sa využili najmä výsledky interpretácií seizmických meraní a výsledky kvantitatívnej interpretácie gravimetrických a magnetických meraní pozdĺž štyroch regionálnych profilov.

V prílohe 6 sú znázornené aj významné lineárne a nelineárne formy tiažového a magnetického poľa, ktoré korešpondujú s hustotnými a magnetickými rozhraniami. Ich geologický význam spočíva v tom, že pravdepodobne korešpondujú s tektonickými pomermi v študovanom regióne.

NERASTNÉ SUROVINY

Prevažnú časť skúmaného územia budujú sedimenty a vulkanity neogénu, ktoré prekrýva nesúvislý pokryv kvartérnych sedimentov. Na tieto horniny sa štruktúrne a geneticky viažu rozličné typy nerudných nerastných surovín. S vývojom neogénneho vulkanizmu súvisí vznik rudnej mineralizácie.

A. Rudné suroviny:

- a) polymetalické rudy,
- b) antimónová a drahokovová mineralizácia.

B. Nerudné suroviny:

- a) stavebný kameň a drvené kamenivo,
- b) štrky a štrkopiesky,
- c) tehliarske suroviny,
- d) keramické suroviny,
- e) perlit,
- f) bentonit,
- g) lignitové uhlie,
- h) zemný plyn,
- i) magnezit.

A. Rudné suroviny

Na území regiónu sa nenachádzajú väčšie, priemyselne využiteľné akumulácie rudných surovín. Zistili sa len výskyty a prejavy epigenetickej rudnej mineralizácie, ktoré sú štruktúrne a geneticky späté s neogénnym vulkanizmom, predovšetkým s intermediárnym andezitovým vulkanizmom sarmatského veku. Všeobecným a základným znakom metalogenetických procesov spätých s vývojom tohto vulkanizmu je priama štruktúrna väzba mineralizácie na centrálné vulkanické zóny andezitových stratovulkánov, resp. na ich najbližšie okolie, teda na miesta výstupu intrúzií, ktoré boli energetickým zdrojom vývoja hydrotermálnych systémov.

Vznik epigenetickej rudnej mineralizácie geneticky viazanej na neogénny vulkanizmus a rozvoj hydrotermálnych systémov a ich metalogenetická produktivita boli však kontrolované množstvom diskriminačných faktorov a len ich optimálna kombinácia viedla k efektívnym zrudňovacím procesom. K rozhodujúcim faktorom patria tektonické, magmatické a litologické faktory. Pri

vzniku plytších magmatických rezervoárov a rozsiahlejších procesov diferenciácie magmy vedúcich k vzniku a prieniku intruzívnych telies dôležitú úlohu zohrala tektonická predisponovanosť územia (tektonické faktory regionálne i lokálne), nasýtenosť magmy vodou a jej zloženie. Rozvoj hydrotermálnych systémov ďalej ovplyvňovala forma intruzívnych telies, ich zloženie, veľkosť, hĺbka uloženia, ako aj litologické zloženie okolitého horninového prostredia a jeho permeabilita.

Centrálne vulkanické zóny v jednotlivých vulkanických štruktúrach južnej časti Slanských vrchov (stratovulkány Bogota, Hradisko, Bradlo, V. Milič) v priebehu vývoja vulkanizmu prešli zložitým diferencovaným vývojom a nie sú uniformné.

Najjednoduchšie centrálne vulkanické zóny predstavujú prírodné systémy bez sprievodu intruzívnych telies a rozsiahlejších hydrotermálnych systémov a vystupujú v nich centrálne andezitové neky bez výraznejších premien okolitých hornín i bez známych prejavov epigenetickej rudnej mineralizácie. K takýmto vulkanickým štruktúram patria stratovulkány Hradisko a Bradlo.

Z metalogenetického hľadiska sa najvýznamnejší javí priestorovo najrozsiahlejší andezitový stratovulkán Bogota. V jeho centrálnej vulkanickej zóne sa zistili zóny hydrotermálne premenených hornín, intruzívne telesá dioritových porfýrov a s nimi späté slabé prejavy polymetalickej mineralizácie (DIVINEC et al., 1988).

Centrálna vulkanická zóna stratovulkánu V. Milič so známymi prejavmi a ložiskami polymetalických a Au-Ag rúd (Telkybánya) je situovaná mimo nášho územia.

V širšom okolí Byšty, v juhovýchodnej časti regiónu, sa zistili horniny prislúchajúce pravdepodobne k fosílnemu hydrotermálnemu centru (hydrotermálne explozívne brekcie) s prejavmi antimónovej a drahokovovej (Au, Ag) mineralizácie (BAČO, 1989) geneticky viazané na typ horúcich prameňov (hot spring). Prejavy mineralizácie sa zistili tak v neogénnych vulkanitoch, sedimentoch, ako aj v horninách kryštalinika (byštianske súvrstvie).

B. Nerudné suroviny

a) Stavebný kameň a drvené kamenivo

Ložiská stavebného kameňa a drveného kameniva sa na území regiónu viažu na vulkanity Slanských vrchov, a to predovšetkým na pevné vulkanické telesá – lávové prúdy a extrúzie. Vulkanická aktivita, v priebehu ktorej vznikli andezitové stratovulkány, mala prevažne explozívno-efuzívny charakter a sprevádzal ju aj prienik extruzívnych a intruzívnych telies. V stavbe andezitových stratovulkánov sa striedajú fácie vulkanoklastík a pevných lávových telies (lávové prúdy), pričom ich charakter z hľadiska pozície k vulkanickému centru sa výrazne mení.

V centrálnych vulkanických zónach vystupujú horniny prevažne intenzívne zbrekčovateľné a postihnuté aj hydrotermálnymi premenami (Bogota). V tejto prikráterovej zóne v oblasti vulkanických kužeľov vystupujú jednak autochtónne pyroklastiká (vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy), jednak tenké a často brekciovité lávové prúdy tvorené prevažne pórovitým andezitom.

Ďalej od vulkanických centier, v prechodnej až periférnej vulkanickej zóne stratovulkánov okrem fácií redeponovaných pyroklastík a epiklastík výraznú zložku v stavbe stratovulkánov predstavujú rozsiahlejšie lávové prúdy. V dôsledku výraznejších strát plynnej fázy sa brekciácia a pórovitosť hornín postupne stráca a prúdy nadobúdajú charakter masívnych telies. Sú hrubšie, plošne rozsiahlejšie, s blokovitou až hrubo-lavicovitou odlučnosťou a z hľadiska stavebného kameniva najperspektívnejšie. K nim patria aj extruzívne telesá andezitov, dacitov a ryolitov vystupujúce na povrch najmä v južnej časti Slanských vrchov.

b) Štrky a štrkopiesky

Jedným z najrozšírenejších a ekonomicky najvýznamnejších typov nerastných surovín na území regiónu sú štrky a štrkopiesky so širokým praktickým využitím v stavebníctve. Ich výskyt priamo predurčuje geologická stavba územia a geologický vývoj v neogéne a kvartéri.

Ložiská štrkov a štrkopieskov sú viazané jednak na klastické sedimenty neogénu (stretavské súvrstvie – spodný sarmat, sečovské súvrstvie – panón), jednak na rozsiahle sedimenty kvartéru.

Stretavské súvrstvie, na ktoré sa viažu ložiská štrkov, vystupuje na povrch j. a v. od Košíc, hlavne na morfológických chrbtoch na ľavom svahu Hornádu a ľavom svahu Torysy medzi Košickou Poliankou a Sadmi nad Torysou.

V peliticko-detritickom súvrství štrky a štrkopiesky tvoria nepravidelné šošovky. Akumulácie detritických sedimentov vznikli v prostredí delty divočiacich riek, ktoré ukladali transportovaný materiál v plytkom pobrežnom prostredí. Detritické sedimenty sa smerom na východ a juhovýchod postupne vyklíňujú a stretavské súvrstvie východne od Slanských vrchov je vyvinuté prevažne v pelitickom vývoji.

Sečovské súvrstvie, na ktoré sa viažu ložiská štrkov a štrkopieskov, vystupuje na povrch najmä v Moldavskej čiastkovej depresii a v sv. časti územia pri Sečovciach. Súvrstvie je vyvinuté vo fáciách ílov, ílovcov s polohami štrkov a pieskov, ktoré vystupujú na povrch v morfológických vyvýšeninách Abovskej a Medzevskej pahorkatiny. Klastické sedimenty reprezentujú najvyššiu časť súvrstvia a vznikli v štádiu zaplavovania bazénu s prínosom hrubších klastík. Dominujú piesčité drobno- až strednozrnné štrky s nepravidelnými polohami pieskov.

Kvartérne sedimenty staršieho pleistocénu až holocénu sú tvorené sedimentmi rozličných genetických typov (proluviálne, fluviálne, deluviálne, soliflukčné, gravitačné, eolické atď.). Najväčšie plošné rozšírenie majú v západnej časti územia, v južnej časti Košickej kotliny.

Ložiská štrkov a štrkopieskov sú viazané hlavne na proluviálne náplavové kužele a fluviálne sedimenty dnovej výplne väčších vodných tokov. V západnej časti územia sú ložiskové akumulácie štrkov viazané na würmský náplavový kužeľ akumulovaný riekou Bodvou.

Najväčšie a ekonomicky významnejšie ložiská štrkov a štrkopieskov sa nachádzajú v dnovej výplni väčších tokov (Hornád, Torysa, Olšava), keď v neskoršom würme nastalo zanášanie týchto dolín štrkom. Zloženie fluviálneho materiálu závisí od jeho zdrojovej oblasti a od hrúbky akumulovaných štrkov, ako aj od veľkosti toku a reliéfu. V údolí Hornádu a Torysy je priemerná hrúbka dnovej výplne štrkov 7 m, v doline Olšavy 4 m.

Štrky v údolných nivách riek sú prekryté holocénnymi fluviálnymi sedimentmi – hlinami, piesčitými hlinami a ílmi s variabilnou hrúbkou – v doline Hornádu a Torysy 2 m, Olšavy 1 m.

c) Tehliarske suroviny

Geologická stavba územia regiónu, tvorená na povrchu prevažne neogénnymi sedimentmi a kvartérnymi sedimentmi, podmieňuje aj výskyt tehliarskych surovín. Potenciálnym zdrojom tehliarskych surovín sú pelitické neogénne sedimenty, ale hlavne kvartérne sprašové hliny a spraše.

Neogénne sedimenty vystupujúce na povrch v oblasti regiónu sú tvorené prevažne vápnitými ílmi a ílovcami s častými vložkami a polohami detritických sedimentov (piesky, štrky) i vulkanických hornín (tufy, tufity). Navyše sú často prekryté hrubými kvartérnymi sedimentmi a prevažne nie sú priaznivé podmienky na ich využitie.

Priaznivejšiu situáciu pre výskyt tehliarskych surovín tvoria kvartérne eolické sedimenty – spraše, sprašové hliny a deluviálne hliny.

Ložiská tehliarskych surovín sa vyskytujú v dvoch oblastiach. V západnej časti územia sa ložiská tehliarskych surovín viažu na eolické sedimenty – sprašové hliny, ktoré z veľkej časti prekrývajú sedimenty terasových stupňov a náplavových kužeľov. Pri ich vzniku hrali dôležitú úlohu nielen eolické, ale aj svahové procesy. Hrúbka týchto sedimentov závisí od reliéfu podložja.

Výskyt typických spraší na území Košickej kotliny je veľmi obmedzený. Vystupujú len v reliktoch pri Ždani a Nižnej Myšli. Majú svetložltú farbu a typickú stĺpcovitú odlučnosť s hojnými vápnitými konkréciami. Východne od Slanských vrchov eolické sedimenty – spraše a sprašové hliny – majú pomerne veľký plošný rozsah. Pokrývajú územie od Sečoviec po Nižný Žipov a dosahujú hrúbku maximálne 15 m.

Tab. 22 Prehľadná tabuľka nerastných surovín

Čís. lož.	Lokalita	Surovina	Geológia, litológia, stratigrafia	Zásoby					Autor
				geologické	B	C ₂	C ₁	prognózne	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Bogota	polymetal. rudy	centrálne vulkanická zóna stratovulkánu						DIVINEC et al., 1989
2	Byšta	Sb-mineraliz	extrúzie, dajky ryolit.	-	-				BAČO, 1989
3	Slanec	stav. kameň	lávový prúd pyroxenických andezitov		3 677 000 m ³				ĎAPÁK et al., 1989
4	Ruskov	stav. kameň	lávový prúd pyroxenických andezitov					3 150 000 m ³	KALIČIAK et al., 1991
5	Ruskov- Strahulka	stav. kameň	extrúzia pyroxenického andezitu		7 665 040 m ³				VARCHOLOVÁ et al., 1980
6	Rákoš-Dobrák	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu		12 906 000 m ³			6 487 680 m ³	BARKÁČ et al., 1986
7	Rákoš-Tereš	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu					2 400 000 m ³	KALIČIAK et al., 1971
8	Skároš	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu					6 000 000 m ³	KALIČIAK et al., 1991
9	Izra-V. Milič	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu					2 800 000 m ³	KALIČIAK et al., 1991
10	Izra-Garamboš	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu					3 000 000 m ³	KALIČIAK et al., 1991
11	Bogota-juh	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu					2 500 000 m ³	KALIČIAK et al., 1991
12	Bogota-sever	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu					2 500 000 m ³	KALIČIAK et al., 1991
13	Dargov	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu					3 600 000 m ³	KALIČIAK et al., 1991
14	Svinica	stav. kameň	lávový prúd pyroxenického andezitu		1 112 000 m ³				
15	Košice	magnezit	karbón		6 988 200 t	359 000 t	10 542 000 t		PAUČO et al., 1986
16	Byšta	perlit	ryol. extr.-spodný sarmat		476 000 t		1 124 000 t		ČUCHRÁČ, 1963
17	Kuznice	bentonit	stretav. súvrstv. (spodný sarmat)	457 412,6 t					HARCEK et al., 1961
18	Lastovce	bentonit	stretav. súvrstvie (spodný sarmat)	11 271 389 t					HARCEK et al., 1962
19	Rešica	štrkopiesky	sečovské súvrstvie (panón)					25 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
20	Rešica-2	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)					100 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
21	Buzica	štrkopiesky	sečovské súvrstvie (panón)					500 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
22	V. Lánec	štrkopiesky	sečovské súvrstvie (panón)					1 000 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
23	Perin-5	štrkopiesky	sečovské súvrstvie (panón)					1 000 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
24	Perin-4	štrkopiesky	sečovské súvrstvie (panón)					25 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
25	Perin-2	štrkopiesky	sečovské súvrstvie (panón)					100 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
26	Perin-3	štrkopiesky	sečovské súvrstvie (panón)					100 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
27	Komárovce	štrkopiesky	proluviálne štrky (kvartér)					1 000 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971

Tab. 22 – pokračovanie

Čís. lož	Lokalita	Surovina	Geológia, litológia, stratigrafia	Zásoby					Autor
				geologické	B	C ₂	C ₁	prognózne	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
28	Čečejevce	štrkopiesky	proluviálne štrky (kvartér)					50 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
29	Čečejevce	štrkopiesky	proluviálne štrky (kvartér)					50 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
30	Čečejevce	štrkopiesky	proluviálne štrky (kvartér)					25 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
31	Čečejevce	štrkopiesky	proluviálne štrky (kvartér)					3 000 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
32	Mokrance	štrkopiesky	sečovské súvrstvie (panón)					50 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
33	Šaca	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)						
34	Milhošť	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)		4 463 867 m ³			10 912 934 m ³	HODERMARSKÁ, 1982
35	Seňa-Milhošť	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)		2 559 000 m ³				RICHTEROVÁ, 1982
36	Geča	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)			16 582 000 m ³	16 887 000 m ³		RICHTEROVÁ, 1982
37	Ždaňa	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)		190 454 m ³	262 494 m ³	598 271 m ³		BARKÁČ-MICHALIČ, 1982
38	Košice-Krásna	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)					1 657 000 m ³	MACKO-BARKÁČ, 1971
39	Košická N. Ves	štrkopiesky	stretav. súvrstvie (spodný sarmat)					150 000 m ³	MACKO-BARKÁČ, 1970
40	Košické Oľšany	štrkopiesky	stretavské súvrstvie (spodný sarmat)			49 707 m ³			BARKÁČ et al., 1973
41	Svinica	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)			245 520 m ³			BARKÁČ et al., 1973
42	Bačkov	štrkopiesky	proluviálne štrky (kvartér)			458 832 m ³			BARKÁČ et al., 1973
43	Zbehnov	štrkopiesky	fluviálne štrky (kvartér)			200 000 m ³			BARKÁČ et al., 1973
44	Moldava	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)					10 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
45	Seleška	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)					25 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
46	Poľov	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)						
47	Chym-Perín	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)					50 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
48	Perín-I	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)					100 000 m ³	MACKO-EGYÜD, 1971
49	Sečovce	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)			584 544 m ³			
50	Slov. N. Mesto	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)	2 718 000 m ³					ŠLAHOR, 1954
51	Egreš	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)	628 000 m ³					MIKITA, 1970
52	Lastovce	tehliar. suroviny	sprašovité hliny (kvartér)			2 134 000 m ³	1 200 000 m ³		DOBRA-MACKO, 1971
53	Šemša	keram. suroviny	sečovské súvrstvie (panón)					364 000 m ³	DOBRA et al., 1970
54	Šaca	keram. suroviny	sečovské súvrstvie (panón)			1 839 262 t			ORAVCOVÁ, 1961
55	M. Ida	keram. suroviny	sečovské súvrstvie (panón)					1 950 000 m ³	DOBRA et al., 1970
56	Poľov	keram. suroviny	kochanovské súvrstvie (vrch. sarmat)					366 000 m ³	DOBRA et al., 1970
57	Svinica	lign. uhlie	kochanovské súvrstvie (vrch. sarmat)					1 460 575 t	DUBÉCI et al., 1989
58	Dargov	lign. uhlie	kochanovské súvrstvie (vrch. sarmat)					1 543 268 t	DUBÉCI et al., 1989

d) *Keramické suroviny*

Suroviny využiteľné v keramickom priemysle sa viažu na pelitické ílovito-prachovité sedimenty sečovského súvrstvia panónskeho veku v jz. časti Košickej kotliny.

