

TERMÉSZETI FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK AZ ÉSZAKMAGYARORSZÁGI KÖZÉPHEGYSÉGBEN*

LÁNG SÁNDOR

1. Földrajzi helyzet, fekvés, felosztás

Az Északmagyarországi középhegység az ország északi peremén, a Duna váci kanyarulatától a Bodrogig húzódó, változatos felszínű, bonyolult felépítésű hegység. Szerkezetileg az Északnyugati Kárpátok legbelső vonulata. A Kárpátok fiatal felgyűrődésében már nem, vagy kissé vett részt. A fiatal tektonikus mozgások azonban ezen a területen is jelentkeznek: sűrű, fiatal törésvonalhálózattal, a törések mentén kiemelkedésekkel és süllyedésekkel. A laza üledéket gyenge felboltozódások is érthették. Az erősebb törésvonalak és leszakadások mentén gyakran fiatal vulkánikus tömegek törtek fel. A legerősebb töréseken a langyos források vagy a hévizek feltörése ma is tart.

Az Északmagyarországi középhegység egész felszíne nagyon fiatalos. Különösen a fiatal vulkánikus felhalmozódások simára letarolt, utólag fel-emelt tönkjei, a velük egyidős üledékes rögök jelenléte a leggyakoribb, de tekintélyes területet foglalnak el a paleozoikus és mezozoikus kőzetekből felépített kisebb-nagyobb tönkök is.

A hegység részei Ny-ról K felé a fiatal vulkáni felhalmozódásból álló *Börzsönyből*, ettől keletre a főleg oligocén-miocén sorozatból, kevesebb andezitből és néhány rög területén mezozoikus rétegekből álló *Cserhátból*, a Börzsönyhöz hasonló felépítésű *Mátrából*, az ókori-középkori kőzetek tönkjeiből álló *Bükkből* és végül a *Zempléni hegység* fiatal vulkánikus felhalmozódásából áll. A hegységen belül helyetfoglaló vulkánikus Karancsot tágabb értelemben a Cserháthoz, az Ózd—Pétefvására közti vonulatot a Bükkhöz, míg a karsztos *Aggteleki és Rudabánya-Szalonnai hegységet* vele összefüggő Szepes-Gömöri Ércshegységhez (Slovenské Krušehory) lehet számítani. Magyarországi része külön kis tájegység.

Nem tekinthetünk el a medencék és a köztes dombvidékek területétől sem. A Cserhátból az Alföld irányába félszigetszerűen nyúlik be a Gödöllő-Irsai halomvidék. A Cserhátot és a Börzsönyt az Ipoly széles völgye, a Nógrádi medence keretezi. Eléggé elkülönül az Alföldtől, a Cserháttól és a Mátrától is a Zagyva középső folyása mentén az Aszód-Sziráki öblözet is. Jól elválik

* A MTA Földrajzi Állandó Bizottsága 1952 december 17-én tartott felolvasó ülésén elhangzott előadás kibővítése.

még környezetétől a Mátra és Bükkalja, a két, az Alföld felé lejtősödő homorú lejtőjű halomvidék. A Sajó és a Hernád völgye árkos süllyedéssel és középszakaszjellegű völgyekre jellemző eróziós tágtáással keletkezett. Végül a Bodva és a Hernád közötti *Cserhát* fiatal harmadkori (pliocénkori) rétegek letarolt, kissé kiemelt felszíne.

2. Felépítés, földtörténet és kéregszerkezet

a) Felépítés

A középhegység *felépítésében* a változatos rétegsor legidősebb tagja a karbonkori csoport. Legnyugatibb képviselői a Mátra ÉK-i szélén a Báj patak, a Darnó-hegy és a liskó-völgyi teleptől Ny, ÉNy felé kiemelkedő Nagy Vár-hegy (285 m) és Kis Várhegy. *Pantó Gábor* szerint ez a Sirok körüli idős rögcsoport alsótriász korú.

Jóval terjedelmesebb a karbon a Bükk környezetében a Bátor és Egerbakta közötti völgyoszorostól ÉK felé a Sajóvölgy közléig, továbbá a Bodva völgy környékén, a Bükk-től É-ra. Itt az alsó- és középső karbon agyagpalás és mészköves rétegcsoporton fehér kristályos mészkő fekszik. Uppony környékén diabáztufás karbon agyagpala és homokkő fordul elő, mangánérces lencsékkel. A bizonytalanabbul színtezhető mélyebb karbontól jobban el lehet különíteni a felső karbont. Ezt a nagyvisnyói kövületes márga és a Szendrői dombvidék korall mészköves és márványos agyagpalás rétegcsoport képviseli (rakacai márvány).

A *perm formációt* a Bükk sötét agyagpalája, valamint a csak felső permbe sorolt sötét, algás, korallós mészkő képviseli.

A *triász* legnyugatibb képviselői a Cserhátban jelentkezők. A váci Dunakanyar közelében 3 rög, ill. rögcsoport területén, a Nagyszálon (652 m), a Csőváron (349 m) és a Romhányi hegy rögén (444 m) bukkannak elő.

Közelebről, a karni mészkő és a nori földolomit csak a Csőváron, a rhaetiai dachstein-mészkő típus pedig ezenkívül még a másik két rögön is előfordul.

A *Bükk triász* rétegsorozata már gazdagabb. Az alsó és a középső triász legelső szakaszát vörös homokkő, zöldes agyagpala, szürke mészkő és dolomit, esetleg a guttensteini dolomit képviseli. A közép anisusi alemeletben voltak a porfiritet és porfirittufát termelő vulkáni kitörések. A ladini emeleten sötét agyagpala, homokkő, dolomit, szaruköves mészkő, kovapala (barnás és vörös), továbbá szaruköves szürke mészkő és nagy kiterjedésben, a hegység fennsíkjain világos szürke mészkő fekszik. Ezeket kvarcporfir erupciók is érték, továbbá DNy-on diabáz, a gabbro és a wehrlii kitörései. Utóbbi Fe, Ti és V érc.

A *Rudabányai-, a Szalonnai hegységben* és az Aggteleki karsztban a triász-rétegek a bükkihez hasonlóan, de változatosabb fáciesekben fejlődtek ki. Az alsó triászban vörös homokkő és agyagpala képződött, dolomit- és gipszlencsékkel (perkupai gipszbányászat!), serpentinrel (seisi emelet). Majd barnásvörös homokkővel, mészkővel, agyagpalával, lemezes sötét mészkővel folytatódik a sorozat (campili emelet). A középső triászt a földtani felvételezők újabban nagyon aprólékosan színtezték és többféle mészkő-, valamint dolomitszintet különböztetnek itt meg (l. az irod. jegyzéket!). A szürke mészkő (közép-ladini) csekélyebb kiterjedése mellett főleg a wettersteini mészkő (ladini-karni em.) és a wettersteini dolomit fordulnak elő a Gömör-Tornai karszt terjedelmes fennsíkjaiban. A triászban, esetleg a mezozoikum későbbi

részében feltört, eruptíveket a szalonnaihegyiségi kvarcporfir és Bodvaszilasnál a ragacahegyi nátrongabbro képviselik. Ugyancsak ezekkel a kitörésekkel kapcsolatban mehettek végbe a Rudabánya — Telekes közötti mészkővonulatban a hidrotermális átalakulások, a mészkőtömegek helyén sziderit és ankerit keletkezett. A két vasérc a vaskalapban a részvizek bomlasztó hatására limonitosodott.

A *jura és a kréta formáció* az Északmagyarországi középhegységből általában hiányzik, csak az Upponynál van meg a senon (felső kréta) kőülemmentes mészkőkonglomerát, valamint gosau fáciesű rétegcsoport formájában.

Tekintélyes a bauxit a Romhányi hegységörögben (Nézsza).

Ugyancsak gyéren képviselt az *eocén* is. Csak a romhányi mezozoikus rögön és a Nagyszálon (ludai, bartonai) bukkannak a felszínre. A mélyben rejtőzködő eocén rétegcsoport legnevezetesebb képviselője a kődi (Vác mellett) jelenleg karsztvízzel elöntött széntelep, azt tanúsítja, hogy a mezozoikus rögök kiterjedése a felszínnél jóval nagyobb lehet. Kevés eocénmészkő van még a Bükk egri végén, D-i és ÉK-i szélén.

Az *oligocén* térfiglalása az eocénnel szemben jóval nagyobb. Legidősebb, de kisebb méretű része a váckörnyéki rögök hárshegyi homokköve (Nagyszál, Romhányi hegy). A középső oligocént a Mátra északi előterében kiscelli-agyag fáciesű agyagos-homokos rétegsor képviseli (pl. Bodony — Mátraderecske között). Ez a réteg Eger közelében is jelentkezik. Sokkal jelentősebb a felső oligocén (kattiai) felszíni kiterjedése, és a vastagsága alapján is. Már a Nógrádi medence és az Ipoly és Sajóvölgy környékén is többszáz m vastag. Salgótarján és Ózd között az eddigi vizsgálatok szerint vastagsága a 2000 m-t is meghaladhatja.

A *miocén* az egész hegyvidéken igen változatos. A Börzsönyben az alsó miocén, főleg a középső miocén alsó szintje a legidősebb képződmény (helvétiai), nagy kavics- és homokos kavicsrétegekből áll. A felsőbb szinteket itt a tortonai lajtamészkő és a teresztrikus szárazföldi kvarckavicsstakarók legalsó rétegei képviselhetik.

A Cserhát miocén rétegsora változatosabb. Az akvitániai és burdigálai széntelep-es-homokos-kavicsos-agyagos rétegcsoporthoz képest bőségesebben kerül a felszínre a nagyobb vastagságú helvétiai slir. A típusos lajtamészkővön kívül a Cserhátban alsó szarmata tengeri képződmények, valamint a Börzsönyhöz hasonlóan felső szarmata (meotiai) kavicsos, breccsás képződmények is előfordulnak. A legértékesebb a miocén rétegein belül a Salgótarján — Nagybátony — Mátranovák — Zagyvaróna közötti alsó miocén széntelep-es rétegcsoport.

A *mátrai miocén* kifejlődése a Cserhátéhoz meglehetősen hasonlít. Az alsó miocén alsó szintjét (akvitániai) a fekvő teresztrikus kavics felett 3 széntelep, a felső szintet (burdigáliai) a szénfedő palák és a pecten praescabriusculusos homokkő, a közép miocén alsó szintjét (helvétiai) riolitufás slir, a felső szintet (tortonai) piroxénandezitufás és főleg riolitufás lajtamészkő, agyag és homok, és diatomeás-menilites palák, a felső miocén alsó szintjét szarmata mészkő és homok, hidrczkvarcit a felsőbb szintet (meotiai) szárazföldi eredetű zöldesszürke agyagok, helyi konglomerátumok, édesvízi mészkövek képviselik.

A *Bükk peremén* a széntelep-es alsó miocén rétegek a legfontosabbak (Egerszchi, Ózd, Putnok, Sajókaza, Kazincbarcika, Sajószentpéter, Edelény, Bánvölgy, Haricavölgy, Diósgyőr stb.). Felnémet — Felsőtárkány — Eger

körül, általában a hegység DNy-i peremein ebben a rétegcsoporthoz nincs széntelep, hanem vulkáni tufákkal váltakozó kavics- és homokrétegekből áll. A közép miocént eruptív tufák, a felső miocént a hegység peremén szárazföldi kavics- és homoktakarók foszlányai képviselik. Ezek a takaróroncsok átnyúlnak a Sajó-Bodva zugába is.

A *Zempléni hegységben* a miocénnél idősebb üledékek sehol sincsenek. Maguk a miocén rétegek is nagyon alárendeltek, csak a lajtamészkövet, illetve a szarmatamészko darabjait és kőületeit tartalmazó tufákat ismerünk a hegységből. Ezenkívül agyagos-homokos, tufás, sőt diatomeás szarmata rétegcsoporthoz is előfordulnak.

A miocénben tört fel az Északmagyarországi középhegység fiatal vulkánikus közeteinek legnagyobb része. A Börzsönyben a helvetiai-tortonai határán és az alsó tortonaiban lezajló rövid ideig tartó, de igen heves kitörésszakaszban 1000 m-nél jóval vastagabb tufa-breccsa és lávasorozat képződött. A kitörések Papp Ferenc szerint a következő sorrendben mentek végbe:

I. 1. biotit-dácit, 2. gránátos biotit-amfibolandezit eruptiók. A rövid kitörés folyamán főleg a dagadókupok keletkeztek Nógrád-Szokolyahuta környékén. A biotit-dácit a Bányapuszta-Kurucbérc környéki nagy tömzsben fejlődött ki a legszebben.

II. 1. Kék amfibolandeziterupciók, esetleg biotitos, vagy hiperszténés andezittal, főleg a hegység DNy-i és D-i részében, nagyméretű lakkolitképződéssel. A lakkolitokat a későbbi kitörések anyaga nagyrészt betemette. 2. Andezittelérképződés. 3. Lávaárak és tufák változtatott képződése a Börzsöny északi részén.

III. Záróperiódus. 1. Vörös amfibolandezit kitörések, sok vulkáni csatorna képződése. 2. Piroxénandezit- és felváltva piroxénandezitbreccsa-takarók a hegység legmagasabb részein.

IV. Posztvulkáni tevékenység. Ennek jelentősége tekintélyes és Bányapuszta környékén aranytelluridos érctelérek keletkezésével, Szokolyánál pedig vasércképződéssel járt (exhalációs, még inkább hidrotermális folyamatok).

A Cserhát piroxénandezites telérrendszerei és kisebb-nagyobb takarói a börzsönyi III. periódusra emlékeztetnek, de nagyobbarányú utóvulkáni tevékenység nem kísérte a kitöréseket. A Karancs gránátos andezittömzsének keletkezését ugyancsak a középmiocén közepe környékére tehetjük. A Salgótarján környéki bazaltvulkánosság tevékenységének időszaka az előzőeknél jóval fiatalabb. A Medves, a Salgó és a többi kisebb-nagyobb bazaltneck és -takaró bazaltjának kitörése a pliocén végén a levantei időszakban történt.

A Mátra eseménydúsabb vulkánossága a Börzsönyére emlékeztet. A vulkáni működés tulajdonképpen már az eocén-oligocén határán megkezdődött, a Parád — Recsk közötti Lahoca-hegy környékének biotitos amfibolandezitfeltörésével. Ez a vulkánikus anyag valószínűleg a középhaszárkori vulkanizmus elhalása idején erős hidrotermális közetmetamorfózist szenvedett. Enargitos (Cu_3AsS_4) és pirites (FeS_2) tömzsök keletkeztek. Az érc arany és ezüsttartalmúak.

A felső oligocén folyamán riolittufahullás vezette be az újabb, jóval nagyobb kiterjedésű eruptiós időszakot. Erős riolittufa hullás (alsó riolittufa képződés) ment végbe közvetlenül a Salgótarján — Nagybátöny közötti széntelepek lerakódása előtt. Kisebb riolittufaképződés volt még a szén-

telepek lerakódása közben, majd két ízben azután, a burdigalienben és a helvetien elején. Ezt egy erősebb riolittufahullás követte, majd a helvetien-tortonien határán a Mátra legfőbb eruptív időszakában halmozódtak fel a *középső riolittufák* több tucat m vastagságú rétegei mellett az andezittufák és breccsák nagy takarói. Az andezittufa- és breccsa tömege ugyan erőteljes, de jóval kisebb, mint a mátrai sztrató- és hasadékvulkánok hatalmas piroxénandezittömegei. A tortonienben a piroxénandezites vulkánok működése gyorsan megszűnt, nagyon kevés nyoma maradt. Annál erősebb a riolítvulkáni tevékenység. A szarmatában a tufa mellett dagadókúpok és kisebb riolitlávaarak is keletkeztek (Lőrinci, Gyöngyössolymos stb.). Az eruptív ciklust a Mátra területén a *felső riolittufa* hullás zárja le (meotiai). Közben a hegység erős posztvulkáni tevékenység színtere is volt. A hidrotermális közetmetamorfózissal az egyelőre hasznavehetetlen zöldkövesedés mellett hidrokvarcitfelhalmozódások, továbbá kvarcos érctelérek képződtek, mint pl. a Gyöngyösoroszi melletti szfalerites-galenit érctelérek. Nagyon sok helyen térképezhetjük a hidrotermálisan mállott andezitot (Závoz-völgy-Domoszlói kapu környéke, Kékes K-i, D-i, Ny-i oldala, Parádsasvár környéke, Nagylipót, Csórhegy, Galyatető, Mátraszentimre, Bagolyirtás, a Gyöngyösoroszi táróktól Ny-ra lévő vízválasztó gerincek, a Tóthegyes és a Világos D-i lejtői, a Tóthegyes — Szőkebikk — Nagyparlagnusza közötti terület stb.). Ezen a helyeken néhol még a szétesett hidrotermális kvarckristályok is megvannak (Nagyparlagnusza környéke, a Bagolyirtástól DNy-ra lévő hegyoldal stb.). A Mátrában tehát az utóvolkános működés nagyarányú volt.

A *Bükk* fiatal vulkánossága kisebb, kevés volt a felszíninformáló hatása, az csak a peremeken érvényesült, a hegység belsőjében nincs nyoma. A vulkánosság elsősorban riolittufa és riolít (Demjén, Kisgyőr), az andezitvulkánosság csak tufát produkált (Miskolcra az Ávas, a Sajóvölgy Putnok — Sajókaza körüli része, egészen a Bükk mészkőplatója közeléig). Andezit nincs a felszínen. A vulkános tevékenység időszaka itt is az alsó-, a középső- és a felső riolittufaképződés ideje. Itt-ott természetesen a köztes, kisebb jelentőségű riolittufahullások nyomai is látszanak, mint pl. a Pétervására feletti, bentonitosodott riolittufa.

A *Zempléni hegység* fiatal vulkánossága kiterjedésben és az anyag vastagsága szempontjából eléri, sőt, bizonyos tekintetben felül is múlja a Börzsöny vagy a Mátra vulkánosságát. A vulkánosság az előzőkkel szemben valamivel fiatalabb. Úgy látszik, hogy ebben a hegységben talán nem is lehet egészen egységes eruptív sorrendet megállapítani. Az eddigi ismereteink szerint a kitörések a felső mediterránban riolítkitörésekkel indultak, arra piroxénandezit, ortoklászos riolít, amfibolos piroxénandezit és tiszta piroxénandezit eruptiók következtek, részben szubmarin eruptiók formájában, majd a vulkáni területnek a szarmata tengerrel való részletes elöntése után újabb és igen hatalmas riolítkitörések mentek végbe, végül a sort hatalmas piroxénandezit feltörés zárja le. A hegység ma is erősen kiemelkedő hatalmas vonulatait nagyrészt a felsőmediterrán végén a szarmatába is áthúzódó két piroxénandezit eruptió (Sátorhegy és a bózsvavölgyi Fekete-hegy csoportja, Makkoshotyka és Nagy Tolcsva patak körüli vonulatok), az utolsó (plagioklász) riolitos főkitörés (Telkibánya-Pálháza-Újhutai, horváti Szokolya, a Tállya-Szegi közötti riolítvonulat) és az eruptiókat lezáró andezites főkitörés építette fel (Borsóhegy-Aranyos völgy közötti, délen a Molyvás-Cigányhegy közötti vonulat és északon Telkibánya és a Bózsavölgy között a riolitok tetejére telepedett

andezites vonulat). A regéci Várhegy dácitja a legfiatalabb, valószínűleg már alsópannonkori.

A vulkánosság lezártaival a posztvulkáni jelenségek még sokáig eltar-
tottak. Hidrotermális kőzetmetamorfózissal a riolitok, andezitek és a mag-
matikus differenciáció miatt létrejött egy-két ritkább kőzetfajta (mint pl.
a telkibányai Kányahegy kálitrachitja) zöldkövesedett, sőt érctelérek is
keletkeztek, főleg Telkibánya határában. Az évszázadokkal ezelőtt abbahagyott
nemesfémbányászat felújítása folyik. A kvarctelésekben antimonit és termés-
arany fordul elő. A hegység sok helyén riolitok és tufáik kaolinosódtak. Sok
a különféle színű opál és kalcedon is. A hegységben a riolitufa igen sok helyen
sekély tenger fenékre ülepedett és itt csapófölddé (fullerföld, vagy bentonit)
alakult át. Az utolsó gejzírfeltörés (levantei-ópleisztocén?) kúpja, az alsó-
cécei Aba-hegy (193 m) még ma is jól látszik.

