

JATE TERMÉSZETI FÖLDRAJZI TANSZÉK



KARSZTTALAJ VIZSGÁLATOK ODORVÁR
KÖRNYÉKÉN

SZAKDOLGOZAT

Készítette: MUCSI LÁSZLÓ

Témavezető: DR KEVEINÉ DR BÁRÁNY ILONA
egyetemi docens

DR MEZŐSI GÁBOR
egyetemi docens

Szeged
1989

JATE TERMÉSZETI FÖLDRAJZI TANSZÉK

KARSZTTALAJ VIZSGALATOK ODORVÁR

KÖRNYÉKÉN

SZAKDOLGOZAT

Készítette: MUCSI LASZLO

Témavezető: DR KEVEINÉ DR BARANY ILONA
egyetemi docens
DR MEZŐSI GÁBOR
egyetemi docens

Szeged
1989

TARTALOMJEGYZÉK

BEVEZETÉS	1.old.
1. FELSZINFEJLŐDÉS ÉS GEOLOGIAI VISZONYOK	3.old.
1.1. A mintaterület geológiai felépítése, földtörténeti vázlat	3.old.
1.2. Odorvár közettani felépítése, a kőzetek jellemzői	12.old.
2. ODORVARI TALAJOK ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE	20.old.
2.1. Köves, sziklás vázталaj	22.old.
2.2. Fekete rendzina	30.old.
2.3. Barna rendzina	34.old.
2.4. Savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj	35.old.
3. MINTATERÜLET MINŐSÍTÉSE EROZIOÉRZÉKENYSÉG SZEMPONTJÁBÓL	37.old.
3.1. A mintaterület kijelölése, felhasznált módszerek	38.old.
3.1.1. A MAP 2 térképelemző programcsomag	38.old.
3.1.2. A MAP 2 szerkezete	39.old.
3.1.3. A MAP 2 működése	41.old.
3.2. A MAP 2 alkalmazása az adott mintaterület értékelésekor	42.old.
4. A FELSZINI TALAJTIPUSOK ÉS A BARLANGI CSEPEGŐ VIZEK KAPCSOLATA	61.old.
ÖSSZEFOGLALÁS	68.old.
IRODALOM	69.old.

BEVEZETÉS

A karsztosodás térbeli rendszerében, a felszínen, a felszín közelében, valamint mélyen a karsztos alapkőzetben lejátszódó folyamatok alakulását döntően befolyásolja a karsztosodó kőzetet borító határközeg, a talaj, állapota. A kőzet áthalmozódásából akkumulálódott üledék és a rajta kialakult talaj fizikai és kémiai tulajdonsága meghatározó a karsztos formakincs fejlődése szempontjából.

A talajok és a talajszerű laza üledékek karsztosodást befolyásoló jelentőségét a kutatások során korábban is felismerték, de számításba vétele a legutóbbi időkig perifériális maradt.

A hazai és a külföldi szakirodalomban viszonylag kevés adatot találtam arra vonatkozólag, hogy a különböző talajtipusok hogyan szabályozzák a karsztfejlődés dinamizmusát, illetve, hogy van-e összefüggés a talaj állapota és a barlangi cseppkőképződés között (LEHMANN, N. 1936, MIOTKE, F. D. 1974, TRUDGILL, S. T. 1976, 1983, JAKUCS L. 1971, BARANY I. 1985, ZAMBO L. 1988).

Korábbi diákköri pályamunkáimban (MUCSI L. 1987, 1989), melyekben az odorvári Hajnóczy-barlang terápiás hatékonyságát, valamint az odorvári talajtipusokat vizsgáltam, kezdtem meg a karszttalajok és a karsztos alapkőzetben kialakult barlangok kapcsolatrendszerét elemezni.

A megfigyelések célja az volt, hogy megállapítsam, milyen talajtipusok alakultak ki a különböző alapkőzeteken,

és milyen összefüggés van az egyes talajtipuson keresztül a barlangokba jutó csepegővizek kémiai tulajdonságai között. A talajtipusok jelenlegi állapotából megkíséreltem a korábbi talajborítottságra, ill. a talajok területi elhelyezkedésében várható tendenciákra vonatkozóan következtetéseket levonni.

Vizsgálati területem a Bükki Nemzeti Park szigorúan védett területe, Odorvár és környéke.

Szeged, 1989. április. 25.

1. FELSZINFEJLŐDÉS ÉS GEOLOGIAI VISZONYOK

1.1 A mintaterület geológiai felépítése, földtörténeti vázlat

Odorvár és az Odor-hegy tömegét triász képződmények alkotják. A bükki triász üledékfejlődés dél-alpi-dinári jellegű, de ez nem zárja ki a gömör-rudabányai rétegsorokkal való összeköttetés bizonyos mértékű újjáéledését, amely talán már a felső permben megtörtént. Néhány sajátossága a rétegeknek kétségtelenül a Szepes-Gömöri-érchegység és a Kelet-európai-síkság felső-karbon üledékeire hasonlít (BALOGH K. 1964).

A Bükk alsó- és középsőtriász üledékei közé az anisusi és a ladini-karni emeletben tengeri és tenger alatti tűzhányó tevékenység eredményeként jelentős mennyiségű porfirit és diabáz, valamint porfirit- és diabáztufa települt.

A felső triász raeti emeletből, a jurából, az alsó- és a középső-kréta időszakból nincsenek üledékek, ami nem feltétlenül az üledékképződés hiányára, inkább az utólagos lepusztulásra utal (BALOGH K. 1964., HEVESI A. 1978.).

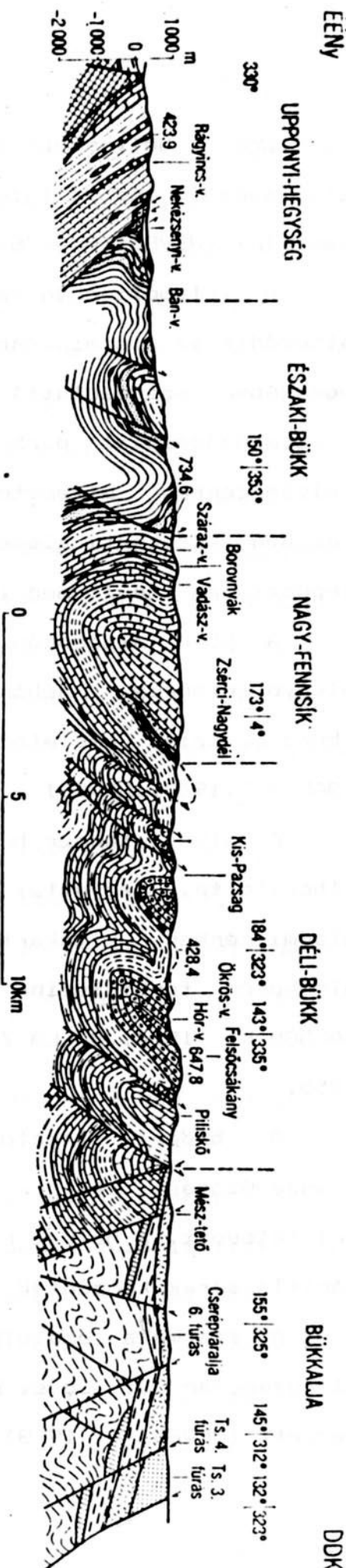
A kréta eleji, ausztriai hegységképző mozgások a Bükk tömegét, így az alsó- és felső-ladini rétegeket is, egyszerű álló redőkbe gyűrték, é-i része ugyanakkor az Upponyi-hegységre tolódott (upponyi alsókréta feltolódások, BALOGH K. 1964.).

Az erős felsőkréta-alsóeocén szerkezeti mozgások a hegység "álló redőit D felé átbuktatott és átpikkelyezett redőkké" alakították (BALOGH K., 1. ábra), így a kréta végére, az eocén elejére a Bükk és az Upponyi-hegység alapvető szerkezeti vonásai már kialakultak.

A felsőkréta-alsóeocén szerkezeti mozgások után a Bükk és az Upponyi-hegység ismét a szárazföldi lepusztulás szintere lett. Ez a fejlődési szakasz az alsóeocén, hegységperemi tarkaagyagok tanúsága szerint az eocén lutéciai emeletében ért véget (BALOGH K. 1964., CSIKY G. 1961., VITALIS Gy.-HEGYI I.-né 1967).

A felsőeocén-alsóoligocén és a középsőoligocén egész hegységre (így a Nagy-fennsíkra is) kiterjedő tengerelöntése nem igazolható egyértelműen, egyelőre az sem bizonyított, hogy a Nagy-fennsík a felsőeocéntól a középsőmiocénig megszakítás nélkül a szárazföldi lepusztulás szintere volt. A kérdéses időszakban a Bükk hosszabb ideig volt a szárazföldi lepusztulás, mint a tengeri üledékfelhalmozás szintere. Teljes biztonsággal azt sem lehet állítani, hogy a szárazföldi lepusztulás a felsőeocén és az alsómiocén között mindvégig tönkösödés volt, mivel a tönkösödés éghajlati feltételei csak a felsőeocénig voltak adottak (HEVESI A. 1986/c).

A fentiek figyelembevételével a Bükk területén felsőkréta-alsómiocén tönkfelszín helyett (TOTH G. 1985)



1. ábra. A Bükk hegység vidékének földtani szelvénye (BALOGH K. 1964). — 1 = homok, agyag (pilocén); 2 = kavics, andezitufa és agglomerátum (szarmata); 3 = agyag, homok, homokkő, kavics, tuff (helvét-tortonai); 4 = Holttuffadészet, alján vörösgyággal (alsó-felsőmiocén); 5 = kavics és vörösgyag (turdigallai); 6 = agyag és agyagmátrix (oligocén); 7 = lithohammus és nummuliteszes mészkő, alján helyenként terasztriturum (középső- és felsőocén); 8 = konglomerátum, homokkő (szenon); 9 = berzai típusú mészkő, 10 = fennsík mészkő, 11 = répsáthuti mészkő, 12 = tüzöves szürke mészkő, 13 = dolomit a 12. sz. összetben (9-13 = felsőladini-karni); 14 = ková-pala és radiolarit, 15 = sötétzürke agyagpala- és homokkőösszet (14-15 = alsó- és közésladini); 16 = fehérzürke mészkő (felsőanizszai); 17 = porfirít, diabáz és tú-létzürke mészkőösszet (felsőpermi); 18 = szürke dolomitösszet (alsóanizszai); 19 = alsótriasz általában; 20 = triász általában; 21 = rudabányai típusú triász összet (Upponyi); 22 = sötétzürke mészkőösszet (vizes); 23 = tarka pala és homokkő (alsó- és közésladini); 24 = sötétzürke pala- és homokkőösszet (felsőkarbon); 25 = mészkőolvasék a 24. sz. összetben; 26 = sötétzürke pala- és homokkőösszet (vizes); 27 = diabáz a 26. sz. összetben; 28 = mészkő-paladészet (kournéli); 29 = nagyobb mészkőbetelepülések a 28. sz. összetben; 30 = féligkristályos mészkő (kournéli); 31 = felkoldás; 32 = vető

The geological profile of the Bükk-region (K. BALOGH, 1964). — 1 = sand, clay (Pliocene); 2 = pebble, andesite tuff and agglomerate (Sarmatian); 3 = clay, sand, sandstone, pebble, tuffite (Helvetian-Tortonian); 4 = sequence of rhyolite tuff with red clay in the bottom (Lower-Upper Miocene); 5 = pebble, red clay (Burdigalian); 6 = clay and clayey marl (Oligocene); 7 = lithohammus and nummulite limestone with terrigenous sediments in the bottom (Middle and Upper Eocene); 8 = conglomerate, sandstone (Senonian); 9 = limestone of Berza-type, 10 = "fennsík" limestone, 11 = "répsáthuti" limestone, 12 = cherty grey limestone, 13 = dolomite in the sequence No. 12. (9-13 = Upper Ladinian, Karnian); 14 = siliceous and radiolarite, 15 = sequence of dark grey shales and sandstones (14-15 = Lower and Middle Ladinian); 16 = light grey limestone (Upper Anisian); 17 = porphyrite, diabase and their tuffs (Middle Anisian); 18 = sequence of grey dolomite (Lower Anisian); 19 = Lower Triassic in general; 20 = Triassic in general; 21 = Triassic sequence Rudabánya-type by Uppony; 22 = sequence of dark grey limestone (Upper Permian); 23 = variegated schist and sandstone (Lower and Middle Permian); 24 = sequence of dark grey schist and sandstone (Upper Carboniferous); 25 = lenses of limestone in the sequence No. 24; 26 = sequence of dark grey schist and sandstone (Visian); 27 = diabase in the sequence No. 26; 28 = sequence of limestone and schist (Tournaian); 29 = greater limestone beddings in the sequence No. 28; 30 = semi-crystallized limestone (Tournaian); 31 = overthrust; 32 = fault plane

ok a
yezett
égére,
apvető
Bükk
ztulás
az
nt az
1964.,
igocén
erjedő
sem
tól a
ztulás
ideig
engeri
lehet
és az
el a
váltak
ületén
1985)

egyelőre helyesebbnek látszik középsőoligocéntól az alsómiocénig módosult felsőkréta-középsőeocén tönkfelszínről beszélni (HEVESI A. 1986/c).

A felsőoligocén tenger sekélyesedése és visszahúzódása áthúzódik az alsómiocénba, amikor a Bükk és vidéke teljes egészében szárazulattá vált. Az alsómiocénban a tenger visszahúzódásával párhuzamosan a Bükk és az Upponyi-hegység felsőeocénban eltemetett (a lattorfi szakaszban esetleg részben kitakart) alsóeocén tönkfelszínén erős szárazföldi lepusztulás indult meg (BALOGH K. 1964.).

A Bükk alsóeocén tönkjének kitakarása, sőt további egyengetődése néhány helyen az egész eggenburgi (burdigáliai) emeletben megszakítás nélkül folyhatott (BALLA Z. 1967., HEVESI A. 1978.).

A helvét-tenger hosszabb rövidebb ideig az egész Bükköt elborította, egyúttal a Bükk és az Upponyi-hegység alsómiocénban kitakart, helyenként tovább egyengetődött alsóeocén tönkfelszínre újra eltemetődött (JAMBOR A. 1958., BALOGH K. 1964., BALLA Z. 1966., RADOCZ GY. 1966., SCHRÉTER Z. 1955.).

A bádeni (torton) emeletben a tenger lassú visszahúzódása és a bükkalajai tűzhányóműködés tovább folytatódott, a helvét riolitvonulattól D-re újabb riolit- és dácitlávaárak képződtek (HEVESI A. 1978.).

A szarmata emeletben az Alföld lassú süllyedésével párhuzamosan az egész északi-középhegység lassan emelkedni kezdett (HEVESI A. 1978.).

A Bükk és az Upponyi-hegység felszínének zömét a pliocénban már szárazföldi lepusztulási folyamatok formálták. A vidék legnagyobb vízfolyásainak (Eger-patak, Laskó-, Hór-, Szinva-, Garadna-, Bán-patak, Csernely) ősei is megjelentek. A két hegység önálló vízrendszere a miocén kavics- és riolittufatakarókat tovább vékonyította (PINCZÉS Z. 1968.).

A Bükk miocén takarórétegei helyenként már a felsőpliocénban lehordódtak, és a legerősebben emelkedő területek félig kitakart tönkfelszinné csupaszodtak. Ez egyúttal azt jelenti, hogy a Bükk fedett karsztjának nyílt vegyeskarszttá (=allogén, B típusú karszt, JAKUCS L. 1971.) alakulása a felsőpliocénban megindulhatott. A Bükk lassan emelkedő, félig kitakart tönkjéhez csatlakozó peremvidék szerkezetileg módosult, eltemetett vagy fedett tönkmaradványait a hegységből lefutó záporpatakok fokozatosan hegyláb felszinné egyengették (HEVESI A. 1978.).

A jégkorban (pleisztocén) a Bükk-vidék emelkedése tovább folytatódott. A Bükk fő tömege alacsony, majd középhegységgé magasodott (HEVESI A. 1978.).

A hegység és környezete között növekedő szintkülönbség, az éghajlat pliocén végi-jégkor eleji megváltozása (lehülés) és a hegységperemi törések a kisebb vízfolyásokat is fokozatosan állandó mederbe kényszerítették. Ezzel a pliocénban még uralkodó záporpatakok nagy felületeket érintő (areális) tevékenységét erős völgyképződés (lineáris erózió) váltotta fel. A puhább agyagpala-felszínek és a kemény,

karsztos mészköredőteknők lepusztuláskülönbsége a hegység magasságviszonyainak és szerkezetének fordítotttságát (inverzióját egyre feltünőbbé tette, így a Bükk sajátos arculatú tájegységei - a Nagy- és Kis-Fennsík, az északi- és Déli-Bükk - némileg már a jégkor elején (ópleisztocén) kirajzolódtak (HEVESI A. 1978).

A hegység állandó emelkedése a glaciálisok és interglaciálisok váltakozva erősödő és gyengülő lepusztulás-folyamatainak (karsztosodás, völgyképződés, ill. lejtőmozgás, fagyaprózódás) hatékonyságát összességében megszakítás nélkül fokozta. Ennek következtében a Bükk döntő része nyílt vegyeskarszttá alakult, amelynek területe a takarórétegek lehordódása következtében fokozatosan gyarapodott, ugyanakkor zsugorodása is megindult (HEVESI A. 1978.). A karsztterület csökkenése legszembeötlőbb a két fennsík peremén (STRÖMPL G. 1914).

TOTH G. (1975) a hegység közetfelépítését figyelembe véve felismerte, hogy a Dél felé dőlő mészkörétegek az alátámasztásukat jelentő agyagpalák gyorsabb lepusztulása miatt leszakadnak, s mögöttük meredek, függőleges, sőt áthajló falak maradnak vissza. Mindezt az alacsonyabb környezet felől hátravágódó völgyek is segítik.

A fedett karsztok vízfolyásai, pl. a Hór-patak, a mészkőfelszínre a következőképpen öröklődhetnek át. Ha a takarórétegek átfürészelésekor a karsztvízszint a völgytalp közelében helyezkedik el, és az emelkedés következtében

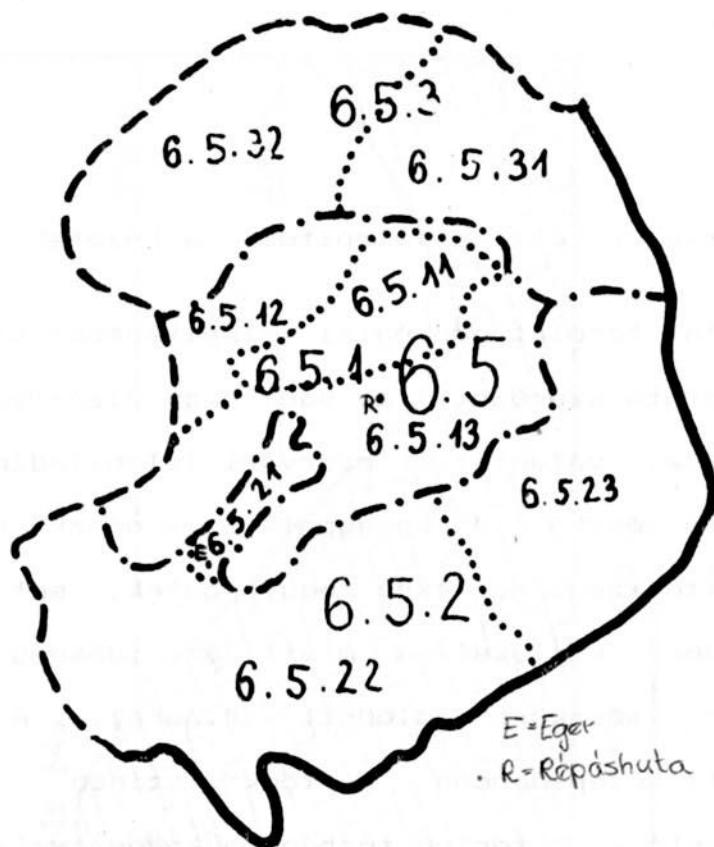
süllyedő karsztvízszinttel a vízfolyás bevágódása lépést tarthat. Így mészkövidékeinken is a nem karsztos, kemény kőzetekre jellemző, meredek falú, szabályosan átöröklött (epigenetikus) szurdokvölgyek jöhetnek létre (HEVESI A. 1978.).