Sedimenty sa usadzovali v jazerno-riečnom prostredí za postupne doznievajúcej subsidencie a veľmi rýchleho znosu klastického materiálu zo severu.

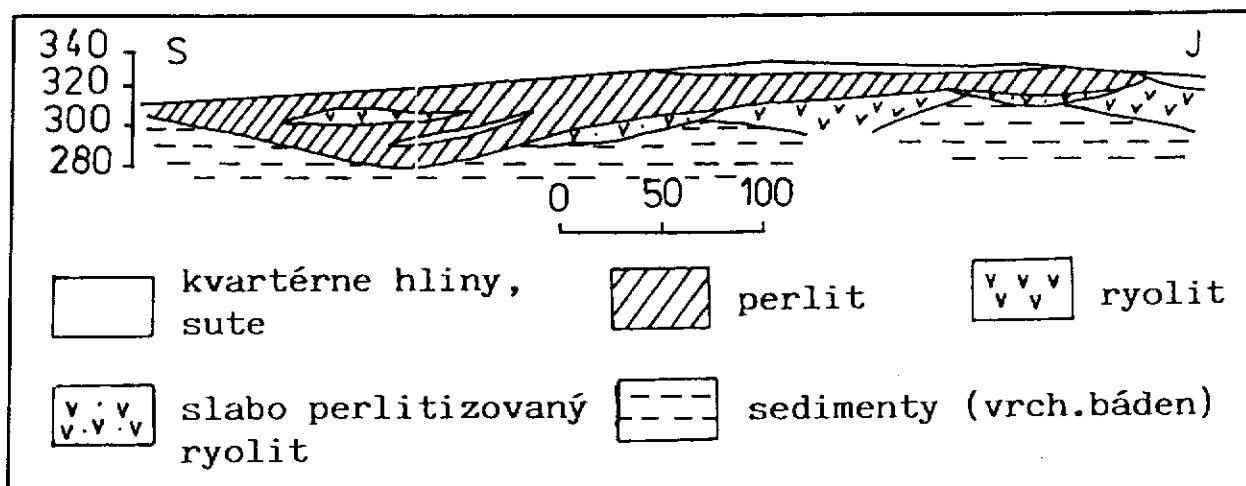
Ílovito-prachovité fácie sedimentov tvoria v súvrství nepravidelné šošovky a sú produktom kaolinického zvetrávania hornín Spišsko-gemerského rudohoria, postupného preplavenia a redepozície v príbrežnej zóne sedimentačného bazénu. Minerálne zloženie sedimentov poukazuje na zdrojovú provenienciu metamorfítov a granitov gemerika. Primárne kôry kaolinového zvetrávania sa doteraz našli na popročskom granitovom telese (kaolinizované eluviálne granitové piesky). Okrem toho môžu byť aj produktom kaolinizácie metaryolitov a fylitov gelnickej skupiny.

HODERMARSKÁ et al. (1984) vyčlenila 7 sedimentačných cyklov, z ktorých každý obsahuje bazálnu psamiticko-psefitickú fáciu s pozvoľným alebo náhlým prechodom do prachovito-ílovitých sedimentov. Hrúbka jednotlivých sedimentačných cyklov je variabilná, max. 30 m, a hrúbka celého súvrstvia je okolo 200 m.

Z ílových minerálov sú zastúpené illit a montmorillonit, obsah kaolinitu je variabilný a leží smerom od spodných cyklov k vyšším. Zmeny v obsahu kaolinitu sa zistili aj v laterálnom smere. Íly, ktoré sa nachádzajú v sedimentárnom súvrství bližšie k materskému zdroju, majú oproti vzdialenejším oblastiam zvýšený obsah kaolinitu (DOBRA et al., 1970; HODERMARSKÁ et al., 1984). Keramické íly v tomto súvrství sa vyskytujú v oblasti Medzevskej pahorkatiny a na južnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria.

e) *Perlit*

Významnejšie akumulácie vulkanických skiel vhodných na výrobu expandovaných materiálov sú perlity, viazané najmä na extruzívno-efuzívne fácie kyslého ryolitového a ryodacitového vulkanizmu. Na území regiónu, v jeho juhovýchodnej časti v pohraničnej zóne s Maďarskom, medzi obcou Byšta a jazerom Izra, vystupujú na povrch rozsiahle extruzívne telesá ryolitov spodno-až strednosarmatského veku. Kupolovité a dómovité telesá prechádzajú v ich externých častiach do hrubých lávových prúdov, ktoré sú miestami perlitizované. Najintenzívnejšia perlitizácia ryolitov sa zistila vo východnej okrajovej časti najväčšieho ryolitového telesa Lipovec sz. od obce Byšta a surovinu tvorí tmavosivé vulkanické sklo. Ložisko perlitu pri Byšte je geologicky a geneticky analogické s ložiskami perlitov v Tokajských vrchoch severného Maďarska.



Obr. 43 Profil ložiska Byšta (podľa ČUCHRÁČA, 1963)

f) Bentonit

Bentonity ako reziduálne ílovité horniny, ktoré vznikli pri procese hydrolyzy (podmorské zvetrávanie) vulkanických hornín kyslého zloženia, patria medzi špecifické typy nerastných surovín na území regiónu.

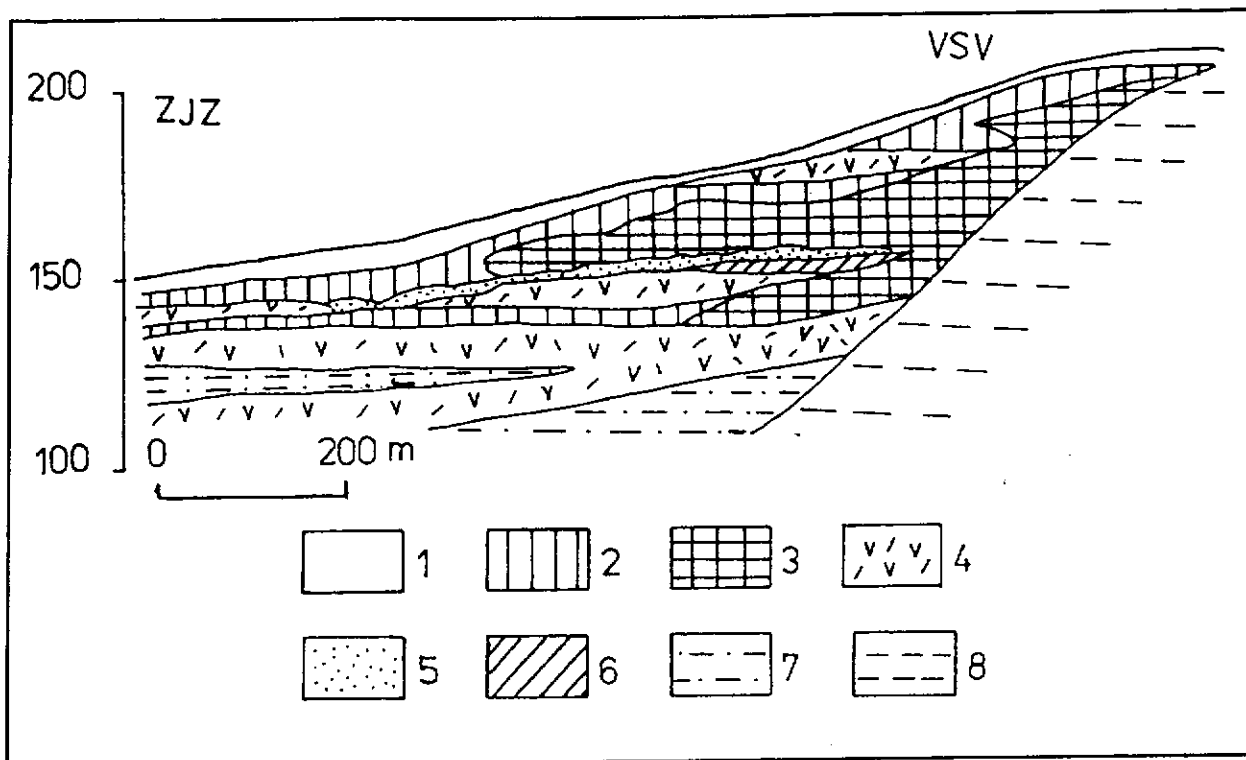
V oblasti východného Slovenska sú výskyty a ložiská bentonitu viazané na ryolitové a ryodacitové vulkanoklastiká, nachádzajúce sa v sedimentoch egenburgu až panónu. Najvýznamnejšie ložiskové akumulácie bentonitov, ktorých hlavnou minerálnou zložkou je montmorillonit, sú viazané na ryolitové redeponované vulkanoklastiká spodného sarmatu, ktoré v reliktoch vystupujú na povrch v jv. časti územia v širšom okolí Kuzmíc a Lastoviec v nadloží báden-ských a spodnosarmatských sedimentov.

g) Lignitové uhlie

Všeobecným znakom sarmatského a panónskeho bazénu boli časté paleogeografické zmeny, v dôsledku ktorých nastalo splytčovanie sedimentačného bazénu, jeho vysladzovanie a následná uhl'onosná sedimentácia. V pelitických sedimentoch sarmatu i spodného panónu v podhorí Slanských vrchov v severnej časti skúmaného regiónu, v širšom okolí Svinice na západe a Drahoва na východe, sú časté sloje zemitého lignitu, ktoré dosahujú hrúbku od niekoľko cm do 2 m.

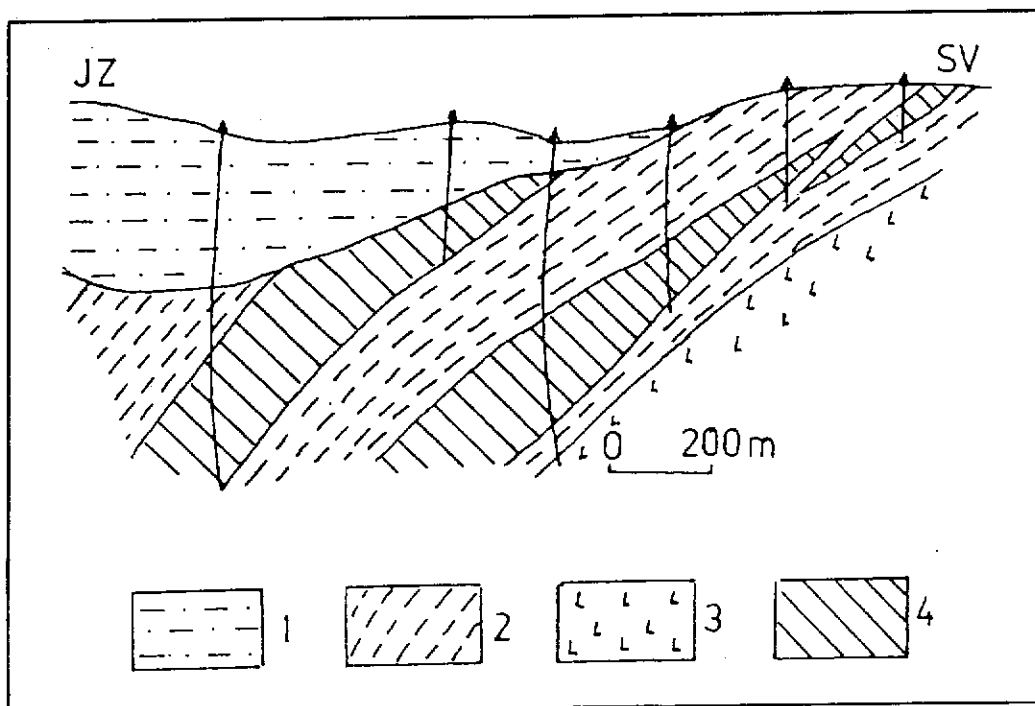
h) Zemný plyn

V sedimentoch neogénu od karpátu po sarmat sa vo východoslovenskej neogénnej panve zistili plynonosné obzory a ložiskové akumulácie zemného plynu. Na území regiónu v jeho sv. časti sa zistil výskyt zemného plynu vo vrte Albilnov-4.



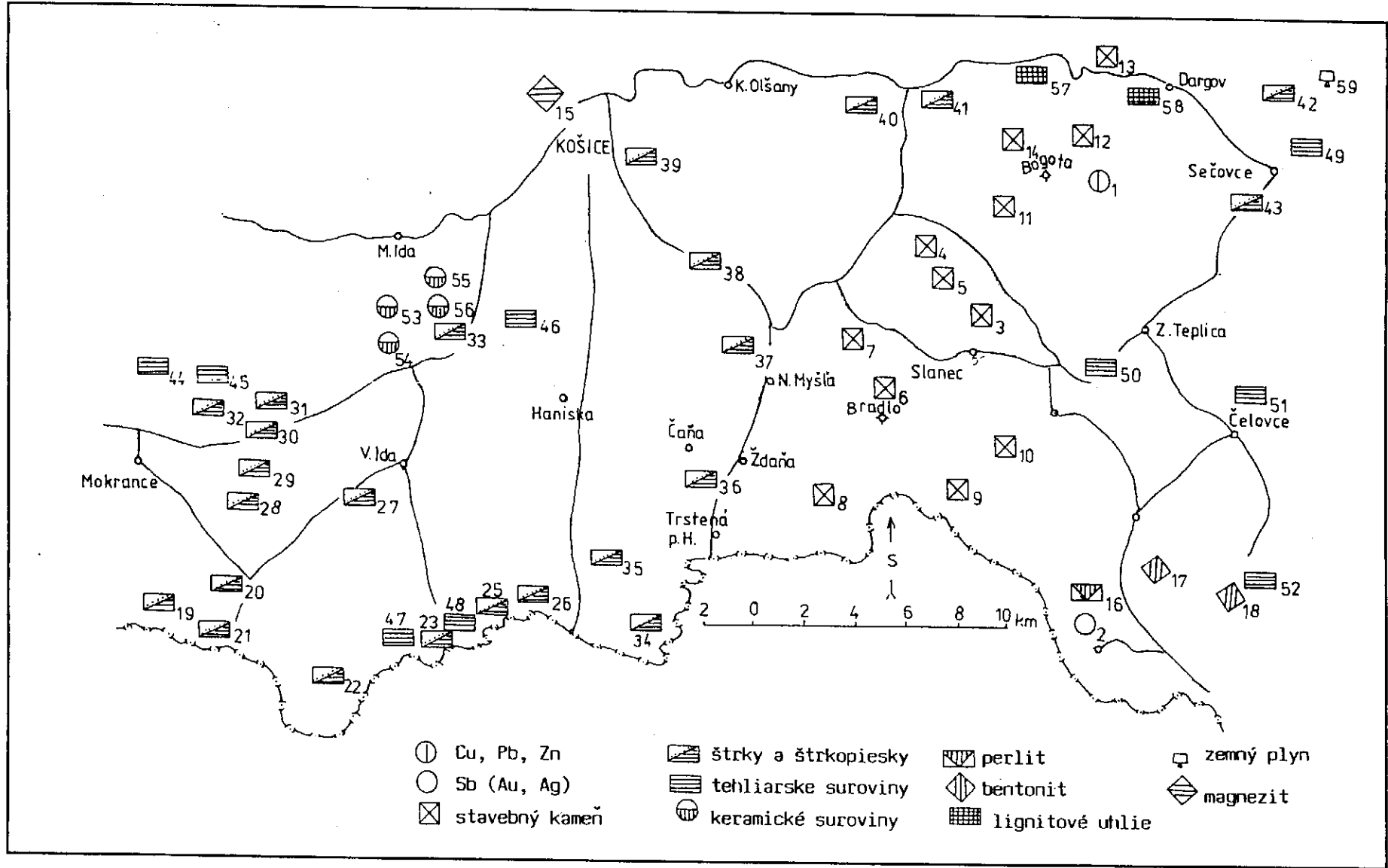
Obr. 44 Profil ložiska Lastovec (SLÁVIK, 1967)

1 – hlíny (kvartér), 2 – tufitický bentonit, 3 – bentonit, 4 – ryolitový tuf, 5 – opalizované tufy, 6 – diatomit, 7 – sedimenty stretavského súvrstvia (spodný sarmat), 8 – sedimenty lastomírskeho súvrstvia (vrchný bádén)



Obr. 45 Geologický rez ložiskom magnezitu Košice (podľa ĽAPÁKA, 1964, upravil KALIČIAK, 1993)

1 – štrky, íly, zlepenca, tufity (neogén), 2 – grafiticko-sericitické fylity, 3 – diabázy, diabázové tufy, 4 – magnezit s polohami dolomitu



Obr. 46 Mapa ložísk nerastných surovín (KALIČIAK, 1992)

i) *Magnezit*

Ekonomicky najvýznamnejším ložiskom nerastných surovín, ktoré sa nachádzajú na skúmanom území, je ložisko magnezitu v Košiciach. Nositeľom dobývaných a ekonomicky významných ložísk magnezitu je ochtinské súvrstvie vrchného karbónu, ktoré vystupuje na povrch v pruhu medzi Ochtinou a Podrečanmi a sz. od Košíc. Magnezitové ložiská vznikli metasomatickým zatláčaním biohermných karbonátov a sú to väčšinou šošovkovité telesá v grafitických fylitoch, pričom jednotlivé šošovky bývajú často tektonicky porušené.