*

A *pliocén időszak* üledékei széles sávban és nagy vastagságban kísérik
a hegység déli, Alföld felé tekintő lábát. A hegységck belsejéből kipusztultak
vagy a tönkökön vékony kavics és kavicsos homoktakarók alakjában jelent-
keznek. Csak a Bódva-Hernád köze kivétel, ahol a pliocénkori tenger messze
benyomult észak felé Kassa, Jászó és Torna vidékéig.

A Börzsönyből hiányzik a pliocén tengeri rétegsor. A hegység felemelt tönk-
jein, 200—600 m absz. magasságig helyet foglaló kőületmentes kvarckavics-
és andezitkavics-kvarckavicstakarók (egykori törmelékkúpok) vagy szarmata,
vagy még fiatalabb, vagyis pannon-pontusi korúak. Ilyenek a Cserhát 200—520
m és a Mátra 200—500 m magasságban fekvő kavicstakarói is. Ezek is a mio-
cénkori vulkánikus fekére telepedtek. A Zempléni hegységben, a Hernád-
Bózsza vízválasztója körül eddig 350—400 m magasságban sikerült a
fiatal pontusi kavicstakaró jelenlétét kinyomoznom. A Bükk és az Aggteleki
hegység-Szilicei fennsík környékén a kavicstakarók a mészkőfennsíkok fel-
színére is telepedtek és utólag emelkedtek 350—500 m magasságra. Délen e
kavicstakarók fiatalabb része az idősebb pannóniai rétegsor felszínére kerül-
tek, pl. a Gödöllői dombvidéken, az Aszód — Szirák közötti öblözetben, a
Mátra és a Bükk alján, a Cserháton és a Zempléni hegységhez csatlakozó
dombvidéken. A kvarckavicstakarók, a törmelékkúpok lerakódása idején az
egész középhegység jóval alacsonyabb volt, mint ma.

A pannóniai-pontusi emelet homokos-agyagos, néhol lignittelépeket is
tartalmazó üledékei Budapest—Kőbányán kezdődnek és innen ÉK felé meg-
szakítatlan vonulatban húzódnak Szerencs vidékéig. A Cserhát és a Mátra,
valamint a Bükk alján aránylag keskeny pásztában követik az alaphegységet.
Lignites kifejlődésük főleg Hatvan és Gyöngyös között jellegzetes: pl. Ró-
zsaszentmártonnál kb. 100 kisebb-nagyobb lignites padot ismernek.

A *pleisztocén rétegeket* az Északi Középhegységben egyrészt a nagyobb
völgyek pleisztocén terraszképződményei (főleg folyami kavics), a magasabb
szinteken glaciális vályog, a mélyebb és szárazabb felszíneken lösz képviseli.
A kemény kőzetek pleisztocén (és kis részben holocén) korú letarolódását a
periglaciális blokkfácies területein vehetjük észre. A lösz és a glaciális vályog
az átmeneti sávokon egymás mellett, illetve egymás felett is előfordulhat.

A *holocén* a jelenkori ártér és a belőle kiemelkedő 1—2 m magas óholo-
cén terrasz képviseli.

b) Az Északi középhegység földtörténeti multja

A Bükk és északi szomszédsága, az Edelény — Szendrő közötti dombvidék karbonrétegei részben még a *variscida* hegységromokhoz tartoznak. A perm, valamint a triász rétegek a mezozoikumaleji geoszinklinális időszak folyamán üledtek le a változatos, de többnyire sekély tengeren. A triász után nyilván az egész hegységben vagy annak legnagyobb részén a szárazföldi lepusztulás lett úrrá. Közben gyenge, majd felerősödő hegységképződés és mezozoikus vulkánosság nyomaira lehet bukkanni.

Így már a triász egyes emeletei és szintjei között is előfordulhat gyenge diszkordancia, ami triászvégi-jurakori hegységképződés eredménye lehet. A rudabányai ércesedés, a bükki diabáz, a porfirit és kvarcporfir erupciói, továbbá a gabbro és wehrli intrúziói a szalonnaihegységi, illetve bodvavölgyi kvarcporfir vagy nátrongabbro feltörése ezekkel a folyamatokkal kapcsolatosak.

Az *ausztriai* (kréta időszak végi) *hegységképződés* az előbbi a vulkánikus tömegeket már nagyrészt a helyükön találta és így azokkal együtt gyűrődtek meg, pikkelyeződtek fel és esetleg tolódtak gyengén át a Bükk, valamint a Rudabányai — Aggteleki hegység és a Szilicei fennsík triász geoszinklinális üledékei, de a permokarbon rétegsor is újra átgyűrődött. A fiatalabb hegységképződés nyomait a Bükk-Aggtelek körüli területen már nem lehet kimutatni, mert nincs triásznál fiatalabb rétegsor. A régi vonalakon azonban megismétlődhattak a törések és így kisebb-nagyobb vízszintes és függőleges elmozdulások, kiemelkedések állhattak be. Végeredményben az egész terület a harmadkor közepéig lapos, gyengén hullámos tönkfelületté pusztulhatott le, amelyet nem, vagy csak vékonyan fedhettek be paleogén és nem túlidos neogén üledékek.

A váckörnyéki mezozoikus hegységrogök területén az ausztriai hegységképződésnek nincs nyoma a felszínen, mert a rogök kis kiterjedésűek.

A harmadkor elején az Északi középhegység nagy részben még szárazulat. Csak az oligocén folyamán süllyed egyre mélyebbre az Ipolytorkolat — Sajóvölgy — Zemplén közötti hosszukás terület és lapos tengeri üledékgyűjtő vályúvá alakul. A süllyedéssel lépést tartva eléggé feltöltődik a stampiai (közép+felső oligocén) és alsó miocén rétegsorral. A miocénben azonban már jórészt szárazulattá alakul (szénképződés a központi Cserhát — Salgótarján — Ózd — Edelény — Miskolc vonalon. Helvetiai kavicslepel képződés). Helyette az Alföld és Kis-Alföld és környezete kezd süllyedni és a süllyedést keretező peremtöréseken, valamint a keresztirányú radiális töréseken (stájer hegységképződés?) tör fel a magma és indul meg a középmiocén-felsőmiocén centrolabialis vulkánosság. Teljes egészében ez a folyamat hozza felszínre a Börzsnyit, a Központi Cserhátot, az egész Mátrát és a Zempléni hegységet. Még a Bükköt délről övező riolitos vonulat is elég nagy kiterjedésű. A vulkános anyag a földkéreg kis ingó mozgásai miatt átmenetileg és ismételtén több helyen is sekély tenger fenekén üledik le. Sőt a tengerekből még a vulkáni működés közben lajtamészko, szarmata mészkő és különböző egyéb üledék is lerakódnak.

Csak a szarmata végén alakul az Északi középhegység szárazulattá. Az átalakulás nem végleges, mert a tenger tekintélyes, vastag rétegcsoportot hagy hátra.

A tengerből kimeredő területeken megindul a szárazföldi denudáció és vele kapcsolatban a tönkösödés a fiatal vulkánikus felületeken. Így ala-

kul ki a Bükkal és az Aggteleki hegység—Szilicei fennsík környékével, valamint a tengerből már végérvényesen kiálló északcserhádi, északmátrai és északbükki oligocén-miocén dombvidékekkel együtt az Északi középhegység újharmadkori tönkjeinek idősebb csoportja. Ezeken a területeken a szármataalsó pannon folyamán folyami eredetű kavicsstelepek területnek szét. A pannonipontusi időszak végén, amikor a délcserhádi, mátra-bükkalji és bodva-hernádközi pannon-pontusi dombvidék, valamint a Szerencsi dombvidék is szárazra kerül, megkezdődik a tönkösödést jelentő fiatal kavicsstörmelékek szétterülése. Közben az említett, alacsony szintre lepusztult, korábban tönkösödött területek a fiatal hegységképződéssel (attikai, rhodáni?) gyakran egészen apró rögökre bomolva már magasabb szintekre emelkedhetnek ki. Az idősebb tönköket a levantikum és a pleisztocén folyamán (valachiai hegységképződés?) a pannonipontusi fiatal üledékekből álló rögök kisebb-nagyobb darabokban való felemelkedése is követi, ami sok aszimmetrikus keresztmetszetű völgy, és töréslépcső keletkezésével járt együtt. Végeredményben az egész Középhegység mai felszíne nagyon fiatalos, még ott is, ahol harmadkornál idősebb kőzetek vannak a felszínen.

*

A Középhegység nagy szerkezeti morfológiai egységei a belső erők nagyvonalú működésének eredményei. Egyetlen nagy egység a Börzsöny nyugati, középső és északi része. Csak a déli szegélye válik kissé külön a kis tektonikus medencék (Szokolyai-, Kőspallagi-, Márianosztrai) bezökkenése és a Nagymaros — Nógrádverőce közötti terjedelmes brachyantiklinális felboltozódása miatt. Az *Ipoly-völgy* Ipolytarnóc — Ipolyság közötti része sok kis medence felfűzéséből alakult. A *Nógrádi medence* dombvidéke, a Nyugati-, valamint az Északi Cserhát felső oligocén apoka rétegsornak fiatal harmadkori kavicscsal befedett lapos rögsora. Felszínétől idegenül mered ki a váckörnyéki rögök sorozata. A *Középső- és Keleti Cserhát* szétszabdalt andezittakarók tönkrészeleiből áll. A *Zagyva öblözete* pliocén rétegek igen fiatalon szétszabdalt felszíne. A *Mátra* különböző magasságra kiemelt andezittönkök sorozata. Északi előterében a Salgótarjáni hegyvidék (Karancs és Medves) törésekkel erősen szétszabdalt miocénvégi tönk. Hasonló a Pétervására — Ózd közötti bazaltmentes dombvidék is, valamint ennek Mátra — Bükk közötti és Bükk előtti folytatása. A Mátra- és Bükkalja pliocén rétegek igen fiatal szétszabdalt tönkje. A *Bükk* mészkőfennsíkjai feldarabolódott fiatal harmadkori tönkök. A platóperemek egykori forrásbarlangjai (Peskői, Istállósközi, Tarközi, Szeleta stb.) az egykori erózióbázis szintje közelében keletkeztek. A barlangok a tönkök fiatal kiemelkedése miatt 50—500 m viszonylagos magasságba kerültek. Az *Aggteleki hegység*—*Szilicei fennsík*—*Szalonnai hegység* tönkfoszlányai a Bükkhöz hasonlóan ugyancsak régebbi üledékeken fejlődtek ki. A fiatal tönkösödést igazolja a felületükön előforduló szármataavégi-pliocénkorú kavics-takaró. A *Cserhát* nyugati szélén a gyengén kiemelt karbón mészkővekre, ezektől keletre a pannóniai-pontusi rétegsorra települ a pannonvégi lepelkavics-takaró. A *Sajó* és *Hernád völgye* fiatal törésekkel kijelölt tektonikus árok. A *Bodva-völgy* kis, fiatal tektonikus medencék felfűződésével keletkezett. A *Szerencsi dombvidék*, pannon pontusi rétegek röge, DK felé billent. A *Zempléni hegység* Szerencspatak — Bózsza-völgy közötti része DK felé dőlő vulkánikus tönk, belőle a töréscsomópontokban nagyobb

vulkánok emelkednek ki (Fekete hegy, Sátorhegység). A hegység északi része a Nagy Milic (896 m) köré csoportosuló kissé tönkösödött vulkáni takarókból áll.

c) Ásványkincsek és hasznosítható ásványi anyagok

A Börzsönyben a kisebb hidrotermális metamorfózis hatására megindult ércesedés eredménye Szokolya mellett gyér vasérc, továbbá a már említett nagybörzsőnyi nemesérctelérek. Fő ásványaik a hessit a sylvanit, a nagyágit és a wehrlit. Utóbbiban fedezte fel *Kitaibel Pál* a tellúrt. Börzsönybánya ércteléreinek a vaskalapját már évszázadokkal korábban lefejtették, de a mélyebb szintek bányászata reményt kelt.

A Börzsönyben az andezit típusok között jó minőségű építő és kövezőköveket bányásznak (pl. a Csákhegyen).

A Cserhátban és tágabb körzetében érc nincs. Az andezit limonitosodása csak a mátraszöllősi Hármashatáron (519 m) jelentkezik. Annál fontosabb az alsómiocénkori barnaszén az ÉK-i szélén a Zagyva és a Tarján patak, valamint a Karancs alatt a Dobroda felső völgye környékén. A legnyugatibb széntelep a középső Cserhátban Kiskér pusztá vidéke, de a szén még kevés. A fő bányahelyek Nagybatony, Kisterenye, Nemti, Mátranovák, Salgótarján, Zagyvaróna, Baglyasalja, Karancseszti stb. A kőszegi eocén szénbányát már régebben karsztvíz öntötte el.

Szénhidrogént nem sikerült feltárni. Megnyitottak ugyan egy-két gázos kutat (Őrszentmiklós, Rákospalota stb.), de ezek még komolyabb felhasználásuk előtt kimerültek. Jelenleg mélyebb szinteken (1000 m alatt) folynak a kutatások (Cinkota stb.) a hegységperemi harmadkori üledékek töredezett lapos boltozatain.

A sóshartyáni boltozat fúrásakor akadtak (gyéresebb sósvízű nyomok alapján) rá a *Jodaqua* nevű világhírű gyógyítóerejű jódozóvíz kiadósabb előfordulására.

A Cserhátban is sok helyen akad kitűnő minőségű kövező és építőkö az andezitek és bazaltok között (Szandavár, Nógrádkövesd, Somoskő stb.); a cementgyártásra jóminőségű mészkövet termelnek (Mátraszöllős, Váci Nagyszál). Egyes laza, homokos harmadkori rétegekből jó öntődei homokot bányásznak.

A Mátra ásványkincsekben aránylag gazdagabb. Északi peremén, az Ágasvár—Mátrabérc vonalon, az alsómiocénkorú széntelepek az andezittakarók alá buknak (Nagybatony—Szorospatak, Szuha-huta stb.). Déli szélén a fiatal lignittelepek az Alföld alá süllyedő andezitra fekszenek (Rózsaszentmárton, Szücsi, Gyöngyös). Ércbányái közül a recski, — ha szerény méreteken is, de hazai viszonylatban egyetlen aranyat, ezüstöt és rezet szolgáltató üzem. Komolyabb érctelep a Mátrában még a gyöngyösorszi Károlytáró és környéke, ahol a bányászat nagyobb mértékű fellendülésére lehet számítani. Előfordulnak itt ólom-cinkérccek, vaskovand (pirit), utóbbi arany- és ezüsttartalmú, továbbá a kalkopirit és a tetraedrit. Mindkettő rézérc.

A Mátrában is sok jóminőségű építő- és kövezőkövet fejtenek (Gyöngyösmolymos, Tar, Recsk, Sirok stb. andezit, riolit tufa, hidrokvarcit és Siroknál diabáz). A riolit tufák csapódó földnek felhasználható átalakult válfajait is fejtik. Nevezetes még a Szurdokpüspöki és Gyöngyöspata közötti diatóma-földbányászat és az Asztalgő kvarcitkitermelése.

A Bükk nagyon ércszegény. Vasércnek vehetjük a szarvaskői wehrilit bázikus intruzív kőzetét kb. 30% vastartalommal, de kohósításra még nem tudják felhasználni: alacsony Fe tartalma és magas Si és Ti tartalma miatt. A mennyisége is kevés. A Bükk karbonkori rétegeivel kapcsolatos kevés vasércet már korábban lefejtették és Diósgyőrött, valamint Hámoron kohósították. Jelenleg a legtöbb vasércnyom Uppony környékén van.

A legjelentékenyebbek a hegység szélső peremén lévő kőolajtelepek (Mezőkeresztes az Alföld szélén). A bükkszéki kis olajmező már kimerült.

Pannon-pontusi lignit fordul elő az Alföld peremén, Mezőkövesd környékén. Az alsó miocén széntelepek a hegység északias széléit övezik. (Egerségi, Ózd, Sajókaza, Berente, Sajószentpéter). A bélápátfalvai cementgyár részére a Békő középtriász mészkövet fejtik, a hejőcsabai részére a Miskolc-Tapolcafürdő melléki mészkövet, kövezésre és útburkolásra az Eger-völgyi stb. diabáz és kvarcporfirtelemek, építésre a riolittufát és riolitot. Sor került a karbonkori fedőpalák hasznosítására is.

A Rudabányai, Aggteleki és Szalonnai hegységben is kiadós ásványok fordulnak elő. Rudabányán van hazánk egyetlen vasércbányája (limonit, ankerit, sziderit). Perкупán gipsztelepre bukkantak az alsó triász réteg-csoportban, Rakacán pedig karbonkori márványszerű kristályos mészkő fordul elő. Vasércnyomok vannak még a Szalonnai hegységben, a bódvarákói Ostromos hegy (380 m) ércét egészen a legújabb időkig fejtegették. A sajó-völgyi széntelepek erre a területre is benyúlnak, Edelényig a Bódvavölgybe és Ormos-pusztáig a Szuha völgyébe. Lignitelfordulás Szendrőn van. Mészkövet mészégetés, cementgyártás és kohósítás részére (salakképzés) bányásznak.

A Zempléni hegységben a Börzsönyhöz és a Mátrához hasonlóan jelentkeznek a fiatal vulkánossággal kapcsolatos nemesfémek (Telkibánya). A Veresvíz-telér és a Kányahegy-környéki többi érctelér felújítása és új, 5 km-es altáró építése folyamatban van. A Kányahegy trachitja káliumban nagyon gazdag kőzet.

A szénfeleségeket a Szerencsi dombvidéken lignitnyomok képviselik. Jelentős a kőbányászat. A riolit keményebb válfajait malomkőnek fejtik (Sárospatak, Makkoshotyka), tufáit építőkönek, fullerföldként (Komlóska), hidrotermálisan bomlott részeit pedig porcellángyártásra (kaolinbányászat). Az andezitet kövezésre, útburkolásra bányásszák.

Végül meg kell említeni, hogy az egész területen kiaknázzák a laza harmadkori márga- és agyagrétegeket, valamint a déli hegységperemen lösz is termelnek ki téglagyártásra. A homok finomabb változatait öntődei homoknak hasznosítják.

Több fontos ásványelfordulás napjainkban vált ismeretessé. A kutatás folyik és remény van arra, hogy az ásványokat még nagyobb mértékben lehet népgazdaságunk szolgálatába állítani.

3. A felszín morfológiai képe.

Az Északmagyarországi középhegység szerkezeti morfológiai formakincsét, a terület felszínének nyers vázát a korábban tárgyalt belső erők alakították ki. A nyers vázon a külső erők dolgozták ki a finomabb, a kisformákból álló formakincset a mindenkor éghajlati viszonyoknak megfelelően, de a

lepusztulás menetében a különböző kőzetfajták is éreztették hatásukat. Tehát a petrográfiai fáciesekkel is számolnunk kell.

a) Éghajlati morfológiai fáciesek

Az éghajlati viszonyok megítélése és formaalakító, vagy formakiegyenlítő hatása esetében a legfontosabb a glaciális és interglaciális idők váltakozása. Területünk a harmadkor végétől állandóan a mérsékelt éghajlati övbe tartozott és így elsősorban a normális erózió hatásának volt kitéve. Ennek megfelelően alakult ki a harmadkor vége (felső pannon, levantei, néhol csak ópleisztocén idők) óta a nagyobb völgyek hálózata. A nagyobb völgyek általában fiatal szerkezeti vonalakat (a legtöbb esetben töréseket, helyenkint árkos vetődéseket, vagy a boltozódások széleit követték. Ahol a völgy hosszában haladó szerkezeti vonalak átmenetileg elmaradtak és inkább harántos irányban erőődnek meg, epigenetikus-antecedens völgyszakaszok alakulnak ki.

A kisebb — 5 km-nél általában rövidebb eróziós völgyek a legtöbb esetben tisztán eróziós eredetűek: konzekvens, esetleg szubszekvens vízfolyások alakították ki.

A legkisebb, 1—2 km-nyi vagy csak pár száz m-es eróziós völgyek, illetve a szerteágazó vízmosások többnyire már csak időszakosak. A lágyvonalú, gyengén hullámos felszíneken, laza üledékek területén gyakoriak a vízmosás nélküli széles, lapos korroziós völgyek is.

A vonalas erózió működése mellett nem szabad megfeledkezni a felületi erózió működéséről sem. Ez a kopár felszíneken alkalomadtán erősen érvényesülhet, pl. lemosódik a termőtalaj. Erre a kérdésre a talajerózióval kapcsolatban vissza fogok térni.