Az utolsó jégkorszak (würm) vége óta (10-15 ezer év) a Bükkvidék felszinalakító folyamatainak hatékonysága mindinkább a maihoz vált hasonlóvá. Szerkezeti-felszinalaki inverzió bizonyítékként a hegység legmagasabb részein a kréta időszi gyűrődés mészköredőteknői preparálódtak ki, az agyagpalából álló redőhátak alacsonyabb térszinekké (Dél nyugati-Bükk, északi-Bükk), esetenként mély völgyekké (Garadna-völgy) pusztultak. A Bükk és az Upponyi-hegység felsőeocénban eltemetett, az alsómiocénban kitakart és részben tovább egyengetődött, majd a középsőmiocénban újra eltemetett, s a szarmata óta ismét kitakaródzó alsóeocén tönkfelszine a fölboltozódásszerű emelkedés hatására megifjodott, jellegzetes arculatú, nyílt vegyes karszttá vált, amely a Bükk-Fennsík (Nagy-, Kis-Fennsík), az északi- és a Déli-Bükk (Délkeleti-, Dél nyugati-Bükk) sajátos vonású, fiatal völgyek és lepusztuláslépcsők mentén viszonylag könnyen elkülöníthető középhegységi tájegységekre tagolódik. Ezeket övszerűen fogja közre a feldarabolt bükk-háti és a bükkaljai hegyláb felszín (HEVESI A. 1978.).



- | | |
|---------------------------|-------------------------------------|
| 1. Bükk | 1.3. Hevesaranyos-Mikófalvi-medence |
| 1.1. Középső-Bükk | 1.3.1. Hevesaranyos-Szúcsi-medence |
| 1.1.1. Bükk-Fennsík | 1.3.2. Mikófalvi-medence |
| 1.1.1.1. Nagy-Fennsík | 1.4. Bükkalja |
| 1.1.1.2. Kis-Fennsík | 1.4.1. Tárkányi-medence |
| 1.1.2. északi-Bükk | 1.4.2. Cserépfalvi-medence |
| 1.1.3. Déli-Bükk | 1.4.3. Kisgyöri-medence |
| 1.1.3.1. Délnyugati-Bükk | 2. Upponyi-hegyhát |
| 1.1.3.2. Délkeleti-Bükk | 2.1. Upponyi-hegység |
| 1.2. Bükk-hát | 2.1.2. Upponyi-medence |
| 1.2.1. Parasznyai-medence | 2.2. Csokvaományi-medence |

2. ábra. A Bükk-vidék tájtagolása. - a=középtájcsoporthatára; b=középtájhatára; c=kistájcsoporthatára; d=kistájhatára; e=kistájréshatára (HEVESI A. 1986/c)



1:525 000

6.5. BÜKKVIDÉK

6.5.1. Központi-Bükk

6.5.11. Bükk-fennsík

6.5.12. északi-Bükk

6.5.13. Déli-Bükk

6.5.2. Bükkalja

6.5.21. Tárkányi-medence

6.5.22. Egri-bükkalja

6.5.23. Miskolci-bükkalja

6.5.3. Bükkklába

6.5.31. Tardonai-dombság

6.5.32. Upponyi-hegység

——=nagytaáj határ

- - -=középtáj határ

-.-.-=kistájcsoport határ

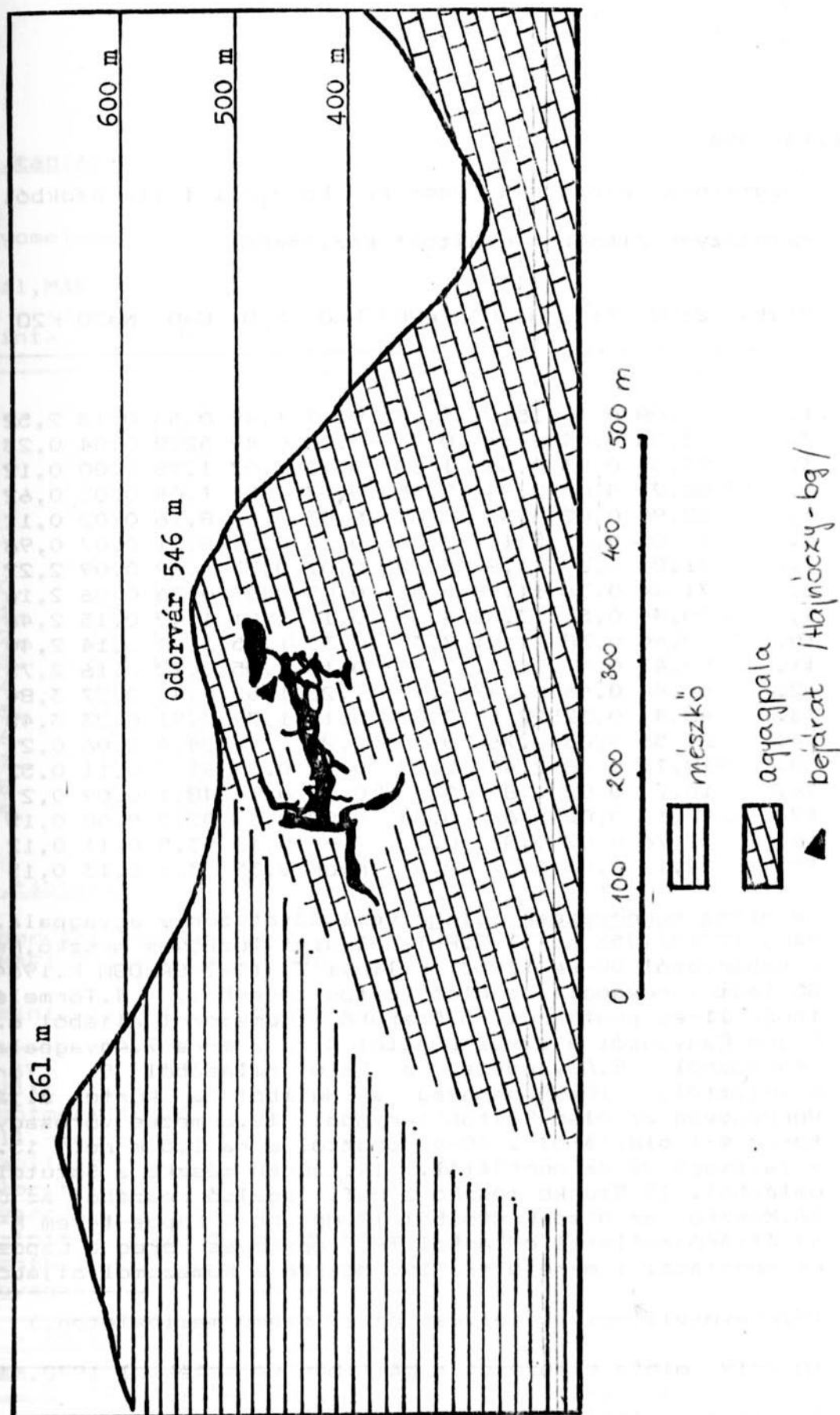
.....=kistáj határ

3. ábra. A Bükkvidék tájtagolódása PÉCSI M.-SOMOGYI S.-
MEZŐSI G. (1986) szerint.

1.2. Odorvár közettani felépítése, a közetek jellemzői

A mintaterület geológiai felépítésében két fő közettípus játszik döntő szerepet, az Odor-hegy alsó-ladini sötétszürke agyagpalája, valamint az odorvári felső-ladini sötétszürke szaruköves mészkő. Az agyagpala és a mészkő rétegek a krétvégi tektonizmus hatására meggyűrődtek, sőt az átbuktatott takaróredők kialakulása miatt az idősebb agyagpala fiatalabb mészkőre tolódott (4. ábra). A Bükk módosult felsőkréta-középsőeocén tönkfelületén a helvét tengerelöntés, a torton tüzhányóműködés, valamint a szarmat "újjászületés" után a felsőpliocénban az "ős" Hór-patak megjelenhetett a területen (HEVESI A.1978.).

A sötétszürke agyagpala selymes fényű, sima tapintású jellegzetesen palás szerkezetű kőzet, agyagos-szericites és többé kevésbé meszes alapanyagba ágyazott, átlagosan 5-40 µm átmérőjű törmelékes és epigén ásványszemekkel. Ezek között CSANK E-NÉ (BALOGH K.1964.) szerint zárványos kvarc, mállott plagioklász és muszkovit, továbbá limonit, pirit, kevés cirkon, gránát, rutil, esetleg aktinolit mutatható ki. Az agyagásványok közül az uralkodó illit mellett olykor néha klorit is található. A kőzet sötétszürke színét szerves anyag okozza, amely a palássági síkokkal párhuzamosan rendeződött el. A törmelékanyag rendszeren kőzetliszt és pelit, tehát a kőzetet aleuritos agyagpalának lehet nevezni (BALOGH K.1964.).



4. ábra. Odorvár és az Odor-hegy geológiai felépítése.
 (NYDNY-KÉK irányú metszet, SZLANKO I. után
 módosította MUCSI L.)

1. táblázat.

Közetminta elemzések Odorvár környéki feltárásokból és Hajnóczy-barlangból gyűjtött közetekből.

Minta	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂
1.	67,08	0,49	15,21	5,23	0,07	1,49	0,53	0,18	2,52	-
2.	3,53	0,04	nyom	0,49	0,03	0,49	52,8	0,04	0,23	41,8
3.	93,3	0,03	0,66	1,5	0,13	0,07	1,78	0,00	0,12	1,04
4.	88,2	0,08	2,94	2,85	0,17	0,51	1,06	0,03	0,62	0,48
5.	82,95	0,02	0,3	0,69	0,03	0,1	8,16	0,02	0,11	6,54
6.	73,09	0,2	5,1	3,74	0,13	0,51	8,21	0,07	0,96	6,1
7.	71,84	0,39	11,8	5,29	0,01	0,33	0,69	0,09	2,22	0,37
8.	71,44	0,36	11,98	5,53	0,05	0,83	0,36	0,06	2,16	2,17
9.	70,34	0,56	13,32	4,68	0,11	1,01	1,42	0,15	2,46	0,73
10.	52,60	0,38	21,91	7,35	0,33	1,55	1,44	0,14	2,40	0,18
11.	50,4	0,4	23,5	7,6	0,13	1,55	0,72	0,16	2,73	0,11
12.	50,4	0,46	22,47	6,9	0,23	1,55	1,43	0,27	3,84	0,22
13.	46,4	0,32	22,58	7,2	0,15	1,79	3,91	0,23	3,45	2,34
14.	29,56	0,03	0,76	0,4	0,29	-	34,6	0,06	0,2	28,5
15.	19,71	0,06	2,44	2,53	0,12	0,3	41	0,11	0,52	31,8
16.	10,2	0,02	1,8	0,5	0,02	0,3	48,1	0,09	0,2	37,51
17.	5,11	0,02	0,6	0,34	0,02	0,3	52,2	0,08	0,15	40,6
18.	2,76	0,02	0,87	0,3	-	0,13	53,5	0,11	0,12	41,78
19.	2,1	0,03	0,37	0,2	nyom	0,35	53,1	0,13	0,15	41,17

A minta megnevezése, lelőhelye: 1. Sötétszürke agyagpala, Felső kány (2710/1953, K.T.) 2. Felső-ladini tüzköves mészkő, Felsőtá a kőbányától DK-re (1953. Kilinyi T.) (1-2 BALOGH K. 1964.). 3. só-ladini kovapala az Alsó-Füstös teremből. 4. Törmelék a tsogó 21-es pontjáról. 5. Szarukő a Komszomol aljából 6. Törme Grand Canyonból a 12-es ponttól D-re 2 m-re 7. Agyagpala az A -Füstösből 8. Agyagpala a Satu omlásából 9. Törmelék Acsolattól. 10. Vörösagyag a Hufiból a kürtő aljából. Vörösagyag az Alsó-Füstös teremből. 12. Lemezes vörösagyag a terem é-i oldaláról a 30-as ponttól é-ra 1,5 m-re. 13. Vörös a Tsitsogó 22-es pontjától. 14. Szürke mészkő a Satutól ény-omlásból. 15. Szürke mészkő a Hufi legalsó részéből az új bon 16. Mészkő az Alsó-Füstösből 17. Mészkő a Lapos-terem K-i vé az átjáró melletti omlásból 18. Cseppköves kéreg a Lapos-tere es pontjától 1 m-re NY-ra 19. Mészkő a Komszomol aljából.

(Mintavételi helyek jelzése az 1. számú mellékleten.)

(A 2-19. minta elemzését a MÁFI-ban végezték el 1978. márc. 1- Szabados Tamásné elemző irányításával.)

2. táblázat

Nyomelemek az odorvári kőzetekben (elemzést végezte: Földeák Pál, MAFI 1978).

Minta	B	Mn	Pb	V	Ti	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Sr	Ba	/ppm
3.	25	1600	2	4	400	25	60	6	4	16	40	60	
4.	25	1600	2	4	400	40	60	25	4	16	40	60	
5.	25	600	2	4	400	25	60	4	4	6	100	60	
6.	60	1000	4	25	1600	40	60	60	4	40	40	60	
7.	60	600	2	40	1600	40	60	25	6	40	40	60	
8.	60	1000	40	40	1000	60	60	40	10	40	40	60	
9.	100	600	10	40	1600	40	60	40	6	25	40	60	
10.	60	1600	16	40	1600	60	60	60	10	25	40	60	
11.	40	1600	16	60	1600	60	60	40	6	40	40	60	
12.	100	1600	16	100	1600	60	60	60	16	60	100	160	
13.	100	1600	10	60	1600	60	60	60	4	60	250	160	
14.	60	2500	4	4	400	60	60	40	40	25	600	100	
15.	100	4000	40	25	400	160	60	160	40	40	250	160	
16.	25	4000	2	4	400	40	60	25	4	25	600	400	
17.	25	4000	10	4	400	60	60	25	4	25	1000	100	
18.	25	1000	2	4	400	60	60	25	4	6	600	400	
19.	25	6000	4	4	400	40	60	16	4	4	1000	400	

3. táblázat

Odorvári kőzetek ásványi összetétele
(MAFI röntgenlabor 1978.05.31)

mintaszám	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
illit	-	-	-	8	12	16	20	27	28	41	32	-	-	-	-	-	-
montmorillonit	-	-	-	-	-	19	12	15	26	24	19	-	-	-	-	-	-
ill.-montmor.	-	-	-	n	3	-	-	19	17	12	23	8	-	4	8	-	7
kaolinit	-	-	-	5	15	21	15	13	14	9	7	-	-	-	-	-	-
klorit	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
kvarc	97	100	71	61	60	41	50	26	17	14	14	33	7	3	5	ny	ny
kalcit	3	ny	29	25	ny	3	4	-	-	-	6	59	93	93	88	100	93
geothit	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
agyagásvány	-	ny	ny	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

* a mérések relatív hibája +/- 10%

(a 2. és a 3. táblázatban a mintaszám magyarázatát lásd az 1. táblázatban)

A fekvő, alsó-ladini palaösszlethez legközelebb álló egyben legváltozatosabb ladini mészkő kifejlődést a tűzkő mészkőösszlet jelenti. Színük sötétebb, majd egészen világos szürke, mindig némi barnás árnyalattal. Gumós-szemcsés tűzkőzárványaik barnák, barnásfehérek vagy barnásfeketék. A közet finoman rétegzett, amelyet finomabb és kissé durvább szemű kalcitsávok váltakozása okoz, e sávok közé néha iktatódnak vékony kovalemezek iktatódnak. E réteglapokat gyakran sárga vagy lilás színű agyagos-limonitos bevonat borítja.

A túlnyomórészt kalcitból álló közet kevés dolomitot, igen kevés limonitot és piritet tartalmaz. Oldási maradékaiban 0,06 mm-nél kisebb szemcsenagyságú része - kis mennyiségű illit mellett - uralkodóan kvarc, 0,06 mm-nél nagyobb szemcsés frakciójában pedig, egyéb magmás és metamorf ásványok (ensztatit, augit, gránát, epidot, aktinolit, klorit, turmalin) mellett a földpát és a kvarc (ill. kvarc) jelentősebb (BALOGH K.1964.).

Fontos tény, hogy a fedőbe való átmenetet jelző, vöröses színű, kovás rétegek a dél-bükki palacsoport és a rákövetkező mészkőösszletek határán ez utóbbiak fácieskülönbségeire vonatkoztatás nélkül, mindenütt kimutathatók (BALOGH K. 1964).

Az 1-2-3. táblázatban szereplő közetminták illetve barlangi üledékek elemzése is igazolja a terület geológiai felépítésével kapcsolatos korábbi megállapításokat. Az 1-2. táblázat 1-2. mintája BALOGH KALMAN gyűjtéséből származik, míg a további mintákat VARGA CSABA gyűjtötte 1978-ban, de ezek minták elemzésének értékelését még nem végezték el eddig.

A mintákat a könnyebb összehasonlítás végett a SiO_2 tartalom csökkenési sorrendjében rendszereztem a korábbi barlangi mintavétel sorrendjétől függetlenül.

A legnagyobb SiO_2 tartalma - 83-93% - a felső-ladini tüzköves mészkőben található tüzkő gumóknak van, (a 83%-os SiO_2 tartalom is valószínűleg nagyobb lehetne az 5.mintában, ha gondosan megtisztították volna a mintegy 15% CaCO_3 -tól). A tüzkő gumókat az agyagpala törmeléktől az elemzés alapján az Al_2O_3 , az Fe_2O_3 , valamint a K_2O mennyisége szerint lehet elkülöníteni. Az alsó-ladini agyagpala a tüzkő gumóknál lényegesen több alumíniumot, vasat és káliumot tartalmaz.

A mészkő mintákban a tüzköves jellegnek megfelelően 10-30% SiO_2 -t találunk, de döntő a karbonát tartalom, amely eléri a 90-95%-ot . A barlangban gyűjtött mészkövek korábbi besorolása helyesnek bizonyult (sötétszürke tüzköves mészkő).