Hlavnou zložkou týchto telies sú prevažne hrubozrnné, zriedkavejšie jemnozrnné magnezity a dolomity.

GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

V mapovanom území dochádza v súvislosti s jeho intenzívnym využívaním, hlavne v poslednom desaťročí (poľnohospodárstvo, priemysel, ťažba surovín, urbanizácia), k stále hlbším vzájomným interakciám medzi človekom a zložkami geologického prostredia. Ich výsledkom sú výrazné, často negatívne a nezvratné zmeny geologického, a teda aj životného prostredia. V najkoncentrovanejšej podobe sa tieto zmeny prejavujú v samej košickej aglomerácii a jej okolí. Ide napr. o znečistenie horninového prostredia a podzemných vôd rozličnými škodlivinami, poddolovanie územia (magnezitové ložisko Bankov), znižovanie stability svahov pri realizácii inžinierskych diel, zmeny odtokových pomerov v dôsledku melioračných zásahov, reguláciu vodných tokov a čerpania podzemných vôd, tvorbu zemín (antropogénne sedimenty) a podobne.

Pri využívaní prírodného prostredia vo vzťahu k človeku geologické faktory môžu nadobúdať buď charakter geopotenciálov, alebo geobariér (MATULA a ONDRÁŠIK, 1990). Geopotenciály priaznivý rozvoj spoločnosti umožňujú, kým geobariéry sú jeho prekážkou. Medzi dôležité geopotenciály územia patria najmä ložiská nerastných surovín, podzemných vôd vrátane minerálnych, artézskych a geotermálnych, ako aj kvalitné poľnohospodárske pôdy. Zo surovín sú to napr. magnezity (Bankov), štrkopiesky (fluviálne náplavy Bodvy, Hornádu, Torysy a Olšavy, neogénne sedimenty v oblasti Abovskej pahorkatiny a Košickej kotliny), tehliarske a keramické suroviny (neogénne íly – Moldava nad Bodvou, Šemša, Poľov, Albinovská hôrka, Abovská pahorkatina), stavebné kamene (andezity Slanských vrchov – lomy Dargov, Ďurkov, Ruskov, Slanec, Slančík a Skároš, amfibolity – Hyl'ov a Vyšný Klátov), lignit (pelity sečovského súvrstvia medzi Dargovom, Bačkovom a Trnávkou), bentonity (Kuzmice, Lastovce) a ďalšie. Dôležitou surovinou v oblasti Košickej kotliny chudobnej na zrážky je podzemná voda. Jej najväčšie zásoby viažu fluviálne i proluviálne štrky Bodvy, Čečanky a Idy (Košická rovina), fluviálne štrky Hornádu, Torysy, Olšavy a Roňavy. V rámci vulkanitov Slanských vrchov sú pre obeh a akumuláciu podzemných vôd priaznivé najmä prechodné a periférne zóny vulkanických aparátov a zlomové línie (napr. Herľany, Borda, Dargov, Zemplínska Teplica a pod.). Minerálne pramene sú známe z oblasti Herlian, Byšty, Veliat, Kuzmíc a Slivníka. Z významnejších artézskych studní možno uviesť lokality Košický Klečenov, Herľany, Dargov, Juskova Voľa, Zemplínska Teplica. Perspektívu využitia geotermálnych vôd naznačil vrt Ďurkov-1, ktorý zachytil v hĺbke viac než 3 000 m vodu teplú až 145 °C.

Ďalším dôležitým geopotenciálom územia regiónu sú kvalitné poľnohospodárske pôdy. V zmysle podkladov Výskumného ústavu pôdnej úrodnosti

(stanica Prešov) ide o tieto typy pôd: nivné pôdy, lužné černoze, černoze, lužné pôdy, hnedozeme a ojedinele i ilimerizované pôdy. Vyskytujú sa najmä v rovinných a mierne uklonených častiach Košickej kotliny, akými sú doliny riek a priľahlé zarovnané stupne (napr. terasové).

Z negeologických faktorov charakteru geopotenciálov treba spomenúť chránené prírodné územia. V súlade s KLINDOM (1985) sú to maloplošné chránené územia predovšetkým typu národnej prírodnej rezervácie a chráneného prírodného útvaru. Predmetom ochrany sú obvykle vzácne druhy živočíchov a rastlín. Vyhlásenie Slanských vrchov za chránenú krajinnú oblasť sa zvažuje.

Medzi najdôležitejšie geobariéry mapovaného územia patria hlavne geodynamické javy typu svahových deformácií a neotektonických porúch, seizmicita a výmoľová erózia.

V geologickej stavbe územia južnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov dôležité postavenie zaujímajú svahové deformácie. Ich častý výskyt, plošná rozloha a hĺbkový dosah sú priamo podmienené geologickou stavbou predkvartérneho podložja a samotných kvartérnych sedimentov, geomorfologickým vývojom územia a jeho hydrogeologickými pomermi, klimatickými pomermi a v neposlednom rade aj činnosťou človeka. Ako základná metóda pri členení a klasifikácii svahových porúch sa využila metóda geologicko-geomorfologického mapovania doplnená metódou vyhodnocovania leteckých snímok. Zloženie zemín zosuvných telies a hĺbkový dosah šmykových plôch jednotlivých zosuvov sa posudzovali v realizovaných inžinierskogeologických vrtoch. Svahové deformácie sa klasifikovali všeobecne používanou klasifikačnou schémou, ktorú zostavil NEMČOK et al. (1974). Pri opise a charakterizovaní svahových deformácií sme predmetné územie rozčlenili na dve časti. Na územie vulkanického pohoria Slanských vrchov a jeho predpolie a na územie samotnej kotliny.

Z hľadiska vzniku a vývoja svahových porúch vo vulkanickom pohorí Slanských vrchov a jeho predpolí vznikli veľmi priaznivé podmienky. Na existenciu rozsiahlych zosuvných území okraja vulkanitov upozornil už MALGOT (1963, 1977). Výsledky výskumu v tomto regióne, realizované v posledných rokoch, poukazujú však aj na niektoré nové skutočnosti. Významnú skupinu tvoria svahové deformácie typu plazenia, pričom na mapovanom území boli vyčlenené deformácie typu rozvoľňovania svahov a blokové pohyby.

Medzi deformácie typu rozvoľňovania svahov môžeme začleniť tie časti vulkanických komplexov, kde na základe geologických, geomorfologických a hydrogeologických kritérií možno vyčleniť výrazné poruchové zóny v hrebeňových častiach územia ako prejav ťahových napätí rigidných vulkanických hornín ležiacich na plastických sedimentoch neogénu. Spolupôsobením ťahových napätí a gravitáciou dochádza k rozpadu horských hrebeňov na jednotlivé bloky. Rozsah porušenia je priamo podmienený geologicko-tektonickou stavbou podložja.

K charakteristickým územiám s prejavmi rozvolňovania svahov vulkanických komplexov patrí celá východná časť stratovulkánu Bogota, ktorú ŽEC (v tlači) opisuje ako priestorový kolaps kaldery. Poruchové zóny ťahových napätí si tu zachovávajú výrazný s.-j. smer a na geologickej mape sú zvýraznené priebehom zlomových línií. Podobné prejavy gravitačného rozvolňenia sekvencií vulkanických hornín boli zmapované v oblasti stratovulkánu Hradisko s priebehom ťahových zón v.-z. smeru, v juhozápadnej časti stratovulkánu Bradlo (východne od Skároša) s výrazným s.-j. smerom porušených zón a v severovýchodnej časti stratovulkánu Veľký Milič, kde rozvolňovanie svahov nastáva pozdĺž poruchových zón sz.-jv. smeru.

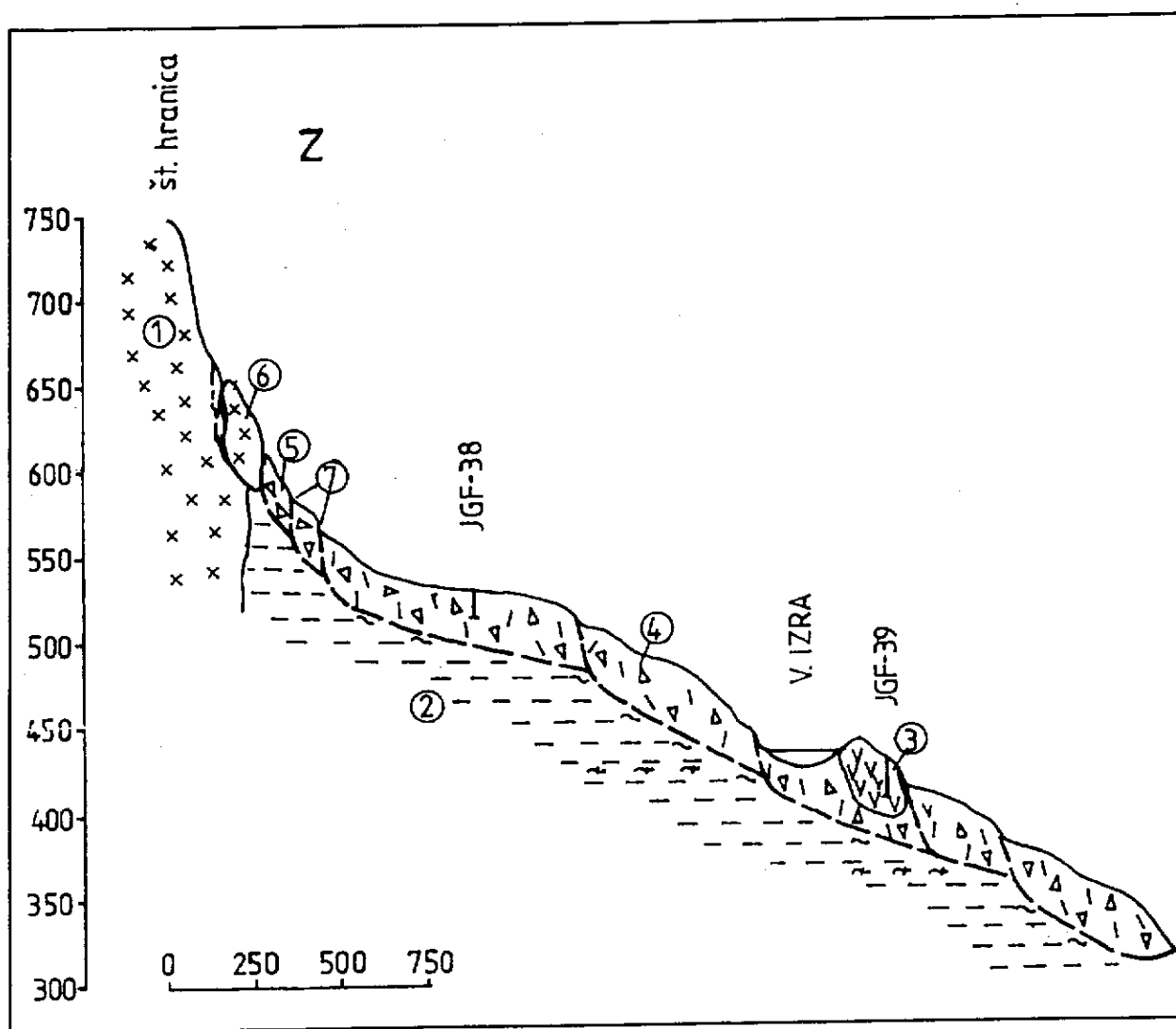
Podstatná časť plazivých deformácií spadá do skupiny blokových pohybov. S týmto typom deformácií sa stretávame v tých častiach územia, kde vulkanické a vulkanoklastické horniny ležia na plastických súvrstviach neogénu a celkovým výzdvihom územia sa obnažil styk týchto dvoch komplexov s výrazne odlišnými deformačno-pretvárnymi charakteristikami hornín.

Iniciálne štádium vývoja blokových porúch sa vyznačuje vznikom diskontinuit v rigidných vulkanických horninách v dôsledku ťahových napätí na styku s plastickým podložím a gravitačným poklesnutím diferencovaných blokov. Výsledkom tohto procesu je vznik blokových rozpadlín s rozdielnou amplitúdou poklesnutia jednotlivých blokov oproti neporušenému masívu. Výzdvihom samotného vulkanického pohoria po okrajových zlomoch a postupujúcou hĺbkovou eróziou nastáva postupné odčleňovanie blokov a ich pohyb po plastických íloch smerom do vznikajúcich údolí. Individualizáciou týchto blokov vznikajú rozsiahle blokové polia. Veľkosť týchto blokov je podmienená predovšetkým litológiou vulkanických hornín, ich mechanickým porušením a charakterom podložných súvrství neogénu. Vo všeobecnosti však smerom od neporušeného masívu k eróznej báze územia nastáva dezintegrácia blokov a ich zmenšovanie. Celý tento proces sprevádzajú zosuvné procesy v predpolí týchto blokových porúch.

V severnej časti územia, v oblasti stratovulkánu Bogota, blokové deformácie nemajú veľké rozšírenie. Geomorfologické znaky územia v oblasti okraja uvedeného stratovulkánu východne od spojnice medzi Ďurkovom a Ruskovom poukazujú na blokové rozčlenenie a gravitačné poklesávanie tohto okraja s dominantným s.-j. priebehom hlavných oslabených zón. Výrazné blokové pohyby však boli zmapované v okolí Slančika, v doline toku Roňavy severne od Slanského Nového Mesta a západne od Zemplínskej Teplice.

Blokové poruchy charakteru blokových rozpadlín len ojedinele s prechodom do blokových polí boli zaregistrované na západnom okraji stratovulkánu Hradisko medzi Ruskovom a Rákošom a v jeho južnej časti v oblasti Slanského sedla. Rozsiahle blokové rozpadliny a blokové polia lemujú východný okraj stratovulkánu Bradlo medzi Slancom a Slanskou Hutou s významnou lokalitou „Čatorňa“ južne od Slanského sedla. Územie s najvýraznejšími prejavmi blo-

kových pohybov leží v severovýchodnej časti stratovulkánu Veľký Milič, zhruba medzi obcami Nový Salaš–Slanská Huta–Kuzmice–Kalša, kde diferencované bloky lávových prúdov andezitov a ich brekcií na plastických íloch vytvárajú blokové rozpadliny a blokové polia s prechodmi do výrazných zosuvov. V juhovýchodnej časti stratovulkánu blokové pohyby prechádzajú do rozsiahleho zosuvu. V jeho telese vzniklo aj prírodné jazero Veľká Izra (obr. 47). Celková plocha porušeného územia presahuje rozlohu 3,4 km². Morfológicky menej výrazné svahové poruchy typu rozpadlín boli zmapované aj na okrajoch extruzívnych ryolitových telies medzi Brezinou a Byštou.



Obr. 47 Predpokladaný vývoj svahových deformácií v okolí Veľkej Izry (SPIŠÁK, 1992)
 1 – vulkanický komplex lávových prúdov a ich brekcií, 2 – sedimentárne súvrstvia neogénu s polohami vulkanoklastik, 3 – zosunuté teleso ryolitov, 4 – hlinito-úlomkovité zosuvné delúviá, 5 – rozpadnuté andezitové bloky v nečlenenom blokovom poli, 6 – rozvoľnený okraj vulkanických komplexov v podobe blokových rozpadlín, 7 – predpokladaný priebeh šmykových plôch

Dôležité zastúpenie majú svahové poruchy začlenené do skupiny zosúvania. Podstatná časť týchto deformácií sa kumuluje na okraje vulkanických komplexov, resp. zosuvy vznikajú v predpolí blokových deformácií. Na základe morfometrických prvkov a realizovaných technických prác konštatujeme, že zosúvanie nastáva po zložených rotačno-planárnych šmykových plochách v oslabených zónach neogénnych ílov. Zosúvaním nastáva prehnetenie hruboúlomkovitých, hlinito-kamenitých akumulácií s podložnými ílovitými zeminami. Odľučné časti zosuvov na okrajoch vulkanitov sú typické kryhovým poklesávaním niekoľkometrových hruboúlomkovitých akumulácií a vytváraním menších jazierok a bezodtokových depresíí. Tieto depresie často nachádzame aj v transportačných častiach zosuvov. Väčšina zosuvov svojimi akumuláčnými časťami zasahuje až po úroveň miestnej eróznej bázy.