Az erózió kívül szerepe van még a felszín pusztításában a suvadásoknak és csuszamlásoknak is. Ez a folyamat csak megfelelő kőzeten és megfelelő nedvességviszonyok mellett alakulhat ki. Száraz területen nincs suvadás és csuszamlás.

Éghajlati tényező még a besugárzás tágító-repesztő hatása, valamint a kifagyás is. A besugárzás hatása a különösképpen színezett kőzetfelszíneken eredményes. A fagy a periglaciális blokkfácies, a kőtenger formájában jelentkezik, mert a fagy a jelenkort megelőző jégkorszakban volt különösképpen erős.

A jégkorszakokban és interglaciálisokban működött éghajlati tényezők sok tekintetben egészen különböztek a jelenkoriaktól. A suvadást, csuszamlást, a jégkorok idején messze felülmúlta a talajfolyás, a *szoliflukció*. A másik két folyamat viszont — a jelenkorhoz hasonlóan — az interglaciálisokban volt erős.

Fontos tényező volt az eljegesedések idejében a porhullás, illetve a löszképződés. A löszfelszínek az interglaciálisok folyamán vagy teljesen letarolódtak, vagy elvályogosodott a felszínük és közben csak részben denudálódtak. Az ismételt jeges és jégmentes idők hatására a folyók vízjárása erősen ingadozott, ennek az emlékei a nagyobb völgyekben megmaradt pleisztocénkori terraszok. Különösen a fiatalabb, II. és III. sz. pleisztocén terraszok jelenléte gyakori, az idősebbek sok esetben már lepusztultak. A hullópor a magasabb és nedvesebb éghajlatú területeken glaciális vályoggá alakult át.

A felszín fejlődését a hulló por érdekesen befolyásolta. Az eróziótól kialakított denudációs formákat elsimította, miközben gyengén kifestett

lepelhez hasonlóan vonta be a felszínt, s csökkentette a terület reliefenergiáját. A glaciálisokban felhalmozódott löszanyag pusztulásával az interglaciálisokban (és posztglaciálisban is) az eredeti reliefenergia visszaállítására van hajlandóság.

b) A petrográfiai fáciesek

Az éghajlati tényezők mellett a *különféle kőzetek minősége* is változatosan befolyásolja a hegység felszínének kialakulását. Ez a munka elsősorban a vízáteresztés és oldhatóság kérdésével van összefüggésben.

Ha a kőzet oldható és a vizet jól áteresztí, mint *jól karsztosodó kőzet* szerepel. Ilyenek területünkön a különféle mészkövek. Karsztos a váckörnyéki három triász rög. A Nagyszálon pl. több barlang keletkezett. Gyengén karsztosak kis kiterjedésük miatt a Cserhátban a Buják, Ecseg és Mátraszöllös feletti lajtamészkőfelszínek és a Kemence-Bernece, valamint Szokolya melletti a Börzsönyben.

A karsztjelenségek legjobban a Bükkben és a Gömör—Tornai karsztban fejlődtek ki, mert itt több száz km²-es jól karsztosodó triász kori mészkő van a felszínen viszonylag hosszú idő óta magasra kiemelve. A karszt legtöbb típusának magas (sekély) karszt, átmeneti karszt, mélykarszt, fedett karszt, karsztos sziget, megvannak itt a képviselői. A nagy poljéket kivéve megvannak az összes karsztos formák. A meredek töréssíkok mentén kiemelt karsztfennsík csaknem függőleges lejtésű peremein vagy a szűk völgybevágódások meredek lejtőin vannak a legszebb karrmezők. A legtöbb töbör — többnyire sorjában rendeződve — a Bükk magas fennsíkján (Bánkút—Istállóskő—Tarkó környéke), a kis fennsíkon (Örvénykő—Lillafüred között) és délkeleten a Kölyukgalya fennsíkján mélyül a felszínbe. A Gömör—Tornai karszton az Aggteleki karszt, a Teresztenyei fennsík, a Jósvalfő—Vidomáj közötti karszt és a tornai Alsó hegy bővelkedik e formákban, a töbrök között itt is sok a sor-töbör.

Barlangokban a Bükk különösen gazdag. Nagyobb részük egykori forrásbarlang és ma már magasan az erózióbázis szintje felett fekszik. Elég gyakori a víznyelőbarlang is. (Pl. az újabban felfedezett Pénzpataki barlang.) Miskolctapolca langyosvízű tavasbarlangja ma is fejlődik.

Az előbbi barlangtípusok a Gömör-Tornai karsztban is megvannak, azzal a különbséggel, hogy több a zsomboly, azonkívül eddig két nagy átmenő barlangrendszer ismerünk: az aggteleki Baradlát és a jósvalfői Komlós forrásbarlangot (Béke barlang). A barlangok kialakításában különösen nagy szerep jutott a nemkarsztos hordalékanyaggal (kvarckavics) dolgozó karsztpatakok eróziójának is. A Baradla jelenlegi ismeretek szerint 22 km, a Béke barlang kb. 10 km hosszú.

Különös figyelmet érdemel a *karsztos területek hidrográfiaja*. A Gömör-Tornai karszt északról délnek km-kint kb. 20—30 m-rel alacsonyodik. A karszt délszlóvakiai része még magaskarszt, a hazai területen, kb. Aggtelektől D-re már mélykarsztba és fedett karsztba megy át és így a déli karsztterületben nagyobb mennyiségű karsztvízre lehet számítani. A szlovákiai és Aggtelek-Bódvászilas körüli magaskarszt leszálló karsztvíze a mélységben dél felé áramlik és délen a nemkarsztos miocén-pliocén homokos üledékekbe megy át, vagy kilép a felszínre (szalonnai, meszesi stb. langyos karsztforrások). Ezt a kedvező körülményt — mivel a mélységben az északi leszálló karszt-

víz és a Sajó völgy környéki fedett karszt mészkövei közötti kapcsolatot fel lehet tételezni — a borsodi iparvidék ipari- és ivóvízellátásakor figyelembe lehet venni.

A mészkövön kívül a *löss* is különösen viselkedik a vízzel szemben. Lössben a víz könnyebben mozog függőlegesen, mint vízszintesen. A löss mésztartalma miatt kis mértékben oldható. Ezért a lössben aránylag nagyon mély aszóvölgyek keletkezhetnek.

A kavics és a lazább vulkánikus breccsa, vagy konglomerát a vizet jól átereszt, vezeti és tárolja, ezért különös figyelmet érdemel a formák keletkezése és gyakorlati szempontból is. Az említett kőzetek gyorsan pusztulnak, bennük az aszóvölgyek gyorsan vágódnak vissza és megcsapolják a laza breccsa alján a víztartó szintet, ami kis rétegforrások képződésére vezet.

c) Morfológiai tájak

Az Északmagyarországi középhegységet hét nagyobb önálló, szerkezeti-morfológiai alapon pedig hét nagyobb, valamint több kisebb résztájra lehet bontani.

a) **A Börzsöny.** A hegységet nehéz részekre bontani, mert látszólag a legegységesebb.

1. *A Délnyugati Börzsöny.* Egyik tönkrészlete az Ipoly-Duna zugában lévő délcehszlovákiai Helembai hegység (400 m), a másik az Ipoly balpartján Márianosztra — Letkés közötti hegységrész (600 m). Mindkettő felemelt tönk, az utóbbin sok a harmadkorvégi tönkösödést jelző lepelkavics-takaró roncs 300—450 m absz. magasságban.

2. *A Központi Börzsöny* a hegység legmagasabb és legzártabb része. Nem egységes tönk; négy kisebb részre tagolódik. Legszebb tönkrészlete a Csóványos-Magosfa tönkje (600—939 m), egyenletes gerincmagasságokkal. A többi tönkrészlet (Várbükk-Hollókő csoport), 741 m, Nagyinc-Magas Tax csoport 813 m, Bányapusztai tönk 600 m) már kevésbé szabályos és ép. A Központi Börzsönynek csak a szélein van itt-ott kevés lepelkavics, főleg Ny-on.

3. *Az Északi Börzsöny* az előző területekkel szemben a hegység legszebb tönkösödött részlete (400—662 m). Eredetileg egységes tönkjét egyenletesre koptatták a kvarckavicsot szállító ösfolyók. Csak a Kámor (662 m) állhatott ki a laposra gyalult tönkből. Az eredetileg egységes tönköt az erózió és néhány nagy törésvonal mentén fiatal tektonikus mozgások szabdalták szét és így 3 részre különül. A Kámor csoportja nem tökéletes tönk. Annál szebb, tökéletes fennsík a 400—600 m-es absz. magasságú Kemence és Nagyi völgy közötti, valamint a 350—500 m-es Nagy völgy és az Ipoly völgy között tönk, szép kvarckavics-takaró maradványokkal.

4. *A Visegrádi Dunaszoros környéki tönk* sem teljesen egységes felszín. Egyrészt a Duna völgynek a Nógrádverőce — Nagymaros közötti lepusztult antiklinálisba való bevágódása, másrészt a már említett délbörzsönyi kis medencefelszínnek beszakadása miatt. Elég élénk felszínű, 200—525 m absz. és 100—420 m viszonylagos magasságig emelkedik. Fiatalon lerakódott, andezites fekére telepedő kvarckavics lepel-foszlányok 200—450 m-es magasság között gyakran találhatók. A kavicslepek kis távolságon belüli nagy magasságkülönbségéből hatalmas mértékű pannonvégi-ópleisztocén korú tektonikus feldarabolódásra lehet következtetni.

5. A Börzsöny keleti, északi és nyugati hosszú, homorú peremlejtői tulajdonképpen már nem tartoznak a hegységhez, hanem a Nógrádi medence déli öbléhez, illetve az Ipoly mélyen bevágódott terraszos völgyéhez. A hegyvidéki formaelemek teljesen elmaradnak.

β) A Cserhát. A Cserhát, mint hegység, nehezen állja meg a helyét a természetes tájak sorában. Egyrészt, nagyon sokféle elemből tevődik össze, másrészt csak kisebb része alacsony középhegység, a nagyobb alacsony dombvidék. Ezért aránylag könnyű részekre osztani.

1. A Gödöllői halomvidék. Csak azért sorolhatjuk a Cserháthoz, mert azzal széles sávban összefügg és félszigetszerűen nyúlik be a Duna Pesti öble és az Alföld felé. Egyébként a Cserhától teljesen eltérő felépítésű. Fiatal pliocén (levantei) rétegekből álló térszíne fiatal törésekkel szabdaltnak, helyenként gyengén boltozott halomvidék. Lapos részletei többnyire DK felé lejtjenek. Vulkanizmus ezen a területen Mogoród-Főt környékén volt.

2. A Nagyszál és a Csővár-nézsai mezozoikus röghegység (Délnyugati Cserhát). A Cserhát legrégibb kőzetekből épült része. Triász kori mészkőből továbbá ennek fedőjében eocén mészkőből és oligocén kori hárshegyi homokkőből álló röghegység. Három része a Nagyszál, a Csővár rögcsoportja és a Romhány-Nézsai közötti rögfennsík különböző magasságra kiemelkedő paleogénvégi tönk. A tönköket a jóval fiatalabb hegységképződések erősen feldarabolták, egyes részeket magasra torlaszoltak, másokat mélyen elsüllyesztettek. Ezért a terület igen élénk reliefenergiájú. A rögökhöz D felől csatlakozó oligocén és neogén dombvidéken vulkáni telérek és kisebb andezit-takarók is megjelennek.

3. Az Északi (Kopasz) Cserhát. Teljes egészében a felsőoligocén (kattiai) rétegek építik fel. A miocén folyamán és a pannon-pontusi időkben is lapos felszínre tarolódott, majd fiatal tektonikus mozgásokkal (gyenge felboltozódások, főleg kisebb-nagyobb törések) kisebb-nagyobb magasságra emelkedett ki.

Az Ipoly, a Lókos patak, a Romhányi rög és a Szanda patak völgye közötti terület elsősorban lapos, főleg KDK felé lejtő rögökből áll, Ny-on a Lókos felé meredek lejtővel tekint.

4. Az Aszód-Sziráki dombvidék. Aszimmetrikus keresztmetszetű lapos halomvidék. Andezit, andezitbreccsa és a fedőjében lévő szarmata és pannon-pontusi rétegek építik fel. Ny-i pereme a Galga tektonikus völgyére meredek lejtőkkel ereszkedik le, K felé enyhén lejt. A harmadkor végén kialakult tönkfelületét a harmadkorvégi-negyedkori tektonikus mozgások feldarabolták.

5. A Szandavár és a Berceli hegycsoport (Középső Cserhát). A Cserhát központi része. Kattiai és miocén kori (főleg helvetiai) rétegek, továbbá andezit és andezittufa építi fel. Gyakori a durvaszemű pannon-pontusi kvarc-kavics-takaró. A takaró diszkordánsul telepedett az egykori tönkfelület fiatal tektonikus mozgások által már feldarabolt felszínére. A tönkösödésben az andezittakarók már nem vettek részt, azokat a legfiatalabb harmadkori denudáló vízrendszer már nem érte el, pusztán a hegyláb részleteit pusztította.

6. A Pásztói Cserhát. Valójában a Pásztói Mátra Ny-i folytatása. Andezitből és tufából-breccsából álló takarói tönkösödtek: lapos felületre pusztultak le. A fiatal tektonikus mozgásokkal darabokra töredezett és egyes darabjai elég nagy magasságra emelkedtek, mások lesüllyedtek. A süllyedések-

ben kisebb-nagyobb medencék keletkeztek. A medencék (pl. a Cserhátszentiváni medence) tehát nem interkollin eredetűek.

7. *Az Északkeleti Cserhát halomvidéke.* Nagybárra felső oligocén-továbbá alsó miocénkori rétegekből álló hullámos halomvidék. A harmadkorvégi felület erősebben feldarabolódott és lekopott. A fiatal kavicslerakódások nyomai itt is jelentkeznek. A suvadások és a szoliflukció a felszínt erősen átalakította. Az eruptív kőzetek háttérbe szorulnak, csak a Ny-i peremen van néhány telér.

8. *A déli perem halomvidéke és a Hatvani öböl.* Lényegében az Aszód-vanyarci dombvidék tönkjének K-i, a Zagyva tektonikus árkába átmenő erős lealacsonyodása. Morfológiailag nagyon hasonlít a Délnyugati Mátrához DK-en csatlakozó halomvidékhez. Ahhoz hasonló felépítésű. Mindkét terület fiatal tektonikus mozgásokkal kialakított aszimmetrikus völgyekkel szét-szabdalt, DK felé lejtő sima felület. A déli perem halomvidéke észrevétlenül simul bele a Hatvani öbölnek a Zagyva és a Galga tektonikus árkától kijelölt allúviumába. Az allúvium már jelenkori feltöltődés.

9. *A Nógrádi medence.* Tágabb értelemben a medencéhez tartozik az egész Ipoly völgy a hozzá csatlakozó alacsonyabb halomvidékkel együtt. Ezen a helyen csak a Nógrád község környékétől É-ra, a Börzsöny, a Lókos patak és az Ipolytól közrefogott lapos térszínnel foglalkozunk. Nagyon gyenge reliefenergiájú, KDK felé lejtősödik, felszínéből a Börzsöny és a Cserhát szomszédos része is meredek lejtővel és tekintélyes ugrómagassággal emelkednek ki.

10. *Az Ipolyvölgyi perem.* Az Ipoly fiatal völgye nem olyan szabályos árkos üllyedés, mint a Sajó vagy a Hernád völgye. Tulajdonképpen a fiatalon kiemelt Osztrovszki és Cserhát között keletkezett apró üllyedéseknek, az Ipoly terraszos völgyével egységbe fűzött sorozata. Az Ipolyvölgy árkos jellege csak Losonc környékén és Ipolyság alatt szembeszökő.

11. *A Karancs-Medves hegység.* Csak tágabb értelemben tartozik a Cserháthoz, valóságban önálló természetes egység. Fő jellege a Karancs-Sátoros andezittömszén kívül a Medves fiatal harmadkori-levantei kori felületére ömlött vékony bazalttakaró. A takarót a fiatal tektonikus mozgások feldarabolták és az egyes tagokat különböző magasságra emelték ki. Ez a felszín a Cserhátnál jóval magasabb.

γ) **A Mátra.** Annyira egységes szerkezetű és felépítésű, hogy csak morfológiai alapon lehet részekre bontani.

1. *A Délnyugati Mátra* a Szurdokpüspöki-Gyöngyöspata közti hágótól D-re fokozatosan alacsonyodó, magányos szigetvulkánok sorozata. Nem zárt hegység.

2. *A Nyugati- vagy Pásztói Mátra.* Önálló, zárt, elég magas hegység-részlet, a Zagyvától K-re, a Kövicses völgytől D-re s a Nagyparlagi-Gyöngyöspatai medencétől Ny-Ény-ra. Magasra emelt hosszú, keskeny andezithorost.

3. *A Mátrabérc fennsíkja.* Felemelt tönkfelület az Óvár, Ágasvár, Mátrabérc, Pizskéstető, Bagolyirtás és Tóthegyes között. Gyengén döntve Ny felé lejt. Köröskörül környezetétől elég élesen elválik.

4. *A Galyatető csoportja.* Az előző területtől erősen déli irányba billentett voltával különbözik. Erősen felárkolt tönkfelület.

5. *Kékes csoport.* Központi helyzetű, igen erősen lepusztult régi vulkáni centrum, gyengén DNy felé dől és elég tekintélyes hegység-részek különülnek el tőle (pl. az Ábasári Sárhegy).

6. *Keleti Mátra*. A Kékesnél 3—400 m-rel alacsonyabb tömege kb. 15 km hosszú, 5 km széles, elég egyenletes csúcsmagasságú vulkánikus tönkfelület.

7. *A Mátra északi lába*. A hegység északi lejtője a Zagyva és a Parádi Tarna völgye között. A Központi Mátrával szemben nagyon változatos felépítésű. Az elszórt kis parazita vulkánosorokon (Hajnács-hegy stb.) és andezittelerrajokon kívül hozzá tartozik a Veresagyagbérc-Lahoca hegy paleogén és később hidrotermális metamorfózissal-ércesedéssel is erősen átalakított andezit tömege is. Az említett vulkánikus területek mellett nagy szerepe van a vulkánikus területek kiterjedését tekintélyes mértékben meghaladó harmadkori, főleg alsó- és középmiocénkori üledékeknek is. Nagyobb része alacsony dombvidék.

8. *A Mátra déli előtere*. Néhány, a pannon-pontusi tengeri üledékeivel csaknem eltemetett szigetvulkánon kívül az egész terület neogén dombvidék, D felé egyre csökkenő reliefenergiával.

9. *A Zagyva völgye*. A Mátrának csak határterülete a Cserhát felé. Széles tektonikus árok.

10. *A Tarna völgye*. A Bükk felé húzódó határterület. Felső szakaszán kis medencékből és szűkebb antecedens szakaszokból áll. Verpelét alatt tektonikus árok.

11. *A Tarna és a Laskó közötti terület*. Voltaképen ez is határterület és hol a Mátrához, hol a Bükkhöz sorolják. Tulajdonképpen önálló alacsony dombvidék, a Laskón túl az Eger patakig. Az Eger völgye Szarvaskőnél már a Bükk DNY-i végződésébe vágódott bele. Északi határát a Recsk-Szajla vonallal jelölhetjük ki.

8. *A Bükk*. A változatos körű és ugyancsak változatos kőzetekből álló hegység morfológiai egységét a harmadkori tönkösödésnek és az azután beállott meglehetősen egyöntetű kiemelkedésnek köszönheti. Csak a hegység peremrészein maradtak ki egyes, törésvonalakkal jól körülhatárolható medencék (Felsőtárkány-, Cserépfalusi-, Kisgyőri-, Belpátfálva-Balaton stb. medence) vagy szélesebb tektonikus árkok (Eger patak völgye, miskolci Szinva völgy, Harica és Bán völgyek alsó szakasza stb.) az általános kiemelkedésből.

1. *A Bükk központi fennsíkja (Bükk fennsík)* kb. 15 km hosszú, 3—5 km széles, 600—959 m magas karsztos fennsík. Nagyrészt középsőtriász kori szürke mészkő építi fel. Tömegei kb. K-Ny irányú pikkelyekkel torlódtak egymásra. Közben, ugyancsak Ny-K irányban néhány helyen keskeny palazóna (Jávorkut, Létras), illetve porfirít (Ablakoskői völgy feje) csiptetődött közbe. Sok helyen (Pl. a Nagymezőn) szögletes kvarcsezeméből álló hordaléktakaró fekszik rajta.