A nyomelemek vizsgálata alapján megfigyelhető, hogy a mészkövekben igen magas - 4-6 ezer ppm - a mangán, a stroncium - 250-1000 ppm - valamint a bárium tartalom. A stroncium és a bárium beépülése a kalcit rácsába megfelelő mennyiségű kalcium hiányában könnyen megtörténhet. A magas mangán tartalom okozhatja az Alsó- és Felső-Füstös-termek jellegzetes füstszerű cseppkö-bekérgeződéseinek sötét színét. (lásd a 14-19.számú mintákat)

Az 1-2-3. táblázatokban az agyagpala és a mészkő között helyezkednek el a barlang különböző részeiből gyűjtött agyagok. Az adatok értékeléséből származásuk egyértelműen eldönthető. A 10-11-12-13. minta az alsó-ladini agyagpala

mállásterméke, amely a különböző üledékbeáramlási ciklusok (HIR J. 1982,1985) alatt a szivárgó vizekkel a barlangosodott és ott néhol, pl. a Tsitsogó-teremben, hatalmas mennyiségben felhalmozódott. A barlangi agyagokban az illit-tartalom 46-52%-os. Az SiO₂ csökkenése mellett az alumínium és a vas, a magnézium és a kálium feldúsulása szembevetően a megnövekedett vas és alumínium tartalom okozza a barlangi agyagok jellegzetes vörös színét.

A nyomelemek közül a titán mennyisége kiugró, 1600 ppm. Az agyagásványok röntgenvizsgálata illit, montmorillonit, kaolinit és illit-montmorillonit vegyes szerkezetet mutat ki (lásd 3. táblázat). A derivatográfiai eljárással az illit sehol sem lehetett kaolinit jelenlétét kimutatni, így a kaolinit tartalom kérdéses (4.táblázat).

4.táblázat

Barlangi agyagok derivatográfiai vizsgálatának eredményei

10.minta	11.minta	12.minta	13.minta
Illit	Illit	Illit	Illit
Montmorillonit	Montmorillonit	Montmorillonit	Montmorillonit
Limonit 6-9%	Limonit 4-7%	Limonit 5-8%	Limonit 4-7%
		Klorit	Kalcit 4-6%

A barlangi agyagok a barlang négy különböző helyéről származnak: a Hufi-ból, az Alsó-Füstös-teremből, a Nagy-teremből és a Tsitsogó-ból származnak, de szinte az egész barlangban megtalálhatók. Mivel ott is fellelhetők, ahová ma semmi

mállásterméke, amely a különböző üledékbeáramlási ciklusok (HIR J. 1982,1985) alatt a szivárgó vizekkel a barlangba mosódott és ott néhol, pl. a Tsitsogó-teremben, hatalmas mennyiségben felhalmozódott. A barlangi agyagokban az SiO_2 tartalom 46-52%-os. Az SiO_2 csökkenése mellett az alumínium, a vas, a magnézium és a kálium feldúsulása szembetűnő. A megnövekedett vas és alumínium tartalom okozza a barlangi agyagok jellegzetes vörös színét.

A nyomelemek közül a titán mennyisége kiugró, 1600 ppm. Az agyagásványok röntgenvizsgálata illit, montmorillonit, kaolinit és illit-montmorillonit vegyes szerkezetet mutatott ki (lásd 3. táblázat). A derivatográfiás eljárással azonban sehol sem lehetett kaolinit jelenlétét kimutatni, így a kaolinit tartalom kérdéses (4.táblázat).

4.táblázat

Barlangi agyagok derivatográfiás vizsgálatának eredményei.

10.minta	11.minta	12.minta	13.minta
Illit	Illit	Illit	Illit
Montmorillonit	Montmorillonit	Montmorillonit	Montmorillonit
Limonit 6-9%	Limonit 4-7%	Limonit 5-8%	Limonit 4-7%
		Klorit	Kalcit 4-6%

A barlangi agyagok a barlang négy különböző helyéről, a Hufi-ból, az Alsó-Füstös-teremből, a Nagy-teremből és a Tsitsogó-ból származnak, de szinte az egész barlangban megtalálhatók. Mivel ott is fellelhetők, ahová ma semmilyen

úton nem juthattak, felhalmozódásuk a korábbi geológiai viszonyokkal magyarázható. A minták elemzéséből már bizonyított, hogy a barlangi agyag az agyagpala mállásterrmeke, így a barlangba csak úgy juthatott be, ha az agyagpala fedettség a mostaninál lényegesen nagyobb volt. A Bükk pliocén végétől számított emelkedése (HEVESI A.1986/c.)

Barlang	Barlang tszf-i magassága m	A karsztvizszint tszfi.i magassága a bg. környékén, m	Emelkedés m
Odorvári Lakó-barlang	540	260	280
<u>5.táblázat.</u> Adatok Odorvár pliocén végétől számított emelkedéséhez (HEVESI A.1986/c)			

és a Hór-patak egyidejű bevágódása az agyagpala lepusztulási folyamatainak felgyorsulásához vezetett. A Hór-patak, melyet valószínűleg a nemkarsztos agyagpala felszínről lefutó kisebb vízfolyások is tápláltak, az agyagpala-mészkö határán jelent meg a pliocénban. A patak folyási irányát a tektonikus vonalak is előre meghatározták. Az agyagpala lepusztulásával az eltemetett mészkörögök is előbukkantak. A kihantolódást fokozta, hogy az agyagpala és a mészkő határán előbukkanó forrásoknak a kiemelkedéssel együtt megnőtt a helyzeti energiája. Az Odor-hegy oldalából fakadó források hozták létre a lágakat, melyek szinte kiemelik a Hór-völgyből Odorvár tömegét. Az Odor- és a Zsilipes-lápa, melyek időszakos vízfolyással rendelkező, egy oldalról nyitott mellékvölgyek, körbefogják Odorvárat (1-2.kép).

2. ODORVARI TALAJOK ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE

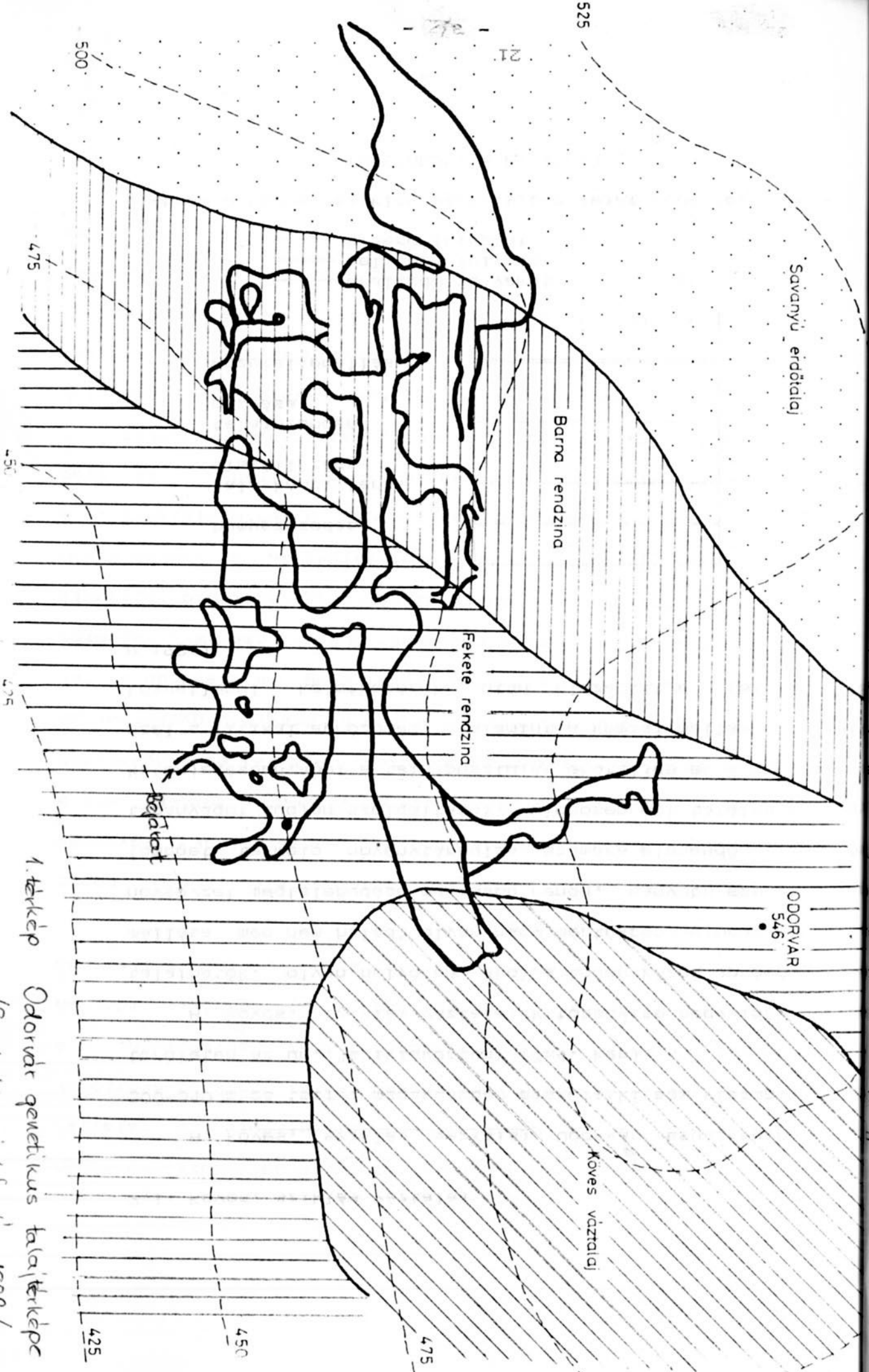
A talajjal borított, "rejtett nyílt karsztnak" nevezett területeken is a karsztosodás erősségét differenciáló tényező az adott területre jellemző mikroklíma, mely talajon keresztül a talajklíma megváltoztatásával juttatja érvényre hatását. A talajréteg vastagsága, átteresztettség-képessége, textúrája és szerkezete, valamint kémiai jellemzői a mikroklímátikus viszonyokkal kölcsönhatásban töltenek be jelentős szerepet a karsztdenudációs folyamatokban (BARÁNYI I. 1985.).

Az odorvári talajok a változatos kőzettani felépítésük szerint rendeződtek el. A két alapvető kőzettípus, az alsó-ladini sötétszürke agyagpala és a felső-ladini szürke tüzsköves mészkő felszíni érintkezési vonala éppen a Hajnóczy-barlang felett húzódik, aminek következtében a barlang feletti jelentősen eltérő talajtípusok alakultak ki.

A geológiai felépítés, valamint a terepen begyűjtött talajminták fizikai és kémiai elemzése után a következő három talajtípust különítettem el:

1. köves, sziklás váztalaj,
- 2/a. fekete rendzina,
- 2/b. barna rendzina,
3. savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj.

(lásd az 1. térképet)



1. térkép Odorvar geneticus talajterkép
/Szerk: Mucsi László 1988/

nevezet
ferenciái
mely
juttatj
áterszt
Jellemző
tenek b
(BARAN
felepitte
az alsó
szürke
Hajóczy
ng felet
egyűtöt
ezó háron

2.1. Köves, sziklás vázталaj

A köves, sziklás vázталaj Odorvár csúcsrégiójában, 500-540 m-es tszf-i magasságban alakult ki egy viszonylag ki-területen az ún. "sziklakerten" (3-4. kép).

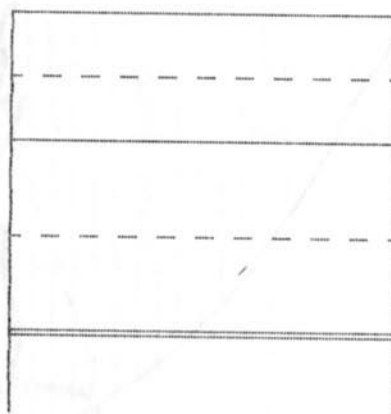
A köves, sziklás vázталajok többnyire hegyvidékeinkbe találhatók, olyan helyeken, ahol a tömör közet aprózódása é mállása még nem haladt olyan nagy mértékben előre, hogy növényzet megtelepedése magasabb rendű, nagyobb szervesanya tömeget termelő növénytársulás számára elegendő vizet é tápanyagot tudjon szolgáltatni. Különösen ott találhatók nag kiterjedésben, ahol a talajpusztulás erőteljes és a viz vagy szél a fizikai aprózódás, valamint a kémiai mállás termékei közvetlenül keletkezésük után elszállítja (STEFANOVITS P.1981).

humuszosodás

talajképz. term.
elszállítása

talajszemcsék
mozgása

közetellenállás



—— uralkodó folyamat

==== jellemző folyamat

- - - kísérő folyamat

5.ábra. A köves, sziklás vázталajban lejátszódó folyamatok.

(STEFANOVITS P. 1981)

A sziklakert talaja vékony rétegű, erodálódott, korábban valószínűleg ez a terület is erdővel borított és talajjal fedett volt. Az 5-10 cm vastag talaj csak az erózióknak kevésbé kitett lejtőszakaszokat fedi egységesen. A talaj lepusztulását feltehetően a történelmi időkben folytatott fakitermelés és az azt követő felerősödő talajerózió indíthatta el.

A talaj alól kibukkanó mészkösziklák 30-40 cm-re emelkednek ki a terepszintből, csúcsszintjük egységes felületet alkot. A sziklafelületek legömbölyítettek, ami a korábbi talaj alatti korrózióra utal. A talaj és a növényzet korábbi jelenlétét bizonyítják a 3-5 cm átmérőjű gyökerkarrok. A lepusztulás után megmaradó talajréteg nem elegendő a fák megerősödéséhez, ezért csak csenevész bokrok, cserjék, valamint sajátos, fokozottan védett sziklakerti vegetáció fejlődött ki. Ritka növényei között megtalálhatjuk a lyukaslevelű orbáncfűvet, a vérehulló fecskefűvet, a festő pipitért, a közönséges napvirágot, a magyar pikkelypáfrányt, az ágas homokliliumot, az ebfojtó mügét, az aranyos fodorkát.

A talaj fejlődési mechanizmusa, valamint a talajok fizikai és kémiai elemzése azt mutatja, hogy a köves, sziklás váztalaj a fekete rendzina maradványa. A fekete rendzina 30 cm-es talajmintája minden összehasonlított adat tekintetében megegyezik a köves, sziklás váztalaj felső, 5 cm-es mintájával (6-7-8-9. ábra).

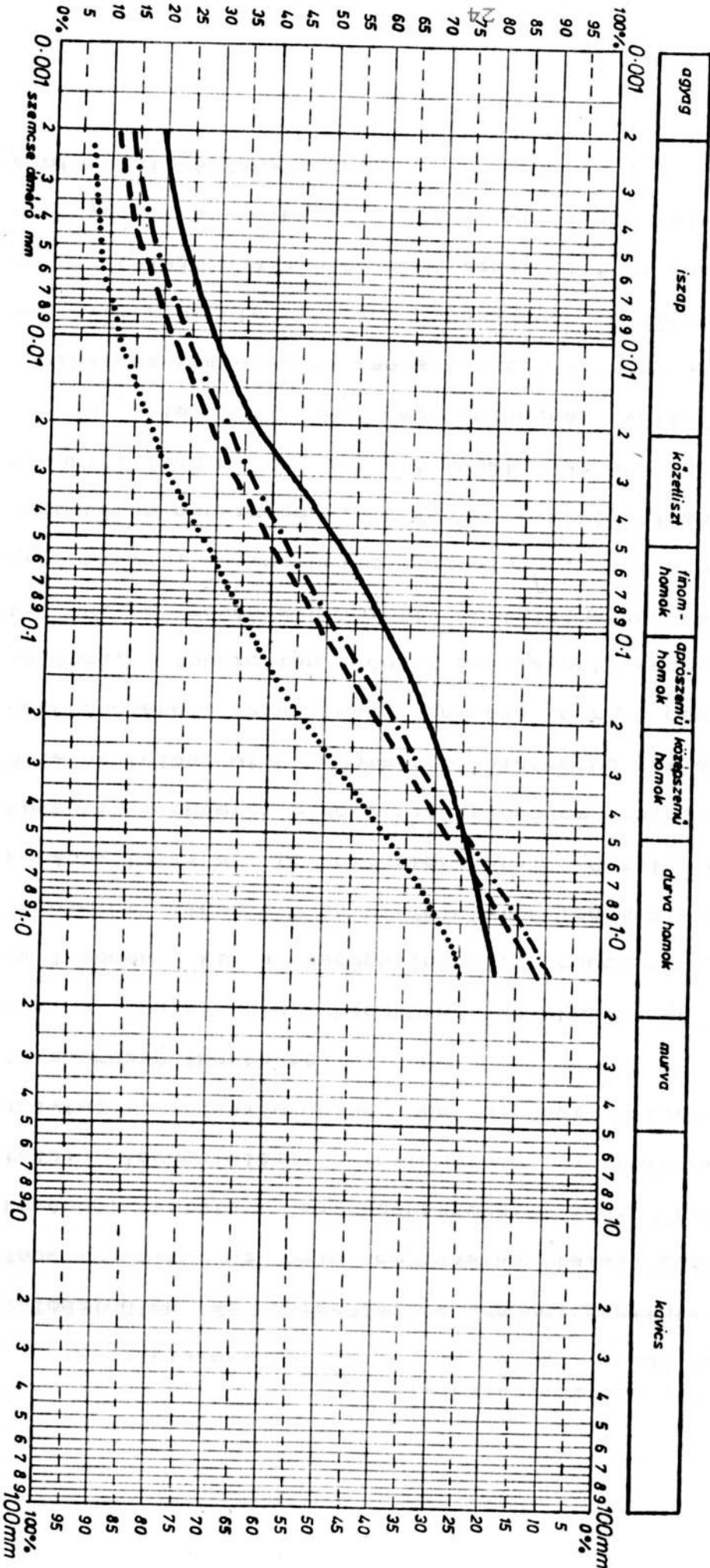
József Attila Tudományegyetem
 Természeti Földrajzi Tanszék
 Szeged, Egyetem u. 2-6. Telefon: 21-111

A rétegek
 jelzése
 és mélysége

A kutatófúrás helye:
ODORVÁR 5 cm

— fekete rendzina
 - - - barna rendzina
 savanyú erdőtalaj
 - - - - - köves, sziklás vázatalaj

SZEMCSEÖSSZETÉTELI GÖRBE



Az abszcissán leolvasott szemcse nagyságnál kisebb szemcsék
 mennyisége az egész anyag súlyszázalékában