Medzi typické príklady porušenia okraja vulkanitov zosuvnými procesmi patria zosuvy medzi Ďurkovom a Ruskovom, zosuvy po oboch stranách Ruskovského sedla, porušené svahy pri Dargove, Zemplínskej Teplici a Slanskom Novom Meste. Osobitnú pozornosť si vyžadujú zosuvy v oblasti Slanského sedla, kde je celá obec Slanec vybudovaná na zosuvnom území. Plošne rozsiahle zosuvy boli zaregistrované v západnej časti vulkanitov medzi Trsteným nad Hornádom a Skárošom a v okolí Rákoša a Ruskovala. Vo východnej časti územia sú zosúvaním porušené svahy hlavne v okolí Slanskej Huty, v úseku medzi Novým Salašom a Kalšou, v okolí Kuzmíc a po okraji ryolitových telies od Veľkej Izry až po Byštu.

Do skupiny zosúvania začleňujeme aj tzv. úlomkovité zosuvy, ktoré vznikajú v pomerne strmých depresiách na svahoch stratovulkanických kužeľov. Vyznačujú sa mocnými akumuláciami ostrohranných kamenitých a balvanovitých úlomkov, zvetraných andezitov, ako aj sústredenými prítokmi podzemnej vody a majú prevažne prúdový tvar. V teréne boli zmapované v oblasti stratovulkánu Hradisko a Bradlo.

Skupinu stekania reprezentujú hlinito-kamenité až hlinito-balvanovité prúdy severovýchodne od Rákoša a juhozápadne od Slanskej Huty. Ich typickým znakom je výrazná zdrojová oblasť, vyrovnaná spádová krivka telesa prúdu a veľmi zreteľná akumuláčná časť.

Svahové deformácie zaradené do skupiny rútenia vznikajú v strmo exponovaných častiach terénu a na okrajoch skalných stien a skalných zrázov. Príkladom týchto deformácií je opadávanie úlomkov a vznik sutinových kužeľov a kamenných morí, odvalové rútenie okrajových častí skalných stien a ojedinele aj planárne rútenie andezitových blokov. Tieto svahové pohyby boli zaregistrované v exponovaných častiach Hradiska, Bradla, Veľkého Miliča a Poliašky.

V Košickej kotline sa svahové deformácie koncentrujú najmä na svahy pahorkatinového reliéfu. Ide o južné časti chrbta Viničnej (j. od Košickej Novej Vsi) a Varhaňovského chrbta (j. od Košických Olšian), východnú časť Abovskej pahorkatiny (v. od Rešice) a čiastočne i Medzevskú pahorkatinu. V zmysle

uvedenej klasifikácie svahových pohybov (NEMČOK et al., 1974) možno všetky svahové deformácie začleniť do skupiny zosúvania. Dominujú v nej rozličné typy zosuvov, pokiaľ ide o tvar, plošný rozsah, hĺbku priebehu šmykovej plochy aj aktivitu. Z hľadiska veku ich zaradujeme medzi recentné typy. Vznik a vývoj zosuvov podmienili predovšetkým geologická stavba územia, jeho geomorfológia, tektonika (najmä kvartérna) a hydrogeologické pomery. Zosuvy postihujú svahy budované kvartérnymi a neogénnymi sedimentmi, resp. vulkanicko-sedimentárnymi horninami (sečovské, kochanovské a stretavské súvrstvie). Uvedené horniny majú prevažne charakter ílovitých hornín, menej štrkovitých a piesčitých hornín či tufov a tufitov. Detritické sedimenty majú buď podobu šošoviek, alebo polôh v ílovitých sedimentoch, resp. ležia na nich (vrcholové časti pahorkatinového reliéfu). V oboch prípadoch predstavujú štruktúry priaznivé na vznik a vývoj zosuvov. Predstavujú hlavný prírodný kanál podzemnej vody do svahu. V dôsledku toho sa znižuje pevnosť najmä vysoko plastických ílov s obsahom montmorillonitu (objemové zmeny typu napučievania) a narúša sa stabilita svahov. Na tento proces poukázala už GRMANOVÁ et al. (1989) pri inžinierskom prieskume v časti Košíc. Zvýšený obsah vody vo svahu prispieva k zníženiu stability svahu aj svojimi vztlakovými účinkami. Štrkovité, piesčité a tufitické sedimenty vo vrchných častiach svahov okrem toho, že sú zdrojom podzemnej vody, priťažujú pod nimi ležiace plastické ílovité horniny. V dôsledku hĺbkovej erózie tokov alebo pohybov pozdĺž mladých tektonických porúch nastáva uvoľňovanie ťahových napätí v tufoch, tufitoch alebo štrkoch a ich následné zosúvanie (napr. západný okraj chrbta Viničnej, západný okraj Varhaňovského chrbta j. od Nižnej Hutky). Podľa stupňa litifikácie detritických hornín majú zosuvy charakter bežných zosuvov (prípady štrkov v nadloží ílov), inokedy charakter zosuvov s blokmi či kryhami spevnených tufov a tufitov v oblastiach pod odlučnými stenami.

Vzhľadom na pahorkatinový reliéf sa sklonitosť svahov postihnutých zosúvaním pohybuje v intervale 3–8°, menej 9–11°. Zosuvy so sklonom väčším než 11° sú výnimkou (napr. z. okraj chrbta Viničnej). Výraznú prevahu nad prúdovými a frontálnymi zosuvmi majú plošné. Charakter plôch je obyčajne rotačno-planárny, t. j. zložený. Hĺbka zosuvov sa pohybuje v intervale 4–15 m, výnimočne i viac než 20 m (z. okraj chrbta Viničnej). Okrem kvartérnych sedimentov typu ílov s premenlivým obsahom obliakov štrku či úlomkov zvetraných hornín (deluviálne sedimenty) sa zosúvajú aj podložné neogénne sedimentárne horniny. V druhom prípade zasahujú šmykové plochy zvetranú (oslabenú) vrchnú časť neogénnych sedimentov. Povrch väčšiny zosuvov je zvlhčený, suchý, s vysokým stupňom konsolidácie v dôsledku erózie, denudácie i antropogénneho pôsobenia (intenzívna poľnohospodárska činnosť). Za hlavné faktory vzniku zosuvov (v zmysle FUSSENGERA et al., 1982) možno v oblasti Košickej kotliny považovať prevlhčenie svahu, zvetrávanie hornín, eróziu, zmeny stability v dôsledku antropogénnych zásahov (zemné práce, odlesňovanie) a neotektonických pohybov.

Charakteristickým znakom j. častí chrbta Viničnej a Varhaňovského chrbta je veľký počet stredne hlbokých plošných zosuvov. Mnohé z nich sa viažu na okraje detritických neogénnych hornín budujúcich vrcholové časti reliéfu. Morfológicky najnápadnejší je frontálny, viac než 6 km dlhý zosuv medzi štátnou cestou Košice–Košická Nová Ves a Krásnou nad Hornádom. V hornej polovici má charakter stabilizovaného, v dolnej potenciálneho zosuvu s častým výskytom recentných aktívnych plošných i prúdových zosuvov. Sklon svahu dosahuje 17–29°, priebeh šmykových plôch kolíše v hĺbke 20–25 m. V jeho dolnej polovici sú prítomné bloky či kryhy rigidných hornín (tufy, tufity). K aktivizácii určitých úsekov tohto zosuvu značnou mierou prispieva i človek neuváženými zásahmi. Vrtmi overená hĺbka šmykových plôch zosuvov j. od Nižnej Hutky (obr. 45) je 12–22 m (SPIŠÁK et al., 1988). Okrem antropogénnych zásahov stabilitu svahov v rámci oboch uvedených morfológicky výrazných chrbtov narúša erózia Hornádu, Torysy, Olšavy a menších tokov, resp. neotektonické pohyby.

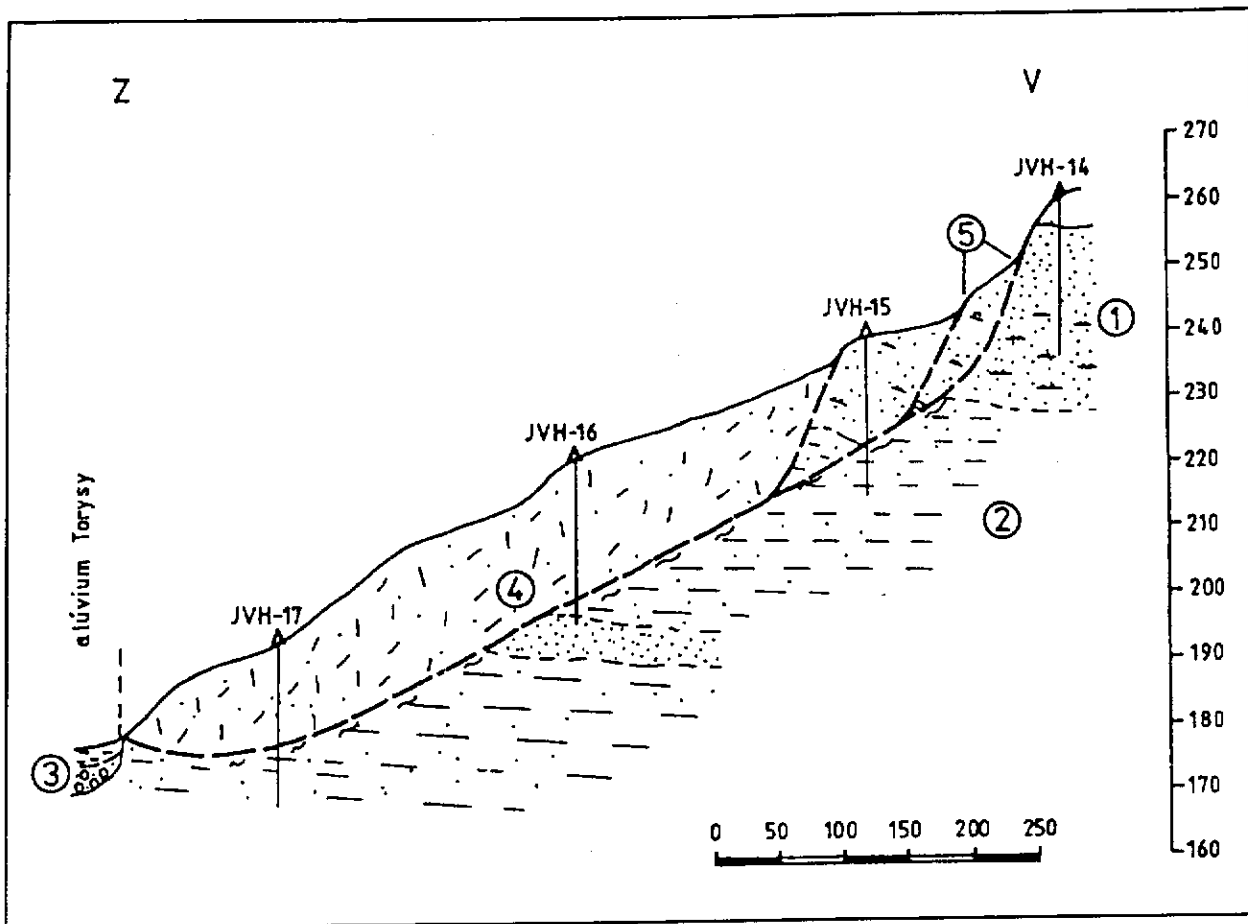
Abovská pahorkatina predstavuje oblasť druhej najväčšej koncentrácie zosuvov v rámci Košickej kotliny. Prevládajú tu plytké (4–8 m) zosuvy nad stredne hlbokými (9–10 m). Sú najmä stabilizované, menej potenciálne. Aktívne zosuvy sú pomerne vzácne (Rešica). Povrch zosuvov je mierne zvlnený a výrazne premodelovaný so sklonom 5–7°, menej 8–11°. Vznik zosuvov v tejto oblasti podmienili klimatické faktory (zrážky), erózia a zmena stability pri vyzdvíhovaní pahorkatiny.

Výskyt zosuvov v oblasti Medzevskej pahorkatiny je len sporadický. Majú charakter plošných plytkých a stredne hlbokých stabilizovaných, menej potenciálnych zosuvov so sklonom 5–7°. Ich vznik súvisí hlavne s eróziou tokov (napr. Čečejevský, Nováčanský a Slaný potok).

Zaujímavosťou je vznik niekoľkých zosuvov v oblasti Košickej roviny (Grajciar, Gyňov). Zosúvaním sú postihnuté svahy budované štrkmi mindelského terasového stupňa Hornádu ležiace na pelitoch kochanovského súvrstvia. Ide o plytké stabilizované i potenciálne zosuvy.

V súvislosti so svahovými deformáciami iniciovanými antropogénnou činnosťou treba spomenúť kolapsovitú štruktúru rozmerov asi 200 x 100 m s hĺbkou 25–30 m na lokalite Horný Bankov. Vznikla v dôsledku poddolovania územia pri ťažbe magnezitu a je v súčasnosti stále aktívna.

Z neotektonických porúch nadobúdajú v súvislosti s výstavbou náročných inžinierskych diel najväčší význam zlomy prejavujúce sa v kvartéri. Z mapy je zrejmé, že medzi ne patria zlomy napr. oddeľujúce pahorkatiny (Abovská, Medzevská, Toryská, Východoslovenská) od dolín väčších tokov či rovín, ako aj zlomy porušujúce fluvialne terasové sedimenty (napr. oblasť Košickej roviny). Tieto zlomy boli založené buď pred kvartérom a neskôr sa reaktivovali, alebo vznikli až v pleistocéne.



Obr. 48 Vývoj zosuvov v južnej časti Košickej kotliny, severne od Nižnej Hutky (SPIŠÁK, 1988)

1 – piesčité a prachovito-piesčité súvrstvia sarmatu, 2 – súvrstvia ílov a ílovcov s polohami pieskov, 3 – fluviálne náplavy toku Torisy, 4 – ílované a ílovito-piesčité zeminy zosuvného telesa, 5 – zistený priebeh šmykových plôch zosuvov

Seizmicita územia v zmysle BOUČKA (in MAZÚR et al., 1980) nepresahuje 6° MSK. Z hľadiska projektovania bežných typov stavieb tento stupeň nepredstavuje nebezpečenstvo. Z historických prameňov sú však známe i vyššie stupne (napr. 7° MSK, Košice, 1976).

Morfologicky výrazný geodynamický jav s prevažne nežiaducimi dôsledkami je aj výmoľová erózia. Aktívne erózne ryhy rôznej dĺžky a hĺbky s typickým tvarom písmena V (v priereze) sa koncentrujú predovšetkým v oblastiach s nízkou energiou reliéfu (napr. pahorkatiny). Odrážajú odolnosť hornín proti rozrušovaniu sústredeným tokom povrchovej vody, resp. stupeň litifikácie. Najviac postihnuté sú svahy budované ílovito-štrkovitými, málo spevnenými neogénnymi horninami (napr. Abovská pahorkatina – Perín, Buzica; Toryská pahorkatina – Byster, Košická Polianka; Medzevská pahorkatina – Paňovce; Východoslovenská pahorkatina – Dargov, Malé Ozorovce a pod.). Rovnako ako zosuvy, aj erózne ryhy obmedzujú poľnohospodársku činnosť a budovanie komunikácií.

Medzi negatívne geofaktory možno zaradiť aj skládky rozličných druhov odpadu. Sú rozšírené v okolí takmer všetkých miest a obcí územia regiónu. Majú charakter spravidla divokých skládok. Ich počet len v okrese Košice-vidiek prevyšuje 200. Okrem toho, že sú zdrojom kontaminujúcich látok prenikajúcich do vzduchu, hornín, vody a rastlín, zvyčajne nie sú vhodné na výstavbu ako základové pôdy.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

1. Vyšný Lánec

Južne od obce Vyšný Lánec vystupujú hrubodetritické sedimenty sečovského súvrstvia. Odkryté sú v štrkovisku s rozmermi 20 x 7 m. V spodnej a strednej časti steny odkryvu vystupujú výmoľovo zvrstvené štrky s pozitívnou gradáciou. Menej významne sú zastúpené nepravidelné a laterálne sa vyklíňujúce polohy pieskov s výrazným šikmým zvrstvením. Štrky sú tvorené obliakmi kremeňa, kremenca, kremenného pieskovca, buližníka. Ojedinele sú prítomné aj zvetrané obliaky kremenných porfýrov a tmavých fylitov. Obliaky sú suboválne až subangulárne s veľkosťou 1–2 cm, maximálne 7 cm.

V odkryve v nadloží štrkov vystupujú piesky až piesčité prachovce.

Uvedený vývoj indikuje sedimentáciu v prostredí delty.

2. Perín

Východne od Perína v opustenej štrkovni pri kóte 276,4 vystupujú sedimenty sečovského súvrstvia.

V odkryve 10 x 15 x 3 m v jeho spodnej časti sú subhorizontálne uložené prevažne drobnozrnné polymiktné štrky. Štrky s podpornou obliakovou štruktúrou sú šikmo zvrstvené, miestami s pozitívnym gradačným zvrstvením. Štrky tvoria obliaky kremeňa (50–60 %), kremenca (do 20 %), kremenného porfýru (do 10 %). Menšie zastúpenie majú obliaky tmavých lydítov, fylitov a piesčitých bridlíc. Obliaky sú suboválne až subangulárne, veľké v priemere 1–2 cm. Maximálna veľkosť obliakov je 6 x 5 cm. Nadložné piesky sú od podložných štrkov ostro ohraničené a sú hrubozrnné. Smerom do vrchnej časti odkryvu sa pozvoľna zjemňujú.