2. *A Kis fennsík*, a hegyég É-i és ÉK-i részén, a Lillafüredi (Garadna) völgy bal oldala fölött emelkedik (400—800 m). Mészköves része a központi fennsíkhöz hasonlóan erősen elkarsztosodott, míg túlnyomóan palából álló részeit (Ómassa-Szentlélek között) eróziós völgyek tagolják. A két fennsík között a határt jelölő Garadna völgy fiatal törésekkel preformált eróziós völgy. A törésvonal mentén a Kis fennsík erősen lezökkent a Központi fennsíkhöz képest. Gömbölyű kvarckavics is előfordul itt.

3. *A Keleti-Délkeleti Bükk tönkje* 500—720 m a Garadna-Szinva és a Hór-völgy, valamint az alföldi perem alacsony dombvidéke között. Túlnyomóan szürke mészkőből álló fennsík, de gyakoriak a palás és eruptív közbetelepülések (Hollós hegycsoport). Diósgyőr felé menedékesen, egybeült

meredeken ereszkedik le a külső előtérre. Mészköves része lefolyástalan, sok karsztjelenséggel, szögletes kvarcos hordaléktakaróval.

4. *A Délnyugati Bükk a Hór és az Eger völgye között (500—711 m).* Északi szomszédságában a Központi fennsík 200 m magas meredek fallal emelkedik ki. A karsztosodó mészkő alárendelten, csak kisebb pikkelyekben fordul elő, ezeket meredek lejtéssel, szűk szurdokvölgyekkel törik át a karbonpalás felszínbe mélyen bevágódott völgyek. A kvarckavicstakarók itt is megvannak.

A mészköves területek között a Berva-bérc felemelt tönk. Az Eged-Vár-hegy vonulata fiatalon feltorlódott, meredek lejtőjű szirtekből, illetve nagy kiterjedésű mészkő-dolomitrgökből áll.

5. *A Bükk délkeleti és déli előtere (200—360 m).* Élénk felszínű újharmadkori-pleisztocén üledékekből, riolitból és riolitufából álló dombvidék. Egyes részei nyugodtabban, közel vízszintesen felemelt tönkfelszínnek (pl. Diósgyőr — Miskolctapolca — Kisgyőr — Emőd vonalán), máshol erősen széttörédezett és D felé billentett tönkdarabokból áll. Az utóbbi tönkrészletek északias lejtői rövidek és meredek, a déliek hosszúak és lankásak, glaciális vályoggal vagy lösszel vastagon fedettek. A rövid lejtőkön viszont az idősebb üledékek, illetve a szálban álló riolitos kőzetek bukkanntak a felszínre. A felszínt fiatal törésekkel aszimmetrikus keresztmetszetűvé alakított eróziós völgyek és a már említett kis medencék süllyedései még bonyolultabbá teszik.

6. *A Bükk és a Mátra közötti dombvidék Eger — Laskó közötti része 300—400 m magas, dél felé lankásodó dombvidék.* Magvában a Bükk mezozoikus-paleozoikus kőzetei bukkannak a felszínre. Másutt újharmadkori üledék, sok riolit (Demjén — Egerszalók között), a magaslatokon a tönkösödést tanúsító miocénkori kvarckavicstakaró (pl. Szarvaskőtől Ny-ra), továbbá glaciális vályog és lösz van a felszínen.

7. *A Bükk ÉNy-i előtere (Ózd-Pétervására közötti hegyvidék 542 m).* Csaknem teljesen felsőoligocén apoka, DK-i peremén alsómiocén, széntelepeket is tartalmazó rétegsorból áll. Egyes részei felemelt rögök (Szarvaskő 542 m, Debornaafő 501 m), mélyebbre zökkent, kassé felárlkolt köztes medencékkel (Pétervásárai-, Zabari-, Ózdkörnyéki-, Bélapátfalva-Balatoni-Egercsehi medence). Keleti határa az Eger völgy és a Borsodnádasi völgy.

8. *A Bükk északi és északkeleti előhegysége az Ózdi völgy és a Sajó-Szinva-völgy között.* Az előző területhez hasonló felépítésű, azzal a különbséggel, hogy a felszínen több az alsó miocén, valamint a fiatal vulkánikus tufás rétegsor. A Bán-völgy környékén a Bükk bázisát alkotó karbon mészköves és palás rétegsor is a felszínre bukkan (a földtani irodalomból jól ismert »Upponyi sziget« területén). Nemegyszerű tönkfelszín, pedig a fiatal harmadkori (szarmata- és pannonkori) mészkőkavics- és kvarckavics-takarók roncsai 300—400 m absz. magasság körül a völgyek közötti magaslatokon mindenütt megvannak, hanem fiatal tektonikus mozgásoktól erősen zavart. A 350-450 m magas dombvidék DNy-ÉK irányú árkos terraszos völgyekkel jól tagolt. Az egyes völgyek (Bán-, Tardona-, Nyögő-, Bábony- és Szinva völgy) közötti tönkdarabok ÉNy-i lejtője rövid és meredek, a DK-i hosszú és lankás. A völgyek és a köztes tönkdarabok is aszimmetrikus keresztmetszetűek.

e) **A Gömör-Tornai karszt és környéke.** A Sajó balpartjától a Bodvaig és az Aggtelek-Bódvaszilás közötti országhatárig húzódó terület északi, nagyobbik felén triász kori és idősebb, déli kisebbik részén fiatalabb harmadkori

tiledéksor van a felszínen. Az egyes tönkök É-ről D-nek haladva a következők :

1. *Tornai Alsó hegy* (610 m), a Bükk fennsíkhoz hasonló magaskarszt. Bódvaszilastól Ny-ra lévő részei a fiatal tektonikus mozgások miatt leszakadoztak róla.

2. *A Szilicei fennsík* keleti szárnya a Nagy oldal horsztja (604 m) a Jósza és a Ménészvölgy között. Három részből álló, egy-egy 300, 400 és 550—600 m magasra kiemelt tönkfelület. Mind a három magas karszt.

3. *Az Aggteleki-Teresztenyei karsztfennsík*, az előzőhöz D felől csatlakozó és a Baradla-, valamint a Békebarlangot magában foglaló magaskarszt. 400 m magasságig bőégesen kvarckavics fedí.

4. *A Rudabánya-Szalonnai karszt* (356—520 m) ÉK felé egyre emelkedő magaskarszt. Kevés kvarckavics fedí.

5. *A Putnok—Aggtelek—Rudabánya* közötti harmadkori dombvidék tönkje. Tekintélyes részében (főleg ÉNy-on és É-on) pannoniai-pontusi kvarckavicstakaróval fedett tönkfelület. Északi és középső része 300—360 m, Putnok körüli szakasza (főleg andezitbreccsás felszín) 400—440 m magasságra kiemelkedett. D-en meredeken tekint a Sajó terraszos völgyére.

η) *A Cserehát halomvidéke*. Az Északmagyarországi Középhegységnek talán legegységibb tája. 300—342 m magasságig emelkedő gyengén, elvált erősebben hullámos dombvidék. ÉNy-i részének vizei Ny-i irányba a Rakaca közvetítésével a Bodvába futnak le. Itt karbonkori rétegsor bukkan a felszínre. A nyugtalanabb felszínen a lapos tönkök helyét több féloldalra bukott rög vagy szirt foglalja el. Középső, keleti és déli fele viszont egyetlen nagy denudációs felszínnek kissé aszimmetrikus keresztmetszetű rögökre való darabolásával keletkezett. A pannon-pontusi fekvő letárolását jelző harmadkorvégi kavicstakaró foszlányai széles sávokban jól látszanak. A féloldalas rögdarabok legszebb példája a Cserehát területén a szikszói rögszerű részlet. ÉK-re meredek lejtőjű, DNy-ra, a Sajó felé, nagyon menedékes.

φ) *A Zempléni hegység*. A többi hegységekhez hasonlóan tönkösödött. Ezért az egykori elsőleges, vulkános formákat (sommyszerű kaldérapereim, Cono Cinere-szerű felhalmozódások, eredeti lávatarakók) még ebben a hegységben sem lehet felismerni, pedig a Mátrához, Börzsönyhöz, vagy a Csereháthoz viszonyítva a vulkánosság fiatalabb.

1. *Északi hegységcsoport*. A Bózsza völgyétől északra keskenyebb Ny-K irányú sáv. Nagyon élénken tagolt eruptív felszín, az egyöntetű tönkösödést kissé megzavarták az utólagos tektonikus mozgások, de nem nagy mértékben a közetminőség is, mert nagy területeken a fedő legfiatalabb andezittakarója igen nehezen pusztul.

A hegység Telkibánya és a Nagymilic (896) m közötti része 550-650 m magas tönkfelület, É-i végén a Milic-Kőszálhegy (utóbbi már Csehszlovákiában) fiatal vulkáni csomkjai emelkednek ki.

2. *A Déli hegységcsoport*, a Bózsza, Szerencs és a Bodrog között. Ny-i és középső része enyhén kelet-délkelet felé lejtősödő, erősen hullámos eruptív tönkfelület. Legmagasabb csúcsai Ny-i szélére telepedtek (gönci Borsóhegy 759 m, hejcei Gergely-hegy 787 m stb.), — K-i része, Pálháza és Sárospatak között már csak 400—500 m magas. Ehhez a vonalhoz csatlakozik a mikóházai Fekete-hegy (589 m) és a sátoraljaújhelyi Magas-hegy (510 m) eléggé elkülönült tömege, egykori réteges vulkánok különálló csomkjai. Hasonlóan elkülönül délen az. Erdőbénye-Mád közötti tönkrészlet, valamint a sziget-

szerűen kiugró Tokaji hegy is (516 m). Utóbbi az erősen denudált harmadkori réteges vulkán legszebb példája. Méltó párja az Alföld keleti szélén a Szovjetunióbeli Vinogradov (Nagyszőlős) mellett emelkedő és a denudáció előrehaladása szempontjából ugyanilyen állapotban lévő Csernoholovának (Fekete-hegy, 568 m).

3. *A Szerencsi halomvidék* 300 m-ig emelkedő tönkje a hernádmenti peremtöréssel féloldalasan kiemelt és DK felé billent fiatal tönkfelszíni részlet, néhol fiatal pliocén kori kvarckavicstakaró fedi. K-i felén kis riolitvulkánok körülburkolt kiemelkedései sorakoznak. Néhány aszimmetrikus keresztmetszetű völgy (Gilip stb.) kissé változatosabbá teszi lösszel és glaciális vályoggal elég jól betakart felszínét.

4. *A Sajó és a Hernád völgye* folyóterraszokkal kísért tektonikus árkok. A Sajó terraszai a Bódva torkolata alatt, a Hernád pedig Szikszó környékén fokozatosan helesimulnak a völgyfenék síkjába és a terraszok helyét normális sztratigráfiai feltöltés váltja fel. Ennek igazolásaként a Sajó-Hernád alföldperemi törmelékcupja mélyén, a Szerencsi halomvidék Ny-i pereménél a fúrásszelvényekben több kavicsszint figyelhető meg. Ezek valószínűleg a a pleisztocén terraszoknak megfelelő időben rakódtak le. Alsószolcánál már több mint 100 m vastag ez a kavicsköteg.

4. Az Északmagyarországi középhegység éghajlata

a) Általános jellemzés

A Középhegység bonyolult felszínén a hazánk területére jellemző mérsékelt éghajlat sokkal változatosabb alakban jelentkezik, mint a síksági, vagy alacsony dombvidéki területeken. A Középhegységben ugyanis a tengerszint feletti magasságnak megfelelően a hegyvidéki éghajlat különféle fejlettségével találkozunk, mert a reliefenergia növekedésével és a különféle irányú lejtőviszonyok felléptével erősen változik a besugárzás rendje, továbbá a tengerszint feletti magasság növekedésével karöltve növekedik a borultság, a csapadékmennyiség és a levegő nedvessége, míg a közepes hőmérséklet, a hőmérséklet évi ingadozása, a napfénytartam és a légnyomás csökken. Nagy a hajlam a hőmérsékleti inverzió kialakulására és ezzel együtt a téli napfénytartam emelkedésére is.

Az említett elváltozások a hegység alföldi pereméhez viszonyítva a legerősebben jelentkeznek a zárt, egységes és nagyobb magasságra kiemelkedő hegységterületeken, mint pl. a Börzsöny központi részén, a Mátrában, a Bükk központi platóján és a többi, körülötte levő 500 m-nél magasabbra emelkedő tönkjén, valamint a Zempléni hegység központi részén, a Szerencs és a Bózsza völgye között.

A kisebb kiterjedésű, de még mindig elég nagy magasságra emelkedő hegység részekén (Nagyszál, Karancs, Medves, Ózd-Pétervásárai hegység, Szilicei fennsík, Szalonnai Szárhegy, Tokaji hegy) ezek az elváltozások csak korlátozottabb mértékben érvényesülhetnek, amennyiben a nagy magasságnövekedéssel a hőmérséklet és a légnyomás szabályos módon erősen csökkenhet ugyan, de ez már nem jár együtt a légnedvesség és a csapadék ugyanilyen arányú rohamosabb növekedésével. Ugyanis a kis alapterületű és kis tömegű magas hegyek nem képesek a levegőtömegeket nagyobbarányú, vagy

nagy területre kiterjedő felszálló mozgásra kényszeríteni. Ilyen helyen, ha meg is van a kiadós felszálló mozgás, az csak rövid ideig kisebb útszakaszon tart és mire a kiadósabb párakicsapódás megindulna, már véget ér a felszálló mozgás és vele a párateltség állapota is, mert a keskeny hegygerinc másik oldalán rohamos leszálló légmozgás alakul ki.

Az *alacsony halomvidéken* a hegyvidéki éghajlat kibontakozása csak nyomokban mutatható ki, sőt, a nagy kiterjedésű középhegységek közé ékelten alacsony dombvidékek, völgymedencék és a mélyfekvésű völgyek éghajlata már nem mondható hegyvidékieknek, mert ott magasabb az évi középhőmérséklet, nagyobb a hőmérséklet évi ingadozása, sok a »fagyzug«, kevesebb a csapadék, kisebb a levegő nedvessége és erős lehet az éjszakai, valamint a téli lehűlés, mindkettő az inverzióval kapcsolatban.

Különösen közel áll az *alföldek éghajlatához* a Börzsöny-Cserhát lábánál az Ipolyvölgy, valamint keletebbre a Bükk és a Zempléni hegység belső oldalán a Rima—Sajó—Hernád melléki kis völgymedencék, nagy kiterjedésű árkos völgyek (Sajó, Hernád) és alacsony dombvidékek (Cserhát, Szerencsi dombvidék) éghajlata. Ezek a területek feltűnő szárazságukkal tűnnek ki. Ennek oka az, hogy a szomszédos Kárpátok szélárnyékában fekszenek (főn hatás).

Ami a *Nagy-Alföld felé néző hegységperemek* éghajlati vonatkozásait illeti, itt talán a legélesebb az átmenet az alföldi és a hegyvidéki éghajlat között, annak ellenére, hogy a délies fekvésű hegységgrészek sugárzásviszonyai az északi oldalakéhoz képest egyrészt kedvezőbbek, másrészt még nagyon közel állnak a szomszédos alföldi területekéhez.

A Ny—K, később DDNy—ÉÉK csapású Északmagyarországi középhegységet a Kárpát-medencébe betörő *időjárási frontok* általában éléről érik és egymás után kelnek át a Börzsönyön, majd végig a többi hegységen. Még az sem ritka, hogy rézsútosan, kissé ÉNy felől torlódik neki a front a hegységeknek. Ennek az az eredménye, hogy a Börzsönyön való átkelés után (ez a hegység amúgy is keresztben áll a frontok irányára) a Cserhátra, vagy a Mátrára kevesebb csapadék jut és csak a nagyobb kiterjedésű és nagyobb közepes magasságú Bükk jelent újra komolyabb akadályt a front útjában, aminek következménye a Bükk nagyobb csapadékbősége.

b) A légnyomás

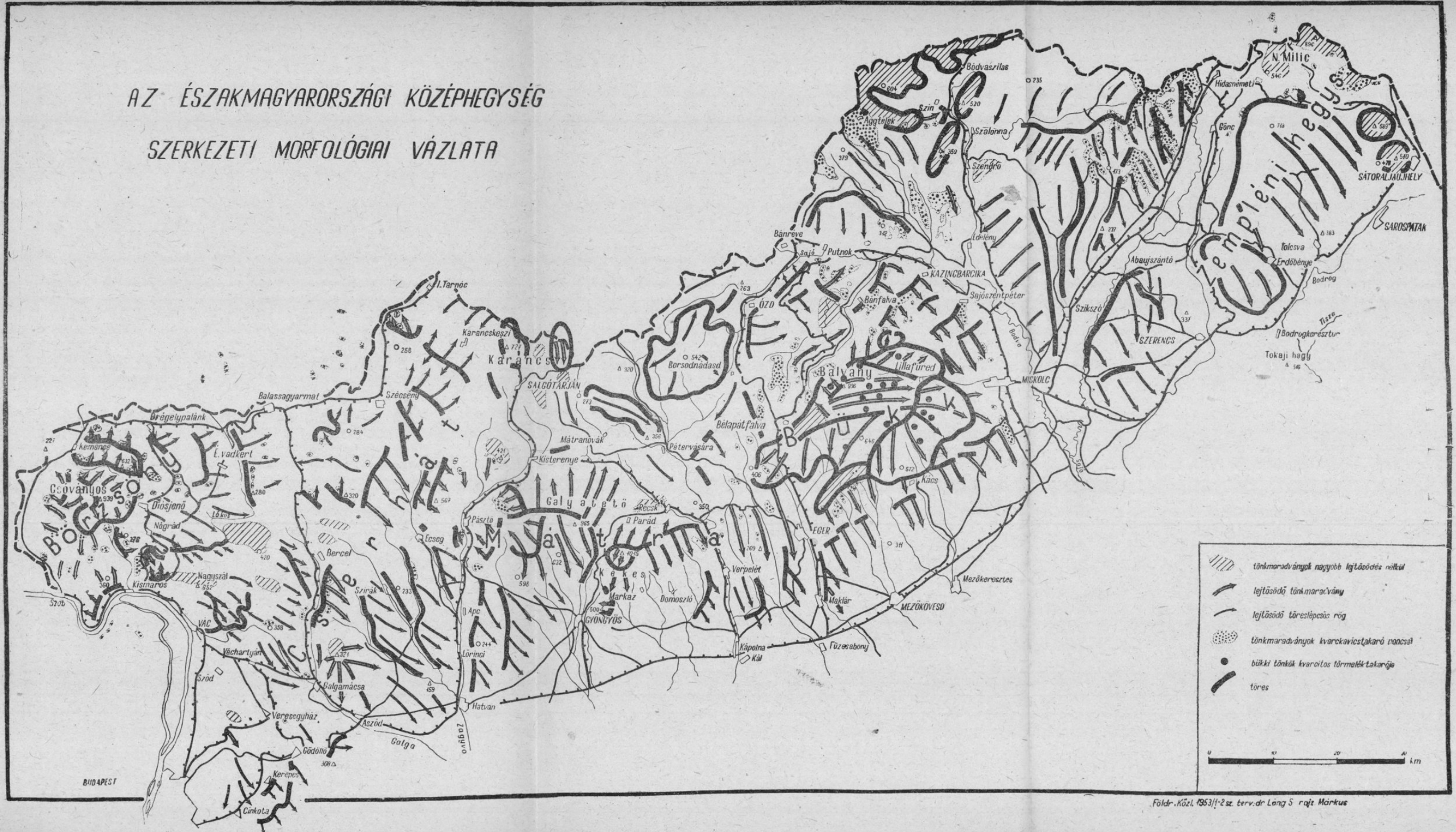
A légnyomásviszonyok alakulása az Északmagyarországi Középhegység éghajlati jellemzésében talán a legkisebb jelentőségű, mert a légnyomás napi és évi járása, valamint az időjárás okozta változása sokkal regionálisabb hatású, mint a tárgyalt terület.

A *légnyomás napi járása* ugyanolyan, mint egész Magyarország területén (maximumok naponta 10^h és 23^h , minimumok 14^h és 15^h körül). Az *évi járás* a 400 m fölötti magassági szinteken ezen a területen is más, akár országunk többi hegységeiben, 400 m alatt ugyanis a légnyomás maximuma januárban, a minimuma áprilisban van. A hegyvidéken, 400 m magasság felett azonban a maximum időpontja szeptemberre esik. Télen ugyanis a felszín erős lehűlése (az inverziós hatások) miatt a légkör súlypontja mélyebbre tolódik. el, mert a levegő alul nagyon sűrűvé változik.