6. ábra

Természeti Földrajzi Tanszék
 Szeged, Egyetem u. 2-6. Telefon: 21-111

jelzése
 és mélysége

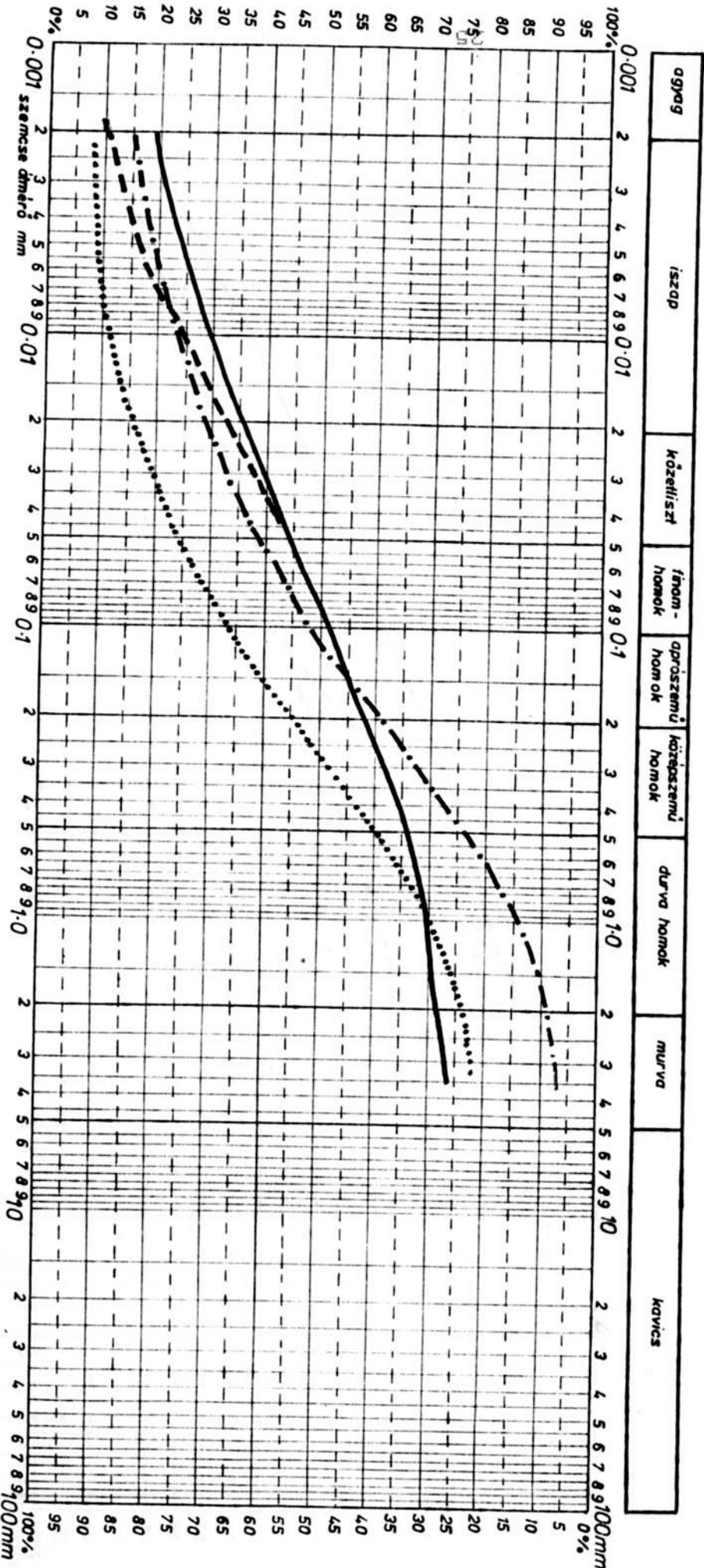
A kutatófürdő helye:

ODORVÁR 10cm

SZEMCSEÖSSZETÉTELI GÖRBE

- levele tenüzimű
- - - - barna rendzina
- savanyú erdőtalaj
- köves, sziklás váztalaj

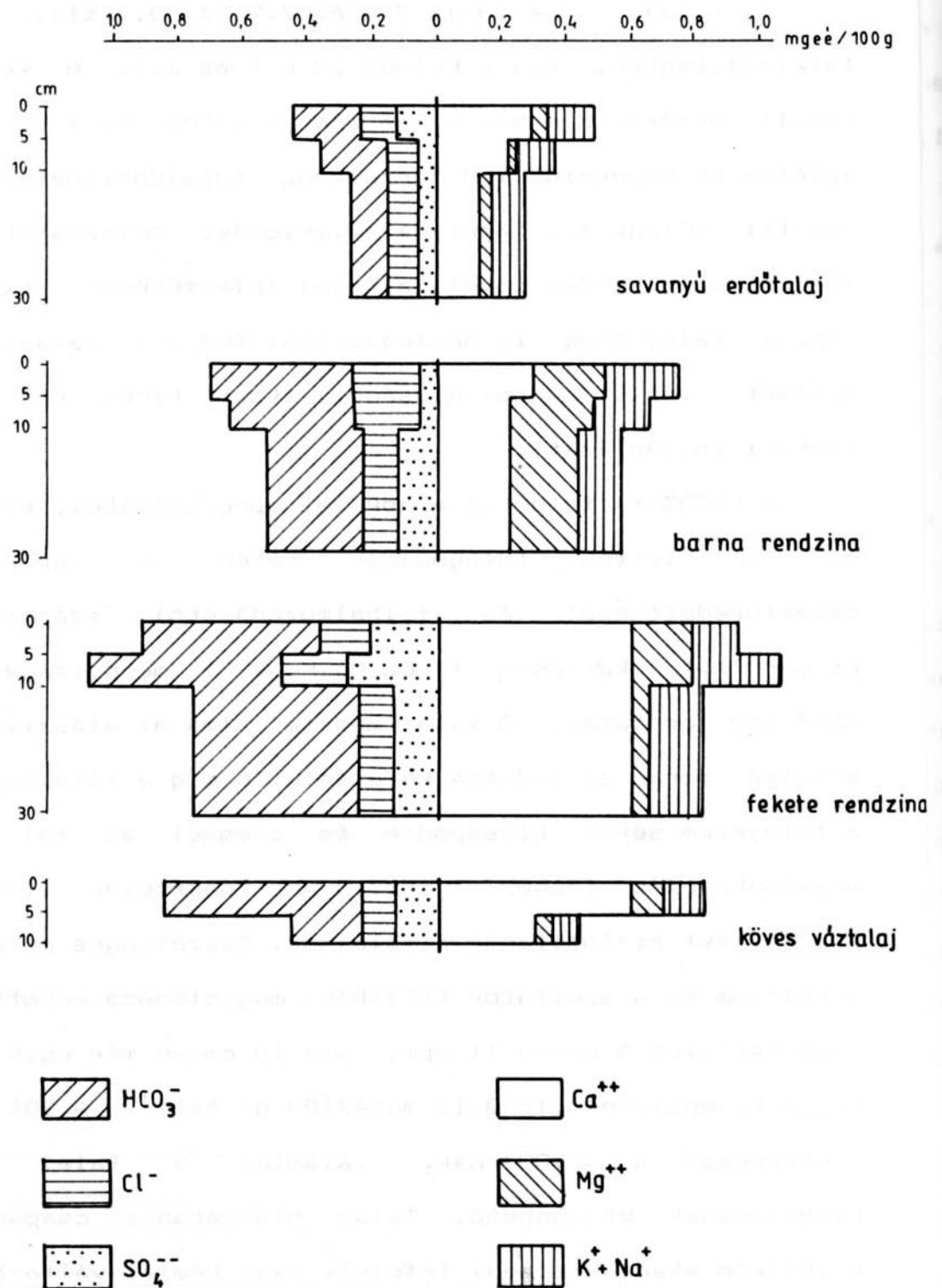
7. ábra



Az abszcissán leolvasott szemcse nagyságnál kisebb szemcsék mennyisége az egész anyag súlyszázalékában

A talaj vizes pH-ja 7.0 és 7.2 az 5, ill. 10 cm-es talajmélységben, míg a KCl-os pH 6.6 és 6.7. A semlegeshez közeli értékek a magas - 5-7 %-os - CaCO_3 és a kicserélhető kalcium és magnézium ion-tartalomnak tulajdonítható. A két pH közötti különbség, amely a savanyodási folyamatokra utal, igen kicsi. Mindez növeli a talaj jelentőségét, hiszen ez a vékony talajréteg is semlegesíteni tudja a savanyú esővíz hatását, ill. a savanyúságot okozó káros kén-tartalmat megköti (6.táblázat).

A CaCO_3 -tartalom az alapkőzet aprózódásából, kifagyással és a lejtős tömegmozgás révén a szikladarabok összetöredezéséből és felhalmozódásából származik. A kicserélhető kationok (Ca, Mg, K, Na) mennyisége 1.0-0.6 mgeé/100 gr talaj. A talaj mésztartalma az alászivárgó víz mozgása során az oldatba kerülés után még a talajszelvényben a talajszemcsékre kicsapódik és szemmel is jól látható mészkonkréciók jönnek létre. A konkréciók viszonylagos stabilitást biztosítanak a talajnak. Összefüggés mutatható ki a kalcium és a szulfátok talajbani megjelenése között, a SO_4 -ion-tartalom 5 cm-en 11 ppm, míg 10 cm-en már csak 1 ppm, a vizes kivonatban 0.13-0.13 mgeé/100 gr talaj. A SO_4 tartalom csökkenése a CaCO_3 -nak, valamint a talaj semleges kémhatásának köszönhető. Talaj hiányában a csapadékvíz a sziklákön akadálytalanul lefolyik vagy kémiai változás nélkül a barlangba szivárog. Alászivárgás közben viszont csak kis módosulás várható hiszen az alászivárgó víz szinte közvetlenül a barlangba jut. A barlangi termék felszínhez



**A VÍZBEN OLDHATÓ ANIONOK ÉS KATIONOK ELOSZTLÁSA
AZ ODORVÁRI TALAJOKBAN**

9. ábra

való közelségét a néhol karvastagságú gyökerek, gyökérvégződéseik, ill. a térképezési felmérések bizonyítják (Szabó-András-terem, Oriás-terem). Mivel a köves, sziklás váztalaj csak foltokban borítja a felszínt a szabad sziklafelületeken megjelennek az esővíz oldási formái az esőcsatorna-karrok. A 5. képen jól látható, hogy milyen intenzitáskülönbség van az esővíz és a talajon alászivárgó víz oldóképessége között. A szikla repedésében megtelepedett kis növény megkötött némi talajt és a talajon átszivárgó víz, keveredve a növény által termelt gyökérsavakkal lényegesen mélyebb és szélesebb karrcsatornát oldott, mint a levegő szabad CO₂-jét oldó esővíz. A 5. képen az esőcsatorna-karrok mellett gyökérradikát is megfigyelhetünk.

A humusz-tartalom 5.5-5.3 %. A szerves anyag miatt fekete színű talaj a D-i kitettségű sziklákon a nyári napokon teljes szelvényében átforrósodik.

A leiszapolható rész aránya 47-52 %. A kavicsos rész 7.4%. A szitálással és a leiszapolással történt fizikai összetétel meghatározás rendkívül rosszul osztályozott talajképet mutat. Az 5 és a 10 cm-es mélységből gyűjtött minta fizikai és kémiai hasonlósága homogén, egy szintből álló talajszelvényt bizonyít (6-7-8. ábra).

A jelenlegi állapotot értékelve úgy tűnik, hogy ennek a vékony talajtakarónak sikerült stabilizálódnia, de rendkívül érzékeny az extrém időjárási változásokra. A nagy nyári szárazság felperzseli a légyszárú vegetációt, és a növényzet kipusztulásával a gyökérszóna talajvédő hatása megszűnik, egyúttal megnövekedik a szélerózió. A hirtelen, nagy

intenzitású csapadék, ami általában az előbb említett nyári források alatt jelentkezik, a lemosódást növeli meg. A lemosódás miatt a köves, sziklás váztalaj Odorvár területén a mészkösziklák közötti üledékcsapdáknál halmozódott fel, ahonnan már nehezen pusztulhat tovább.

A köves, sziklás váztalaj tulajdonságai rámutatnak arra, hogy milyen veszéllyel jár a karsztos területeken a növényzet kiirtása, kipusztulása.

2.2. A fekete rendzina

Odorvár D-i lejtőjének talaja döntően befolyásolja a rejtett nyílt karszt denudációs folyamatait (7 .kép).

Rendzina talajok közé soroljuk azokat a talajtipusokat, amelyek tömör szénsavas meszet tartalmazó kőzeten alakulnak ki, és a kőzet málladéka, valamint törmeléke mellett viszonylag sok humusz jelenlétével jellemezhetők. Hazánkban a rendzina talajok elsősorban mészkövön és dolomiton találhatók. A rendzina talajok szerkezete morzsás, humusztakaró szerkezete mull. A vízgazdálkodása szélsőséges, vízáteresztő képessége igen jó. A rendzinák növényzete lehe- sziklasztyepp, amelyre többnyire erősen szárazságtűrő növények a jellemzők, de lehet cserjés karsztbokorerdő, melyben gazdag, igen dús füves aljnövényzet fejlődik (8 .kép)

Az altípusok elkülönítése a talajképző kőzet tulajdonságaiból következő különbségeken alapul. Azok tömör karbonátos kőzetek, amelyek kevés idegen anyagot, így agyagos részt, vasoxidot vagy egyéb szilikátokat képez, szennyeződést és kísérő anyagot tartalmaznak a szénsavas mes-

mellett, a CaCO_3 mállásakor oldhatatlan közetdarabkákra esnek szét, és ezek a közetdarabkák összetapadnak a mész által kicsapott kalciumhumátok hatására (STEFANOVITS P.1981.).

Odorvár D-i, DK-i lejtőin a fekete rendzina fentihez hasonló módon, de más közettani alapon alakult ki. Amint az az 1-2-3. táblázatban is látható, hogy a szürke, tüzköves mészkő is tartalmaz szilikátokat, de a döntő szilikát "termelő" közet az agyagpala. A korábbi fedettség bizonyítékeként a fekete rendzina homokfrakciójában ma is számottevő az agyagpala jelenléte, még olyan területeken is, ahová ma semmilyen úton nem kerülhet agyagpala. Így a fekete rendzina kialakulhat akkor is ha a mészkő nem, vagy alig tartalmaz szilikátokat, de a mészkő korábban szilikátokban gazdag közettel volt fedett, és az a közet lepusztult vagy csak néhány cm-es vastagságban fedi a mészkövet. Ilyenkor már a mészkő talajképző tulajdonságai jutnak érvényre, és emellett a szilikátos közet hatása is jelentkezik.

A fekete és a barna rendzina talajjal végzett DTA-vizsgálatok is az agyagpala talajalkotó tulajdonságát mutatják. A fekete rendzinában a gyengén kötött vizeztartalom 6.7 %. A DTA effektusok montmorillonit, illit, klorit agyagásványok jelenlétét igazolják. A fenti állításokat a DTA-görbe struktúrvizleadási effektusai is alátámasztják. A minta szervesanyag-tartalma 10 %, emellett jelentős redukált vasat tartalmaz, mely szintén jellegzetes termoeffektust mutat. A barna rendzina DTA-vizsgálata inkább illit és klorit jelenlétét mutatja, míg a montmorillonit tartalom kérdéses. A minta szervesanyag-tartalma 5 %, a redukált vas is kevesebb,

mint a fekete rendzinában.

Hasonló vizsgálatokat végzett HIR J. (1985) a Hajnóczy-barlang kitöltésein. Megállapította, hogy az üledékek nagyrésze alsó-pleisztocén vörösagyag, felső-pleisztocén vörösagyag, felső-pleisztocén közettörmelék, valamint ismeretlen korú faunamentes vörösagyag és holocén közettörmelékes rendzina talaj.

Az alsó-pleisztocén vörösagyag minták DTA-vizsgálatával általában gazdag agyagásvány együttest mutatott ki. Jellemző az illit, montmorillonit kevert szerkezet, de gyakori kaolinit és a goethit is.

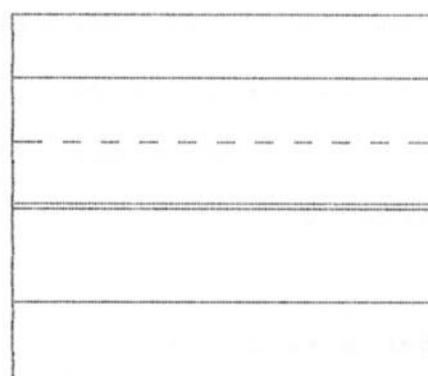
A felső-pleisztocén vörösagyagokban kizárólag illit mutatható ki (HIR. J.1985.).

Odorvár D-i lejtőjén a fekete rendzina talajon a meredek sziklás és köfolyásos területek kivételével, ahol egyáltalán nem fedti talaj a kőzetet, elsősorban tölgyeseket találunk. A vékony talajtakaró kedvezőtlen vízháztartás miatt azonban lényegesen fejletlenebbek, mint a nemkarsztos területek erdeiben élő tölgyek. Mivel a fekete rendzina talaj szerkezete könnyen leromlik akkor, ha a növénytakaró egység megbomlik és a szervesanyag utánpótlás megszűnik (lásd köves, sziklás váztalaj), ezeknek a gyengén fejlett fáknek és a dús aljnövényzetnek is fontos szerepe van a talaj megkötés szempontjából. A talajréteg vastagsága a sziklakert Ny-szélétől fokozatosan növekszik és a kezdeti 20-30 cm-ről 40-50 cm-re.

A fekete rendzina fizikai összetétele jellegzetes képet mutat. A talaj felső 5 cm-es mélységében, a gyökérszónában

kavics és a homokfrakció aránya $27+22=49\%$, a leiszapolható rész aránya 51% , ebből az agyag 19% . A mélyebb talajrétegekben a kavics és a homok frakció aránya 40 majd 33% -ra csökken, az agyag frakció 20% -ról 23% -ra növekszik. A mélység növekedésével együttjáró agyag tartalom növekedés a vertikális anyagmozgás eredménye (6-7-8. ábra).

humuszosodás
 kilúgozódás
 humuszkötés Ca által
 humuszkötés agyagásvány által



—— uralkodó folyamat
 === jellemző folyamat
 - - - kísérő folyamat

10. ábra. A fekete rendzina talajban lejátszódó folyamatok. (STEFANOVITS P.1981.)

A fekete rendzina vizes pH-ja az 5, a 10, a 30 cm-es talajmélységben 6.4 , 6.5 , 6.7 . Ezen értékek alatta maradnak a köves, sziklás váztalaj vizes pH értékeinek, de fekete rendzinában már nemcsak a mészkő, hanem az agyagpala is részt vesz a talajalkotó folyamatokban és az agyagpala több savanyú kémhatású közetalkotó elemet tartalmaz, mint a mészkő. A vizes pH-val egyidejűleg a KCl-os pH is csökken - 6.1 , 6.2 , 6.2 - de a két pH közötti különbségek itt sem nagyobbak 0.5 -nél. A talaj humusz-tartalma nem emelkedik 6% fölé.

A talaj szűrőképességét bizonyítja, hogy a talaj szulfát tartalma 28 ppm-ről 5 ppm-re csökken a 30 cm-es mélységben. A szulfát kiszűrése a barlangi cseppködegradáció elkerülése érdekében kedvező tulajdonsága a mésztartalmú talajoknak. A barlang egyes részeiben, elsősorban a köves, sziklás vázталajjal borított területek alatti barlangi termekben megjelentek a cseppködegradációs, visszaoldódásos formák. Még nem tisztázott, hogy ez a jelenség a Hajnóczy-barlang esetében a savas esők vagy más antropogén hatásnak következménye, de valószínűleg összefügg a talaj lepusztulás folyamataival.

2.3. Barna rendzina

A barna rendzina nem határolható el élesen sem a fekete rendzinától sem a savanyú, nem podzolos barna erdőtalajtól, de az orográfiai és a geológiai viszonyokat ismerve a kiterjedési területe egy vékony sávra szűkíthető. A barna rendzina éppen a mészkő-agyagpala határvonalon helyezkedik el oly módon, hogy a mészkövet egyre vastagodó rétegben fedi a gyagpala. A pusztuló agyagpala alól még előbukkannak a mészkősziklák is. A fekete rendzinától legjobban színében tér el. A 10 cm-nél mélyebb rétegek jóval világosabb színűek.

Jelentős változások vannak más paraméterekben is. A vizes pH 6.6-ról 5.6-ra csökken, míg a KCl-os pH 6.0-ról 4.3-re. A különbség 1.3, ami a savanyodási folyamatok erősödésére utal. A talaj kötöttsége 40-55, a fekete rendzinához hasonló. A CaCO_3 tartalom minimális, hiszen

talajszelvényben az agyagpala a meghatározó kőzet. A szulfát-tartalom 9.2 ppm-ről 0.2 ppm-re csökken. A humusz 5.2 és 2.5%.