3. Košice

Jeden z typických odkryvov sedimentov stretavského súvrstvia tvorí Košická štrkovňa na východnom okraji Košíc. Vystupujú v nej štrky, piesky a polohy ílov, ktoré pravdepodobne sedimentovali v prostredí malých delt (JANOČKO, 1993). Na zložení štrkov sa na báze odkryvu podieľajú dolomity (21 %), žuly a magmatity (20 %), kremité porfýry (18 %), žilové kremenca (8 %), ruly, svory, fylity (9 %), kremenca (11 %), lydity a droby (5 %), arkózy (3 %).

Smerom hore sa strácajú karbonáty, na zložení sa už začína podieľať i andezit a zvyšuje sa podiel pieskovcov (Mišík, 1955). Spodnú časť Košickej štrkovne tvoria masívne a horizontálne zvrstvené štrky, šikmo zvrstvené piesky, ktoré reprezentujú príbrežné prostredie. Masívne a horizontálne zvrstvené prachy a íly v ich nadloží indikujú prostredie prodely. Prodeltálne íly sú čiastočne zero-dované fluviálnymi štrkami, ktoré ich pokrývajú. Sú masívne, menej šikmo zvrstvené, s podpornou obliakovou štruktúrou, tvoria výplň širokých koryt alebo 30–60 cm hrubé vrstvy s ostrou bázou. Prevládajú štrky bez výraznejšej internej organizácie, len ojedinele sú pozitívne gradované. V tomto prípade možno sledovať prechod masívnych štrkov tvoriacich bázu vrstvy do šikmo zvrstvených štrkov a gravelitov pri strope vrstvy, ktoré predstavujú produkt laterálneho nárastu pozdĺžnych barov v období transportu menšieho množstva materiálu (NEMEC, 1984). Ojedinele sa tento interval končí masívnym alebo horizontálne zvrstveným pieskom (obr. 46), reprezentujúcim pravdepodobne sedimentáciu v zostupnej povodňovej fáze alebo finálne zapĺňanie koryta. Občasne možno pozorovať piesčité šošovky so šikmo zvrstveným pieskom. Hrúbka vrstiev štrkov a takmer úplná absencia povodňových sedimentov i šikmého zvrstvenia typu epsilon poukazujú na to, že opisované štrky vznikli v subprostredí divočiach riek. Nad nimi sa nachádzajú štrky čela delty. Nevypĺňajú široké (do 15 m) a plytké (do 1,5 m) korytá, alebo sa vyskytujú vo vrstvách s ostrými a sedimentárnymi bázami. Majú dobrú internú organizáciu, z 18 vrstiev je 12 pozitívne gradačne zvrstvených, 3 vrstvy majú negatívnu gradáciu. Prevládajú štrky s podpornou štruktúrou klastov (z 18 vrstiev 15). Matrix je tvorený veľmi zle vytriedeným pieskom, prachom a ílom. Hrúbka vrstiev je 30–120 cm. Časté sú deformačné textúry a malé zosuvy. Opísané sedimenty indikujú široké spektrum procesov, ktoré sa zúčastňovali na ich sedimentácii.

4. Barca

V opustenom štrkovisku južne od Barce vystupujú fluviálne štrky druhej vysokej terasy Hornádu (stredný pleistocén–mindel) (obr. 49). Štrky sú tvorené kremeňmi, kremencami, metamorfími, zlepenkami, granitmi, ojedinele pieskovcami a andezitmi. Majú podpornú obliakovú štruktúru, prevláda veľkometerkové kryhové a šikmé zvrstvenie. Časté je opakovanie gradovaných cyklov odrážajúcich finálnu sedimentáciu na ústupe povodní. Štrky prechádzajú pri strope do povodňových piesčitých hĺn s ojedinelými roztrúsenými obličkami.

5. Geča

Typický vývoj fluviálnych štrkov nízkej terasy Hornádu (vrchný pleistocén–würm) možno vidieť v opustenej štrkovni pri Geči. Štrky tvorené kremeňmi, kremencami, metamorfími, pieskovcami, zlepenkami, andezitmi a granitmi sú

suboválne a oválne. Prevládajú diskovité obliaky (44,7 %), guľovité (22,3 %), čepeľovité (20 %) a vretenovité (12,9 %). Priemerná veľkosť obliakov je 4,5 cm. Medzernú hmotu štrkov tvorí stredno- až hrubozrnný piesok, miestami až gravelit so zlým vytriedením ($\zeta_z = 2,015$). Štrky sú veľkomierkovo korytovito zvrstvené, častá je pozitívna gradácia. Ich strop miestami porušujú kryogénne procesy s následným vývojom kryogénnych tvarov – mrazových klinov a káps.

6. Nižný Čaj

Severozápadne od obce Nižný Čaj v opustenom jamovom lome vystupujú andezitové vulkanoklastiká. Lom je veľký 50 x 30 m so stenou do 10 m.

Ide o lapilovo-pemzové tufy tvorené prevažne fragmentmi žltej pemzy veľkosti do 1–2 cm. V tufoch sú chaoticky rozmiestnené fragmenty čiernych pórovitých andezitov s veľkosťou do 30 cm. V tufoch sú časté aj závalky ílovcov a prachovcov. Vulkanoklastiká majú charakter masového transportu vo forme bahenného laharového prúdu.

7. Nižná Myšpa

Na južnom okraji obce sú vo svahu útržkovite odkryté polohy redeponovaných ryolitových tufov v sedimentoch stretavského súvrstvia.

Prevládajú stredno- až hrubozrnné pemzové tufy s výrazným nahromadením bielej pemzy. Tufy sú biele, sivobiele, rozpadavé a drobivé. Striedajú sa s vložkami a polohami ílovcov a prachovcov. Spodnosarmatský vek ryolitových tufov je doložený rádiometrickým vekom (kapitola 2), mikrofaunou a makrofaunou.

8. Trstené pri Hornáde

Juhovýchodne od obce v údolí Trstenského potoka, na jeho ľavej strane, sú rozšírené polohy ryolitových redeponovaných tufov. Na svahu rokliny severne od kóty 242,0 vystupujú tufy v starých opustených jamových dobývkach. Tufy sú biele, sivobiele, rozpadavé, tvorené prevažne bielou voštinovitou pemzou s veľkosťou 1–2 cm, výrazne krížovo zvrstvené.

9. Skároš I

Východne od obce Skároš, v údolí severného prítoku Tureckého potoka, vystupujú na povrch v odkryve dlhom 100 m redeponované ryolitové tufy. Prevažne ide o masívne pemzové tufy tvorené bielou pemzou. Časté sú v nich šupinky biotitu a kryštaloklasty ružového kremeňa. Polohy masívnych tufov sú pre-

vrstvené vložkami s polohami jemnozrnných popolovitých tufov, miestami s nahromadením perlitizovaného vulkanického skla. Vo vrchnej časti polohy tufov sú náznaky krížového zvrstvenia.

10. Skároš II

Juhovýchodne od obce Skároš, v údolí Tureckého potoka (juhozápadne od kóty Poliaška), v hlboko vyerodovanom údolí v dĺžke približne 150 m, vystupujú andezitové epiklastiká. Ide o striedanie polôh drobnoúlomkovitých epiklastických brekcií s polohami epiklastických pieskocov.

11. Izra

V južnej časti Slanských vrchov v hraničnej oblasti s Maďarskom vystupujú na povrch extrúzie ryolitov. Ryolit je sivý, hnedastý, fluidálny. Severne od ryolitových telies územie budujú sedimenty stretavského súvrstvia s rozsiahlymi blokovými zosuvmi. Jazero Izra na ploche 3,7 ha vzniklo blokovým zosuvom vulkanitov a prehradením odtoku vôd (pozri kapitolu 8).

12. Kalša

Južne od obce Kalša vystupuje na povrch morfológicky veľmi výrazné extruzívne teleso pyroxenických andezitov s vrcholovou kótou Križan (424,0 m). V okrajových častiach telesa, predovšetkým na jeho východnej strane (v údolí Kuzmického potoka), sú výrazné zóny extruzívnych brekcií. Extruzívne brekcie sú drobnoúlomkovité s ostrohrannými fragmentmi andezitov a lávovým matrixom. Brekcie majú miestami charakter litifikovaných osypov na svahoch extruzívneho telesa.

13. Kuzmice

Južne od obce Kuzmice v sedimentoch stretavského súvrstvia vystupujú šošovky redeponovaných ryolitových tufov, ktoré sú bentonitizované. Juhovýchodne od osady Dancov potok bentonity vystupujú v jamovom lome s rozmermi 60 x 40 m.

Pod sivohnedými bentonitizovanými ílmi v spodnej časti vystupuje čistý sivobiely bentonit.

14. Bradlo

V centrálnej časti stratovulkánu Bradlo vystupuje na povrch morfológicky výrazné centrálné andezitové teleso vo forme protrúzie. Teleso má nepravidelný hruškovitý tvar s rozmermi 250 x 500 m. Voči okoliu má ostro ohraničenú formu

so strmými skalnými stenami až do výšky 30 m (severná časť). Teleso je tvorené sivým drobnoporfyrickým andezitom s výraznou doskovitou odlučnosťou s priebehom plôch odlučnosti ako sklonmi 15–65° do stredu telesa.

Centrálne teleso prerážajú dajky pyroxenických andezitov a amfibolicko-pyroxenických dacitov.

15. Slanec

Na severozápadnom okraji obce Slanec vystupuje na povrch morfológicky výrazné extrúzivne andezitové teleso s rozmermi 400 x 600 m. Extrúzia má kupolovitý, v podstate izometrický tvar. Tvorí ju sivý drobnoporfyrický pyroxenický andezit. Andezit má veľkoblukovitý rozpad s prevahou strmých až vertikálnych plôch odlučnosti.

Na vrchole kupoly je zrúcanina hradu z 13. storočia, ktorá je od roku 1933 prírodnou rezerváciou.

16. Zemplínska Teplica

V južnej časti stratovulkánu Bogota, severozápadne od Zemplínskej Teplice, sú v morfológických depresiách zachované relikty polymiktných zlepcov, zaradované do vyššieho sarmatu (kochanovské súvrstvie). Polohy zlepcov dosahujú hrúbku do 20 m. Zlepence sú tvorené suboválnymi až oválnymi obliakmi kremeňa, kremenca, lydity, rohovcov, kryštalických bridlic a neogénnych vulkanitov. Priemerná veľkosť obliakov je 1–2 cm. Obliaky ojedinele dosahujú veľkosť do 10 cm. Matrix je piesčitý, silicifikovaný.

17. Bogota I

V centrálnej časti stratovulkánu Bogota (južne od kóty) na lokalite Čertov kameň vystupujú autochtónne pyroklastiká (popolové a lapilovo-pemzové tufy, vulkanické brekcie, aglomeráty), ktoré sa striedajú s polohami tenkých zbrekčovatených lávových prúdov.

Lokalita predstavuje najlepšie zachované fácie vnútornej zóny vulkanického kužľa. Prístup na lokalitu je z oblasti Dargovského priesmyku (1 km východne od bývalého poľovníckeho zámočka).

18. Bogota II

V pokračovaní lesnej cesty pod autochtónnymi pyroklastikami vystupujú bralá vysoké do 5–10 m, tvorené hyaloklastitovými brekciami. Brekcie po-

zostávajú z angulárnych fragmentov sklovitého pyroxenického andezitu. Matrix je zložený z drobných vezikulovaných úlomkov so zelenkastou palagonitovou substanciou.

19. Bogota – Dehnešovo

Vo východnej časti prechodnej vulkanickej zóny stratovulkánu Bogota, v oblasti zvanej Dehnešovo, vystupuje úlomkovitý andezitový prúd odkrytý v starom opustenom kameňolome.

Možno pozorovať bázu úlomkovitého prúdu (lahar), ktorého povrch je zarovnaný. V úlomkovitom prúde sú úlomky dreva a sedimentov. Hrúbka lahara je 5 m. Prístup na lokalitu je po poľnej ceste z obce Malé Ozorovce.

20. Trnávka

V eróznom záreze potoka Trnávka, 2 km sz. od obce Trnávka, vystupujú sedimenty sečovského súvrstvia (panón).

V odkryve veľkom 10 x 2 m v jeho spodnej časti vystupujú tufitické pieskovce. V ich nadloží je eróziou odkrytá vrásová štruktúra hrubá asi 1,5 m, pravdepodobne sklzového pôvodu. Tvoria ju tri vrstvy lignitu s preplástkami ílovcov. V nadloží vystupujú sivé vápnnité íly.

21. Dargov

V blízkosti cesty Dargov–Košice (severne od cesty) vystupuje lávový prúd hyperstenického andezitu, prislúchajúci stratovulkánu Strechový vrch. V prúde je založený veľký stenový lom s výškou steny viac ako 50 m.

Lávový prúd andezitu má ostrohranný blokovitý až lavicovito-doskovitý rozpad s častými kavernami, ktoré sú zvyčajne vyplnené hnedým až tmavohnedým obecným opálom s pásikavou textúrou. Na odlučných plochách andezitu sú časté dendritové povlaky oxidov Mn a Fe.

LITERATÚRA

- ADAMOVSÁ, V. et al., 1975: Seismický průzkum metodou SRB v roce 1974, oblast VSN–Potiská nížina, Košická kotlina.
- ADAMOVSÝ, L. et al., 1970: Seismický průzkum východoslovenské neogénnej oblasti v r. 1970. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ADAMOVSÝ, L. et al., 1972: Zpráva o refrakčně seismickém průzkumu východoslovenského flyše, profily 2/R/71, 72.
- ADAMOVSÝ, L. et al., 1973: Seismický průzkum východoslovenské neogénnej oblasti v r. 1972. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ANDREJSEK, K., 1953: Zpráva o výsledcích geof. výzkumu podzemních vod v náplavech řeky Hornádu u Gyňova. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BAČO, P., ĎUĐA, R. a KALIČIAKOVÁ, E., 1989: Prejavy epigenetickej mineralizácie z oblasti Byšty. Zb. ref. „Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska“. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63–65.
- BAGDASARIAN, G. P. et al., 1971: Chronostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, 87–96.
- BAJANÍK, Š., HANZEL, V., IVANIČKA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 223 s.
- BAJO, I., 1969: Byšta – kúpele – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BAJO, I., BUJALKA, P. a HALUŠKA, M., 1983: Hydrogeológia neovulkanitov Slanských Vihorlatských vrchov. Miner. slov., Monografia 1, Bratislava, 126 s.
- BAŇACKÝ, V., ELEČKO, M., KALIČIAK, M., STRAKA, P., ŠKVARKA, L., ŠUCHA, P., VASS, D., VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143 s.
- BARKÁČ, Z. et al., 1960: Pohornádie – štrkopiesky. Manuskript – archív GS SR, Košice.
- BARKÁČ, Z. et al., 1973: Záverečná správa a výpočet zásob z etapy VP, D-1 Košice–Michalovce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 197 s.
- BARKÁČ, Z. a MIHALIČ, A., 1982: Hraničná pri Hornáde – Milhost' II. Správa a výpočet zásob – štrky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BARKÁČ, Z. a MIHALIČ, A., 1986: Záverečná správa – Slanské vrchy a Milič – VP andezit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 114 s.
- BÁRTA, R., 1965: Gemer – serpentinity. Geofyzikálny prieskum za rok 1963 a 1964, lokalita Rudník – Jasov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BENEŠ, L., 1971: Letecké geofyzikální měření ve východoslovenských neovulkanitech. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BINDAS, L., 1990: Zemplínska Teplica – vyhládavací prieskum – hydrogeológia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BLAHA, P. a NEŠVARA, J., 1976: Zpráva o geoakustickém měření na lokalitě Košice–Furča–V. okrsek. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BLAHA, P. a NEŠVARA, J., 1976: Zpráva o geoakustickém měření na lokalitě Košice–Furča–IV. okrsek. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- BLAHA, P., 1979: Zpráva o geoakustickém měření na lokalitě Košice–Furča. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BODNÁR, J. et al., 1992: Mapa geofyzikálních indicií a interpretací. Regi3n Košická kotlina a Slanské vrchy. Závěrečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BOUČEK, B. a PŘIBYL, A., 1959: O geologických poměrech Zemplínské3ho poh3ří na východním Slovensku. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 52, 185–222.
- BUDAY, T., CÍCHA, I. a SENEŠ, J., 1965: Miozán der Westkarpaten. Bratislava, 295 s.
- BUDAY, T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty. Praha, Akademia.
- BUJŇÁKOVÁ, M. et al., 1979: Slanské vrchy. Geofyzikálny prieskum – I. etapa. Záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- CAMBEL, B. et al., 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. Geol. Sbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 1–2, 27–48.
- CANGÁR, P., 1987: Perín – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- CANGÁR, P., 1989: Závěrečná správa z predbežného hydrogeologického prieskumu Svinica – Košický Klečenov. Manuskript – archív Geokonzultu, Košice.
- CIBULKA, L., 1980: Západná časť Moldavskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- CIDLINSKÝ, K. et al., 1963: Predbežná interpretace geofyzikálních měření v Košické kotlině. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ČECHOVIČ, V. a VASS, D., 1960: Zpráva o geologickom mapovaní južnej časti Košickej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ČECHOVIČ, V. et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, 1 : 200 000, list Trebišov – Čierna n. Tisou. Bratislava, 80 s.
- ČUCHRÁČ, M., 1968: Závěrečná správa: Trstené pri Hornáde – illity. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ČUCHRÁČ, M., 1963: Závěrečná správa a výpočet zásob, Byšta, perlity so stavom k 30. 3. 1963. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ČVERČKO, J., 1969: Závěrečná správa. Hlboký štruktúrny prieskum oblasti Ďurkov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ČVERČKO, J., 1972: Výročná správa za rok 1972. Pioniersky prieskum elevácie Ďurkov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ČVERČKO, J., 1973: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum Košicko-prešovskej kotliny. Manuskript – archív Nafta Michalovce, 78 s.
- ČVERČKO, J., 1974: Poznámky k dobe vzniku a aktivite, ako aj ďalším niektorým klasifikačným znakom zlomov vo východoslovenskom neogéne. Zem. Plyn Nafta (Hodonín–Gbely), 19, 2, 197–111.
- ČVERČKO, J., 1977: Zlomy vo východoslovenskej neogénnej oblasti. Kand. diz. práca. Manuskript – Nafta Michalovce, 143 s.
- ČVERČKO, J., ĎURICA, D. a RUDINEC, R., 1968: Příspěvek k hranici torton–sarmat ve východoslovenské neogenní panvě. Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol. (Praha), 252–256.
- DIVINEC, L. et al., 1988: Závěrečná správa z úlohy Kapušany– Slanec. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- DOBRA, E. et al., 1970: Košická kotlina – keramické suroviny VP. Manuskript–archív GS SR, Bratislava.