Egyébként, amint a táblázat adatai is mutatják, területünkön a légnyomás havi átlagértékének évi ingadozása kb. az országos átlagnál és a sík-

AZ ÉSZAKMAGYARORSZÁGI KÖZÉPHEGYSÉG

SZERKEZETI MORFOLÓGIAI VÁZLATA



tökmoradványok nagyobb lejtőoldás nélkül

lejtőoldó tökmoradvány

lejtőoldó töreslápész rög

tökmoradványok kvarckavicsoskőreccs

büki tömök kvarcos törmelékakaró

töres

0 10 20 30 km

vidéki területek hasonló ingadozásánál valamivel kisebb: kb 4,5 mm-t tesz ki.

A légnyomás mm-ben 0 C°-ra és normál g-re (nehézségi gyorsulás) számítva* (1901–30)

Állomás	tszfm M	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év
Budapest	129,6	753,5	52,0	49,8	48,0	49,5	49,3	49,2	50,0	51,8	51,9	51,7	51,5	750,7
Kékes	990,5	676,1	74,8	73,7	73,6	76,8	77,1	71,6	78,2	78,9	77,9	76,1	74,6	676,3
Salgótarján	248,8	742,6	41,0	39,2	37,5	39,1	38,9	38,9	39,5	41,3	41,3	40,9	40,6	740,1
Hollóstató	572,0	712,3	10,9	09,9	08,5	10,8	10,5	11,3	12,3	13,4	13,1	12,4	11,6	711,4

c) A szélviszonyok

Bár a szélviszonyok részletesebb elemzéséhez numerikus adatok — a Kékest kivéve — nem állnak rendelkezésemre, a szelek járását az Észak-magyarországi középhegység területén a következőkben lehet jellemezni.

A hosszanti irányban 200 km-nél nagyobb kiterjedésű terület szélviszonyai nagyon változatosak. A szélirányok megoszlása szempontjából a terület nyugati szárnyán, a Börzsönyben és a Cserhátban a *nyugati-északnyugati szelek* az uralkodó jellegűek, míg keleten, a Bükk és a Zempléni hegység táján az *északi-északkeleti* szelek gyakorisága mondható nagyobb. Ennek oka területünk távolabbi környékének domborzati viszonyaival és ezzel karöltve bárikus okokkal magyarázható. Különös figyelmet érdemel itt éppen az *Északnyugati Kárpátok* északias szeleket *eltérítő hatása*, melyre Tóth Géza hívta fel először a figyelmet.

A Kárpátok előbb emlegetett eltérítő hatása miatt területünk éppen az Északnyugati Kárpátok legmagasabb részénél szélárnyékában fekszik. Ezért jellegzetes a Börzsöny felé s tovább a Dunántúlon az ÉNy-Kárpátokat Ny felől megkerülő északnyugati s a Hernádvölgy felé és azon túl pedig a hatalmas magashegységet keletről megkerülő északkeleti szél.

Ugyanis a Kárpátmedence felé ÉNy-ról érkező nyári hidegfrontbetörések, az ugyanarról érkező téli melegfrontok vagy a leszálló légmozgással Galicia és Szilézia felől érkező téli hideg levegőtömegek a Kárpátmedence belsejébe csak ÉNy-on a 300 m-nél nem magasabb *Morva kapu-Morva medence-Dévényi kapun*, vagy ÉK-en az *Erdős Kárpátok* átmenetileg erőbben lealacsonyodó gerincén (*Dukla hágó 502 m*) át találnak lefolyást és áramlanak viharos sebességgel a medence belseje felé. Emiatt az egész Északi középhegység viszonylag gyengébb szeleket kap, csak a két szélén, Ny-on és K-en erősebbek a szelek. Közvetlenül a Kárpátok főláncain (a két Tátra, a két Fátra stb.) csak nagyon nagy légnyomásgradiens fennállása esetén kelnek át erős szelek, ez viszont aránylag ritkábban történik meg.

d) A sugárzásviszonyok

Az eszményi sík terület sugárzásviszonyaival szemben a domb- és hegyvidéki terület sugárzásviszonyai nagyon bonyolultakká változnak. A síksággal szemben ugyanis a domb- és hegyvidék annál kevesebb besugárzást

* A táblázatok Bacsó N.—Kakas J.—Takács L. cikke nyomán készültek. (L. irod. jegyzék).

kap, minél élénkebb a reliefenergia. Azt kell ugyanis számításba venni, hogy valamely hegy- és dombvidéken a tényleges alapterülethez képest mérhető felszín kiterjedése annál nagyobb, minél nagyobbak a magasságkülönbségek és minél meredekebbek a lejtők. Ennélfogva a Napból érkező ugyanazon sugármenység a sík felszínhez képest a hegyvidéken nagyobb területre oszlik széjjel.

Ezt a jelenséget azután még jobban bonyolítja a lejtők kitérítése (expozíciója). Téli időben nálunk pl. az észak felé forduló lejtők egyáltalán nem kaptak sugárzást. Ennek fontos makro- és mikroklimatológiai következményei vannak és ezen az alapon a hegységekben úgyszólván minden lejtőszakasznak külön-külön klímaviszonyai vannak. Mindehhez azután még a besugárzás hőmennyiségének, a hőmérsékletnek a magassággal járó, jól ismert fizikai okokra visszavezethető csökkenése is hozzájárul.

*

A napsugárzás évi járása a hegység területén annyiban tér el az országos viszonyoktól, hogy a magasabb felszíneken a nyári hónapok napsugárzásértéke aránylag kisebb, mint az Alföldön, a téli hónapokban viszont nagyobb. A jelenség a hőmérsékleti inverzió nagyobb t. sz. f. magasság felé való emelkedésével függ össze. Télen a hideg, alacsony felhős, ködös idő a magasabb csúcsokon már nem mindig érvényesül. A napsütés évi összege tekintetében egyébként az egész középhegység területe kevéssel az országos átlag alatt marad (Lásd a táblázatot.)

Napfénytartam órákban
(1901–30)

Állomás	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év
Budapest	58	77	132	181	264	274	295	272	190	139	71	41	1994
Salgótarján	54	76	131	170	234	235	250	239	169	126	61	35	1780
Tarcal	61	82	136	182	266	249	276	266	179	141	69	45	1952
Kékes	110	87	129	159	228	238	277	253	186	144	93	78	1982

e) A hőmérséklet járása

A hegyvidéki éghajlat jellemző sajátossága többek között a hegyvidéki alacsonyabb hőmérsékleti, valamint a hőmérséklet évi ingadozásának a magasság növekedésével együtt járó csökkenése. Utóbbi oka a vertikális hőmérsékleti gradiens téli időszakbeli alacsony volta (0,2–0,3 °C/100 m), vagyis a hegyvidék télen nem hűl le oly nagy mértékben, mint amekkora a nyári hőmérsékletük csökkenése. A hegyek lejtőjén az éjjel, vagy a télen lehűlő levegőtömegek nem maradnak meg, hanem az Alföld és általában a mélyebb felszín felé áramlanak. Egyébként a nagyobbarányú borultság is oka annak, hogy a hegyvidéki területek nem tudnak oly nagy mértékben lehűlni.

Az évi középhőmérséklet értékei úgy alakulnak, hogy az alföldi 10 °C-os hőmérsékletéhez képest a 9°-os kb 300 m, a 8°-os kb 500 m, a 7°-os 675–700,

a 6°-os izoterma kb. 900 m magasságban halad. Természetesen ez csak a durva kép, a finomabb részletekben lehet, hogy legalább 1—2 C°-os eltérés van egyrészt a hegység déli és északi oldala, másrészt a völgyek É és D oldala között. A részletes vizsgálatok ezen a téren még hiányoznak és a hegységekről még csak kissé részletesebb hőmérsékletkép sem látott napvilágot.

Ennek megfelelően az egész hegyvidék jóval kevesebb hőmennyiségben részesül, mint az alföldi, dunántúli tájak. Így pl. a *tenyészidőszakban* (IV. 1—IX. 30) *élvezett hőösszeg* 1901—30. évi átlagai az Északmagyarországi középhegység területén az alföldi 3000—3300°-os értékkel szemben 300 m magasságig kb 2900°, 500 m-ig 2800°, 700 m-ig 2700° és 900 m-nél kb 2600°-nyi értékűek. Természetesen, a finomabb hőeloszlásban helyi különbségek szintén akadnak. Így az Ipoly, a Sajó, a Bodva és a Hernád völgy felsőbb részein a mélyebb szintekben is csökkentettebb a felsorolt összeg. Ugyancsak kevesebb a nyert hő az északi alacsonyabb és zártabb dombvidéki és medencefelszínek területén is.

Az évi hőmérsékleti ingadozás amplitudója az Alföld északi peremén mért 22°-os értékkel szemben kb 500 m magasságban 21°, 800 m-en pedig 20°-ra tehető.

A fagyos napok száma Ny-ról K felé növekedik. Az Alföld szélén Ny-on évente kb. 100, ÉK-en pedig már 115 körül van, 800 m magasságban ez az érték 120 fölé emelkedik. A téli napok száma 35—45 között mozog (Szegeden 25), a nyári napoké is csak 50—60 (Szegeden 80), a hőségnapoké kb 10 (Szegeden 30). Az utolsó fagyos nap átlagos időpontja a hegyvidék magasabb részein IV. 25—V. 1. között van, a mélyebb szinteken pár nappal hamarább, szemben a Villányi hegység környékével, ahol IV. 1—5. között van. Az első fagyos nap átlagos ideje X. 5—10. között van hegyvidékünkön, míg ugyanez délen X. 30—IX. 1-én áll be (1901—30. évi átlag).

Végeredményben hegységeink hidegebb szigetekként állnak ki a környező melegebb klímájú halomvidékből és síkságból. A hőmérsékletcsökkenés jelenleg ismeretes mértéke hegyvidékeinken a következő (1901—30, C°-ban).

A téli alacsony gradiensek oka a gyakran fellépő és különböző okokra (alacsony rétegfelhő, köd, enyhe légáramlás a magasban, szabad fön stb.) vezethető vissza. Nyári időszakban a felfelé való hőcsökkenés, amint a táblázat is mutatja, többszöröse a télinek.

Állomás	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év
Mátra	0,3	0,4	0,6	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,58
Bükk	0,1	0,3	0,5	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4	0,2	0,50

Ami a legutolsó 30 év hőmérsékleti adatait illeti, (1923—52) számításaim szerint az évi napfénytartam növekedésével karöltve a középhőmérséklet néhány tizedfokos egyetemleges emelkedése figyelhető meg az 1871—1920. évek átlagához képest. Ez gyenge klímaingadozás jele.

A hőmérsékletnek az 1871—1920 közötti időszakhoz képest fennálló emelkedésére nézve csak a terület széléhez közel fekvő Budapest adatait hozhatom fel. Budapesten számításaim szerint az elmúlt 30 év közül 20-nak

A levegő hőmérséklete (1901–30), kb. 2 m magasan

Állomás	tszfm m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év.
Terény	205	–1,9	–0,9	4,9	9,6	16,0	18,1	19,4	19,0	14,9	9,6	3,5	0,4	9,4
Salgótarján ...	249	–2,0	–0,5	4,4	9,3	15,4	18,3	20,2	19,1	14,6	9,4	3,6	0,3	9,3
Galyatető	932	–4,1	–4,1	0,8	4,9	10,8	13,8	15,6	15,4	11,3	6,4	0,9	–2,5	5,8
Kékes	990	–3,4	–2,9	–0,6	4,6	10,6	13,5	15,8	15,4	11,6	6,2	0,6	–2,0	5,9
Kompolt	115	–1,6	–0,3	5,2	10,1	16,3	19,1	21,2	20,6	16,0	10,5	4,0	0,5	10,2
Eger	170	–1,5	0,1	5,2	10,2	16,2	19,2	21,1	20,2	15,9	10,3	4,0	0,5	10,1
Bp. M. I.	130	–0,4	1,0	6,3	11,0	16,6	19,7	21,6	20,8	16,3	11,1	5,0	1,5	10,9
Vác	110	–1,1	0,4	5,8	10,6	16,4	19,4	21,3	20,5	15,9	10,6	4,3	0,9	10,4
Pestújhely	115	–1,0	0,4	6,0	10,7	16,3	19,2	21,2	20,4	15,8	10,5	4,4	0,7	10,4
Gödöllő	200	–1,8	–0,7	4,7	9,5	15,1	18,1	20,0	19,1	14,7	9,4	3,2	–0,1	9,3
Miskolc	130	–2,3	–0,6	5,1	10,3	16,2	19,0	21,1	20,2	15,8	10,4	3,7	–0,1	9,9
Lillafüred	310	–2,9	–1,7	3,2	8,0	13,6	16,7	18,5	18,0	14,1	9,2	2,6	–0,7	8,2
Putnok	170	–2,6	–0,5	4,5	9,5	14,8	17,8	19,7	18,7	14,7	9,4	3,2	0,3	9,1
Bánkut	880	–3,2	–3,0	1,0	5,5	11,1	13,8	15,7	15,5	11,6	6,6	1,1	–1,8	6,2
Füged	133	–2,6	–1,2	4,4	9,7	15,4	18,0	20,1	19,4	15,1	9,7	3,4	–0,2	9,3
Tarcal	100	–2,1	–0,7	5,2	10,6	16,3	18,9	21,2	20,3	16,2	11,0	4,3	0,1	10,1
Nyíregyháza....	115	–2,3	–1,0	4,9	10,1	15,8	18,8	20,7	19,7	15,5	10,1	4,0	0,0	9,7

volt az átlagnál magasabb középhőmérséklete (közel $\frac{2}{3}$ rész), a legutolsó 15 év közül 11 évé volt magasabb. Az elmúlt 30 év középhőmérséklete 11,1 C°, a legutolsó 15 évé 11,2 C°.

Figyelemreméltó jelenség még — amint arról már szó volt — az Észak-magyarországi középhegység hideg ellen védő, északi szeleket eltérítő hatásában nyilvánul meg. Ennek következménye a Mátra, a Bükkalja és a Hegyalja néhány tized fokkal melegebb volta az Alföld belseje, a Tisza vonala és a Tisza túlsó partján fekvő területekéhez képest. Így pl. Tarcal középhőmérséklete közel fél fokkal nagyobb, mint Nyíregyházáé, a védettebb fekvésű Eger melegebb, mint a hideg kassai szél útjába épült Miskolc stb. A hegyvidék déli lábának melegebb volta és védettsége különösen a téli időszakban mutatkozik meg.

f) A levegő nedvessége

A légnedvesség járására vonatkozólag a tárgyalt területen állnak ugyan rendelkezésre szórványos adatok, de ezek részletesebb feldolgozásával nem foglalkoztam. Így csak egy-két — talán helyesen leszűrt — tapasztalatot tudok közölni.

A párányomás napi menetére jellemző s különösen a nyári időszakokban fellépő délelőtti nyomásmaximum a terület magasabb hegyvidéki részein úgy látszik, elég erőteljesen jelentkezik. Ezzel függ össze az, hogy normális viszonyok között aránylag csendes tavaszi, nyári vagy őszi időben a délelőtti felmelegedés konvekciós áramlásai a magasba emelik a párákat és a hegység

felett elég gyorsan felhőképződés áll be. Ez eleinte alacsony szinten történik, mihelyt azonban a déli órákban a hőmérséklet már elég magas, e felhők szintje is jóval magasabb lesz és meg is szűnik, mihelyt a hegyvidékre települő levegő felesleges páráinak felszállítása megtörtént. A konvekciós áramok elindításához szükséges délelőtti gyors felmelegedés lehetősége a hegyvidékek délies, Nap felé fordult lejtőin nagyon is adva van.

Ez az elmondott eset akkor áll be, ha egyébként *nem túl nagy a hegyvidéket környező levegő párákészlete*. Ha a viszonylagos nedvesség magas, akkor a konvekciós áramlások folytatódnak, sőt fokozódnak és a hegyvidéken — szemben a síksággal — később áll be a párányomás-maximum, sőt a déli, koradélutáni órákban csapadék is keletkezhet (helyi zápor, hőzivatarképződés). Természetesen, ez az egyszerű folyamat másféle csapadékképző folyamatokkal (frontok erőteljesebb érvényesülése stb.) karöltve is lejátszódhat, ezért van területünkön 700—1000 m magasság között jóval több csapadékos nap, mint a hegység lábánál.

Érdekes, hogy a legkisebb nedvességet (5%) nálunk éppen a Mátra legmagasabb csúcsain mérték téli időben szabad fön esetében.

g) A párolgásviszonyok

Az Északmagyarországi középhegység párolgásviszonyaira nézve szintén csak egy-két általános megjegyzést tehetek, részletesebb adatok hiányában. A levegő nagyobb nedvessége miatt természetesen itt kisebb a párolgás, de ez csak általánosságban érvényes, pl. a napsugarakra közel merőlegesen álló délies lejtőkön nagy párolgással kell számolni. A párolgást viszont többféle tényező fokozni igyekszik: így az erdős területek lombkoronája, mely a tenyészeti idő alatt a csapadék egy részét visszatartja és az újra elpárolog. Sűrű erdőben még 3—4 mm-es csapadék sem juthat le a talaj szintjéig, hacsak nem nagyon heves záporról van szó. A másik nagy párolgó felület az erdő talaján a kiszáradt vastag avar, amely m²-ként több tucat liter csapadékvizet tarthat vissza, mielőtt az beszivárogná és így a víztömeg nagyrészt újra elpárolog. (L. bővebben az 5. fejezetben.)

A talaj és a szabad vízfelszín párolgása nálunk a legnagyobb az Alföldön és a legkisebb a Nyugat-Dunántúl mellett éppen Északi középhegységünkben.

h) A Középhegység csapadékviszonyai

A hegyvidéki területek csapadékviszonyai erősen függenek, — amint az már régóta ismeretes — *a domborzattól, a tengerszintfeletti magasságtól*.

A csapadéknak területünkön érvényes megoszlásában sajátos vonás a Börzsöny-Cserhát, s különösen a Mátra és a Bükkja viszonylagos csapadékszegénysége a szélárnyékban való fekvés miatt.

Évi átlagos eloszlását tekintve területünk nagyobb kiterjedésű, 400 m-nél magasabban fekvő részei 600 mm-nél több csapadékot kapnak. Ilyen folt — csak a nagyobbak — a Börzsöny, a Pásztói Cserhát, a Karancs és a Medves területe, a Mátra, az Ózd-Pétervásárai hegység közepe, a Bükk, a Szilicei-Aggteleki fennsík és a Zempléni hegység. A legszárazabbak a fön hatásának talán legjobban kitett zagyvavölgyi öblözet, továbbá a Hernádvölgy alsó szakasza Encstől lefelé, 525—550 mm-es csapadékkal.

A legnagyobb kiterjedésű magasabb hegyvidékek : elsősorban a Bükk, majd sorrendben a Börzsöny 800 mm feletti, a Mátra közepe 700—750 mm csapadékot kap. Kb. ugyanennyiben részesül a Zempléni hegység központi, nagykiterjedésű tönkje is.

A részletes csapadékadatokat a táblázatban tüntettem fel, mégpedig négyféle adatot minden állomásról. 1. Minden állomás első sorában az 1901—30. évi törzsértékeket, 2. a második sorban Hajósy 1901—1940. évi, legújabban közölt törzsértékeit, 3. a harmadik sorban saját adataimként az utolsó 30 év (1923—1952 és 4. az utolsó sorban egy elég száraz 10 éves időszakra (1942—51) számított adataimat. Különösen a 10 éves sorozat eredményei figyelemreméltóak, minthogy jóval kisebbek (20—30% eltérés) az előző helyeken közölt törzsértékekhez képest, bizonyítva meteorológusaink ama megállapítását, hogy még 10 éves sorozatokban is milyen nagy eltérés mutatkozik a magyarországi csapadékviszonyokban.

A csapadék évi járására nézve a közölt táblázatok érdekes adatokkal szolgálnak. Mind az alföldperemen, mind pedig a hegyvidéken a csapadék maximuma az év folyamán a nyári időszakra jut (május—augusztus), akkor esik le az évi csapadék 40—45%-a. Az év legszárazabb harmada a december—március közötti időszak, amikor csak kb. 22—25%-a esik le az évi csapadéknak. A maradék (kb. 30—35%) legnagyobb részét a másodlagos őszi csapadékmaximum emésztí fel (október-november).

A terület — és általában egész országunk nyári csapadékmaximuma a nyári monszun hatására és általában a nyári hónapok nagyobb páraparasságával magyarázható (maximális a páraparasság). A téli csapadékminimum oka a keleties, hideg téli monszun mellett a kisebb, illetve minimális páraparasság. Az őszi csapadékmaximum jelentkezése, amint *Bacsó* írja, az ősszel jelentkező nagykiterjedésű felkiklási frontok tevékenységével függ össze.