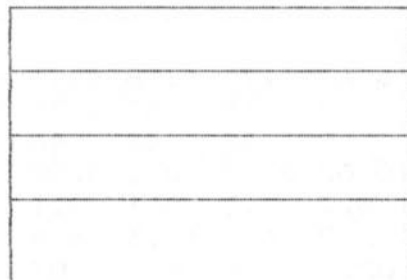
A pala fedőréteg vastagsága az Odor-hegy felé fokozatosan növekszik és a rejtett nyílt karszt fedett karszttá alakul át, a mészkő kibukkanások fokozatosan eltűnnek (9-10.kép).

2.4. Savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj

A savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj az Odor-hegy K-i lejtőjén alakult ki, szorosan kapcsolódva a barna rendzinához.

Ez a talajtípus, melyek szelvényei közé tartoznak hazánk legsavanyúbb talajképződményei, középhegységeinkben agyagpalán filliten, porfiriten és hidroandeziten fordul elő. (STEFANOVITS P.1981.).

humuszosodás
kilúgozódás
agyagosodás



—— uralkodó folyamat

11.ábra. A savanyú, nem podzolos barna erdőtalajban lejátszódó folyamatok (STEFANOVITS P.1981.).

A talajt, a mészkőterületeken található erdőségeknél egészségesebb erdők, ill. a fák alatt dús lágyszárú vegetáció borítja. Ez elsősorban a talaj kedvezőbb vízháztartásának, vízgazdálkodásának köszönhető.

A növényzet kedvező hatása, hogy az útbevágásoknál lassabban pusztul a talaj. A növények gyökérzete még ott összetart némi talajt, ahol a mélyebb rétegek már kimosódtak (lásd 11-12.képet).

A savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj fizikai összetételében a kavics és homok frakció a meghatározó, közel 70 %. Az agyagfrakció csak 6-8-9 % az 5-10-30 cm-es talajmélységben.

A talaj vizes pH-ja 6.2 és 5.3, a KCl-os 5.6 és 4.0. A savanyodási folyamat az ismertetett talajtipusok közül itt legerősebb. A humusz tartalom alacsony 4,4 és 2,7. A talaj ARANY-féle kötöttségi száma 40-45.

Vizsgálat neme	Talajtípus és a mintavétel mélysége cm-ben									
	k.v. 5	k.v. 10	f.r. 5	f.r. 10	f.r. 30	b.r. 5	b.r. 10	b.r. 30	s.e. 5	s.e. 10
pH KCl	6.63	6.75	6.58	6.91	6.91	5.97	5.96	5.94	5.55	4.4
pH H ₂ O	7.05	7.18	6.55	6.76	7.13	6.38	6.41	6.55	6.24	5.54
kötöttség	68	62	45	48	48	55	54	40	45	42
összes só%	0.02	0.02	0.2	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
CaCO ₃ %	5.2	7.2	0.1	0.1	0.7	0	0	0	0	0
NO ₃ +NO ₂ ppm	2.9	6.6	12.3	6.8	9.4	43.3	16.5	5.0	8.3	2.3
Fe ppm	82.4	59.8	832	487	442	512	451	471	437	555
Mg ppm	126	106	87	51	57	278	248	192	181	148
Na ppm	61	71	11	18	14	19	15	20	51	61
Zn ppm	14.6	9.5	15.6	13.6	16.8	20.9	12.5	4.6	6.5	4.2
Cu ppm	4.7	4.1	8.1	9.8	12.4	5.4	4.7	4.2	3.4	3.8
SO ₄ ppm	11	1	2.5	0.1	1.3	9.2	2.8	0.2	10.8	11.0
humusz %	5.5	5.2	5.2	4.9	5.3	5.5	5.3	2.5	4.3	3.2

k.v.= köves, sziklás vázталaj

f.r.= fekete rendzina

b.r.= barna rendzina

s.e.= savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj

6.táblázat. Különböző talajtipusok alapvizsgálatai adatai odorvári mintákból.(1987.júliusi mintavétel)

3. A MINTATERÜLET MINŐSÍTÉSE EROZIOÉRZÉKENYSÉG SZEMPONTJÁBÓL

A mintaterület értékelésekor feltárt talajeróziós problémák szükségessé tették, hogy a talajfejlődés szempontjából elsődleges folyamattal részletesebben is foglalkozzam.

A mintaterület minősítésének az alapja a terepi megfigyelésekből származó adatok feldolgozása. Miután az eredmények a valóságban lejátszódó jelenségeket mutatják be, a mintaterület minősítésekor használt elvi megfontolások helyessége vagy helytelensége egyértelműen megállapítható. Az erózióveszélyes területek meghatározásakor több tényezőt is figyelembe vettem, így pl. a talajtipusok fizikai és kémiai összetételét, a kötöttséget, a CaCO_3 és a humusz-tartalmat, a talaj termőréteg vastagságát, a mintaterület kitettségi-, lejtés-viszonyait, a víz és a lejtős tömegmozgás irányát, a csapadék mennyiségét, az alapkőzet típusát, valamint a növényborítottságot. Az egyes tényezőkön belüli osztályozást, pl. a növényborítottságon belül a sziklasztyepp, a karsztbokorerdő, az aljnövényzet nélküli és a dús aljnövényzetű erdő erózióra gyakorolt hatását is megkíséreltem elkülöníteni. Ez az elkülönítés a terepi és a laboratóriumi kísérletek hiányában a felhasznált irodalom és a terepi megfigyelések szerint csak tendencia jellegű, ebből következően az erózióérzékenységet is csak nem, kissé, közepesen, erősen erózióveszélyes terület kategóriába soroltam, pontos számadat nélkül.

3.1. A mintaterület kijelölése, felhasznált módszerek

A vizsgált térszín kijelölésekor a Hajnóczy-barlang és felszín 1:500 méretarányú térképe szolgált alapul, figyelembe véve azt, hogy a felszín és barlang között a kapcsolatot, levegőn kívül, elsősorban az alászivárgó víz teremti meg. A barlang viszonylag kicsi alapterülete lehetővé tette, hogy a barlang fölötti 150*150 m-es területet jelöljem vizsgálataim céljából. A területről begyűjtött adatok feldolgozása a MAP 2 térképelemző programcsomag segítségével történt.

3.1.1. A MAP 2 térképelemző programcsomag

Vizsgálataimat a MAP 2 térképelemző programcsomaggal végeztem. A programot IBM XT 260i típusú mikrogépen futtattam, a nyomtatáshoz IBM kompatibilis EPSON FX-1000-es nyomtatót használtam. Az alábbiakban a software nyújtott lehetőségekről és használatának fontosabb tapasztalatairól szeretnék rövid áttekintést adni.

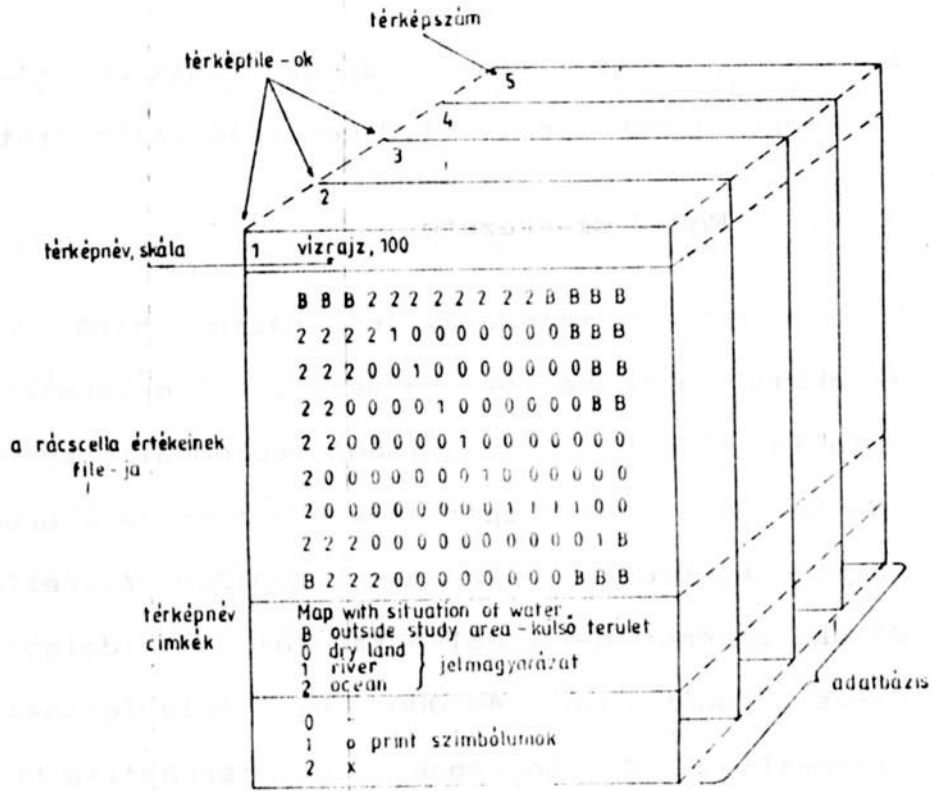
A MAP (térképelemző programcsomag) fejlesztése 1977-ben a Harvard Egyetemen kezdődött, majd 1983-tól a Yale-en folytatódott (TOMLIN 1977, 1983). A MAP lényegében a létező FIR-ek (Földrajzi Információs Rendszer) speciális kombinációja, matematikai szerkezeti alapjai a SYMAP (FISCHE 1966), a GRID (SINTON-STEINITZ 1969), az IMGRID (SINTON 1977) továbbfejlesztésével jött létre. Az eredeti program a korszaki számítógépen (PDP 11, VAX stb.) futott, mi a hollandiai D

Dorschkamp Intézettől - a Soros-Alapítvány támogatásával - a PC-re átírt MAP 2 nevű 1.2 verziójú változatot szereztük be.

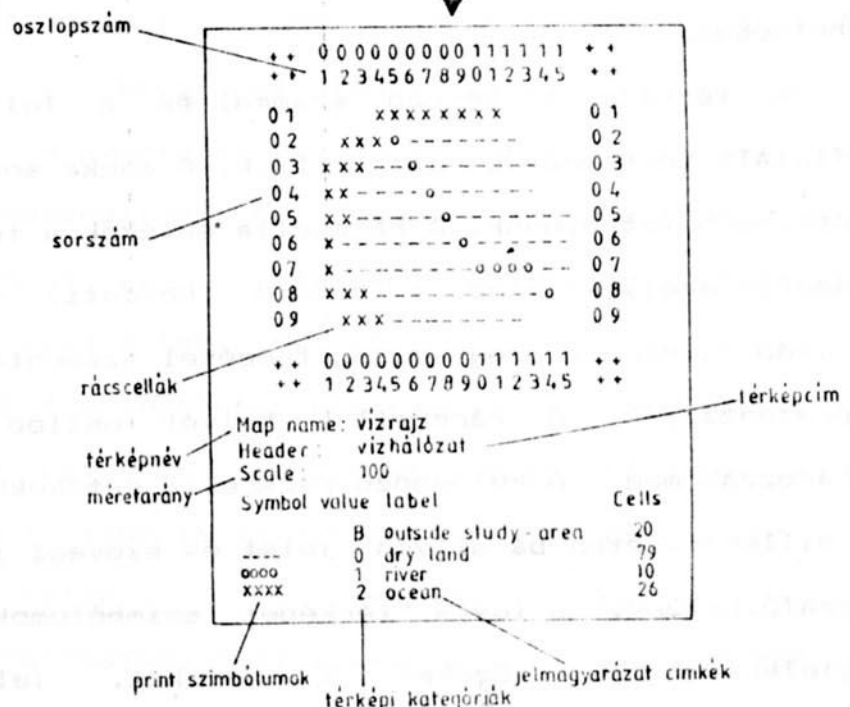
3.1.2. A MAP 2 szerkezete

A MAP 2 földrajzi információs háló (raszter) alapú földrajzi információs rendszer. Szerkezetét a 12. ábra mutatja be. Egy vizsgálandó regionális egység adatait az adatbázisban - térképfile-okon - tárolja a program. Az 1.2 verzió egyszerre térképenként 200*200 rácscellaadatot és 20 darab térképet tud kódolva tárolni és feldolgozni. Ez pl. 1 ha-os bontásban 40.000 ha feldolgozási lehetőségét biztosítja. A térképek - a térképfile-ok - rétegzett rendszerben vannak tárolva, tetszés szerinti sorrendben, és formában előhívhatók, közöttük gépi adatfeldolgozás is lehetséges.

A térképeket térkép számmal és a felhasználó által definiált térképnévvel azonosítjuk. A munka során elegendő az utóbbira hivatkoznunk. A rácscella értékek a térképfile-okban számok, amelyek mind a bemenő (kezdeti) - 1-től 100-ig terjedő -, mind a program segítségével számontartott adatokat reprezentálják. A rácscellák helyét oszlop és sorszámok határozzák meg. A különböző rácscella értékekhez tetszőleges (a billentyűzeten bármilyen) jelet és szövegi jelmagyarázatot hozzáfűzhetünk, s így a "térképet" szimbólumok formájában is megjeleníthetjük. Ezeket a jeleket, jelmagyarázatokat tárolhatjuk, s más térképfile-okra átvihetjük. A térképeket a képernyőn és sornyomtatón jeleníthetjük meg. A szűrkeségi



print



12. ábra A MAP 2 szerkezete

fokozatokat maximum 4 különböző szimbólum egymásra nyomtatásával érhetjük el.

3.1.3. A MAP 2 működése

Az adatok feldolgozása különböző utasítássorozatokkal, bázisoperációkkal történik. Van ezek között olyan, amely az adott térképek adatain történik, s van olyan, amely új térképet eredményez. A legfontosabb bázisoperációkat a végrehajtandó műveleteket tekintve a következőképpen osztályozhatjuk:

- az adatok bevitele (inputja) és átvitele;
- az adatok transzformációja;
- az adatok kivitele (output - térképrajzolás).

Mint azt korábban említettem, a vizsgált területet egyenlő nagyságú cellákra kell osztani. Minden rácscella földrajzi adatainak mennyiségileg meghatározottnak kell lennie. Ezeket a számjegyeket (a billentyűzettel) a következő parancsokkal vihetjük az adatbázisba: pl.

GRID (teljes térképfile)

POINT (részterületek)

Természetesen inverz műveletek (térképfile eltávolítása az adatbázisból) is lehetségesek: pl. OUTPUT (tárolt törlés), DELETE (teljes törlés) stb.

A bázisoperációk legnagyobb és legfontosabb csoportja az adattranszformációs operációkból áll. Ezek az operációk lehetővé teszik a térképfile adatainak elemzését és új térképek származtatását (a már meglévőkből).

A transzformációs műveletek a következők:

- a, egy térképfile rácscella értékeinek osztályozása (újraosztályozása) pl. RENUMBER a rácscella értékeinek megváltoztatása,
- b, olyan műveletek, amelyek új értékeket a szomszédos rácscellák függvényében számolnak ki, pl. az ORIENTACIÓ kitettségi térkép,
- c, logikai felülírás - két vagy több térképfile-t lehet felülírni. Minden rácscellához egy új rácscellaérték számíttatik ki az alapul szolgáló régi érték függvényében, pl. COVER - két térkép fedése, ahol mindig a nagyobb értékek mentődnek el.
- d, aritmetikai és statisztikai felülírás - az aritmetikai felülírás új térképfile-t konstruál két vagy több térképfile-ből származó, hasonló elhelyezkedésű rácscellakon végzett aritmetikai műveletekkel pl. ADD.

A térképek, táblázatok a MAP 2 adatbázisból nyomtathatók, megjeleníthetők (DISPLAY), s róluk minden információ is lekérhető (DESCRIBE).

3.2. A MAP 2 alkalmazása az adott mintaterület értékelésekor

A mintaterület kijelölésekor döntő jelentőségűnek feltételeztem a karsztfejlődés szempontjából az alászivárgás folyamatokat. A feldolgozott terület egység nem fedti pontosan azt a területet, amelyről a csapadékvíz a barlangba szivárog.

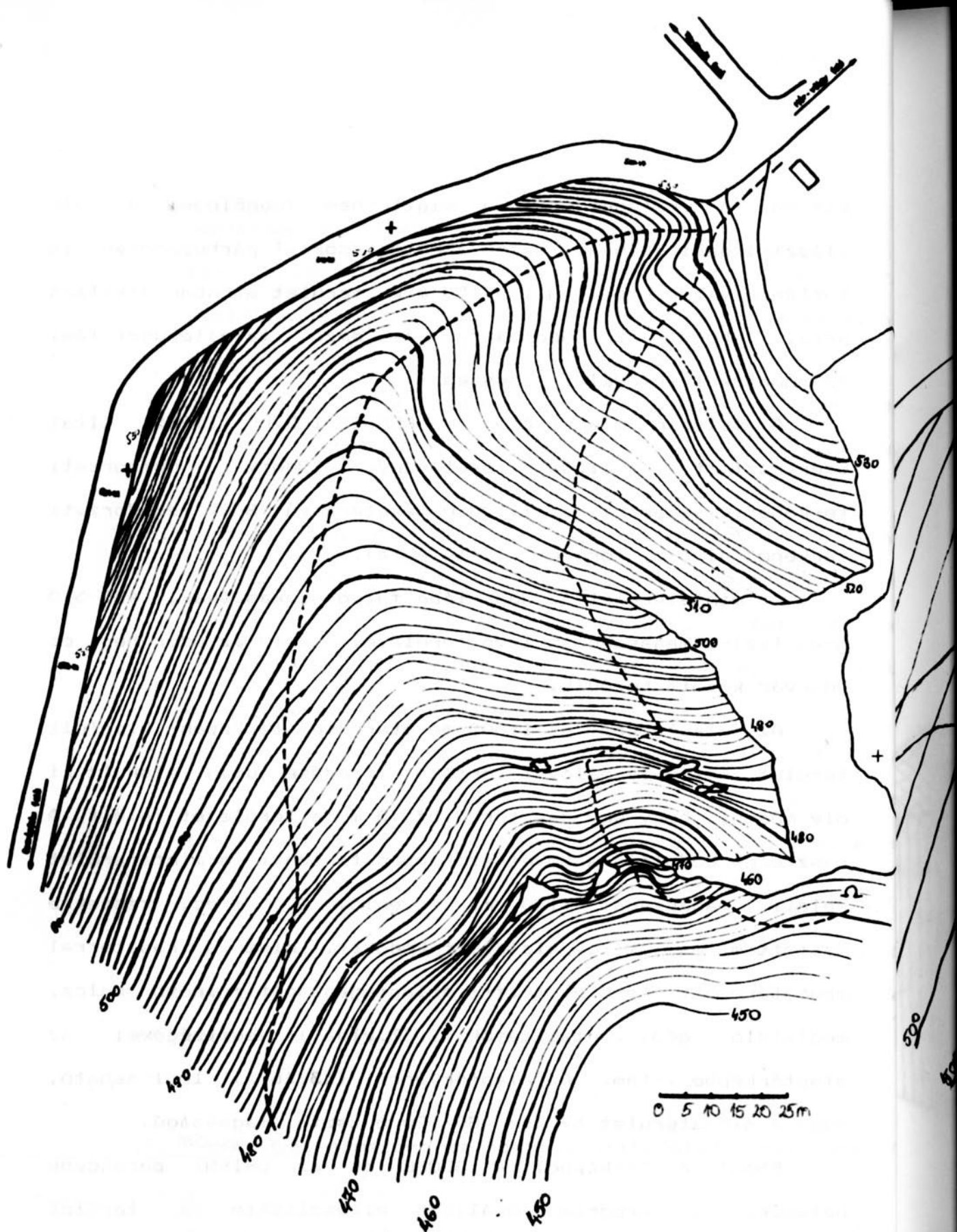
hiszen a rétegek dölése miatt nem függőleges a víz alászivárgási iránya, hanem a réteglapokkal párhuzamosan is történik vízvezetés. A 150*150 m-es terület azonban alkalmas arra, hogy az Odorvára jellemző talajlepusztulási folyamatokat értékelni lehessen.