- DUBÉCI, B. et al., 1989: Závěrečná správa VP: Sečovce–Trebišov–lignit. Manuskript–archív GS SR, Bratislava.
- DŽUPPA, P. et al., 1983, 1985, 1987: Slovensko – uhlie – geofyzika. Čiastková závěrečná správa za roky 1981–1983, 1983–1985, 1985–1987. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ĎURICA, D., KALIČIAK, M., KREUZER, M., MÜLLER, P., SLÁVIK, J.–TÖZSÉR, J. a VASS, D., 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the Light of recent radiometric age determinations. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 2, 53, 78–88.
- ĎURICA, D., 1982: Geológia východoslovenskej nížiny. Miner. slov., monografia 1, Bratislava, Alfa, 13–60.
- ERISTAVI, T., 1986: Správa o výsledkoch prieskumu (Košické Olšany). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FERENC, P., 1973: Správa o dodatočne vykonaných detailizačných prácach na lokalite Hačavsko-jasovská HG štruktúra. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FILO, M., 1966: Magnetický prieskum v oblasti Moldava n. Bodvou–Komárovce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FORGÁČ, J., 1964: Závěrečná správa o základnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na liste Trebišov a Seňa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FORGÁČ, J., 1965: Stratigrafické postavenie a tektonika neovulkanitov v južnej časti Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 37, 27–44.
- FRANKO, O., FUSÁN, O., KRÁL, M. a MAJČIN, D., 1986: Rozloženie vysokoteplotných a strednoteplotných geotermálnych vôd a tepla suchých hornín na Slovensku. In: Geotermálna energia Slovenska a jej využitie. Zbor. ref. z vedec. semin., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 81–92.
- FRANKOVIČ, J., 1969: Hornád – Torysa – výpočet zásob podzemných vôd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. et al., 1977: Vyhodnotenie hydrogeologického vrtu HGS-1 Sady nad Torysou. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. a SZABOVÁ, A., 1976: Košice-juh, artézske horizonty – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FUSÁN, O., IBRMAJER, J., PLANČÁR, J., SLÁVIK, J. a SMÍŠEK, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západ. Karpaty (Bratislava), 15, 1–34.
- FUSSGÄNGER, E. et al., 1982: Zefektívňovanie metód a techniky výskumu a prieskumu svahových deformácií. Manuskript – archív Geokonzultu, Košice, 1–44.
- GAŠPARIKOVÁ, V., 1963: Mikrobiostratigrafické pomery okolia ložiska Zbudza. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 29, 105–110.
- GERHARTOVÁ, I. et al., 1988: Závěrečná správa Košice–magnezit. Manuskript–archív GS SR, Bratislava.
- GILL, J., 1981: Orogenetic andezites and plate tectonics. Berlin, Springer Verlag.
- GNOJEK, J., OBSTOVÁ, V. a DĚDÁČEK, K., 1981: Technická zpráva o leteckém geofyzikálním průzkumu Slanských a Zemplínských vrchů, prováděném v letech 1980 a 1981. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- GNOJEK, I. a KUBEŠ, P., 1989: Košická kotlina a Slanské vrchy – Pozemní ověření a interpretace leteckých geofyzikálních anomálií. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- GRECULA, P., KALIČIAK, M. a VARGA, I., 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Miner. slov.* (Bratislava), 6, 419–448.
- GRECULA, P. a EGYÜD, K., 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. *Miner. slov.* (Bratislava), 14, 3, 221–239.
- GRECH, J. a POLÁK, R., 1986: Kvartér Košickej kotliny v povodí Hornádu – hydrogeologický rajón Q 125. Záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- GRMANOVÁ, V. et al., 1989: Región východnej časti Košickej kotliny, prieskum zosuvov. Záv. správa z orientačného inžinierskogeologického prieskumu. Manuskript – archív Geokonzultu, Košice.
- HALEŠOVÁ, A., 1976: Registrácia prameňov v povodí Hornádu. Manuskript – archív Geokonzultu, Košice.
- HALEŠOVÁ, A. et al., 1984: Hydrogeologická štúdia Neogén a kvartér východnej časti Košickej kotliny. Manuskript – archív Geokonzultu, Košice.
- HALEŠOVÁ, A. et al., 1985: Záv. správa Neogén a kvartér Košickej kotliny v povodí Bodvy – hydrogeologický rajón NQ 138. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HALMEŠOVÁ, S., 1978: Geofyzikálny prieskum západnej časti Moldavskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HALMEŠOVÁ, S., POSPÍŠIL, L. a VRÁBLOVÁ, D., 1991: Interpretácia leteckých snímok z oblasti Slanských vrchov. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- HARCEK, J. et al., 1961: Záv. správa a výpočet zásob z ložiska Kuzmice – bentonity so stavom k 1. 12. 1961.
- HARCEK, J. et al., 1962: Záv. správa a výpočet zásob Lastovce – bentonit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HALUŠKA, M., 1974: Ďurd'ošík – prameň Pri Rybníku, hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HALUŠKA, M., 1979: Vyšná Myšľa – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HALUŠKA, M., 1983: Záv. správa z predbežného hydrogeologického prieskumu Dargov–Bačkov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HALUŠKA, M. et al., 1980: Slanské pohorie – hydrogeológia. Záv. správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HODERMARSKÁ, A. et al., 1984: Rožňava–Košice: Keramické suroviny – štúdia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HODERMARSKÁ, A. et al., 1987: Kvantitatívna mineralogicko-technologická charakteristika neogénnej výplne sv. časti Rimavskej a jz. časti Košickej kotliny ako východisko prognóz keramických surovín. Zb. konf. II. geol. dni J. Slávika, Košice, 405–422.
- HODERMARSKÁ, A. et al., 1989: Košická kotlina; VP – tehliarska surovina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HOLZBAUER, K. et al., 1966: Reflexně-seismický průzkum východoslovenského neogénu v r. 1965. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HORNIŠ, J., 1984: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume na listoch 38-341, 38-343 a 38-332. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- HORNIŠ, J., 1986: Výsledky a interpretácie petrografického výskumu kvartérnych sedimentov Východoslovenskej nížiny. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 21, Správy o výskumoch Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORSKÝ, S. et al., 1990: Košická kotlina – keramické suroviny VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- HOVORKA, D., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 258 s.
- HRICKO, J., 1966: Trstené pri Hornáde – lokalita Brezina (VP illitov). Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- HRICKO, J., 1968: Geoelektrické merania v dobývacom priestore Ruskov. Manuskript – archív Geofyziky, Brno (č. 20152).
- IBRMAJER, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR 1 : 200 000. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 38, 4.
- IRVINE, T. N. a BARAGAR, W. R., 1971: A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canad. J. Earth Sci (Ottawa)*, 8, 523–548.
- JACKO, J., 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 3, 59–80.
- JACKO, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 127–133.
- JANÁČEK, J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogenu východního Slovenska. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 52, 73–176.
- JANÁČEK, J., 1967: Poznámky ke stratigrafii a paleogeografii miocénu a pliocénu Košické kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 41.
- JANÁČEK, J., 1969: K stratigrafickému postavení a paleogeografii tortonského obzoru kamenné soli ve východoslovenské pánvi. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 50, 93–112.
- JANÁČEK, J., ČVERČKO, J. a ZAPLETALOVÁ, I., 1975: Nové zjištění v stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocénu v Košické kotlině s poznámkami k problémům výzkumu živců. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 64, 151–184.
- JANOČKO, J., 1989a: Kvartérne sedimenty severnej časti Slanských vrchov. Miner. slov. (Košice), 21, 141–145.
- JANOČKO, J., 1989b: Vplyv kvartérnej tektoniky na vývoj územia v severnej časti Košickej kotliny. Miner. slov. (Košice), 21, 421–425.
- JANOČKO, J., 1990: Kvartér Košickej kotliny a priľahlej časti Slanských vrchov (kandidátska dizertačná práca). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- JANOČKO, J., 1990: Sedimentačné prostredie hrubých detritov vrchného bádenu v severnej časti Košickej kotliny. Miner. slov. (Bratislava), 22, 539–546.
- JANOČKO, J. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 37-421 a 37-423. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- JANOŠTIK, M., 1974: Geofyzikální měření v oblasti Košice-Barca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- JANOŠTIK, M. a ŠUTORA, A. et al., 1974: Slanské pohorie – etapa II, Vyhľadávací hydrogeologický průzkum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- JANOVKA, L. a SPEVÁKOVÁ, M., 1990: Svahové poruchy okraja Slanských vrchov. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- JETEL, J., 1970: Scheme of hydrogeochemical zoning in the Bohemian Cretaceous and Permian-Carboniferous. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 45, 3, 183–186.
- JETEL, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. *Knih. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 58, 248.
- JETEL, J., 1985a: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metod. Příruč. Ústř. Úst. geol. (Praha), 1, 147.
- JETEL, J., 1985b: Využití vztahu mezi specifickou vydatností vrtu a koeficientem průtočnosti při hydrogeologických výpočtech. Geol. Průzk. (Praha), 27, 2, 42–45.

- JETEL, J., 1989: Koncepcia a spracovanie mapy. In: Jetel, J., ŠKVARKA, L. a VRANOVSKÁ, A.: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 Košická kotlina a Slanské vrchy (severná časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–9.
- JETEL, J., 1990: Praktické dôsledky priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny v hydrogeologickom masíve. Geol. Průzk. (Praha), 32, 2, 42–46.
- JETEL, J. a PAČES, T., 1979: A simple chemical classification of natural waters based on molar concentrations. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 54, 4, 233–235.
- JETEL, J. a VRANOVSKÁ, A., 1989: Košická kotlina (severná časť). In: JETEL, J., ŠKVARKA, L. a VRANOVSKÁ, A.: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 Košická kotlina a Slanské vrchy (severná časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 9–34.
- KALIČIAK, M. et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina, severná časť. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KALIČIAK, M. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 38-311 a 38-313. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- JIŘÍČEK, J., 1972: Problém hranice sarmat–panón ve vídeňské, podunajské a východoslovenské pánvě. Miner. slov. (Praha), 1, 14, 39–81.
- KAROLI, S. et al., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 37-244 – Košice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KAROLI, S. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38–133 (Sečovce-3). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KLABLENA, J., 1978: Zpráva o geofyzikálním měření Čaňa – šterkopisky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KLABLENA, K., 1966: Geofyzikálna správa z vrtu Ko-1 (Komárovice). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KLINDA, J., 1985: Chránené územia prírody v Slovenskej socialistickej republike. Bratislava, Vyd. Obzor, 230–276.
- KOLINGER, A., 1973: Slanské pohorie – I. etapa geofyzikálního průzkumu. Manuskript-archív GS SR, Bratislava.
- KOMOŇ, J. a VARCHOLOVÁ, J., 1981: Geofyzikálna správa – Ruskov, lokalita Strahuľka. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KORPEL, P. a MAGA, J., 1961: Záverečná správa Kalša – andezit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KOVÁROVÁ, A., JANÚVKA, L. a SYČEV, V., 1987: Základné geofyzikálne mapovanie SSR – východ. Správa za rok 1986. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KRAHULEC, P., REBRO, A., UHLIARIK, J. a ZEMAN, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. Balneografia a krenografia, 1, 2. Martin, Osveta.
- KRÁL, M., LIZOŇ, I. a JANČÍK, J., 1985: Geotermický výskum SSR. Záverečná správa za roky 1981–1985. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KRÁSNÝ, J., 1986: Klasifikace transmisivity a její použití. Geol. Průzk. (Praha), 28, 6, 177–179.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. a ZANETHIN, B., 1986: A chemical classification of volcanic Rocks based on the total Alkali-Silica diagram.
- MALGOT, J., 1969: Vývoj zosuvných území na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív kat. geotechniky, Bratislava.
- MALGOT, J., 1977: Deep-scaled gravitational slope deformations in neovolcanic mountain ranges of Slovakia. Bull. IAEG, No. 16, 106–109.

- MATĚJKA, A. et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Košice–Zborov, Bratislava, 254 s.
- MATULA, M. a ONDRAŠIK, R., 1990: Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia. Miner. slov. (Bratislava), 22, 385–392.
- MAZÚR, E. a LUKNIŠ, J., 1980: Geomorfologické členenie SSR, Bratislava.
- MAZÚR, E., 1964: Intermountain basins – a characteristic element in the relief of Slovakia. Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 16, 2.
- MEDVEĎ, J., 1989: Záverečná správa o hydrogeologickom prieskume Ďurďošík. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MELLO, J. et al., 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Turnianske Podhradie. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MIČÁK, F. a BUJALKA, P., 1969: Moldavská nížina – ocenenie zásob podzemných vôd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MIŠÍK, M., 1955: Štrkové súvrstvie Košickej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 3.
- MLYNARČÍK, M., 1984: Byšta – kúpele – II. etapa hydrogeologického prieskumu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MORĀKOVSKÝ, M. et al., 1974: Seismický průzkum metodou SRB v r. 1973. Oblast: Východoslovenský neogén, Východoslovenský flyš. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- MORĀKOVSKÝ, M. et al., 1976: Zpráva o reflexně seismickém měření ve východoslovenském neogénu v r. 1975: Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- MORĀKOVSKÝ, M. et al., 1980: Zpráva o reflexně seismickém měření ve východoslovenském neogénu v r. 1979. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- MORĀKOVSKÝ, M. et al., 1985: Zpráva o reflexně seismickém měření ve východoslovenském neogénu v r. 1983. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- MORĀKOVSKÝ, M. et al., 1985: Technická zpráva o reflexně seismickém měření ve východoslovenském neogénu v r. 1984. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- MORĀKOVSKÝ, M. et al., 1986: Východoslovenský neogén – geofyzika II v letech 1983–1985 (technická zpráva o měření v roce 1985). Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- MORĀKOVSKÝ, M. et al., 1987: Východoslovenský neogén – geofyzika II v letech 1983–1986 (technická zpráva o měření v roce 1986). Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- MORĀKOVSKÝ, M. et al., 1989: Komplexní zpracování reflexně seismických měření SRB ve východoslovenském neogénu – oblast I. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- NÁVESNIAK, J. et al., 1979: Košice – okolie VP – tehliarske suroviny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- NEMČOK, A., PAŠEK, J. a RYBÁŘ, J., 1974: Dělení svahových pohybů. Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol., 77–97.
- NEUPAUER, L., 1974: Slanské vrchy – vyhládací prieskum jednostupňový. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- NEUPAUER, L., 1975: Zemplínska Teplica – vyhládací prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- NEUPAUER, L., 1978: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu v okolí Skároša a Trstenej pri Hornáde. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- NOVÁK, J. et al., 1967, 1968, 1970: Reflexní seismický průzkum východoslovenské neogénní oblasti v r. 1965, 1967, 1969. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ONDŽIKOVÁ, Ľ., 1963: Zhodnotenie hydrogeologických prieskumných prác – akcie „Hydrogeologický prieskum dolného toku Hornádu“. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- ORAVCOVÁ, V., 1961: Šivetice-Šaca VP – kameninové íly. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PANTÓ, G. et al., 1967: Rb/Sr deck Assyntian and Caledonian metamorphism and igneous activity in NE Hungary. *Acta geol. Acad. Sci Hung. (Budapest)*, 11, 1–3, 279–282.
- PAVELKA, L. a KOMAROVSKÁ, C., 1960: Závěrečná zpráva o reflexně-seismickém průzkumu prováděném v r. 1959 – oblast východoslovenský neogén. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PAUCO, M. et al., 1986: Košice – 6. horizont POP 11799157. Surovina magnezit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 37-41 Turnianske Podhradie. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PECCERILLO, A. a TAYLOR, S. R., 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area. Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrology* 58, 63–81.
- PÉCSKAY, Z. et al., 1986: Geochronological investigations on the Neogene volcanics of the Tokaj Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 37, 633–655.
- PICHOVÁ, E., 1982: Fyzikální vlastnosti hornin východoslovenské neogénní pánve. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PORUBSKÝ, A., 1958: Hydrogeologické vyhodnotenie vrtu H-1 v Slanci. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PRÍHODA, J., 1967: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu na lokalite Košická Polianka. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PROKEŠ, I. a ŠAFRÁNEK, V., 1958: Závěrečná zpráva o geoelektrickém průzkumu prováděném v roce 1956, oblast východoslovenský neogén. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- REPKA, I. a NOVYSEDLÁK, J., 1965: Závěrečná správa – povodie Hornádu VP, štúdia štrkopiesky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- RICHTEROVÁ, L., 1982: Zhodnotené možnosti ťažby štrkopieskov vo východoslovenskom kraji – štúdia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ROZEHNAL, L. et al., 1956: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu prováděném v roce 1956, oblast Východoslovenský neogén. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- RUDINEC, R., 1967: Artézské vody v Košickej kotline. *Geol. Průzk. (Praha)*, 4.
- RUDINEC, R. a SLÁVIK, J., 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 53, 145–157.
- RUDINEC, R., 1973: Vzťah neogénnej výplne a predneogénneho podložia v centrálnej časti Košicko-prešovskej kotliny. Manuskript – archív Nafta Michalovce.
- RUDINEC, R., 1978: Nový pohľad na rozšírenie soľonosného súvrstvia karpátu a vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 71, 59–67.
- RUDINEC, R., 1989: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku. Bratislava, Alfa, 162 s.
- SEDLÁK, V. et al., 1966: Závěrečná správa VP – Seňa–Milhost' štrkopiesky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- SENEŠ, J., 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 40, 1–171.
- SENEŠ, J., 1956: Vzťahy neogénneho vulkanizmu ku geotektonickej stavbe východného Slovenska. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 8.
- SENEŠ, J. a ŠVAGROVSKÝ, J., 1957: Neogén východného Slovenska. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 46, 217–281.