A csapadékviszonyoknak az 1923—52. években való alakulására nézve saját kutatásaim alapján a következőket mondhatom el. A téli hónapokat lényegesebb változás nem érte, legfeljebb kevés csapadéknövekedés állapítható meg (december-február) a legutolsó 30 évre számítva. Április a Zempléni hegységet kivéve aránylag szárazabb, mint ahogy a törzsértékek (1901—30) és 1901—1940 alapján ismerjük. Május—júniusban általános csapadéknövekedés állapítható meg 1923—52 között a törzsértékekhez képest. Júliusban inkább csökken a csapadék az említett törzsértékekhez viszonyítva. Augusztusban többnyire gyenge másodlagos maximum lép fel, pár mm-es a csapadék növekedése. Szeptemberben fordított a helyzet : gyenge csapadékcsökkenés következett be. Októberben gyenge, novemberben azonban erősebb csapadéktöbblet észlelhető, emiatt az őszi csapadékmaximum az egész Észak-magyarországi középhegység területén — és általában az egész országunk területén is — októbertől novemberre tolódik át és a korábbi időszakoknál sokkal erőteljesebben jelentkezik. Kivétel a nyugati és délnyugati határszél nagyobb pontjain van. Az évi csapadékösszeg pedig — és ez is országos jellegű vonás — a tárgyalt területen 1923—52-re számítva általában néhány %-kal emelkedik.

Torz képet festenek a terület csapadékviszonyairól és túlságosan kedvező színben ábrázolnám hegyseégeinket, ha nem emlékeznék meg a közelmúlt 10 év (1942—51) nagyon kedvezőtlen csapadékviszonyairól. Ebben az időszakban a 10 évi átlag kb. 3—12%-kal kevesebb, mint az 1923—52. évi átlag. Emellett a 10 évi csapadék eloszlásában is nagyon nagy eltérések

Az Északmagyarországi középhegység havi és évi csapadékadatai

Állomás	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év
Budapest M. I. 120 m	37	34	44	56	64	68	51	47	54	51	52	53	611 Á
	37	37	45	54	73	70	51	52	51	56	55	51	631 H
	40	45	42	50	72	73	47	51	36	58	72	48	634 L
	44	49	35	43	58	60	46	36	28	41	79	49	568 L
Miskolc 130 m	27	29	34	46	61	73	60	46	56	48	50	41	571 Á
	28	27	32	41	64	77	61	61	54	50	49	39	582 H
	29	30	30	38	70	80	52	64	44	54	60	37	588 L
	26	33	21	37	66	84	57	46	41	35	62	40	548 L
Balassagyarmat 150 m	35	30	38	50	63	61	62	52	50	48	48	48	585 Á
	35	32	40	48	66	60	60	58	48	51	51	47	596 H
	37	39	37	44	68	66	57	57	43	53	69	44	614 L
	39	37	30	39	56	75	60	44	43	39	83	45	590 L
Terény 204 m	29	28	37	48	62	60	59	48	47	49	45	40	552 Á
	30	30	38	47	64	66	57	54	46	53	48	39	572 H
	35	39	37	45	69	74	57	52	41	56	66	40	611 L
	38	36	30	40	55	83	65	43	41	41	81	49	603 L
Diósjenő 247 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— Á
	47*	45	57	64	88	72	68	70	66	72	72	70	791 A
	50	57	66	55	96	79	57	73	53	87	93	60	826 L
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(1929—44, 1949—51) — L
Ecséd 156 m	28	27	36	47	58	63	51	47	45	44	43	42	531 Á
	29	30	40	47	66	67	53	55	47	52	49	41	576 H
	34	35	37	44	65	68	52	51	41	58	64	37	544 L
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— L
Pásztó 170 m	25	27	35	48	63	74	58	52	48	45	45	39	559 Á
	26	28	37	45	66	75	54	59	47	50	48	35	570 H
	33	34	37	43	74	83	54	57	41	53	64	39	612 L
	36	32	26	38	68	88	61	46	36	39	73	43	586 L
Salgótarján 249 m	27	26	35	53	62	67	70	56	53	49	47	41	586 Á
	28	28	37	47	64	69	62	62	50	51	47	37	581 H
	33	35	38	45	74	81	64	70	46	53	65	38	642 L
	32	32	25	40	65	86	74	56	40	33	73	41	597 L

Á = Hajós 1901—1930. évi törzserkékei

H = Hajós 1901—1940. évi törzserkékei

L = Láng 1923—1952. évi átlagértékei

L = Láng 1942—1951. évi átlagértékei

Állomás	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év
Gyöngyös 170 m	29	29	38	50	61	68	57	54	50	48	48	46	578 Á**
	29	31	40	48	67	69	55	58	49	54	51	42	593 H
	29	32	31	41	66	76	56	56	40	54	60	35	576 L
	27	26	18	30	56	77	66	39	35	31	65	35	505 L
Kékes 990 m	35	45	47	82	95	74	62	89	56	99	72	51	807 Á (1932–36)
	37	39	51	63	88	95	77	80	67	71	66	54	788 H
	35	45	62	64	110	97	75	86	52	94	92	41	853 L (1932–44)
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— L
Bogács 186 m	27	31	38	48	59	74	57	50	57	46	48	45	580 Á
	28	31	37	44	66	73	52	55	52	50	48	41	577 H
	32	33	32	40	69	77	49	55	40	52	62	39	580 L
	31	33	20	37	61	86	56	44	43	34	70	43	588 L
Mezőkövesd 116 m	26	30	34	46	56	65	59	49	56	44	46	42	553 Á
	26	29	34	43	61	65	57	51	52	50	47	38	553 H
	26	30	29	38	65	66	61	53	41	54	59	37	559 L
	24	31	18	40	60	63	71	44	36	37	65	38	528 L
Bánkút 880 m	42	45	59	78	100	118	102	82	90	76	77	65	934 Á**
	42	43	58	68	102	112	90	89	82	79	75	56	896 H
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— L
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— L
Eger 170 m	25	27	36	51	59	65	61	54	54	46	44	43	563 Á
	26	29	37	48	66	73	59	62	53	54	48	41	595 H
	29	33	33	42	71	77	53	58	41	57	63	38	595 L
	28	35	21	34	70	79	56	48	37	36	70	38	552 L
Bélapátfalva 311 m	25	29	40	51	63	72	67	54	54	47	46	40	588 Á
	27	29	39	45	64	74	59	59	52	52	46	36	582 H
	34	33	37	44	72	81	53	60	46	55	62	37	614 L
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— L
Lillafüred 303 m	32	34	46	57	72	84	76	62	70	56	62	51	702 Á
	34	35	49	54	81	87	74	71	68	62	63	49	727 H
	37	42	44	52	87	96	72	70	55	62	77	51	745 L
	34	46	35	53	80	107	82	59	52	40	83	60	731 L

Állomás	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év
Putnok 166 m	24	24	35	47	59	74	66	55	55	46	44	38	567 Á**
	25	23	33	43	63	75	66	63	56	54	44	38	583 H
	29	29	32	38	76	87	61	68	47	53	57	35	612 L
	28	32	23	33	77	100	62	49	45	36	62	37	584 L
Rudabánya 250 m	25	25	36	46	58	73	70	56	56	48	45	39	577 Á
	26	25	34	42	63	75	67	62	54	52	46	38	584 H
	30	30	33	42	71	84	61	60	49	51	59	38	608 L
	26	34	21	37	73	85	71	45	51	35	69	44	591 L
Gibárt 140 m	22	25	28	42	55	71	71	61	53	44	43	36	551 Á
	22	23	31	40	59	74	69	65	52	49	43	34	561 H
	23	23	27	39	63	82	66	63	49	49	54	32	570 L
	22	25	14	39	64	83	68	49	51	33	64	35	547 L
Abaújszántó 139 m	24	27	31	46	60	78	78	67	58	48	47	39	603 Á
	24	25	34	44	64	81	75	71	57	53	47	37	612 H
	28	29	29	41	70	87	66	61	48	53	59	37	608 L
	26	30	16	44	71	76	69	49	46	33	70	38	568 L
Tokaj 97 m	26	30	33	45	52	67	68	61	53	50	46	42	573 Á
	28	29	36	44	58	70	64	66	52	56	47	40	590 H
	33	35	33	45	72	78	63	65	49	59	63	40	635 L
	29	36	21	46	78	77	70	53	45	38	71	40	604 L
Törökéri zsilip 102 m	26	28	30	44	54	63	60	63	51	47	47	44	557 Á
	28	27	33	42	58	68	59	69	51	51	49	42	577 H
	32	33	31	44	68	81	59	69	46	51	62	39	615 L
	28	36	69	49	69	77	65	56	41	34	67	38	579 L
Felsőberekci 98 m	26	27	31	43	57	66	57	61	52	47	49	42	558 Á
	30	29	36	48	65	76	62	68	57	54	53	43	621 H
	29	32	29	46	63	80	66	66	50	52	55	38	606 L
	25	35	20	44	56	70	70	61	42	32	60	35	550 L

** Rövid sorozatból számított érték.

vannak. A tél aránylag normális, de a vége (február) kissé nedvesebb, a március az év legszárazabb hónapja, még az április és a május is szárazabb, mint 1923—1952 között, a július általában nedvesebb. Augusztusban, szeptemberben és októberben nagy a szárazság (ez országos vonás is) és a csapadékhiány 1923—52. évek átlagához képest, míg a novemberi csapa-

dék még a 30 éves sorozatnál is erősebben érvényesül, sok helyen nagyon megközelítve a nyárit. Ez erősen *mediterrán vonás* és országosan is jól jelentkezik.

Ha az 1901—40. évek és az 1923—52. évek adatait hasonlítjuk össze, a két időszak nagyobb arányú átfedése miatt természetesen kevesebb a különbség.

A csapadék évi járásában tehát a középhegység területén általában 3 maximummal kell számolni: legerősebb a monszunos júniusi maximum, míg a júniusi árnyékában jelentkező augusztusi maximum igen gyenge, ez az utolsó 10 évre számítva el is tűnt már. *A harmadik csapadékmaximum viszont erősödött a korábban forgalomban lévő törzsértékek (1901—40) adataihoz képest és az időpontja októbertől novemberre tolódott át. Különösen az utolsó 10 évben túlteng a novemberi csapadékmaximum.*

Mindezeket az eltolódásokat a csapadékvalószínűségekre alapított mezőgazdasági vagy ipari tervezések és kivitelezések szempontjából célszerű figyelembe venni. A bővebb adatokat a táblázatok szolgáltatják.

i) A mezo- és mikroklima

Az Északmagyarországi középhegység részeinek éghajlati sajátosságai sok tekintetben megegyeznek egymással és élesen különböznek a szomszédos alföldi és kis alföldi-dunántúli területekétől. *Bacsó* külön klímakörzetbe osztja be az egész területet, ami jogosult is. Indokolásában ugyanis azt mondja, hogy mezo- és mikroklimában ez a leggazdagabb területünk, itt a legváltozatosabb az éghajlat.

Tekintettel a hegység változatos éghajlati sajátosságaira, további munkálataink során megfelelő adatgyűjtés után a hegység-területeken előforduló mikroklimák felkutatása irányában közre fogunk működni. A mikroklimatikusan könnyen elkülöníthető területek — az eddigi előzetes vizsgálatok szerint — a 200—300 m-re, vagy annál még mélyebbre bevágódott völgyek, különösen a Ny—K, vagy Ény—DK irányúak, valamint a köztes kis medenceszerű mélyebb formák. Az említett völgyeknek északra néző és délre néző oldalai között alakul ki igen éles különbség a meteorológiai elemek járása szempontjából, tekintve, hogy az északi lejtők kb. az év $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ részében számottevő napsugárzásban nem részesülnek és nyáron is csak töredékét kapják a sugármennyiségnek. Ez az egyik fő szempont a mikroklimák elkülönítése alkalmával. A másik fő szempont a tengerszintfeletti magasságkülönbségek, tágabb értelemben a reliefenergia figyelembevétele. Ennek mértéke a Börzsönyben 800, a Cserhátban 400—500, a Mátrában 900, a Bükkben 700—800, és a Zempléni hegységben 600—700 m lehet, ami globálisan is kb. 3—5° középhőmérsékletkülönbséget jelent az alföldi peremmel szemben.

Természetesen a növényzet, a talajviszonyok és a területet felépítő kőzetek bizonyos sajátosságai újabb fő szempontok lehetnek a mezoklimák — és ezekből kiindulva a mikroklimák — pontosabb körülhatárolása szempontjából. Mindezeket beható komplex vizsgálattal lehet csak elvégezni.

5. A vízrajz

A vízrajz kérdéseinek vizsgálata alkalmával nem elégszünk meg pusztán a felszíni vizek felsorolásával, hanem először a terület földalatti vízkészletére (talajvíz, rétegvíz, résvíz, karsztvíz, juvenilis vizek) is tekintettel

vagyunk. Majd a felszíni vizek eredete kérdéseinek elemzésekor, a lefolyás- és a vízháztartás-viszonyokkal is foglalkozunk, főleg a geográfus szempontjai szerint.

a) A juvenilis vizek

Ilyen eredetű víz több helyen tör fel a felszínre a tárgyalt területen, többnyire az egyre csökkenő posztvulkáni tevékenységgel kapcsolatban. Ilyenek Parádfürdő kénes gyógyvizei, a parádsasvári, nagybátonyi, maconkai, tari cseviceforrások. A Bükk peremének langyos karsztforrásai (Eger, Kácsfürdő, Miskolctapolca) valószínűleg tartalmaznak kevés juvenilis vizet, ugyanúgy az északborsodi karsztban a szalonnai források is. Posztvulkáni eredetűek lehetnek a Bükk északi peremén a csernelyi csevice, továbbá a Zempléni hegység langyos forrásai (Alsókékéd, Gönc, Sima, Aranyosfürdő, Abaújszántó, Mád, Békés, Fűzérkomlós stb.). Több mesterséges vízfeltáras is ismeretes (Mezőkövesd 67,6°-os hőforrása, Bükkszék stb.).

b) A rétegvizek

Különösen a harmadkori üledékek (felsőoligocén apoka, alsómiocén slir) egyes homokos szintjei igen gazdagok vízben. Ezeket sok helyen a szénbányászat tárja fel és emeli ki a felesleges vizet (lásd Schréter Z. tanulmányát: Hidr. közl. 1950.) a borsodi szénmedence területén. E vizeket egyelőre semmire sem használják, noha elég nagy a vízhiány a szénmedence környékén. A borsodi szénmedencebeli harmadkori rétegek vize részben esetleg a szomszédos karsztos felszínekről származik (Bükk, Északborsodi karszt), talán amiatt van aránylagos bőségük.

Az alföldperemi pannon-pontusi rétegek egyes kötegei valószínűleg szintén bővelkednek vízben.

A sajtóvölgyi holocén és pleisztocén terrasz-kavicsok vízkészlete (Bánréve—Putnok között), valamint a Hernád- és a Bodva völgyé most kerül a részletes kutatások érdekkörébe. Itt a kiindulást korábbi terrasztanulmányaim anyaga is szolgáltatja.

c) A résvizek

Ezek mennyisége jóval kevesebb, amennyiben a tömör riolit, dácit, andezit és bazalt, valamint a paleovulkáni kőzetek ritkásan elhelyezkedő repedéseiben fordul elő. Ha a vulkanikus hegység sztrátóvulkáni felépítésű, a legtöbb vizet a laza eruptív breccsa tartalmazza, mely kisebb kődarabokból áll. Ez jól vezeti és átterszti a vizet. A finomabb szemű, agyagos mállást is szenvedett hamutufa sok esetben már inkább rekeszti a vizet.

A tufás kőzetek vize inkább a résvizek közé sorolható.

Az egyes hegységterületek közül a Börzsönyben viszonylag sok a tufa és a breccsa, a Cserhátban és a Mátrában kevesebb. Ennek a különbségnek a forrástevékenységben is meg kellene látszania. A tufából fakadó források évi vízjárásának szerint szélsőségesebbnek kellene lennie, mint a tömör andezitből, riolitból fakadóknak. Az idevonatkozó vizsgálataink egyelőre még folyamatban vannak.

d) A karsztvíz

Aránylag bőségesen fakad fel mind a Bükk, mind a Gömör-Tornai karszt területén. Ezenkívül a Rudabányai hegység D-i széléhez csatlakozó Sajó-Szuha-Bodva szögi területen, valamint a Bükk peremén nagy kiterjedésű *fedett karsztra* lehet számítani néhány száz m mélységig. Ennek vízbőségét néhány langyos karsztos forrás bőségesen igazolja, vizük ugyanis karsztvíz, eltekintve néhány % hozzákeveredő mélységi víztől.

Sokszor ezek a bővízű, langyos források aránylag kis kiterjedésű karsztos rög lábánál fakadnak, úgyhogy a feltörő víz eredetét máshol kell keresni. Így pl. a szalonnai langyos forrás kb. évi 2 millió m³ vizet ad, ehhez legalább 8 km² lezálló karsztvízes felszínre lenne szükség, ilyen jellegű/ekkora mészkőterület viszont itt nincs, vagy ha van (Dunna-tető), az magasabb szinteken adja ki a vizét (szalonnai-martonyi hideg források).

Ezért az északborsodi mélykarszt-vizeit részben északabbról a Gömör-Tornai magaskarszt 800–900 m-ig emelkedő felszínéről (főleg Dél-Szlovákiából) származtatom. Az itt leszivárgó víz alagsőrendszerszerűen juthat el délre a Sajó-Bodva zuga felé (1. a 2. fejezetet).

Hasonló elgondolással a miskolctapolcai forráscsoport tápláló területét (leszálló karsztvíz övezet) is meg lehetne határozni. Az évi hozam alapján itt talán 80–100 km² ez a terület, ami esetleg túlságosan nagy a Keleti Bükk karsztjának méreteihez képest. Nem azért, mintha itt nem lenne elég karsztos terület, hanem inkább azért, mert ugyanezt a karsztot másféle, bővízű források is megcsapolják (pl. Diósgyőr, Latorvízfő forrásai stb.).

E komplex módszerrel történő karsztvízháztartásra vonatkozó vizsgálatainknak még csak a kezdetén vagyunk.

A középhegység többi területén a karsztvíz felszíni megjelenése csekély. (Vác környéki triász-kori hegységroögök, lajtamészköves foltok Buják, Mátraszöllös, Mátraverebély környékén). Legérdekesebb ezek közül tanulmányozni az említett kis kiterjedésű lajtamészköves területek karsztvízkérését, mert azok egészen önálló karsztvízháztartási egységek.

e) A talajvíz

Fő előfordulásai a hegylábi törmelékkúpok és törmelékletők övezetei, ezenkívül a lösz-, vagy glaciális vályogfedte dombvidékek és hegylábi területek, valamint a völgyek allúviuma és a menedékes lejtők. Bár közvetlenül még alig tanulmányozták, de ettől függetlenül fennáll a talajvíznek a hegyvidék felől az Alföld irányában történő áramlása. Az áramlás fő útvonala a mellékvölgyek kavicsos-homokos allúviuma felől a hegyvidéki főbb völgyek allúviuma felé vezet, majd a völgyek irányában vezet lefelé a völgyek alföldi nyílásán és a hegylábi törmelékkúpokon át, (pl. a Ronyva-Bodrog, Tolcsva és Szerencs patakok, Sajó-Hernád folyók, Csincse, Hór, Eger és Laskó patakok, a Tarna folyó, a Bene és Gyöngyösi patak, a Zagyva, a Galga törmelék-kúpjai) részben az Alföld talajvízszintje, részben viszont az Alföld mélyebb rétegei felé. Ennek az az oka, hogy egyrészt a felszín is lejtőse, a hegység lábától az Alföld felé, másrészt a törmelékkúpokat jelentős mérvben felépítő homokos és kavicsos felszínalatti rétegek is lejtnek az Alföld belseje felé, éspedig az Alföld üllýedése miatt általában erősebben lejtnek D-i irányban, mint a hegység lába, illetve az Alföld északi pereme. Erről fúrásszelvények alap-

ján, valamint a hegységtől D felé egyre jobban vastagodó pleisztocén és holocén rétegsor sajátosságai alapján lehet meggyőződni.

f) A felszíni vizek

a) A lefolyásviszonyok

A középhegység lefolyásviszonyait a következő körülmények együttes fellépése határozza meg: *a)* a lejtésviszonyok, *b)* a terület felépítése (főleg a kőzet vizet áteresztő, vagy át nem eresztő volta), *c)* a klimatológiai és mikroklimatológiai tényezők (csapadék, hőmérséklet, párolgás, szél, napfény, felhőzet), *d)* a természetes növénytakaró minősége (erdővel való fedettség aránya, füves területek, szántóföldek stb.). Az említett tényezők együttes, komplex vizsgálata során elég megbízható képet tudunk nyerni a tárgyalt terület lefolyásviszonyairól.