A felszín minősítése a - KOCSIS ILDIKO (1985) által szerkesztett - 1:500 méretarányú "Odorvár domborzati térképe", valamint az 1:10000 méretarányú "Bükk domborzati térképe" alapján történt (13-14.ábra).

A mintaterület az Odor-lápa felső szakaszának, 450-570 m-es tszf-i magasságban lévő területe, amely az Odor-hegy és Odorvár között húzódik.

Az alaptérkép, az 1:500 méretarányú térképen kijelölt terület 60*60-as hálóval történt lefedése után alakult ki oly módon, hogy egy raszter 2.5*2.5 m-es területet jelölt. A raszterek kódolása a következőképpen történt: a mintaterület relatív magasságát (120 m) egyenlő, 2.5 m-es, részekre osztottam és az így kialakult kódokat, mint a raszterrel meghatározott terület tszf-i átlagmagasságát jelentő kulcs, megfelelő gépi utasítások (33.oldal) segítségével az alaptérképbe írtam. Az alaptérképről (13.ábra) leolvasható, hogy a mintaterület 67 %-a 480-520 m tszf-i magasságú.

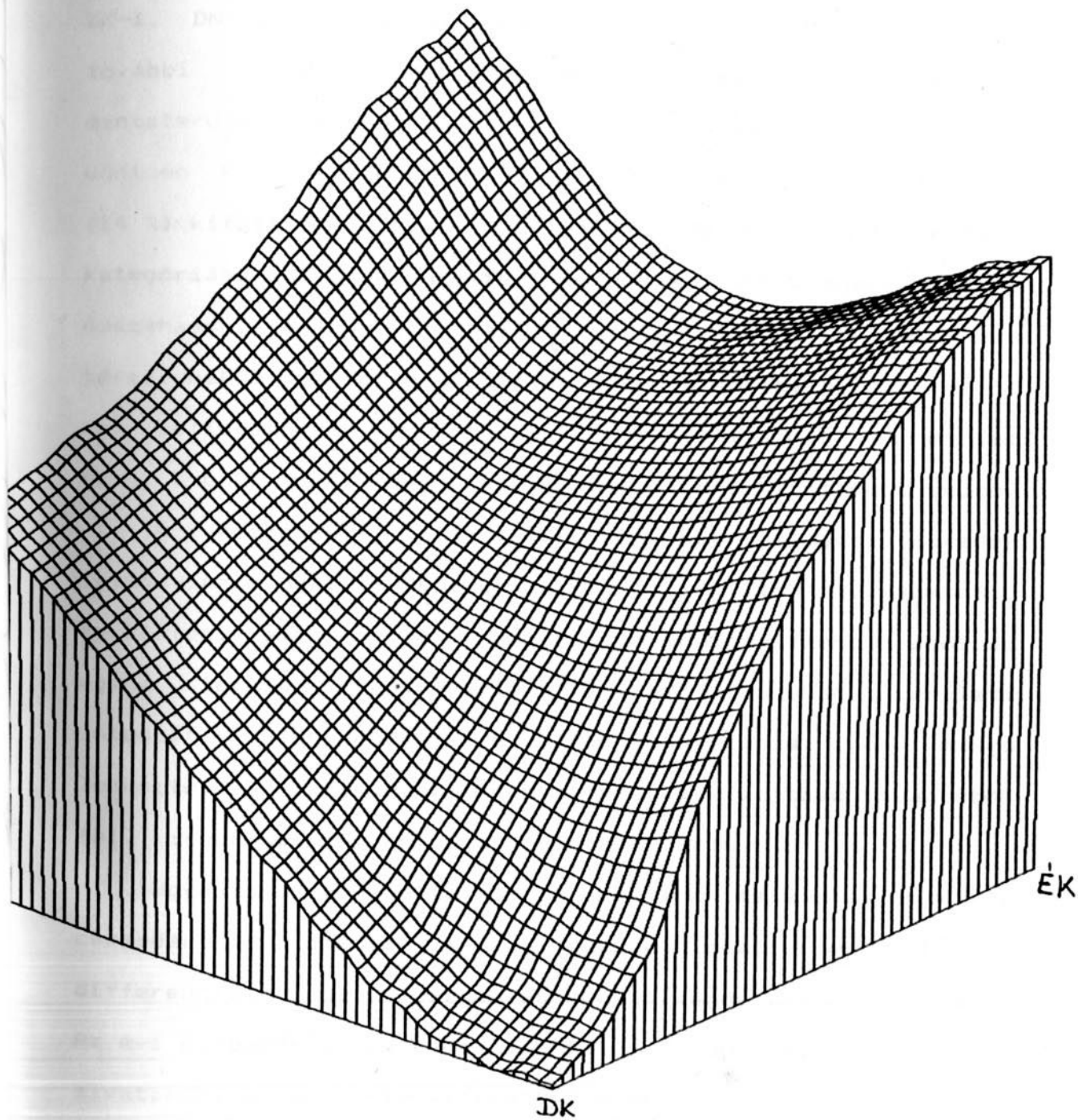
Ebből a térképből a SLOPE és az ORIENT parancsok hatására a program önállóan elkészítette a terület lejtőkategória és kitettség térképét. A mintaterület axonometrikus képe, melyet a PLOTCALL nevű programcsomaggal készítettem, szintén a terület szélsőséges lejtésviszonyait



13. ábra. Odorvár domborzati térképe (1:1000 méretarány)
 (szerkesztette: KOC SIS ILDIKÓ 1985)



14. ábra. Odorvár domborzati térképe és a Hajnóczy-batlang alaprajzi térképe (1:1000 méretarány)
 (szerkesztette: KOCSIS ILDIKÓ 1985)



Z ODORVÁRI MINTATERÜLET AXONOMETRIKUS KÉPE (150 x 150 m²)

$\alpha = 30^\circ$

15. ábra

mutatja (15. ábra). A 2.25 ha-os terület 15 %-a 1-5 %-os lejtésű, amelyet a lejtőkategória-térképen (16. ábra) pontokkal szimbolizáltam. A sík terület az agyagpala, mészkő határán található, az Odor-lápa felső szakaszán, D-i, DK-i, DNY-i lejtésviszonyok mellett (17. ábra). A lejtő további része enyhén meredek vagy meredek lejtő; a mintaterület 74 %-a 17 %-nál meredekebb lejtésű. A lejtők döntően K-i (17 %), DK-i (32 %), D-i (26 %), valamint DNY-i (14 %) kitettségűek, vagyis a lejtők több, mint 90 %-a e négy kategóriába tartozik. A kitettségi és a lejtőkategória térkép összehasonlításakor megállapítható, hogy a közel sík térszínnek minősíthető területek éppen a köztes helyzet miatt nem jellemezhetők egyértelmű kitettséggel, míg a terület közel $\frac{1}{4}$ -e 25 %-nál meredekebb lejtésű, DK-i kitettségű lejtő.

A domborzati alapadatok, melyek átlagos, meredek lejtésviszonyokat tükröznek a 450-570 m tszf-i magasságú területen, azt mutatják, hogy a talajerózió szempontjából az egész terület veszélyeztetett, ami azonban területi intenzitás-különbségeket ez nem magyarázza. A mikro lepusztulási jelenségek eredhetnek helyi lejtőadottságokból (pl. kisebb szikla, köfolyás, görgeteg,) is.

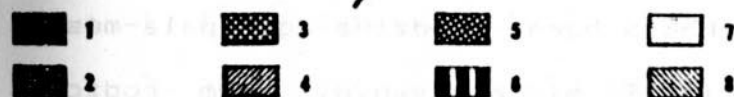
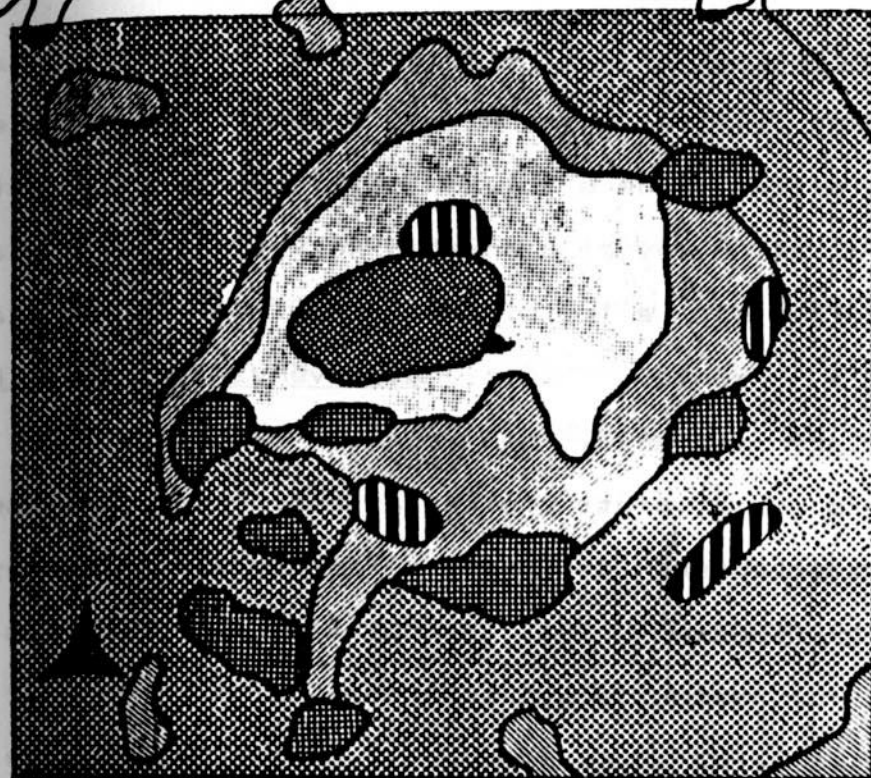
Ugyanigy alapfeltétele a fellépő talajerózióknak a csapadék is, amelyet a kis terület miatt nem lehetett differenciálni, de valószínűleg nem is lenne bizonyító erejű. Az évi csapadékösszeg becsült értéke 750-800 mm, gyakoriak a zivatarok, a nagy intenzitású esőzések.

A talajerózió területi különbségei nem a lejtésviszonyok és a csapadék eloszláskülönbségéből adódnak.

Az intenzitás változékonyság kialakulásában döntő szerepe a növényzetnek, a talajnak, az alapközetnek valamint a vertikális és a laterális víz- és tömegmozgásnak van.

A növényzetnek négy típusát lehet megkülönböztetni. sziklagyep vegetáció mészkő alapközetten, köves, sziklás vázta talaj jelenlétében alakult ki Odorvár csúcsrégiójában. Elsősorban füves, lágyszárú vegetáció alkotja. A talaj foltszerű megjelenéséből következik, hogy a növényborítottság nem egységes. Nagy intenzitású esők vagy nyári szárazságok alatt megnövekszik a talajlepusztulás mértéke. A vékony talajréteget a növények gyökérzete az alapközetig átfonja.

A karsztbokorerdő Odorvár D-i lejtőjén, fekete rendzina általalajon található. A magasabb rendű növényzet fejlettebb gyökérrendszere stabilitást biztosít a talajnak. sziklagyepnél zártabb, magasabban elhelyezkedő levélszinttel az intenzív csapadékhullás csepperóziós hatását védi ki. A karsztbokorerdő területén kisebb köfolyásokat találunk, melyeken az állandó tömegmozgás, valamint a talajhiány miatt semmilyen növényzet nem tud megtelepedni. Ezek a köfolyások valószínűleg a pleisztocénban keletkeztek krioplanációval. Az Odorvár jellegzetes mészköréteglépcsőit pedig pleisztocén krioplanációs falaknak tulajdoníthatjuk. A sziklás részekben gyakran előfordulnak visszahajló falak, melyek az alátámasztó agyagpala rétegek gyorsabb lepusztulása után maradtak vissza.



18. ábra. A Bükk hegység természetes növénytakarója
(ZOLYOMI után)

1. Artéri mocsarak és ligeterdők
2. Mészkedvelő tölgyesek, karszterdők, lejtős sztepp
3. Cseres tölgyesek
4. Gyertyános-tölgyesek
5. Hegyi (montán) bükkösök
6. Mészkerülő lomberdők
7. Középhegységi (szubmontán) bükkösök
8. Lőszpusztaerdők

Az aljnövényzet nélküli erdő a barna rendzina talaj típusos. A zárt levélzet ugyan kivédi a nagy intenzitású eső talajeróziós hatását, de a folyamatos, csendes esők alatt felszínen az aljnövényzet hiányában közvetlenül a talaj folyik le, így itt a lejtőirányú, és nem a vertikális vízmozgás a döntő. Az aljnövényzettel rendelkező erdős területeken (savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj) kettős fékező szint miatt csökken az esőcseppek sebesség, így a talajra érkezéskor is kisebb a csepperózió. A növényzet bármilyen károsodása, pl. erdőirtás, fapusztulás talajeróziós folyamatok felgyorsulásához vezet.

A terület karsztos és nem karsztos alapközetei a felső-ladini szürke szaruköves mészkő és az alsó-ladini sötétszürke agyagpala. A köves, sziklás vázталaj és a fekete rendzina alapközete a mészkő, a barna rendzina agyagpala-mészkő keverék alapközeten alakult ki, míg a savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj agyagpalára települt. A korábbi fedettségéből következik, hogy a fekete rendzina kavicsos homokfrakciójában nagyobb arányban fordul elő agyagpala törmelék. Az agyagpalán ~~sz~~ sajátos vízvezetést mutat. A barna rendzina felső 5 cm-es rétege teljes egészében agyagpala törmelék. A vékony, lemezes agyagpalán a csapadék akadálytalanul folyik le, és a rétegesen egymásra rakódó palalemezek meggátolják a függőleges alászivárgást. Ezért viz a kőzet mállástermékeit elszállítja; talaj ezen kőzettörmeléken nem képződik. A kőzettörmelék alatt azonnal ott van a barna rendzina agyagosabb, kavics-

homokfrakcióban szegényebb rétege. A barna rendzinát védő palaréteg viszont a növényzet hiányában rendkívül mobilis. A lejtős tömegmozgás ezen a területen a legjelentősebb. Hosszú, 10-15 m-es agyagpala köfolyásokat is megfigyelhetünk. Ez a vékony palaréteg azonban könnyen lepusztulhat és az alatta lévő talajrétegek szoliflukciós úton erodálódhatnak.

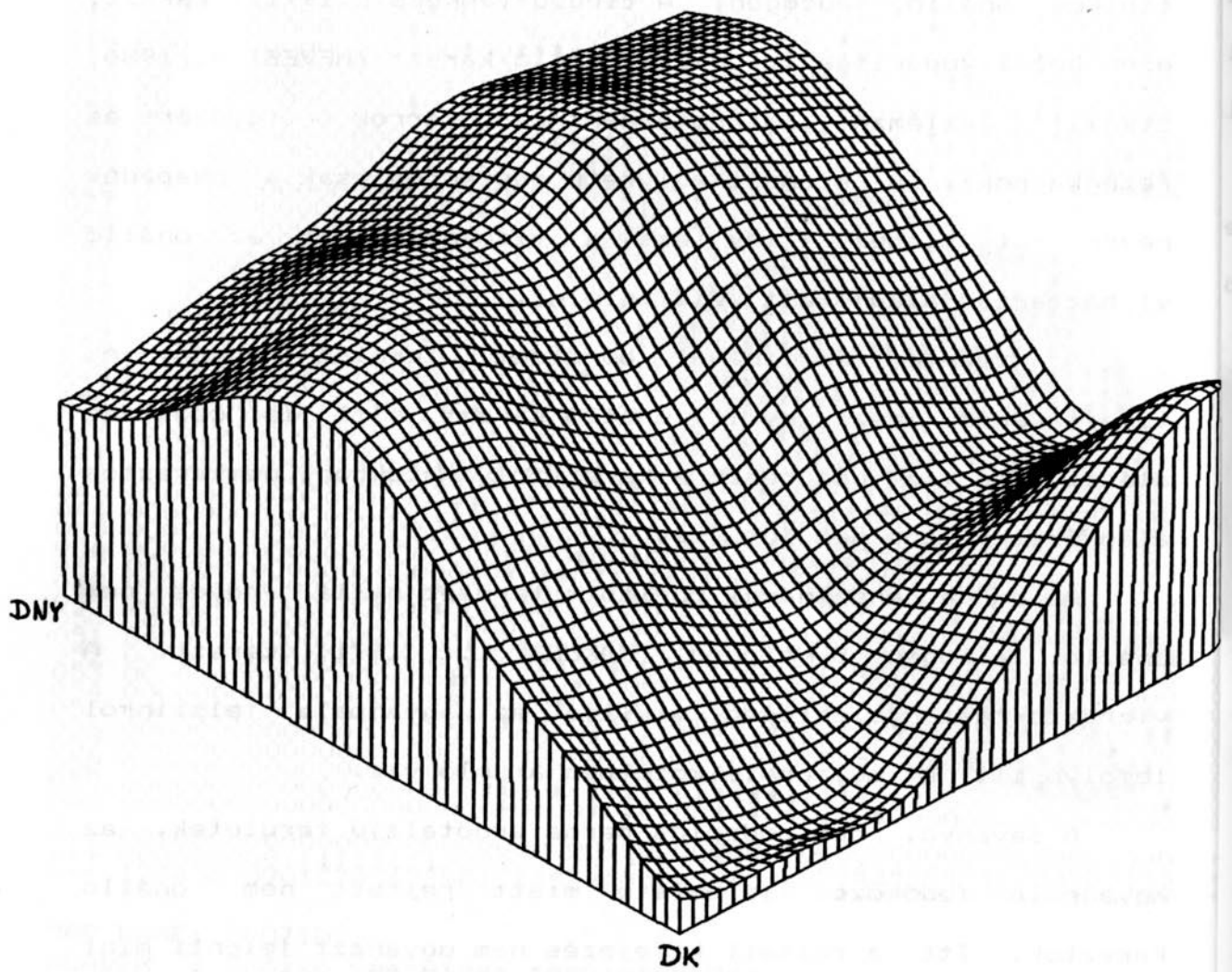
A savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj szintén agyagpalára települt, de a dús aljnövényzet hatására a lejtős tömegmozgás jelentéktelen, csak a lefolyás érvényesül. A DK-i lejtőkről lefolyó víz azonban éppen a barna rendzina területére áramlik, még jobban növelve az ottani eróziót.

Mindezek figyelembe vételével a mintaterület erózióérzékenységét a következőképpen állapítottam meg. Öt tényezőt vettem figyelembe:

1. talajvastagság (19.ábra),
2. növényzet típusa (20.ábra),
3. kitettség (17.ábra),
4. lejtőkategória (16.ábra),
5. alapkőzet (21.ábra).