- SLÁVIK, J., 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 44–45, 199–214.
- SLÁVIK, J. a RUDINEC, R., 1973: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 60, 225–236.
- SLÁVIK, J., 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. Doktorská dizertačná práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 341 s.
- SLÁVIK, J., BAGDASARJAN, G. P., KALIČIAK, M., TÖZSÉR, J., ORLICKÝ, O. a VASS, D., 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskych gor. *Miner. slov. (Bratislava)*, 4, 318–334.
- SLÁVIK, J., 1976: Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 65, 7–20.
- SMETANA, J., 1972: Záverečná geologická správa o pionierskom vrte Ďurkov-3. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- SPIŠÁK, Z., PETRO, L., POLAŠČINOVÁ, E. a KLUKANOVÁ, A., 1988: Základná inžinierskogeologická mapa 1 : 10 000 južnej časti košicko-šarišského regiónu (Košice-juh). Manuskript – archív GS SR, Košice, 1–198.
- SPIŠÁK, Z. et al., 1988: Základná inžinierskogeologická mapa 1 : 10 000 južnej časti košicko-šarišského urbanizačného regiónu (Košice-juh). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- STEINER, A., 1979: Správa z geofyzikálnych meraní na akcii Paňovce – azbest. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- STRECKEISEN, A., 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks. IUGS subcom. On systematic of igneous rocks. *Geotimes (Washington)* 18, 26–30.
- STRUŇÁK, V., 1961: Hydrogeologický prieskum náplavov Hornádu pod sútokom s Torysou. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- SYČEV, V., 1989–1991, 1991: Základné geofyzikálne mapovanie SR – východ. Správy za rok 1988–1991. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- SYČEV, V., 1989: Krásna nad Hornádom – Vyšná Hutka. *Geofyzika. Záverečná správa.* Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŠALÁT, J., 1955: Príspevok k petrografii Prešovsko-tokajského pohoria. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 4, 3–31.
- ŠALÁT, J., 1956: Nomenklatura vulkanitov niektorých vulkanických pohorí Západných Karpát a Vihorlatu podľa Rittmana. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 7, 13–24.
- ŠALÁT, J., 1957: Petrochémia vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 46, 328–355.
- ŠEFARA, J. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania, ložísk (geofyzikálne interpretácie). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŠINDLER, M., 1962: Hydrogeologický prieskum náplavov rieky Torisy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŠINDLER, M. et al., 1988: Prípravná štúdia o hydrogeologickej preskúmanosti a problematike využívania podzemnej vody okolia Košíc. Manuskript – archív Geokonzultu, Košice.
- ŠKVARKA, L., 1976: Zvodnené zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava)*, 1, 115–172.
- ŠKVARKA, L., FORGÁČ, J. a GAZDA, S.: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch Slaňského pohoria. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- ŠŤASTNÝ, V., 1989: Masív Miliča – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŠUBA, J. et al., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. 2. vyd. Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava.
- ŠUBA, J. et al., 1991: Využitelné zásoby podzemných vôd Slovenska. Stav k 31. 12. 1990. Hydrofond 24, Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, 98 s.
- ŠUTORA, A., 1955: Závěrečná zpráva o geomagnetickém průzkumu v oblasti východoslovenského neogénu prováděném v roce 1954. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŠVÁBOVÁ, K., 1963: Zpráva o prieskume stavebného kameňa – Ruskov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŠVAGROVSKÝ, J., 1952: Správa o geologických pomeroch na liste Slanec. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŠVAGROVSKÝ, J., 1954: Geologické pomery východného úpätia Prešovsko-tokajských hôr medzi obcami Kalša a Michalany. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), V, 1–4, 369–403.
- ŠVAGROVSKÝ, J., 1955: Geologické pomery jv. časti Košickej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 4.
- ŠVAGROVSKÝ, J., 1964: Hranica torton–sarmat v neogéne východného Slovenska. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 1, 79–86.
- TKÁČ, J., 1980: Ťahanovce a VŠA, geofyzikálny prieskum HG pomerov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- TKÁČ, J., 1983: Slanské vrchy – IV. etapa. Geofyzikálny prieskum v oblasti Bogota: Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- TKÁČOVÁ, H., 1973: Správa o geofyzikálnom prieskume v západnej časti Košickej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- TKÁČOVÁ, H., 1981: Byšta-kúpele – geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- TKÁČOVÁ, H., 1986: Geofyzikálny prieskum Slanských vrchov, masív Veľkého Miliča. Oblasť Ždaňa – Rákoš, oblasť Slanec – Kalša. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- TKÁČIK, P. a CIBULKA, L., 1964: Hydrogeologický prieskum Moldavskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- TKÁČIK, P., CIBULKA, L. a MIČÁK, F., 1976: Podzemná voda kvartéru Bodvianskej roviny. Miner. slov. (Košice), 8, 1, 51–65.
- TOMETZ, L., 1986: Ďurkov – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- TÓTH, J., 1963: Atheoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. J. geophys. Res. (Washington), 68, 16, 4795–4812.
- TÓZSÉR, J., 1967: Stavebný kameň VP – Čerepeš. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- TÓZSÉR, J., 1972: Závěrečná správa z vyhledávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 239 s.
- ŤAPÁK, M. et al., 1989: Bilancia zásob výhradných ložísk SSR 1. 1. 1989.
- VALUŠIAKOVÁ, A., 1991: Moldava nad Bodvou – geofyzikálny prieskum pre účely IG mapy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- VARCHOLOVÁ, J., 1970: Neovulkanity východného Slovenska – stavebný kameň, štúdia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VARCHOLOVÁ, J., 1979: Záverečná správa a výpočet zásob Slanec ŤP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VARCHOLOVÁ, J., MIHALIČ, A. a VALKO, P., 1980: Záverečná správa a výpočet zásob, lok. Ruskov – Strahuľka – andezit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VASS, D. et al., 1979: Zhodnotenie zlomových systémov Košickej kotliny so zvláštnym zreteľom na oblasti medzi Ťahanovcami a Krásnou nad Hornádom. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VASS, D., 1981: Rozdelenie molás Západných Karpát v čase a priestore. In: „Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát“, Košice, 79–83.
- VASS, D. a ČVERČKO, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu východoslovenskej nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 111–126.
- VASS, D. et al., 1988: Vzťah rýchlosti akumulácie sedimentov ku genéze východoslovenskej neogénnej panvy, vzniku migrácií a akumulácií uhľovodíkov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VASS, D. et al., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1 : 50 000, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- VASS, D., 1991: Genéza východoslovenskej panvy vo svetle nových teórií a klasifikácie panvy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VOZÁR, J., HANZEL, V., VOZÁROVÁ, A. a ZLINSKÁ, A., 1986: Vyhodnotenie vrtu BB-1, lok. Byšta (650 m). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A., 1983: Litotektonické profily variskou molasou v Malej Fatre a v Zemplínskych vrchoch. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A., 1986: Všeobecná charakteristika variskej molasy v Zemplínskych vrchoch. Správy o výskumoch Geol. Úst. D. Štúra. Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), Bratislava, 21, 47–50.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1988: Late paleozoic in West Carpathians, Bratislava, 314.
- WINKLER, H. G., 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. New York – Heidelberg – Berlin, Springer-Verlag, 1–348.
- VRUBEL, I., 1988: Hydrogeotermálna štruktúra Košice-východ. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZAVŘELOVÁ, D., 1985: Zpráva o geofyzikálním měření na akcii Trebišov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZAVŘELOVÁ, D. a MOŘKOVSKÝ, M., 1972: Závěrečná zpráva o geoelektrickém měření ve východoslovenské neogénní pánvě (podvihorlatská deprese a Košická kotlina). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZEMAN, I. a SYČEV, V., 1989: Geofyzikální prieskum masívu Veľkého Miliča. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZLINSKÁ, A. a FORDINÁL, K., 1988: Mikro- a makropaleontologická charakteristika vzoriek z južnej časti Slanských vrchov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZLINSKÁ, A., 1990: Mikrofaunistická charakteristika sedimentov na liste Sečovce-4. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZLINSKÁ, A., 1991a: Mikrobiostratigrafické a paleoekologické vyhodnotenie vzoriek na listoch Slanec-1, Slanec-3 na základe foraminifer. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- ZLINSKÁ, A., 1991b: Mikrofaunistická charakteristika vzoriek z listu 38-133. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZLINSKÁ, A., 1992: Biostratigrafická charakteristika litostratigrafických jednotiek neogénu z regiónu Košická kotlina a Slanské vrchy-juh. Manuskript – archív GS SR, Košice.
- ŽEC, B. et al., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 – Sečovce (4) 38-134. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 109 s.
- ŽEC, B., 1992: Rekonštrukcia andezitového stratovulkánu Bogota a monogenetického vulkánu Košický Klečenov na základe litofaciálnych analýz. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), v tlači.
- ŽEC, B., 1992: Petrograficko-petrologická charakteristika vulkanických hornín stratovulkánu Bogota. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŽEC, B. a ĐURKOVIČOVÁ, J., 1992: Chronostratigrafické zaradenie vybraných formácií južnej časti Slanských vrchov. Miner. slov. (Bratislava), v tlači.

Explanations to a geologic map of the Slanské vrchy Mts. and Košice Basin – southern part at scale 1 : 50 000

Summary

The southern parts of the Slanské vrchy Mts. and Košice Basin illustrated on the geologic map largely consist of Neogene sediments and volcanics topped with a discontinuous cover of Quaternary sediments. The Tertiary sediments and volcanics are underlain by several pre-Tertiary tectonic units which are exposed on the surface only in the SE and NW parts of the investigated territory.

The Zemplinicum consists mainly of the Byšta Formation crystalline unit exposed SE of Byšta and the Luhyňa Formation (Carboniferous) exposed south of Kazimír.

The Veporicum composed of a crystalline unit, Late Paleozoic and Mesozoic of the Čierna hora Mts. underlain the Košice Basin. The Lodiná complex crystalline unit crops out in the town of Košice on Mt. Šibená hora.

The Gemericum underlies the southern Košice Basin and is exposed in the NW part of the territory concerned. It includes the Early Paleozoic Gelnica and Rakovec Groups as well as Late Paleozoic Črmeľ, Dobšiná and Krompachy Groups.

The Turnaicum is present only in a geologic section across the SW part of the territory in question.

The Meliatikum (Triassic – Jurassic) consists of mafic and ultramafic rocks underlying the Neogene filling of the Moldava depression. It crops out in isolated islands south of Hodkovce.

The Silicikum (Silica nappe) beneath the Neogene in the western tract of the basin forms isolated outcrops south of Rudník (Wetterstein Limestones).

The region is dominated by Neogene sediments and volcanics filling the Neogene Eastern Slovakian Basin. The Neogene sediments ranging in age from the Karpatian to Pannonian are divided into lithostratigraphic units defined by VASS – ČVERČKO (1985).

The Karpatian sediments do not crop out. They only were identified in drillholes in the northern tract of the mapped territory.

The Badenian sediments are widespread over much of the studied territory, but mostly are covered with younger sediments and volcanics. They are exposed in the southeastern part of the territory – the Vranov Formation (Middle Badenian), Lastomír Formation (Upper Badenian), and in the northwestern tract – the Klčovo Formation (Upper Badenian to Lower Sarmatian).

The Sarmatian sediments are the most abundant rocks here. They are widespread in the Košice Basin as well as east of the Slanské vrchy Mts. The Sarmatian makes up the Stretava Formation (Lower – Middle Sarmatian) and Kochanovce Formation (Upper Sarmatian).

The Pannonian sediments forming the Sečovce and Senné formations are distributed largely in the western part – in the Moldava depression, and in the northeastern part of the territory concerned.

The Neovolcanics include mainly products of Sarmatian to Lower Pannonian andesite volcanism and make up the volcanic massif of the Slanské vrchy Mts. Separate

volcanic structures were defined as follows: Veľký Milič, Bradlo, Hradisko and Bogota stratovolcanoes subdivided into central, proximal and marginal volcanic zones. Volcanoclastic, lava-flow as well as andesite-, dacite- and rhyolite-extrusion facies were distinguished.

Quaternary deposits assigned into the Early, Middle and Late Pleistocene and Holocene form a discontinuous cover resting on the Neogene sediments and volcanics. The most widely distributed are fluvial and proluvial deposits in the southern Košice Basin and deluvial deposits on the foothills of the Slanské vrchy.

The region has a complex tectonic structure composed of several pre-Tertiary tectonic units separated by tectonic boundaries.

Faults running in three principal directions (NW-SE, NE-SW and N-S) were identified in the area occupied by the Neogene sediments and volcanics. In some places, the fault activity persisted until the Quaternary.

An important feature of the territory's geologic structure are slope failures of diverse genetic types which are marked on the geologic map.

Translated by M. BÖHMER

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tab. I (ZLINSKÁ)

- Obr. 1, 2 *Spiroplectinella carinata* (ORB.), vranovské súvrstvie (stredný bádén), lokalita: vrt BB-1/38,4 m jv. od Byšty
- Obr. 3 *Porosonion granosum* (ORB.), lastomírske súvrstvie (vrchný bádén), lokalita: odkryv sz. od Kazimíra (AZ-295)
- Obr. 4 *Glandulina ovula* ORB., lastomírske súvrstvie (vrchný bádén), lokalita: odkryv sz. od Kazimíra (AZ-295)
- Obr. 5 *Fursenkoina acuta* (ORB.), lastomírske súvrstvie (stredný bádén), lokalita: odkryv sz. od Kazimíra (AZ-295)
- Obr. 6, 7, 8 *Elphidium macellum* (F.-M.), stretavské súvrstvie (spodný-stredný sarmat), lokalita: odkryv jz. od Kalše (AZ-269), j. od Slivníka (AZ-280)
- Obr. 9 *Nonion commune* (ORB.), lastomírske súvrstvie (vrchný bádén), lokalita: odkryv sz. od Kazimíra (AZ-295)

Tab. II (ZLINSKÁ)

- Obr. 1 *Sinuloculina mayeriana* (ORB.), stretavské súvrstvie (spodný-stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/238 m s. od Sečoviec
- Obr. 2 *Quinqueloculina akneriana* ORB., stretavské súvrstvie (spodný-stredný sarmat), lokalita: vrt VTK-33/20,3 m jv. od Slanskej Huty
- Obr. 3 *Quinqueloculina akneriana* ORB., stretavské súvrstvie (spodný-stredný sarmat), lokalita: vrt K-8/189 m z. od N. Čaju

- Obr. 4, 5 *Cycloforina contorta* (ORB.), stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/238 m s. od Sečoviec
- Obr. 6 vnútorná stavba miliolidnej formy; stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-3/51,2 m v Slanskej Hute
- Obr. 7 *Articulina articulinoidea* GERKE-ISSAEVA, stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: odkryv jv. od Trsteného pri Hornáde (AZ-169)
- Obr. 8, 9 *Elphidium cf. ligatum* KRASHENINNIKOV, stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: odkryv jz. od Kalše (AZ-269)

Tab. III (ZLINSKÁ)

- Obr. 1, 2 *Elphidium hauerinum* (ORB.), stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: odkryv j. od N. Myšle (AZ-165)
- Obr. 3 vnútorná stavba rodu *Elphidium*; stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: odkryv j. od N. Myšle (AZ-162)
- Obr. 4, 5, 6 *Elphidium aculeatum* (ORB.), stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: odkryv jv. od Slanskej Huty (AZ-271)
- Obr. 7, 8 *Elphidium reginum* (ORB.), stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: odkryv jv. od Slanskej Huty (AZ-273)
- Obr. 9 *Cytheridea hungarica* (ZAL.), stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/238 ; s. od Sečoviec