1. *A lejtésviszonyok hatása* a lefolyásra közismert: minél meredekebb a lejtő, annál gyorsabban folyhat le a felszínen a csapadék. Ámde a lefolyáshoz idő kell, így a lejtőn lefolyó csapadék mindaddig, amíg le nem folyik, párolog.

Ezenkívül, amint már a 4. fejezetben kimutattam, a hegyvidéki felszín nagyobb kiterjedésű, mint a vízszintes. Mi a csapadékmérőben annak vízszintes körlapjára (tölcséralapjára) hulló csapadékot mérjük, ezzel szemben a tárgyalt domb és hegyvidéken többé-kevésbé élénk reliefenergiájú felületre hull a csapadék. Becslésem szerint a dombvidéken 10–12°-os, a hegyvidéken 3–400 m magasság felett 18–20°-os közepes lejtőszöggel lehet számolni. Eszerint a dombvidéken a dombvidék alapterületéhez képest 2%-kal, a hegyvidéken pedig mintegy 5%-kal nagyobb területre szétosztva kell képzelnünk a nyert csapadékot vagy ami kb. ugyanaz, a csapadékösszegeből kell levonnunk az említett %-értékeket.

2. *A terület felépítését a vízáteresztés szempontjából is vizsgálni kell.* A vizet jól áteresztik (tehát jól beléjük szívároga a csapadék) a mészkő, a kavics a homok, a homokkő, a lösz valamint a vulkánikus tufa és agglomerátum. Kevésbé jó áteresztő a márga, a dolomit, a pala, majd az eruptív kőzetek, át nem eresztőnek kell venni az agyagot, esetleg a glaciális vályogot és a terra rossát. Víz át nem eresztő vagy kevésbé áteresztő felszínről gyorsan lefolyik a záporok vize vagy a hólé.

3. *A klimatológiai-mikroklimatológiai tényezők szempontjából* elsősorban a csapadék és a csapadékot fogyasztó párolgás viszonya érdekel bennünket. A hőmérséklet, a szél, a napfény és a felhőzet szerepe külön-külön azért nem érdekes, mert ezek végeredményben a párolgás szabályozói, tehát a párolgással együtt kell azokat szemlélni.

A csapadék sorsára nézve a következőket állapíthatjuk meg. Amint már említettem, a csapadék 2–5%-a elvész a hegyvidéki felszín reliefenergiája, illetve, ami ugyanaz, a felszín megnövekedése miatt.

Ugyanígy elvész feltevésem szerint az erdős, bokros vagy a füves terület miatt, illetve a hótakaró párolgása miatt (ezt ugyan a zuzmaraképződés helyenként pótolja) a téli 1 mm-nél kisebb csapadékok összes mennyisége, illetve a tavaszi, nyári és őszi 2,5–3 mm-nél kisebb csapadékok nagy része (különösen megelőző csapadéktalan napok után következő kis csapadékok).

Az erdő lombozata és a fák ágrendszere ugyanis jelentékenyen növeli a párolgó felületet. Egy jó nagy tölgyfán pl. 100,000 levél lehetséges, ami egymaga kb. akkora párolgó felület, mint a fa által betakart talaj. A cserjék, bokrok, az erdei aljnövényzet és a magas fűvű hegyi rétek növénytakarója szintén nagykiterjedésű párolgófelületet képvisel. Így azután erdős helyeken a 2—3 mm esőből semmi, vagy csak nagyon kevés jut le a talajra, különösen, ha csendes esőről van szó.

Hogy ilyen módon mekkora a csapadékösszeg vesztesége, arra nézve megelérteztem a terület egyik magasfekvésű meteorológiai állomásának, a Kékestetőnek 1934—36. évi részletes, naponkénti (sőt óránkénti) csapadékadatait. Az eredmény az, hogy a téli 1, nyári 3 mm-nél kisebb csapadékok összege az *évi csapadék 5%-ára* tehető. Ezenkívül az erdős, bokros és magasfűvű hegyvidéki területeken a 3 mm-nél nagyobb csapadékok összegéből általában 2—3 mm-t (télien csak 0,5 mm-t) le kell vonni a lombzat és a fákéreg vízfelvevő és onnan közvetlenül elpárologtató hatására való tekintettel. *Ez mintegy 15%-nyi veszteség*, ami szintén nem jut el a talaj szintjéig, hogy ott lefolyjon, vagy beszivároghasson a talajba.

A veszteséglista azonban még nem teljes, mert egy újabb tényező vizet apasztó hatását kell figyelembevenni. Ez az erdős területeken az erdei avar, a lehullott és már korhadó lombzat, ami szintén visszatartja és újra elpárologtatja a csapadék tekintélyes részét, még mielőtt az elszivárogha vagy lefolyna. Az avar vizet felvevő képességéről adataim nincsenek, de kísérleti úton könnyen meg lehet határozni. Nagy szárazság után 1 m² vastag avar akár több tucat liter vizet is visszatarthat.

Tárgyalt hegyvidékünkön, a mezo-, sőt a mikroklimatikus viszonyoktól függően különböző mértékben száradhat ki az avar, *vízvesztését* egyelőre *egységesen 15%-osnak tételezem fel*, vagyis az évi csapadéknak ez is kb. hetedrészét emésztí fel és párologtatja el. Ellenben a hőmérséklet járása, a besugárzás és a szélviszonyok együttesen sokszor kis távolságokon belül nagyban befolyásolják az eddig körülírt párolgásvizonyokat, ide értve még a talaj párolgását is.

Eddig tehát összesen a csapadéknak legalább 40%-a veszett el, még mielőtt a talaj szintjét elérte volna. A következő veszteség közvetlenül a talaj párolgása és a növényzet vizet-párologtatása. Ez a hegyvidék *klimatikus* (mikroklimatikus) sajátosságai, valamint a növényzettel és avarral való általános fedettség miatt nem lehet olyan nagy, mint a szabad vízfelület esetén (kivéve egyes kedvező expozíciójú lejtőzónákat) és nem lehet akkora, mint amekkora értékeket az Alföld vagy a Dunántúl területén mérnek párolgásmérővel. Párolgás és párologtatás útján e hegyvidéken kb. *az évi csapadék 40—45%-a vész el* (becsléseim szerint). Ebbe az összegbe természetesen beleszámítjuk a növényzet által a talajból kiszívott és elpárologtatott vízmennyiséget is, ami többszáz mm-es mennyiség lehet. Az összes veszteség eddig — ami nem folyik le — mintegy 80—85%.

Mindezeket figyelembe véve, a Középhegység magasabb részein kb. *az évi csapadék 15—20%-a szivárog be és folyik le a forrásokon és patakokon keresztül* a dunai-tiszaí vízgyűjtőhálózatba, a többi valamilyen módon visszatér a légkörbe, még mielőtt lefolyhatna.

Állandó hótakaró jelenléte esetén a hórétteg kismértékű párolgását is figyelembe kell venni. Erre nézve területünkön nem állnak rendelkezésre adatok. A végösszeg azonban a tapasztalatok szerint évente csak 1/2—1%-át

teheti ki az összes csapadéknak. A párolgás lehetősége ugyanis nincs mindig meg a gyakori maximális vagy közel maximális nedvesség miatt. Ez az eddigi eredményeken már nem sokat változhat.

A lefolyással távozó vízmennyiség két fő alkotóelemből tevődik össze, A heves záporok és hóolvadások vize egyrészt a talajfelszínen folyik le a legközelebbi állandó vízfolyásig és innen az erózióbázis felé. Másrészt a beszívargás útján a földfelszín alatt halad egy ideig a víz a legközelebbi forrásokig és felszíni vízfolyásként folytatja útját.

β) A források

Bár eddig — részletes hidrográfiai felvételeink alapján — csak kevés adat áll rendelkezésre, mégis az a megállapításom, hogy a források csak elenyészően kevés részét szolgáltatják a lefolyó víz mennyiségének. Itt persze csak a térképen is megjelölt és régóta közismert vízfelfakadásokra gondolok. 1952 nyári felvételeink (aug.—szept.) alapján a Mátra 300 forrása közül kb. 100 egyáltalán nem is működött vagy nem adott mérhető hozamot, míg a többi forrás összesen kb. 25 l/sec vizet adott, ami az egész hegységre számítva 0,05 l/sec km² fajlagos lefolyásnak felel csak meg.

Természetesen a téli, tavaszi hónapokban ez a hozam megtöbbszöröződik, de ha a tízszeresére emelkedik, még mindig csak 8—10%-a a tényleges lefolyásnak. Az erre vonatkozó téli méréseink a közeljövőben mindenestre pontosabb eredményt fognak adni.

A lefolyó víznek egy másik, — mindenesetre talán tekintélyesebb hányada a nedves évszakokban működő alkalmi vízfelfakadásokon — alkalmi vagy időszakos vízkilépéseken, időszakos forrásokon át folyik le. Ilyeneket gyakran lehetett látni az 1951. évi ősz folyamán, ennek nedves volta miatt (árokbevágások falán, lejtőmegtörések meredekebb részein, útbevágásokban stb.). Ugyanilyenek vannak ilyenkor az árkok, vízmosások, szárazvölgyek fenekén is, főleg a felsőbb szakaszokon.

γ) A patakok

Az állandó vízü patakok szállítják a lefolyó vízmennyiség legnagyobb részét. A tartós száraz évszakban azonban ez a lefolyás nagyon csekély. Pl. 1952. nyári mátrai hidrográfiai felvételezéseink alapján a száraz nyári hónapokban a Mátra állandó vízü patakjainak összes hozama 250 l/sec. volt, ami 0,5 l/sec/km² fajlagos vízszállítással egyenértékű. Kiadósabb őszi esőzések idején ez a mennyiség helyenkint 10—30-szorosára emelkedett.

Hasonló eredményeket lehet várni a hegységterület egyéb részein is, tehát mind a Börzsönyben, mind a Cserhát magasabb részein, mind a Bükkben és a Zempléni hegységben.

Külön figyelmet érdemel, a karsztos források tevékenysége. Azok bővebb hozamúak, de többnyire egy kiterjedt, több km²-es alapterületű térbeli hidrográfiai rendszer vizeit vezetik le. Az egyes források vízgyűjtő rendszerét térbeli vízválasztó felületek választják el egymástól, bár a mészkőben sok a bifurkálási lehetőség is, különösen időszakos értelemben.

δ) A lefolyáskoefficiens, a fajlagos lefolyás

Évi átlagban az alföldi peremén a csapadék 5%-a, a dombvidéken, 300—500 m-ig kb. 10%-a, 500—700 m között mintegy 15%-a, azon felül a

15—20%-a folyhat le. A karsztos területeken néhol a fenti arányszámok kétszeresére lehet számítani.

Az említett globális eredmények természetesen a közetminőségtől, lejtőviszonyoktól függően kisebb területeken belül is módosulhatnak.

Az alföldi peremen évi átlagban kb. 2 l/sec/km², a dombvidéken 3 l/sec/km², a középhegységben 500—700 m körül 4 l/sec/km², azon felül 5—6 l/sec/km² fajlagos lefolyásra lehet számítani *Lászlóffy Voldemár* saját völgyi-keletfelvidéki tanulmányai alapján.

e) A vízgazdálkodás kérdései

Ezen a területen az árvízvédelemnek aránylag kevesebb szerepe van, mert kevés a nagy folyó, a kisebb patakok árvize viszont csak a nem lakott, mélyfekvésű alluviális réteket önti el. Azonban már e kisebb patakok jelentős részét is többé-kevésbé szabályozták. A nagyobb folyók bonifikációs munkálatai során hátra van még az Ipoly, a Sajó és a Hernád kanalizálása.

Sok új kérdést vet fel az ipari-, valamint az ivóvízellátás megoldása az arra sorakerülő helyeken. A rendelkezésre álló vízkészlet, akár a karsztvízre, akár a rétegvízre, vagy a felszíni vízkészleteire gondolunk, mindenképpen véges. Éppen ezért, az egyes területek (ipar- vagy lakótelepek) vízellátásának megoldása alkalmával a komplex módszert, az összes természeti tényezők figyelembevételét kell alkalmazni és a lehetőségeket egybe kell vetni a gazdaságosság kérdésével is. Minthogy a vízellátás lehetőségei kis távolságon belül is nagy mértékben változnak, az eljárásnak nagyon körültekintőnek kell lennie. Nem szabad megelégedezni a rejtett tartalékról sem, első sorban a felhasználatlanul elfolyó bányavizekről.

6. A természetes növénytakaró

a) A növénytakaró múltja az Északi középhegységben

A terület természetes növénytakarója aránylag hosszú múltra tekinthet vissza. Ugyanis a harmadkor derekán, a felső mediterrán emelet végén, valamint a szarmatában már a magyarországi középhegységek teljes terjedelmükben szárazulatok voltak. Ennélfogva végig megtalálták itt a kutatók a miocénvégi flóra megkövesedett maradványait és *Andreánszky Gábor* már a szarmata korbeli erdők nagyvonalú határait is meg tudta rajzolni ezen a területen. Az akkori növényzet (főleg lombhullató fajok) még a mainál eléggé melegebb klíma jelenlétére utal. Szépen szerepeltek mediterrán fajok is. Hasonló volt a helyzet a pliocén folyamán is, annak közepe felé azonban a klíma rosszabbodása állott be, ezzel mindjobban elmaradoztak a délies fajok és a növényzet fejlődése így érkezett el a jégkorszaki időkhöz.

A jégkorszakok idején *Zólyomi* szerint a középhegységek magasabb részeit ritkás fenyőerdők (*Picea excelsa* stb.) borították, míg a lombhullató és mediterrán fafajok háttérbe szorultak, illetve, teljesen ki is szorultak (dél felé vándoroltak stb.).

b) A növényzet mai képe

A növényzet mai képe a posztglaciálisban alakult csak ki: visszavándoroltak a bükkösök, a tölgyesek és a magasabb hegységekbe húzódtak fel a fenyőerdők.

A természetes növénytakaró legjellegzetesebb képviselője a hegység-területen a lombos erdő. Összefüggő, nagy foltokban fedi be a Börzsöny egész tömegét, csak a déli kis medencékben hiányzik, úgy, hogy kb. 85—90%-ban szerepel itt. A Cserhátban is sok volt, de jó nagy részét az alacsonyabb szinteken kiirtották, ezért itt kb. a terület $\frac{1}{3}$ -t fedi erdő. A Mátrában újra sok van (kb. 80%), míg a legnagyobb kiterjedését a Bükk központi tönkjein éri el (90—95%), a peremterületeken (Ód-Pétervásárai hegység, Bükkhöz északon és délen csatlakozó dombvidék) a Cserhátéhoz hasonló az arány. Végül a Zempléni hegység magasabb részein ismét több mint $\frac{2}{3}$ rész az erdő részesedése.

Az erdőterülethez képest kicsiny kiterjedésűek az erdők közötti kis tisztások vagy a hegyvidéki rétek. Egy része utóbbiaknak a keskeny alluvialis pásztákra, más része az itt-ott előforduló erdőtlen hegyoldalakra korlátozódik. Fűféle (Graminea) növényzet a jellemző ezekre.

A mocsarak, lápok előfordulása ezen a területen minimális. Nagyobb kiterjedésűek nem is fordulnak itt elő. Néhány hegyipatak völgye vízenyős csak kissé. Vízinnövényzet a nagy folyók levágott meandereiben van legtömegesebben (Ipoly, Sajó, Bodva, Hernád, Takta).

Sziklás területen, különösen délies lejtőkön megfelelő szárazságot tűrő, sziklaképt kedvelő dudvák tenyésznek leginkább (Crassulaceae, Saxifragaceae stb.)

c) Az erdők

Az erdők többsége a 600 m-es magassági szint alatt tenyészik, ahol a nagyobb hőigényű és fényigényű fafajok tömörülnek. A legjellemzőbb itt a tölgyerdők szintje, mégpedig a kocsányos tölgy, a molyhos tölgy, a csertölgy és esetleg a kocsánytalan tölgy vagy pedig az ezekhez keveredő egyéb, de szintén nagyobb hő- és fényigényű fajok (virágos hárs, kőris, nyár, szil, gyertyán, juhar, a patakok mellett a nagy nedvességet kedvelő égerfa díszlik).

A tölgyerdők már kisebb magasságban (400 m felett) is háttérbe kezdenek szorulni a meredekebb lejtésű északi hegyoldalakon, ahol közéjük keveredve bükkfák is megjelennek.

Kb. 500—700 m magasság felett a tölgy teljesen háttérbe szorul és komorabb, hűvösebb, aljnövényzetben szegényebb bükkösök jelennek meg. Hozzájuk magas kőris, hárs, gyertyán még keveredhet.

Mint hogy hegységeinkben őserdő már nincs, hanem üzemterves erdőgazdálkodás folyik, természetesen sok helyen be is avatkoztak a természetes növénytakaró korábban fennálló rendjébe. Kopár részeket fásítanak, ugyanígy a felesleges erdei tisztásokat is fásítják és hazánk fenyőfában való szűkülődése miatt az arra alkalmas hűvösebb, magasabb övezetekben szép fenyőerdőket, főleg lucosokat ültettek, mint pl. a Börzsönyben több kis folt, a Mátrában Mátraháza és a Galyatető között sok helyen, a Bükkben Jávorkút környékén (Svéd fenyves) és a platók több más pontján (Hollóstató stb.), a Zempléni hegységben elég nagy foltokban (Háromhuta környékén stb.).

A dombvidéken (pl. a Cserhát alacsonyabb részein) kipusztított tölgy-erdők helyébe akácot ültettek. Jó tulajdonságai mellett (gyors növekedés, frissen kivágva is tüzelhető, jól megköti a vízmosásokat stb.) számos rossz tulajdonsága van, főleg azonban az, hogy hamar kimeríti a talajt. Akác-erdőben alig keletkezik humusz.

7. A talajképződés folyamatai az Északi középhegységben

a) A talajtakaró multja és a jelenbeli talajképző folyamat

A Középhegység jelenlegi talajtakarója fiatalos külsejénél fogva nem túlságosan hosszú múltra tekint vissza. Minthogy a talaj egyrészt állandóan képződik a talajképző folyamatok folytonossága révén, másrészt a denudációs és akkumulációs felszínformáló folyamatok miatt egyes részei állandó áttelepítődést is szenvednek, ezért a hegységi talajok egyes szintjei úgyszólván a szemünk láttára alakulhatnak ki és távolíthatók el.

Középhegységi talajaink semmiképpen sem a pleisztocén időből átöröklődött talajok, hanem állandóan pusztuló és a lepusztuló kötegeket többé-kevésbé folytonosan utánpótló talajszintek. Az állandó változások folyamán azonban nagyon érdekel bennünket az, hogy az egyes területeken több új talaj képződik-e, mint amennyi lepusztul? Más szóval, lépést tud-e jelenleg tartani tárgyalt területünkön a talajfejlődés a talajerózióval?

A talajképző folyamat *Viljamsz* nyomán haladva a következő módon jellemezhető: a mai talajszintek az utolsó jégkorszak folyamán még nem voltak meg. Nem is lehettek meg, mert a glaciális idők porhullása jelentékeny akkumulációt jelentett. A hulló por *Kreybig* szerint 800 m magasságig takarta be a hegyvidék lejtőseit. Adatát megerősíti az, hogy a bükki Peskő barlangban (800 m) még van szépen fejlett glaciális vályogkitöltés. A hulló por ugyanis a hegységek lábánál lösszé, a hegységek és dombvidékek belsejében glaciális vályoggá alakult át. Ellenben ez a poranyag fontos kiindulás a jelenlegi talajképződéshez.

A mai értelemben vett talajképző folyamat, amely a ma látható talajokat alakította ki, tehát csak a posztglaciálisban kezdődhetett, kb. a jelenlegi klimatikus viszonyok mellett. Ekkor működhetek ugyanis kb. a mai összetételükkel azok a *Viljamsz* által megemlített baktériumok és gombák, amelyek életműködésük során bizonyos anyagokat termelnek. Ezek az anyagok (humusz) bontják el a talajban a magasabbrendű szerves élőlények maradványait.