Mind az 5 tényezőnek elkészítettem a területre vonatkozó térképét. Erózióveszélyesnek ítéltam meg a 10-50 cm vastagságú talajokat, hiszen az ennél vékonyabb talajszelvényt lényegében erodált talajnak lehet tekinteni, míg az ennél vastagabb talajok esetén az erózió nagy mértékben lecsökken. A növénytipusok közül a sziklagyep, a karsztbokorerdő és az aljnövényzet nélküli erdő jellegű

társulásokat emeltem ki az erózióveszély szempontjából, mert ezek a társulások csökkentik legkevésbé a csapadék intenzitásából eredő csepperóziót. A D-ies kitettségű lejtők az erős besugárzás miatt erózióveszélyesek, hiszen a szélsőséges hőmérsékletjárás az inszolációs aprózódást erősíti. A lejtőkategória térképről a 17 %-nál meredekebb lejtőket választottam ki, míg az alapközetű térképről a mészköves és a mészkő-agyagpala alapközetű területeket. Az így kialakult eredménytérképet a 23. ábra tartalmazza. Ezen a térképen jól láthatók azok a területek, amelyekre az erózióveszélyt jelentő kategóriák közül akár egy is vonatkozik, itt tehát nem emeltem ki súlyozva azokat a rasztereket, amelyeket több mutató is jellemez. A *-gal jelölt raszterek bár csak a terület 22 %-át takarják, de viszonylag egyenletes sűrűséggel. Néhány foltot azonban felfedezhetünk, amelyeknek különös jelentőségük. Ezek az összefüggő egységek, ha a genetikus talajtérképpel (1. térkép) egybevetjük az eredménytérképet, megállapítható, hogy pontosan a fekete rendzina és a barna rendzina határvonalán találhatók. Ezen a területen az agyagpala lepusztulási folyamatát figyelhetjük meg, vagyis a térképi minősítés alapján ezt a területet ítélnék erősen erózióveszélyesnek. Az összefüggő egységeken kívüli, de még kiemelt területek közepesen erózióveszélyesek az általuk határolt nem jelzett területekkel együtt, míg az egységesen nem jelölt savanyú, nem podzolos barna erdőtalajú területek kevésbé vagy egyáltalán nem erózióveszélyesek.



A HÓR - VÖLGY KÖZÉPSŐ SZAKASZÁNAK AXONOMETRIKUS KÉPE (4 km
 $\alpha = 30^\circ$)

23. ábra

4. A FELSZINI TALAJTIPUSOK ÉS A BARLANGI CSEPEGŐVIZEK KAPCSOLATA

A felszíni talajok és a barlang közötti kapcsolatot a mozgó víz és levegő rendszer teremti meg. A talajon történő alászivárgás után víz és levegőfázisok követik egymást a kőzet litoklázis rendszerében.

A Hajnóczy-barlang esetében még nagyobb jelentősége van ennek az alászivárgási folyamatnak, mert a barlangban nincs átmenő, állandó vízfolyás, így a barlangi légnedvesség, a barlangi aeroszol kialakításáért a csepegő vizek, közvetve tehát a felszíni talajok a felelősek.

A már ismertetett talajtipusoknak köszönhető, hogy az esővíz a talajon történő alászivárgás után egészen más tulajdonságokkal bír. A kőzeten történő átszivárgás közben a víz fizikai és kémiai tulajdonságai jelentősen változhat, így a talaj közvetlen hatása csak ott mérhető, ahol a víznek vékony kőzetrétegen kell átszivárogni. Az odorvári alapkőzetek erős rétegdőlése miatt a barlang mélyebb részeiben (akár 100 m-rel a bejárat szintje alatt) már nem egyértelmű, hogy melyik talajtipuson keresztül szivárgott a barlangba a csapadékvíz. Jelentősen befolyásolja a barlangba jutó vizek mennyiségét az agyagpala vízvezetése is.

A barlang K-i vége, az Oriás-terem benyúlik a köves, sziklás vázталajjal borított terület alá. Az elkopárosodás miatt a vékony talajréteg nem tudja megkötni az aláhulló csapadékot. A kőzetrepedéseken keresztül a barlangba jutó víz savanyú, esetleg erősen savanyú kémhatású. A vékony

közetrégen átszivárgó víz a barlangba jutva megőrzi agresszivitását és oldási formákat hoz létre. Az oldás erősíti a bemosódó talaj szervesanyag tartalma, valamint denevérek nagy mennyiségben felhalmozott ürüléke és a növénygyökérvégződés által termelt savak.

Az Oriás-teremben a levegő 80 % körüli relatív páratartalma (DOMJAN J. 1989.) is jelzi, hogy kevesebb víz jut ebbe a barlangrészbe. A cseppkövek is szárazak, pedig korábban intenzív cseppkőképződés folyt (13.kép).

A barlangban több helyen is lehet csepegővizet gyűjteni. A nyári mintavételek során 15-18 helyről gyűjtöttünk mintákat. A csepegésintenzitás erősen függ a csapadékjárástól.

TELEPÜLÉS	tszf	m	J	F	M	A	M	J	J	A	Sz	O	N	D	Ö
BÜKKZSÉRC	360	m	41	44	37	52	72	110	84	81	45	43	79	59	747
BOGÁCS	186	m	36	36	29	39	57	90	66	65	38	33	64	48	599
MEZÖKÖVESD			31	36	27	40	57	83	68	64	35	34	62	45	582
FELSŐTÁRKÁNY	230	m	34	37	30	43	61	92	70	68	38	35	65	43	621
EGER Szől.K.	173	m	33	36	30	40	62	86	64	64	34	36	65	47	597
BORSODNÁDASD	243	m	36	36	32	43	67	81	76	68	36	36	61	48	620
JÁVORKUT	700	m	47	49	45	62	80	116	97	87	47	48	89	71	838
SZENTLÉLEK	700	m	41	44	41	56	71	104	87	77	41	44	80	64	750
GARADNAVÖLGY	332	m	40	43	40	55	67	101	84	74	38	42	78	62	724
UJHUTA	580	m	46	51	43	61	83	121	97	89	51	47	88	69	846
ALSO-HAMOR			42	44	40	55	72	102	87	79	45	43	79	63	751
RÉPASHUTA	545	m	40	50	42	65	68	113	84	84	39	40	73	66	766

7.táblázat. Néhány Odorvárhoz közeli település havi és évi csapadéka 30 év (1941-70) átlagában, mm-ben.
(KÉRI M. et al. 1975)

Település	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987
EGER	662	476	384	467	-	502	-	407
BORSODNADASD	804	586	411	430	-	534	-	365
BÜKKZSÉRC	730	574	506	581	-	-	-	-
FELSŐTÁRKÁNY	739	565	425	478	-	-	-	-
MISKOLC	-	571	371	435	-	560	-	525
CSERÉPFALU	726	497	451	519	-	-	-	-

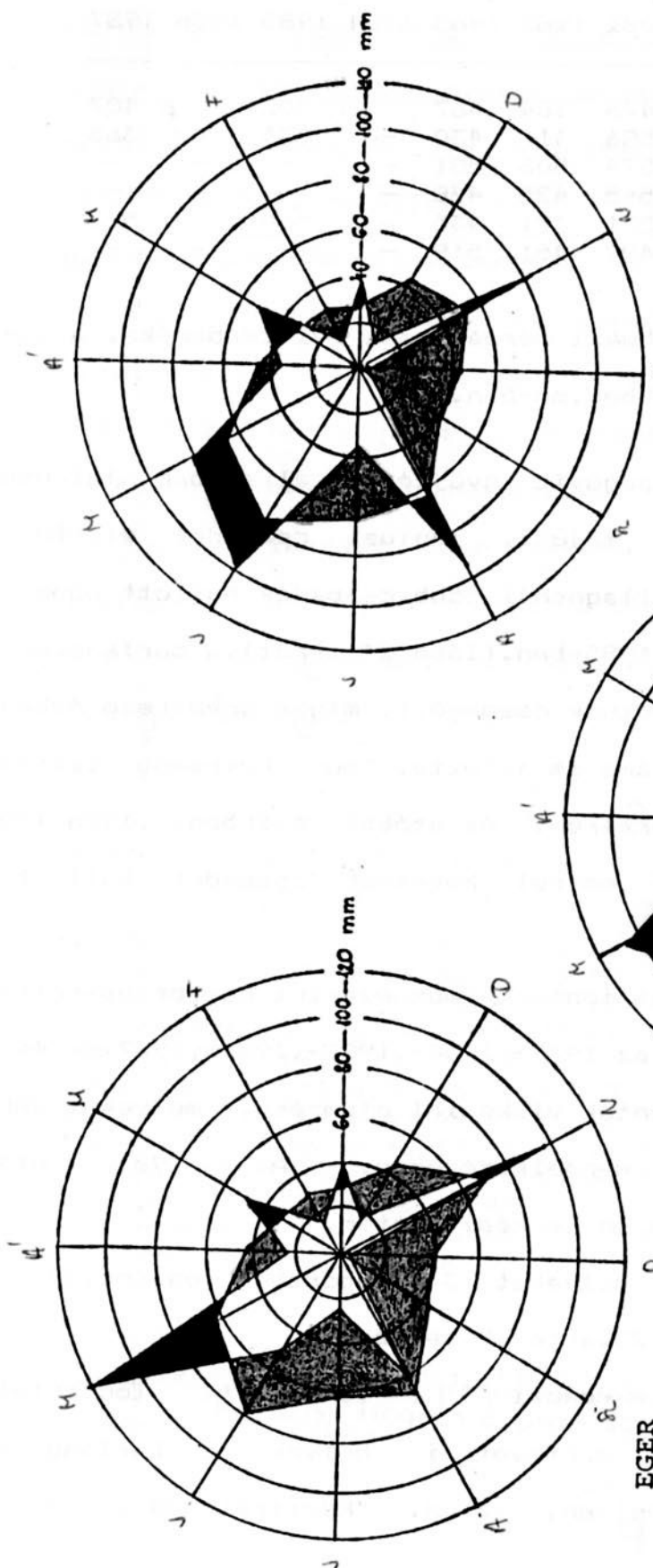
8.táblázat. Néhány bükki mérőállomás évi csapadéka, a 80-as években, mm-ben.

A barlangi csepegőviz gyűjtések általában júliusban történtek. Ekkora a májusi, júniusi csapadék elérte a barlangot és, ha az átlagosnál több csapadék hullott ebben az időszakban, mint pl. 1985-ben, (lásd 24.ábrát), a barlangban is több helyen észlelhetünk csepegést, míg a következő évben a mintavételi helyek száma is jelezte, hogy kevesebb csapadék hullott tavasszal Odorváron. Az utóbbi években, 1986-1988-ban, évente 200-300 mm-rel kevesebb csapadék hullott a területre.

A csepegő vizeket iontartalmuk szerint csoportosítottam. Rendelkezésemre állt az 1977-, 1980-, 1985-, 1986-, 1987-es és az 1988-as júliusi vizminták vizkémiai elemzése, melyeket VARGA CSABA bocsátott rendelkezésemre. Az 1985 utáni vizminta-gyűjtésekben én is résztvettem.

A mintavételi helyeket 3 csoportba osztottam az iontartalom szerint (25. ábra., 2. térkép).

Az 1. csoportot rendkívül magas oldott iontartalom jellemzi. Ezek a mintavételi helyek a barlang egy jól meghatározott helyén, az ún. "Körjárt" és a Galéria

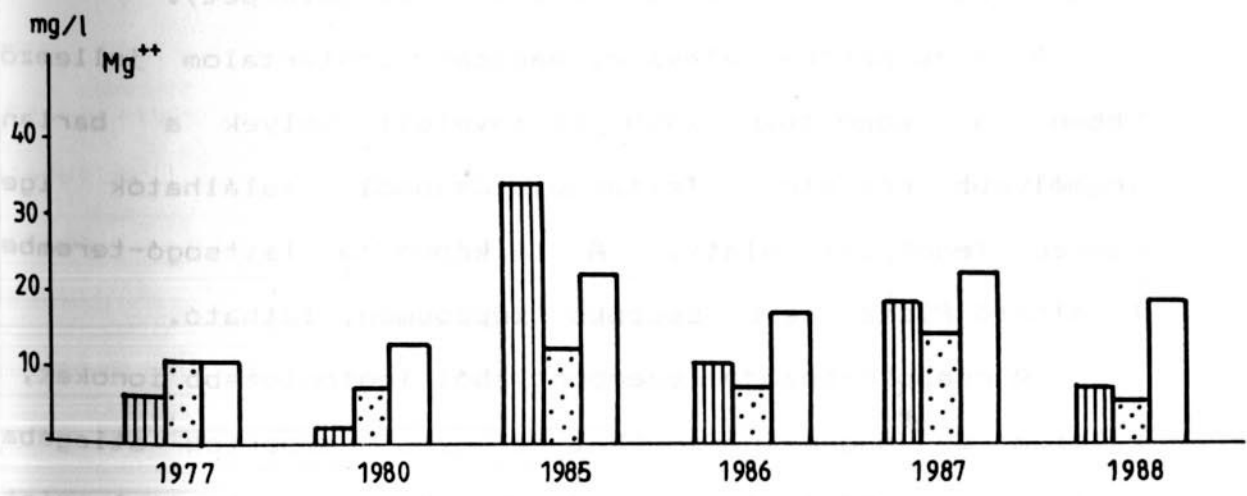
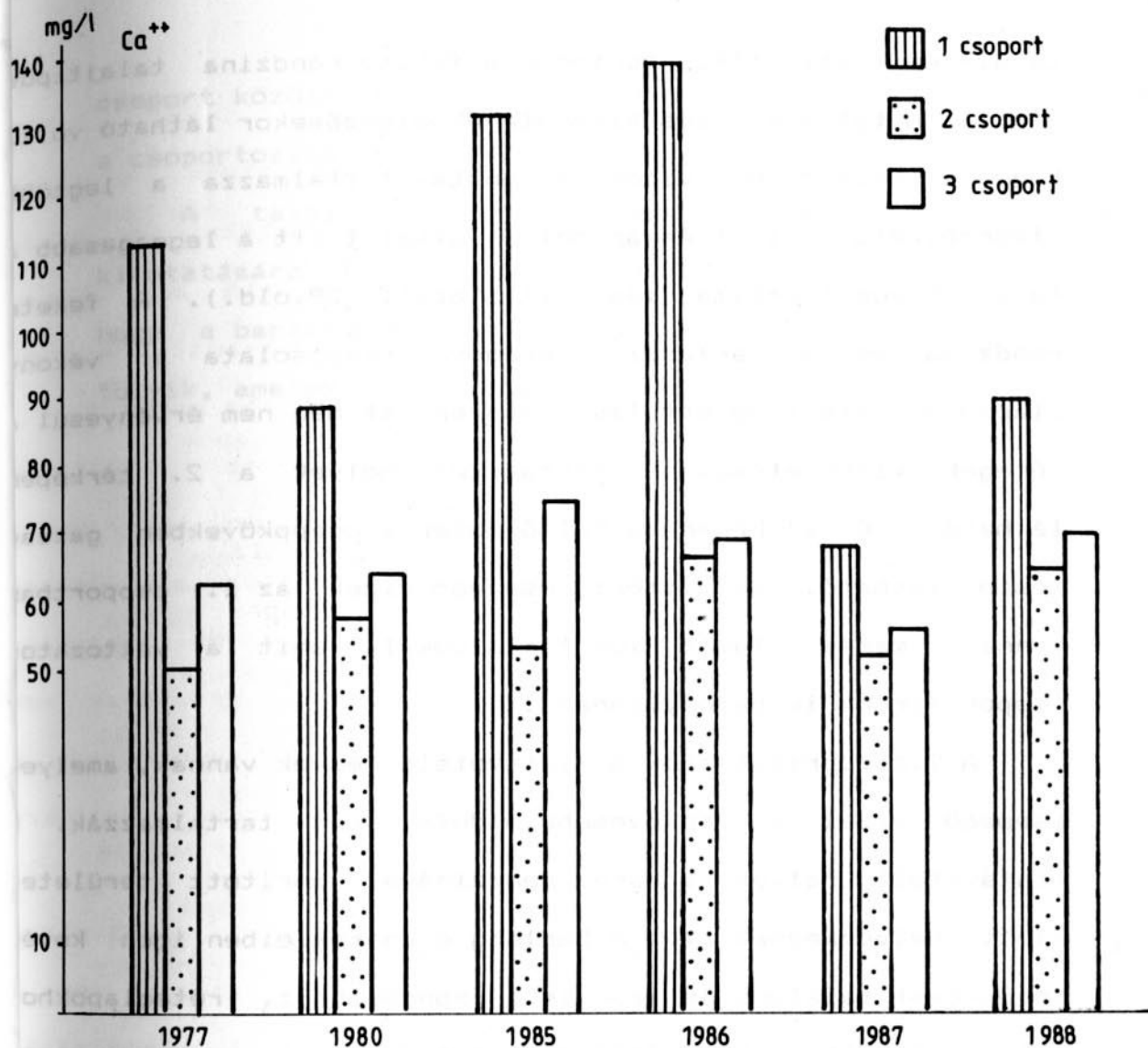


BORSODNÁDÁSD

EGER

24. ábra. Három bükki település 1985 évi csapadékának havi eloszlása, valamint a 70 éves havi átlagok /KÉRI M. 1975/

— 1985
 — 1900-70



25. ábra. A Hajnóczy-barlangban gyűjtött csepegő vizek Ca és Mg tartalma a mintavételi helyek csoportosításában.

területén található, pontosan a fekete rendzina talajtípus
alatt. A talajok vizes kivonatának elemzésekor látható volt,
hogy e talajtípus vizes kivonata tartalmazza a legtöbb
kicserélhető kationt és aniont, valamint itt a legmagasabb
talaj humusztartalma (lásd 6.táblázat, 28.old.). A fekete
rendzina és a barlangi csepegővíz kapcsolata a vékony
alapkőzet miatt egyértelmű, hiszen itt még nem érvényesültek
rétegek vízvezetése. A mintavételi helyek a 2. térképen
láthatók. (A 14.képen a Felső-Galéria cseppkövekben gazdag
része látható, az itteni csepegő vizek az 1. csoportba tartoznak,
vannak, magas oldott ion tartalommal, amit a változatos
cseppköformák is bizonyítanak).

A 2.csoportban azok a mintavételi helyek vannak, amelyek
csepegő vizei a legkevesebb oldott iont tartalmazzák.
A mintavételi helyek a barna rendzinával borított terület
alatt helyezkednek el. A barlang ezen részeiben igen kevés
cseppkővet találunk és azok is a repedésekhez, réteglapokhoz
kötve alakultak ki. Jellegzetes teremforma a kanyonszerű
járat (Grand-Kanyon, Little-Kanyon, lásd 15.képet).

A 3.csoportra valamivel magasabb iontartalom jellemző.
Ebben a csoportban lévő mintavételi helyek a barlang
legmélyebb részein - Tsitsogó, Komszomol - találhatóak a
vastag fedőkőzet alatt. A 16.képen a Tsitsogó-teremben
található Piéta nevű cseppkő képződmény látható.

A cseppkőképződés szempontjából legfontosabb ionokat,
kalcium és magnézium ionokat az egyes csoportok átlagát
ábrázoltam a 25.ábrán. Az adatok a kevés mintavétel miatt
csak tájékoztató jellegűek, de az megállapítható, hogy a há-

talajti
tható vo
a legt
magasab
A feke
a vék
rvényesü
t. térké
ben gaz
csoport
változat
ak, amel
almazzák.
terület
igen ke
éteglapokt
kanyonsze
n jellem
a barla
hatók i
ogó-terem
s.
ionokat
átlagál
vétel mi
hogya há

csoport közötti különbségek az évek során nem módosultak, így a csoportosítás nagy valószínűséggel helyesnek bizonyult.