Tab. IV (ZLINSKÁ)

- Obr. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 ekomorfotypy druhu *Ammonia beccarii* (L.), stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: odkryvy jz. od Kalše (AZ-269) (obr. 1–2); jv. od Slanskej Huty (AZ-273) (obr. 3); jv. od Skároša (vrt VTK-3/13,2 m) (obr. 4, 6), z. od Kalše (obr. 5), jv. od Slanskej Huty (vrt VTK-33/20,3 m) (obr. 7), z. od N. Čaju (vrt K-8/189 m) (obr. 8, 9)

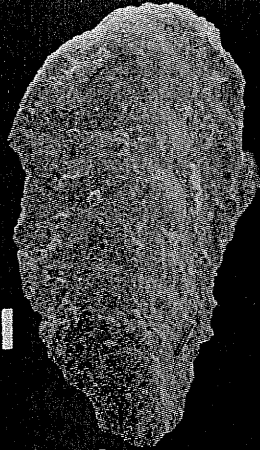
Tab. V (FORDINÁL)

- Obr. 1 *Mohrensternia banatica* JEKELIUS, stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/236,4–236,5 m s. od Sečoviec
- Obr. 2 *Mohrensternia angulata* (EICHWALD), stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/236,4–236,5 m, s. od Sečoviec
- Obr. 3 *Mohrensternia pseudosarmatica* FRIDBERG, stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/236,4–236,5 m, s. od Sečoviec
- Obr. 4, 5 *Mohrensternia soceni* JEKELIUS, stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/275,0–275,2 m, s. od Sečoviec
- Obr. 6 *Acteocina lajonkaireana* (BASTEROT), stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/236,4–236,5 m, s. od Sečoviec
- Obr. 7 *Hydrobia stagnalis andrusowi* HILBER, stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/268,7–268,9 m, s. od Sečoviec
- Obr. 8 *Hydrobia uiratamensis* KOLESNIKOV, stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/275,0–275,2 m, s. od Sečoviec
- Obr. 9 *Pseudamnicola tholosa* JEKELIUS, stretavské súvrstvie (spodný–stredný sarmat), lokalita: vrt K-15/268,7–268,9 m, s. od Sečoviec

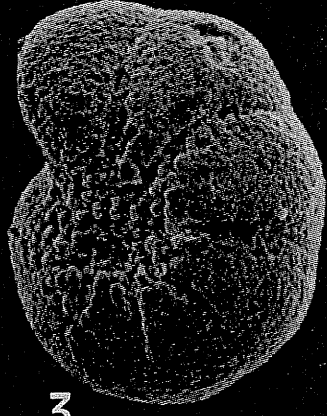
100µm



1



2



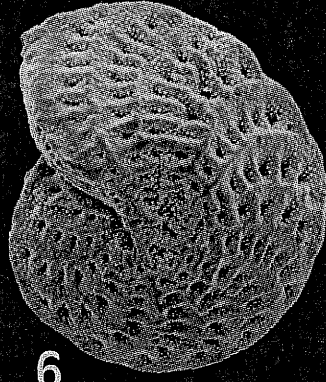
3



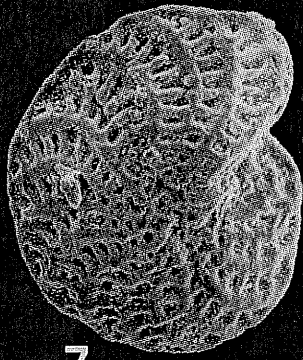
4



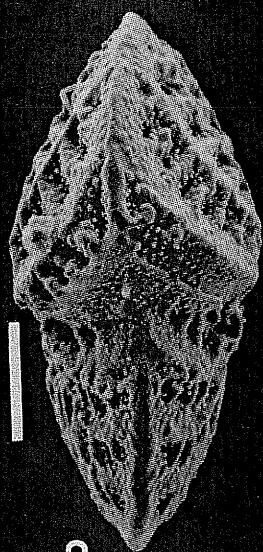
5



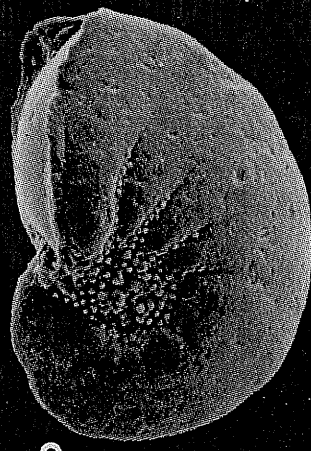
6



7



8



9

100µm



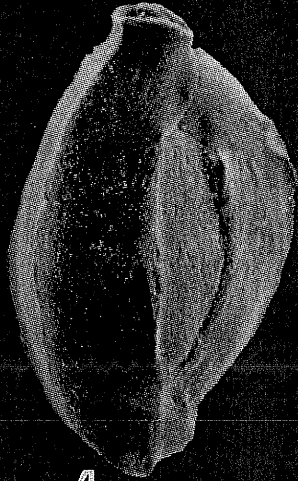
1



2



3



4



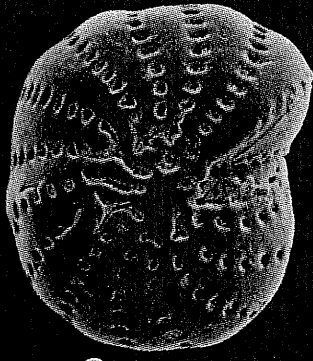
5



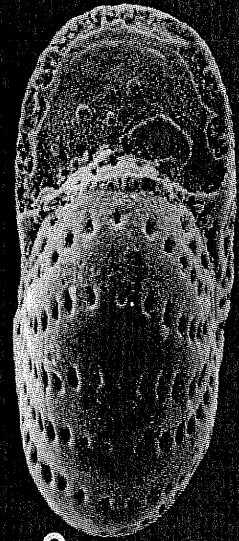
6



7



8

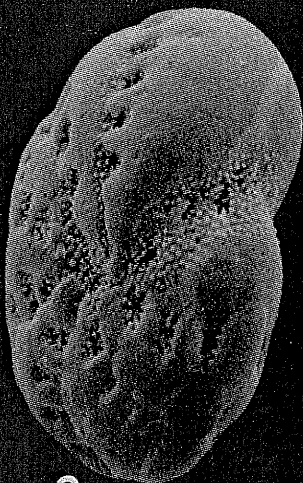


9

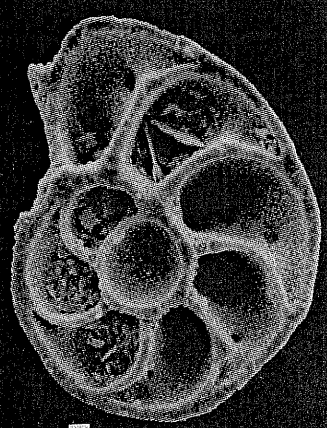
100 μm



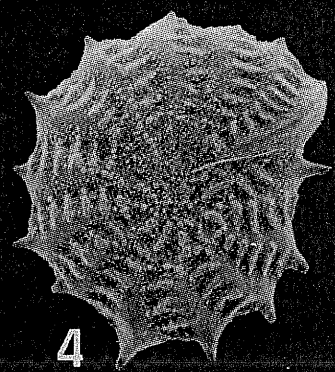
1



2



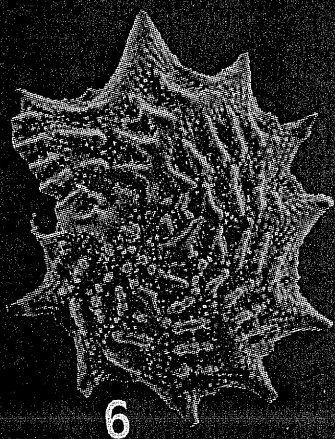
3



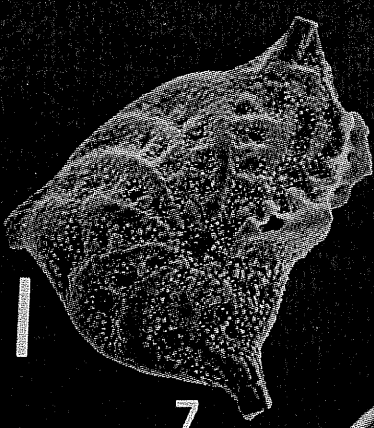
4



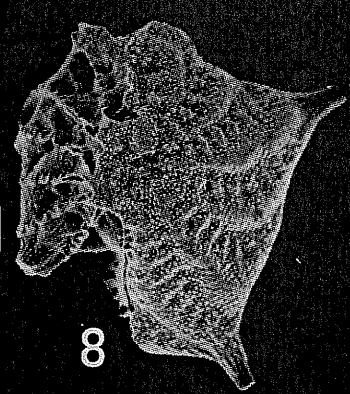
5



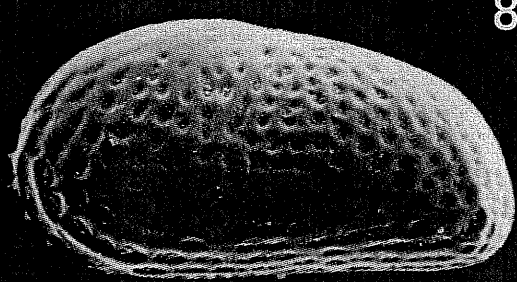
6



7

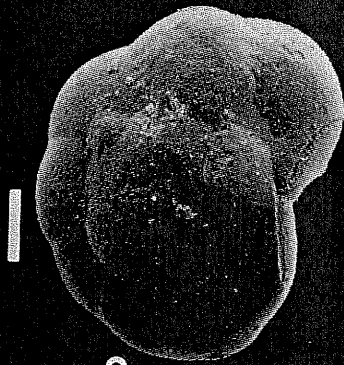
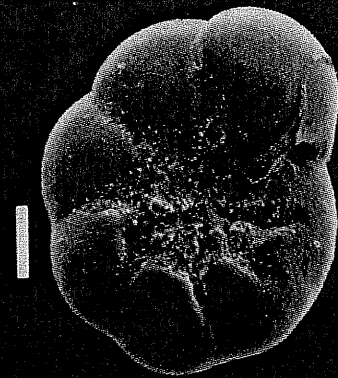
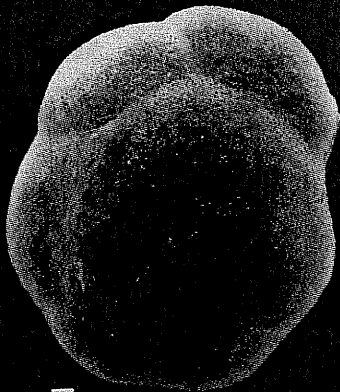
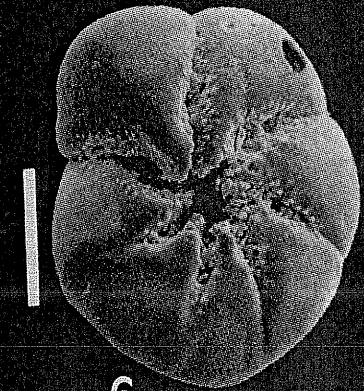
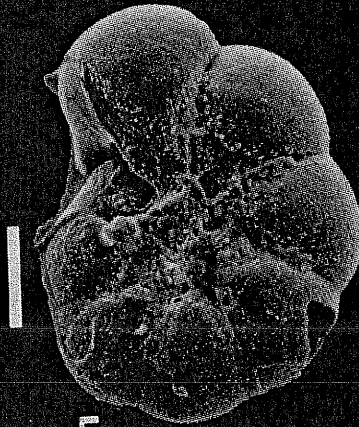
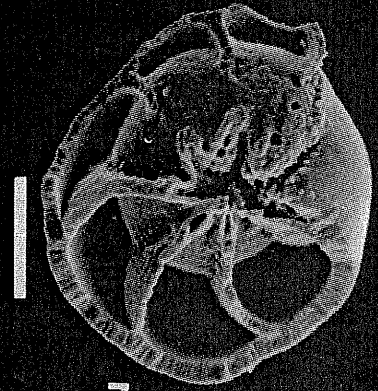
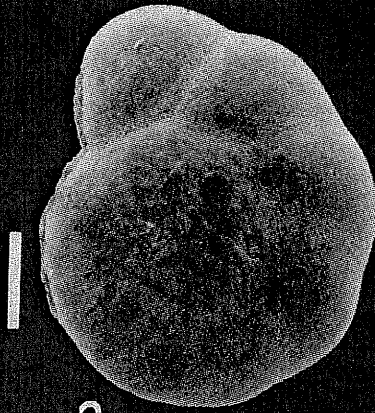
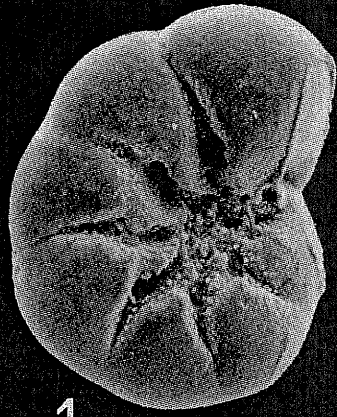


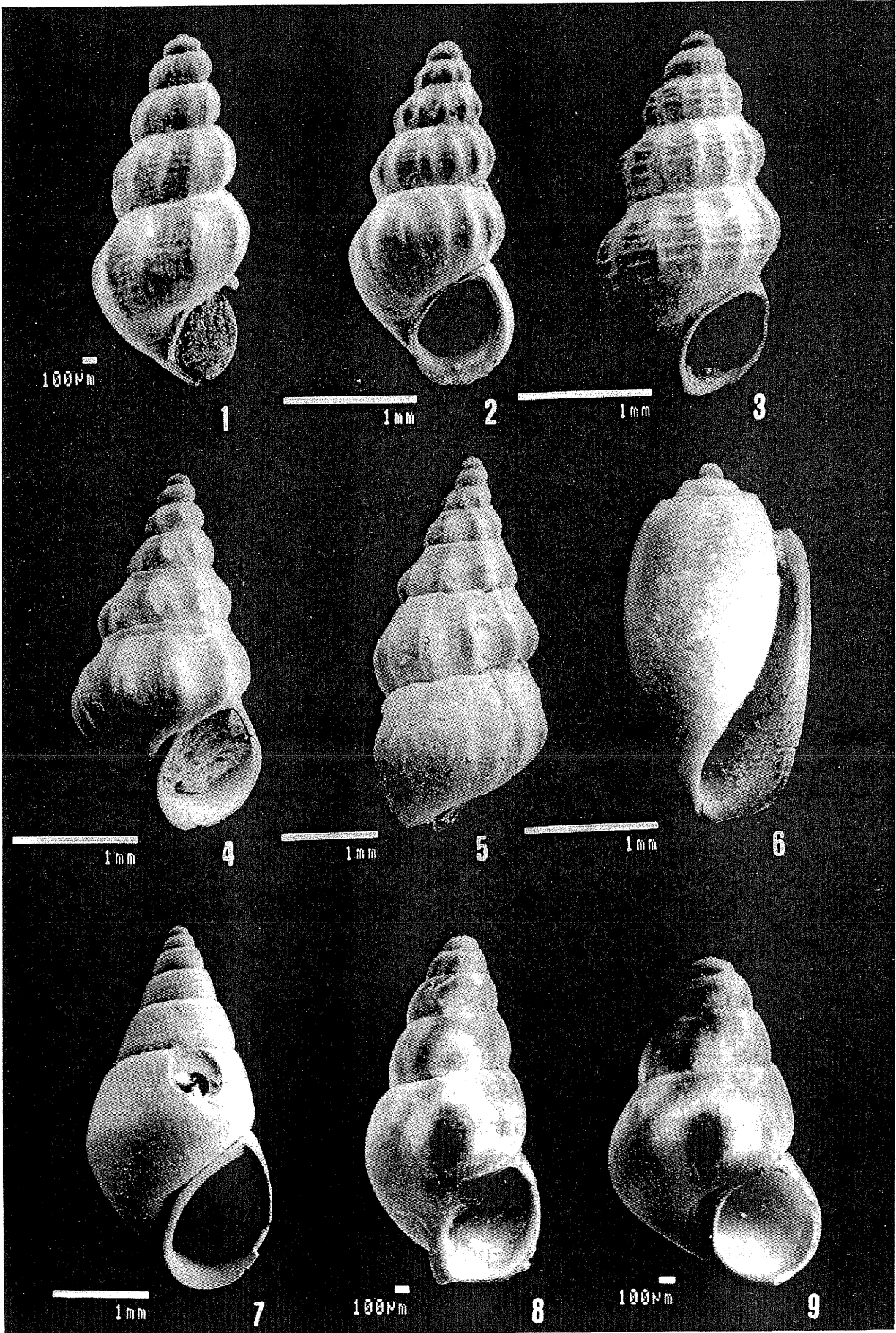
8



9

100 μm





VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE SLANSKÝCH VRCHOV A KOŠICKEJ KOTLINY – JUŽNÁ ČASŤ

Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1996

Vedecký redaktor: doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc.

Vedúca redakcie: Ing. Janka Hrtusová

Jazyková redaktorka: Mgr. Viera Gardošová

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Tlač a knižárske spracovanie: DuAd-print. Náklad 400 kusov

ISBN 80-85314-58-4