A talajok és a csepegő vizek összefüggésének kimutatására további módszereket keresünk, amit behatárol, hogy a barlangban más jellegű mérés, pl. radon mérés, is folyik, amelyet az alkalmazandó módszer nem zavarhat.

ÖSSZEFOGLALÁS

Odorvár karsztos és nem karsztos alapközetein, a fel-
-ladini szürke tüzköves mészkövön és a sötétszürke al-
-ladini agyagpalán három talajtypus különíthető el: köv-
sziklás vázталaj, rendzina (fekete és barna rendz-
altipusok), valamint savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj.

A meredek lejtésű területen mindhárom talajtypus
intenzív átalakuláson megy keresztül, s e közben kiterjedé-
területük is fokozatosan változik. Legerősebb a válto-
rendzinák esetében; a fekete rendzina köves, szik-
vázталajjává alakul, míg a barna rendzina gyors erózió-
kitéve. A savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj
növényborítottság hatására, bár igen meredek lejtő-
települt, stabil, kötött talaj.

Az állandó barlangi vízfolyás hiányában az alászivár-
vizek, közvetve tehát mindhárom talajtypus hatással van
Hajnóczy-barlang vízrendszerére. A köves, sziklás vázталaj-
borított területekről a gyors lefolyás miatt ke-
csapadékviz szivárog a barlangba, ezért a barlang ez-
részében lelassult vagy megállt a cseppkőképződés,
degradációs, visszaoldásos formák is keletkeznek. A feke-
rendzina alatti barlangrészekben ma is fol-
cseppkőképződés, amely összefüggésben van a talaj kedve-
tulajdonságaival. A barna rendzina és a savanyú, nem podzo-
barna erdőtalaj alatti barlangrészekben, mivel 100-150 m-
vannak a felszín alatt, a csepegő vizek és a talaj közvet-
kapcsolata az erős rétegdőlés miatt nem bizonyított.

IRODALOM

- AUJESZKI G. - SCHEUER GY. 1974. Adatok a Bükk hegység karsztvízföldtani viszonyaihoz. Hidrológiai Közlemények 3-4.p.173-183.
- BALAZS D. 1964. A vegetáció és a karsztkorrózió kapcsolata. - Karszt és Barlang I.p. 13-16.
- BALAZS D. 1965. A karsztkorrózió általános kémiai vonatkozásai. - Karszt és Barlang II.p.51-60.
- BALAZS D. 1969. Kísérletek a talaj alatti karsztos korrózióról. - Karszt és Barlang II.p.57-60.
- BALLA Z. 1967. A Magyar Középhegység szerkezeti főirányai. - Földt. Közl. 97. 3. p. 257-277.
- BALOGH K. 1964. A Bükk hegység földtani képződményei. - MAFI évkönyve, 48. 2. 719 p.
- BARÁNY I. 1967. Der Einfluss des Niveauunterschiedes und der Exposition auf der Lufttemperatur in einer Doline in Bükk-Gebirge. - Acta Climatologica Univ. Szegediensis, Tom. VII. Fasc.1-4. p.85-109.
- BARÁNY I.-MEZÖSI G. 1978. Adatok a karsztos dolinák talajökológiai viszonyaihoz. - Földr.ért.1. p. 65-73.
- BARÁNY I.-JAKUCS L. 1984. Szempontok a karsztok felszinformáinak rendszerezéséhez különös tekintettel a dolinák típusaira. - Földr. ért. p.259-266.
- BARÁNY I. 1981. A dolinák fejlődésének ökológiai szabályozottsága. - Kandidátusi ért. kézirat, Szeged, p. 1-194.

- BÁRANY I. 1985. A karsztdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai. Föld. ért. p.195-207.
- BOHN, H.L.-McNEAL, B.L.-O'CONNOR, G.A. 1985. Talajkémia. - Mezőgazdasági Kiadó-Gondolat Kiadó Bp. 270p.
- BULLA B. 1953. Általános természeti földrajz. - Tankönyvkiadó Bp. p. 549.
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. - Tankönyvkiadó Bp. p. 158-162.
- CSER F. - GÁDOROS M. 1984. A barlangi levegő nedvességtartalmáról. - VII. Nemzetközi Barlangterápiai Szimpózium, MKBT, Bp. p. 118-127.
- CSIKY G. 1961. Az észak-magyarországi szénhidrogén kutatások kőolajföldtani eredményei. - Földt. Közl. 91. ápr-júl. p. 95-120.
- DOMJÁN J. 1989. Adalékok az odorvári Hajnóczy-barlang mikrometeorológiájához. - kézirat, Berettyóújfalu p. 1-26.
- DUDICH E. 1955. A barlang mint gyógytényező. - Földtani Közlöny 85.3. p. 353-359.
- FABIAN T. 1988. Számítógéppel támogatott tájökölógiai alkalmasság értékelés. - Szakdolgozat kézirat, Szeged p. 1-74.
- FISCHER, H.T. 1966. SYMAP. In Selected projects: 1966-1970. Laboratory for Computer Graphics and Spatial Analysis. Graduate School of Design. Harvard University.

FODOR I. 1970. Az Abaligeti- és Baradla-barlangok
légáramlási viszonyai. MTA Dunántúli Tud. Int. Közl.,
Pécs, 11. p.1-18.

FODOR I. 1972. A Baradla- és az Abaligeti-barlangok
légnedvességi viszonyai. Cit.:Komplex földrajzi és
történelmi kutatások újabb eredményei a Dunántúlon. -
Akadémiai Kiadó, Bp. p.69-83.

FODOR I. 1981. A barlangok éghajlati és bioklimatológiai
sajátosságai. - Akadémiai Kiadó Bp. p.180.

GOCZAN L.-SZASZ A.F. 1971. A talaj látszólagos
vizáteresztő képességének mint lejtőszög függvényének
hidropedológiai vizsgálata. - Földr. ért. p.261-280.

GRESSEL, W. 1984. Die Bedeutung der Wetter- und
Klimafaktoren in der Speleotherapie.-VII.Nemzetközi
Barlangterápiai Szimp. MKBT, Bp. p.91-94.

HEVESI A. 1978. A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének
vázlata. - Föld. ért. p.169-209.

HEVESI A. 1980. Adatok a Bükk-hegység negyedidőszaki
ösföldrajzi képéhez. - Földt.Közl.110.3-4. p.540-550.

HEVESI A. 1984. A karsztformák kormeghatározásáról és
mészkőhegységeink újharmadidőszaki végi-jégkori
arculatának megrajzolásában játszott szerepükről a
Bükk-hegység példáján. - Föld. ért. p.25-37.

HEVESI A. 1986/a. A Déli-Bükk karsztja. II. rész.
A DNY-i-Bükk. - Karszt és Barlang II. p.87-94.

HEVESI A. 1986/b. Hidegvizek létrehozta karsztok
osztályozása. - Földr.ért. 3-4.p.231-254.

- HEVESI A. 1986/c. Gondolatok Dr. Tóth Géza "A Központi-Bükk és geomorfológiai körzetei" c. tanulmányáról. - Földr. Közl. 3-4. p. 375-386.
- HIR J. 1980. Néhány Hór-völgy menti mészkörög negyedidőszaki felszínfejlődésének vizsgálata. - TDK Dolgozat KLTE, kézirat, p.1-77.
- HIR J. 1982. Adatok az Odorvár és környékének negyedidőszaki felszín- és karsztfejlődéséhez. - Földr. ért. 1.p.21-40.
- HIR J. 1985. A Hajnóczy-barlang üledékei. - Karszt és Barlang I-II. p.17-25.
- JAKUCS L. 1959. A Béke-barlang gyógyhatásvizsgálatának első eredményei.- Természettudományi Közlöny 1.p.20-22.
- JAKUCS L. 1971. A karsztok morfogenetikája. A karsztfejlődés variációi. - Akad. Kiadó. Bp. 310 p.
- JAKUCS L.-BARÁNY I.-MEZŐSI G. 1983. A karsztkorrózió korszerű értelmezése. - Föld. ért. 3-4. p.213-217.
- JAKUCS L. 1984. Egyes karsztbarlangok légzésterápiai hatékonyságának oki tényezői. - VII. Nemzetközi Barlangterápiai Szimp., MKBT, Bp. p.63-85.
- JAKUCS P. 1956. Karrosodás és növényzet. - Földr. Közl. 1.p. 241-249.
- JAKUCS P. 1961. Az északi-Középhegység keleti felének növényzete. - Földr. ért. p. 357-377.
- JAMBOR A. 1958. A Szilvászáradtól DK-re fekvő terület felépítése.-MAFI évi Jelentése 1957-58-ról.p.89-100.

JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. - Akad. Kiadó Bp. 207 p.

KERTÉSZ A. 1978. A lejtők osztályozásának és nevezéktanának néhány kérdése a morfometria szemszögéből. - Földr. ért. 2. p.273-286.

KERTÉSZ A. 1984. A kísérleti geomorfológia tárgya és módszerei. - Föld. ért. p.37-47.

KÉRI M.- KAKAS J.-HAJOSY F. 1975. A csapadék havi és évi mérései Magyarországon. A mérések kezdetétől 1970-ig - Akad.K.,Bp.p.257.

KÉZDI A. 1972. Talajmechanika I.köt. - Tankönyvkiadó. Bp. 479 p.

KOCSIS E. 1972. A Hór-völgy néhány geomorfológiai problémája. - Szakdolgozat KLTE, Debrecen p.1-43.

KORDOS L. 1984. Magyarország barlangjai. - Gondolat Kiadó Bp., p.116-120.

LANG S. 1953. Természeti földrajzi tanulmányok az északmagyarországi Középhegységben. - Földr. ért. 2. p.21-64.

LEHMANN, H. 1936. Morphologische Studien auf Jawa. - Geogr. Abh. 3. H 9. p.1-114.

LÉNART L. 1978. Adatok a karsztos beszivárgás vizsgálatához a Létrási-vizesbarlangban végzett csepegésmérések alapján. - Nemz. Karszthidrológiai Szimp. Bp. I.kötet p.50-59.

MEZÖSI G. 1985. A természeti környezet potenciáljának felmérése a Sajó-Bódva-köze példáján. Bp.p.87.

MUCSI L. 1987. The connection between the different soil-
types and the dropping water system of the cave-
Hajnoczy. IX. Nemzetközi Barlangterápiái Szimpozion,
Bleiberg.

MUCSI L. 1988. Védett területek elhatárolásának
talajföldrajzi problémái Odorvár példája alapján. -I.
Országos Környezettudományi Diákköri Konferencia,
Eger.

NÉMETH GY. 1964. Odorvári megfigyeléseim. - Kézirat a
tiszaföldvári Tiszazugi Földrajzi Múzeum Adatárban
1547/1965. lt.sz. alatt.p. 1-13.

PARIPÁS B. 1984. Bakterológiai és klimavizsgálatok a
jósmafői Béke-barlangban. - VII.Nemz. Barlangterápiái
Szimpózium MKBT, Bp. p.127-138.

PÉCZELY GY. 1981. éhajlattan. - Tankönykiadó Bp.p.335.

PÉCSI M. 1967. A földfelszíni külső (exogén) folyamatok
osztályozása és nevezéktani értelmezése. - Földr.
Közl. 15. p. 199-210.

PINCZÉS Z. 1955. Morfológiai megfigyelések a Hór-völgyben.
- Föld. ért. p. 145-156.

PINCZÉS Z. 1956. A Déli-Bükk és előterének néhány
fejlődéstörténeti problémája. - Acta Debreceniensis
p.1-12.

PINCZÉS Z. 1968. Herausbildung der Tertiären Oberflächen
des Bükk-Gebirges. - Acta Geographica Debrecina.
p.189-200.

- PINCZÉS Z. 1970. Planated surfaces and pediments of the Bükk Mountains. - Studies in Hungarian Geography, 8. Problems of Relief Planation. Akad. Kiadó, Bp. p.55-63.
- RADOCZ GY. 1966. A Bükk-hegység környéki helvétai képződmények mélyföldtani térképe. - M&FI
- SCRHÉTER Z. 1935. A Bükk-hegység triász képződményei. - 65. Földt. Közl. p. 90-103.
- SINTON, D.F.-STEINITZ, C.F. 1969. GRID: a user's manual. Laboratory for Computer Graphics and Spatial Analysis. Graduate School of Design. Harvard University.
- SINTON, D.F. 1977. The user's guide to IMGRID: an information manipulation system for grid cell data structures. Department of Landscape Architecture, Graduate School of Design. Harvard University.
- SOMOGYI GY.-VARGA ZS.-NÉMETH GY.-PÁLFALVI J.-GERZSON I. 1983. Radonmérés a Hajnóczy-barlangban. - Izotóptechnika, 26.(1) p.38-52.
- STEFANOVITS P. 1963. Magyarország talajai. - Akadémiai Kiadó 2.kiadás. p.106-118.
- STEFANOVITS P. 1981. Talajtan. - Mezőgazdasági Kiadó Bp. p.380.
- STRÖMPL G. 1914. A Borsodi Bükk karsztja. Földr. Közl. 38. p. 79-98.
- SZABO L.-NOSSMÜLLER S.-KOVÁCS I. 1972. Klimavizsgálatok az Abaligeti-barlangban. - Egészségtudomány, 4.p.355-340.

- SZILVASSY A. 1962. Beszámoló a vámörségi barlangkutató csoport 1962. évi munkájáról. - Karszt és Barlangkutató tájékoztató. p.151-157.
- TAKACS S. 1972. A jósvafői Béke-barlang bioklimatológiai vizsgálata. - Egészségtudomány. 3. p.260-267.
- TOMLIN, C.D. 1977. The cartographic modeling package.- Unpublished manuscript. School of Forestry and Environmental Studies. Yale University.
- TOMLIN, C.D. 1983. Digital Cartographic Modeling. Techniques in Environmental Planning. Yale University.
- TOTH G. 1975. A Magas-Bükk karszthidrografiája. Doktori értekezés. Kézirat.
- TOTH G. 1976. A Központi-Bükk karsztvitzérképe. - Hidrológiai Közlemények. 10. p.445-448.
- TOTH G. 1985. A Központi-Bükk és geomorfológiai körzetei. - Földr. ért. 33. 4. p. 333-345.
- TRUDGILL, S.T. 1976 The erosion of limestones under soil and the long term stability of soil-vegetation system on limestone. - Earth Surface Processes, Vol. 1. p.31-41.
- TRUDGILL, S.T. 1983. Limestone weathering under a soil cover and the evolution of limestone pavements, Malham distrivt, north Yorkshire, UK. - New Directions in Karst: proceedings Anglo-French Karst Symposium p.461-473.

- VARGA CS. 1976. A Hór-völgy karsztmorfológiai vizsgálata, különös tekintettel Odorvára. - Szakdolgozat JATE Szeged.kézirat p.1-24.
- VARGA CS. 1978. Az odorvári Hajnóczy-barlang. - Karszt és Barlang.I-II. p.7-10.
- VARGA CS. 1984.Hajnóczy-barlang Odorvár.-Kézirat,Szolnok.
- VARGA L. 1970. Adatok az Odorvár és környéke karsztmorfológiájához. - Föld. ért. 1.p.95-107.
- VARGA L. 1978. A délbükki Odorvár barlangjai. - Földr.Közl.2. p. 178-182.
- VITALIS GY.-HEGYI I-NÉ. 1967. Nyersanyagkutató az egrői cementgyár számára. - MAFI évi Jelentése 1967-ről. p.367-391.
- ZAMBO L. 1986. A talajhatás karsztmorfogenetikai jelentősége. Kísérleti geomorfológiai vizsgálat az Aggteleki-karszton. - Kandidátusi értekezés kézirat. Bp. p. 1-140.

zsgálata,
ozat JATE
Karszt és
Szolnok,
környéke
107.
gjai.

KÖSZÖNETNYILVANITAS

s az egri
1967-ről.
genetikai
gálat az
kézirat.

Ezúton mondok köszönetet DR JAKUCS LASZLO professzor úrnak, hogy engedélyével a Természeti Földrajzi Tanszéken készíthettem el szakdolgozatomat. Külön szeretném megköszönni DR KEVEINÉ DR BARANY ILONA egyetemi docensnek az értékes szakmai tanácsokat, DR MEZÖSI GABOR egyetemi docensnek a számítógépes elemzésben nyújtott segítségét, VARGA CSABA középiskolai tanárnak, hogy a korábbi mérési adatokat rendelkezésemre bocsátotta.



1.kép. Odorvár a
Hór-völgyből



2.kép. Odorvár az
Alsó-Csákányról



5.kép.Karros
mészkö



6.kép. Köves,
sziklás, váz-
talaj



7.kép. Fekete
rendzina



8.kép. Tölgyes a
fekete rendzina
talajon



9.kép. Barna
rendzina



10.kép. Tölgyes
barna rendzinán



11.kép. Utbevágás
az agyagpalában



12.kép. Utbevágás
Háttérben a Mákszem



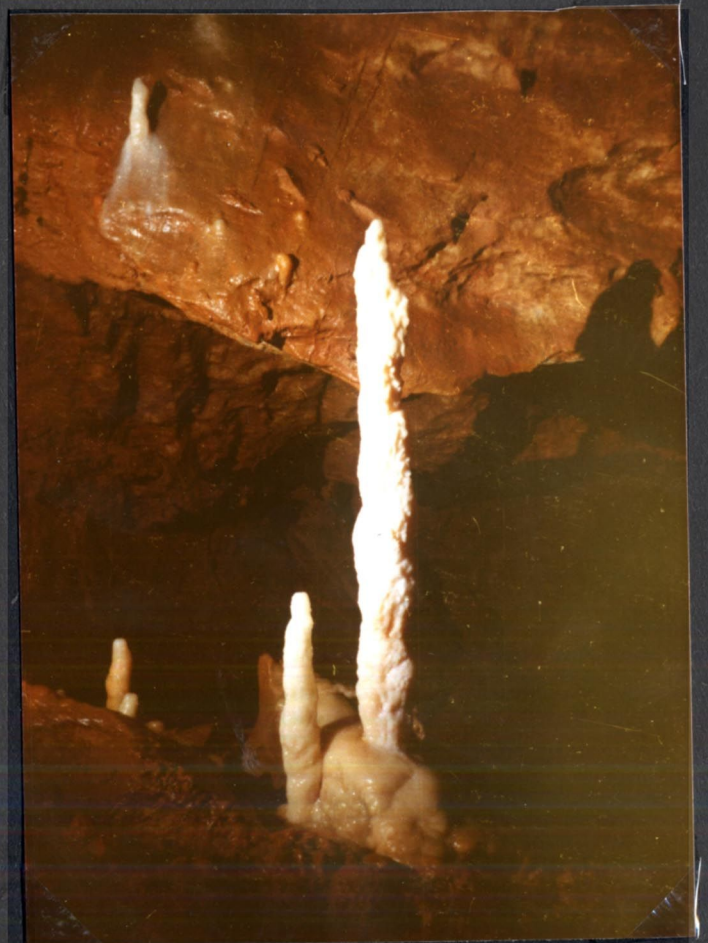
13.kép. Téli-erdő
az Oriás-teremben



14.kép. A Galéria
cseppkövei



15.kép. Régi patak
meder a Grand-
-Kanyonban



16.kép. Piéta a
Tsitsogóban.