Természetesen, a Középhegységben különbözőek a magasságok, változatos a domborzat, eltérő a mikroklíma, ennek megfelelően a magasabb szintek felé haladva változó összetételű lehet a talajképző baktériumok és gombák állománya is. Felfelé menet nyilván szegényedik ez az állomány, változtatja ezenkívül az állomány minőségét a fekvőhely minősége is. A hulló por ugyanis nem minden lejtőszakaszt tudott befedni, csak a közepesen meredek lejtőket és a lankásokat. Egyebütt a fekvő homokon, homokkövön, agyagpalán, mészkövön vagy effúzív kőzeten indult meg a mainak megfelelő talajképződés, tehát aránylag elég változatos skála állott rendelkezésre a hegyvidéki talajfejlődéséhez.

Ez azonban csak a mai, holocénkori klímaviszonyok kezdetén beálló állapotokat jelképezte. A további fejlődés sok esetben más folyamatokhoz vezetett a Középhegység talajainak további fejlődésében. Ennek vizsgálatakor szem előtt kell tartani ugyanis azt, hogy az egész földfelszín a folyamatos változások, az akkumuláció és a denudáció színhelye. Így a *domború pusztuló lejtőről* lassan eltávolítódik a talaj felső szintje, s a talajképződés tovább halad ennek megfelelően lefelé, az alapkőzet, a »C« talajszint felé. Ha az alaphegység közetrétege felett glaciális vályog vagy lösz van és ezen a jégkorszaki lepelkőzeten fejlődött csak ki a megfelelő talajfelszín, akkor számítani lehet

a lösz, vagy a vályog fokról-fokra való lepusztulásával, eltűnédezésével és ennek következtében az alaphegység jóval keményebb és rendszerint eltérő fizikai és kémiai tulajdonságokkal rendelkező paláin, mészkövein, homokkövein vagy eruptív kőzetanyagain folytatódik a talajképződés folyamata.

Az az állapot azonban, amikor véget ér valahol a löszös vagy vályogos fekvő, *nagyfokú minőségi ugrást* is jelent a talajképződésben. Többnyire, az alapkőzet nagyfokú szilárdsága és eltérő kémizmusa miatt jóval nehezebben megy itt végbe a fizikai mállás és aprózódás is, valamint a kőzet vegyi szét-esése is. Emiatt jóval lassúbb a talajképző mikroorganizmusok működése. Ezért számolni lehet azzal, hogy a holocénban évszázadok, évezredek múltával a humuszosabb vályog- vagy löszalapú domb- és hegyvidéki talajfelesek a pusztuló lejtőn köves, sziklásabb, humuszban természetesen szegényebb talajféleséggé alakultak át.

Ezután az *épülő lejtők talajviszonyairól* is meg kell emlékezni.

Az épülő lejtőszakaszokon állandó ugyan a talajfejlődés, de ha az említett épülő szakasz felett pusztuló lejtőrész van, arról mind a lösz, mind a glaciális vályog, mind pedig a szálban álló kőzet törmeléke lemosódik a mélyebb szintekre és ott fel is halmozódik. Ezért a mélyebb lejtőszakaszokon igen sok vályog és lösz látható lejtőtörmelékkel keverve. Ezzel a folyamattal az jár, hogyha keletkezik is az épülő lejtőszakaszon humuszos talaj, az esetleg a nagy hóolvadás, vagy pusztító felhőszakadások előidézte lemosások helyein betemetődik magasabb szintekről lekerülő hordalékkal.

A talaj pusztulása nagyon sok helyen figyelhető meg a Középhegység mindama dombos területein, ahol még elég nagy a relíefenergia, viszont pár-száz éve vagy csak néhány évtizede fokozatosan kiirtották az erdőt és szántó-földi művelésre fogták a területet. Ahol erdő volt, egyideig még megmarad ugyan az ú. n. barna erdei talaj, azonban nem sokáig áll meg épségben, mert a domború lejtőrészekről gyorsan lemosódik és itt ki is látszik a fekvő-kőzet másféle színű foltja, míg a homorú, épülő lejtőrészekeken szintén eltűnik lassacskán az eredeti barna erdei talaj, mert ide a kopaszon álló domború részekről a fekvő alapkőzet törmeléke, (és hozzákeveredve a denudálódó barna talaj) mosódik le.

A lepusztulás miatt az altalaj ki-kikandikáló másféle színű foltjai az idők folyamán egyre nagybodnak. Ilyen helyen a normális ütemű talaj-képződés, a humusz keletkezése nem tud lépést tartani a lepusztulással és az ilyen alig átformált alapkőzetű talajfolt (pl. a felsőoligocén apoka homokkő) rendkívül sovány, majdnem terméketlen.

A talajerózió most ismertett menetét és előrehaladását nagyszerűen lehet rögzíteni a különböző időkben (5—10 évenként) ugyanarról a területről történő fényképezéssel. Pl. a légi felvételeken gyönyörűen látszanak ezek a mezőgazdasági termelésre szomorú következményekkel járó talajeróziós foltok.

A vízmásások inszekvenciájával, hátraharapódzásával és szélesedésével járó talajpusztulásról itt már nem is emlékezünk meg külön.

b) Az Északmagyarországi középhegység talajtérképei

A területről eddig ketten készítettek átnézetes talajtérképet: *Treit* és *Kreybig*.

Treit alapján a terület egy része podzolos-vaskőfokos szürke erdei talaj, más része a lösz- vagy inkább a glaciális vályogfekvő feletti barna erdei

talaj (vasas vályog); néhol az apokán és másféle hasonló harmadkori kőzetek is ez fekszik.

A terület további nagykiterjedésű — talán legnagyobb kiterjedésű, — részei a *hegyi talajok*, mégpedig a mésztelen, kovasavas kőzethez kötött borított, továbbá a messzeshegyi talajok.

A nem karsztos fekvő a termőtalaj lemosása csekélyebb mértékű, rajtuk maradandóbb a növényzet: A mészköveken ellenben a karsztosodás miatt a képződő kevés talaj a vízelnyeléssel együtt a kőzet belsejébe jut. Ezért nagyon sok itt a kopár terület. Nagy szerepe van a talajfelecségek képződésében az expozíciónak.

Külön említi Treitz a *nyirok-talajt*. Feküje posztvulkáni működéssel elbontott andezit, ebből alakult ki a nyirok (vörös színű vasas agyag).

Kreybig térképén külön talajtájegység a Pécel-Gödöllői löszös és homokbuckás vidék, kevés humuszos talajjal. A Börzsöny, a Cserhát, a Mátra, a Bükk területén és a Zempléni hegységben szerinte a 800 m-es magasságig jelentkező hullópor nagyobb magasságban vörös agyaggá, kisebb magasságban lösszé alakult át, ezeken a megfelelő talaj jött létre. Egyebütt, ahol nincs hullópor, vörös agyaghoz hasonló talajok alakultak ki. A Cserhát sávanjú, nyirokszerű talajú, a Sajó és a Hernád völgyében sok a környező dombvidéki felszínről lemosott vörösagyagos, löszös és alapközettörmelékes hordalék.

8. Anthropológén vonások a természetes táj képében

Mint hogy az Északi középhegység környéke aránylag elég sűrűn lakott terület, már évezredek óta viseli az itt lakó ember tájformáló tevékenységének bélyegeit. A természetes tájvonások megváltoztatása, átformálása az utóbbi évtizedekben kissé meggyorsult. Az igazán gyors fejlődés és átalakulás viszont csak mostanában, tervgazdálkodásunk éveiben következett be, ennek következtében a terület tekintélyes részét érik gyökeres változások.

A *domborzat átalakításának* érdekes lépései láthatók a különféle bányaműveletek végrehajtása alkalmával. A külszíni fejtések hatalmas mélyedései, gödrei, a különféle kőbányák, a téglavető gödrök, a kibányászott meddő kőzetanyag hányói (gorcok) sokszor egészen tekintélyes mértékben változtatják meg a terület reliefjét (pl. Rudabánya vasércfejtései).

A földalatti bányászat (aknák, tárnák, altárók, frontfejtések) végeredményben szintén gyökeres változást vonnak maguk után a megfelelő földkéregrészben, amennyiben a hasznosítható anyagot kibányásszák (érc, szén stb.) és annak helyébe vagy törmeléket hordanak be, vagy leomlasztják a fedőkőzetet. Így megváltozik egyrészt a kőzet minősége, másrészt a beomlasztással esetleg a felszínnek a beomlott részek feletti területei szakadoznak fel és süllyednek meg, mint ahogy azt pl. Zagyvarónán a széntelep feletti bazalttakaró kismérvű süllyedésében látjuk. Végül említeni kell még itt azt is, hogy a földalatti bányászattal a bányák feletti kőzettömeg erősen víztelemedik (bányavíz- és karsztvízkiemelés).

A *domborzat átalakításának* érdekes módjai még az út-, a vasútbevéágások, az alagutak, a töltések, a különféle gátak, a törmeléklerakóhelyek (szeméttelpek stb.), végül a városrendezéssel, építkezéssel kapcsolatos felszín-egyengető munkálatok.

Az *éghajlat átalakítása* régi óhaja az emberiségnek, ez azonban még nem sikerült, legfeljebb egyes esetekben a mikroklimatológiai szinten. Az Északi középhegységben még erre is csak kevés példát lehet felhozni (késői fagy elhárítása füstöléssel a szőlőtermő vidéken stb.). Annál érdekesebb a klíma átforgalmazása szempontjából egy-két nagyobb ipartelep és nagyobb város körül a városklíma megfelelő típusainak kialakulása, pl. Miskolc, Diósgyőr, vagy Salgótarján városklímája. Az említett két helyen sok égéstermék és ezzel együtt igen sok kondenzációs mag kerül az atmoszférába.

A *vízrajz átalakítása* sikeresebben történt meg, de egyelőre csak a paszszív vízgazdálkodás keretei között, vízszabályozás (ásott medrek, árvízvédelem, belvízvezetés). Az aktív vízgazdálkodás újabban kezd fejlődni (ipari vízellátás, vezetéki ivóvízellátás, szennyvíztisztítás, vízi energiatelepek építése, öntözés). Tervezik megfelelő víztárolók létesítését is, főleg a Borsodi iparvidék vízellátásának szabályozására.

A *természetes növénytakaró átalakítása* a leggyorsabban halad előre az Észak-magyarországi középhegység területén. Őserdő már nincs, (csak mutatóban egy-két helyen), minden erdő üzemterves erdő, ahol bizonyos periódusokban kitermelik a faanyagot. A peremterületeken már az erdők teljes kiirtására került sor és a helyükbe szántóföldek léptek. A csere nem mindenütt nagyon előnyös, sok helyen többet érne, ha ott erdő maradt volna meg. Másutt szőlőgyümölcsös települt a mélyebb fekvésű erdők helyébe. Az erdőtlen pusztaságokon is szántóföldek, vagy legelők húzódnak végig. Egyes növényfajok areája is megváltozhatott, idegen növények (pl. gyomok) pedig itt is meghonosodhattak.

A *talaj átalakítása* is nagy lépésekkel haladt előre, így pl. a gyümölcs és szőlőtermelés területén vagy a szántóföldeken, ahol a nagyfokú mechanikai átalakítás (földforgatás, szántás, kövek kiszedése, trágyázás) mellett vegyi átforgalmazás (trágyázás, digózás) is történt és történik. A kettő együttesen érvényesült akkor, amikor az eredeti talajt letarolják vagy idegen anyaggal burkolják be (bányák hányójának széjjeltergetése stb.).

Végeredményben, az ember építményeivel, gazdasági tevékenységével mély nyomokat hagyott már az Észak-magyarországi középhegység területén. E tevékenység pontosabb eredményeit viszont már a *gazdasági földrajz művelője* hivatott felmérni és rendszerbe foglalni.

IRODALOM

- Balogh K.: Szilice környékének földtani viszonyai. Földt. Int. Évi jelentése. Budapest, 1940.
- Bacsó N.—Kakas J.—Takács L.: Magyarország éghajlata. Földr. Ért. 1951—52.
- Bulla B.—Kádár L.—Kéz A.—Száva—Kovács J.: Általános természeti földrajz. Budapest, 1952.
- Bulla B.—Mendöl T.: A Kárpátmedence földrajza. Budapest, 1947.
- Hoffer A.: Geológiai tanulmány a Tokaji hegységből. Debreceni Tisza I. t. t. kiadv. II. 1925—26.
- Hoffer A.: Az Északnyugati Felvidék vulkánjainak tér- és időbeli eloszlása. Debreceni Tisza I. t. t. kiadv. II. 1925—26.
- Kárpáti Z.: Az Északi hegység nyugati részének növényföldrajzi áttekintése. Földr. Értesítő. Budapest, 1952.
- Kreybig L.: Az általános talajtan és Magyarország talajföldrajzának vázlata. Földr. Értesítő. Budapest, 1951.
- Láng S.: A Börsöny geomorfológiája. Földr. Értesítő. Budapest, 1952.

- Láng S. : A Mátra morfológiája. Földr. Értesítő, Budapest, 1952.
 Láng S. : A Cserhát morfológiája. Földr. Értesítő. Budapest, 1952.
 Láng S. : Geomorfológiai -karsztmorfológiai kérdések. Földr. Értesítő. Bp., 1952.
 Láng S. : Geomorfológiai vizsgálatok a Miskolci kapuban. Földr. Közlemények. Budapest, 1943.
 Láng S. : Terraszképződés. Hidrológiai Közlőny. Budapest, 1949.
 Láng S. : Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok, Gömörben. Hidrológiai Közl. Budapest, 1949.
 Leél-Össy S. : Geomorfológiai vizsgálatok a Vác környéki triászrögökben. Földr. Értesítő. Budapest, 1952.
 Leél-Össy S. : Az Északi Középhegység geomorfológiai problémái. Földr. Értesítő. Budapest, 1952.
 Noszky J. : A Mátrahegység geomorfológiai viszonyai. Debreceni Tisza I. t. t. kiadv. III. 1926—27.
 Noszky J. : A Cserhát hegység. Magyar tájak földt. leírása. Budapest, 1940.
 Réthly A.—Bacsó N. : Időjárás, éghajlat és Magyarország éghajlata. Bp., 1938.
 Réthly A. : Adatok a Kékes éghajlatához. Meteor. Int. kisebb kiadv. Bpes, 1937.
 Schréter Z. : A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. Földtani Int. kiadv. Budapest, 1922.
 Schréter Z. : A Bükk-hegység. Földtani Int. évi jel. függ. Bpest, 1943.
 Treitz P. : Csonka-Magyarország termőtalaja. Budapest, 1929.
 Vadász E. : A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. Földt. Int. kiadv. Budapest, 1929.
 Vitális S. : Vízbeszerzési lehetőségek a Sajó vízgyűjtőjében. Hidrológiai Közlőny. 1952.
 Magyarország Hidrológiai Atlasza I. 1. és 2. füzet Vízgazd. Tud. Kutatóint. Budapest, 1952—53.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СРЕДНИХ ГОРАХ СЕВЕРНОЙ ВЕНГРИИ

Шандор Ланг

(Резюме)

Содержание обсуждаемой работы представляет физико-географическая характеристика средних гор Северной Венгрии: Бёржень, Черхат, Бюкк и Земплен. В первой главе автор излагает геологическое строение и структуру коры изучаемой области. Осадки представлены образованиями карбона, перма, триаса, мели (немного) кроме того осадочными породами эоцена, олигоцена, плеистоцена и голоцена. Извержение породы: габбро, диапаз, кварцевый порфир, порфирит и также риолит, андезит и базальт. Обширные структурно-морфологические единицы Северно-венгерских средних гор эти часто самостоятельно развитые горы, часто смежные, молодыми осадками построенные холмы, как области между Матра, Бюкк и рудными горами Сепеш-Гёмёр, а также между рр. Бодва и Гернад.

Кроме главных структуральных линии, выделяющих крупные формы рельефа, колебания и изменения климата тоже наложили свой отпечаток на облик Средних гор (образование террасов и долин, гляциальные солифлукции). Вследствие чего данные горы весьма богаты разнообразными формами рельефа, включая и микроформы. Это богатство формами еще повышается обособлением петрографических фаций, особенно карстовыми явлениями, таким образом все области изучаемых гор разделяются на довольно обособленные части. Микроландшафты вообще покрыты кварцевым щебнем водного происхождения и представляют собою разно возвышенные, часто передвиганные части поздно-третичного пенеплена.

Только самые высокие части выравненной плоскости гор Матра, Бюкк и Бёржень не покрыты кварцевыми галочниками. Но пенепленизация молодых вулканических гор уже в такой степени развита, что первичные вулканические формы совершенно исчезли.

Автор в отдельной главе резюмировал результаты прежних климатических исследований и сообщает также собственные наблюдения относительно среднего количества

осадков гг. 1923—1952. 30-летняя сумма осадков существенно не изменилась по сравнению с другими 30-летними периодами, только в распределении осадков наблюдаются некоторые изменения: сумма зимних осадков возрастает, сумма летних уменьшается. Таким же образом возрастает сумма осенних осадков, максимум которых передвигалась на месяц ноябрь.

В обзоре гидрографической сети автор сообщает итоги собственных исследований и своих сотрудников. Засушном летом г. 1952 ключи и ручьи средних гор Матри несут только незначительное количество воды и специфический вес в этом году далеко не приближал 1 л/км²/сек.

Во главе о географии почв автор излагает свои взгляды на прошлое и развитие почв изучаемой области. Почвы области молодые (образованные в голоцене) горные валунные, иногда бурые лесные почвы (в холмистых районах). Местами можно наблюдать серые, подзолистые лесные почвы. В результате постоянного изменения и развития поверхности почв, главным образом выпуклых склонов, постепенно разрушается, на возвышенных склонах в процессе построения склона первоначальная почва покрывается продуктами выветривания.

По покрытым местам образование соответствующих почв снова начинается.

В заключение автор обращает внимание на отдельные моменты преобразительной деятельности человеческих рук (водное хозяйство, облесение), горное дело, строение путей сообщения, железных дорог, поселков).

PHYSISCH-GEOGRAPHISCHE FORSCHUNGEN IM NORD- UNGARISCHEN MITTELGEBIRGE

Sándor Láng

Die vorliegende Studie enthält die physisch-geographische Darstellung der Nord-Ungarischen Gebirge: Börzsöny, Mátra, Bükk und Zemplén. Im Abschnitt I. fasst der Autor den geologischen Aufbau und die Krustenstruktur des behandelten Gebietes zusammen. Die Sedimente stammen aus dem Karbon, Perm, Trias, Kreta (wenig), ferner sind eozäne, oligozäne, pliozäne und holozäne Ablagerungen, die Eruptivgesteine durch Gabbro, Diabaz, Quarzporphyr und Porphyrit, ferner durch Riolit, Andesit und Basalt vertreten.

Die ausgedehnten morphologischen Struktureinheiten des Mittelgebirges stellen teils aus selbständiger Entwicklung hervorgegangenen Bildungen dar, teils sind es benachbarte, aus jüngeren Sedimenten bestehende Hügelgruppen, wie die Hügelgegend zwischen Bükk und das Szepeser-Gömörer Erzgebirge, sowie zwischen Bodva und Hernád.

Ausser den entscheidenden Strukturlinien, die die grossen Flächenformen herausgearbeitet hatten, haben auch die Klimaschwankungen und Veränderungen ihre Spuren auf dem Antlitz des Mittelgebirges zurückgelassen. (Lössbildung, Entstehung periglazialer Blockfazies, glaziale Solifluktionen, Erdbeben und Bergstürze, wiederholte Terrasbildungen und Talvertiefungen, usw.). Demgemäss ist der Formenschatz des Gebirges — die Mikroformen des Reliefs mitinbegriffen — ausserordentlich abwechslungsreich. Dieser Formenreichtum wird durch die mehr-weniger entwickelte Absonderung der petrographischen Fazies, insbesondere durch die Verkarstung noch erhöht. Die Anwendung dieser Methode lässt die einzelnen Gebiete auf kleinere, von einander ziemlich abgesonderte, mit charakteristischen Zügen ausgestattete Teillandschaften aufteilen. Diese Teillandschaften bilden im allgemeinen mit fluvialen Quarzschotter verdeckte oder verschüttete, in verschiedene Höhen gehobene, oft auch verschobene Teile von ausgeprägten Rumpfflächen. Bloss die höchsten Rumpfflächen des Mátra-, Bükk- und Börzsönygebirges unterheben diese Schotterdecke. Trotzdem ist die Rumpfflächenbildung der erwähnten jungen vulkanischen Gebirge soweit fortgeschritten, dass die ursprünglichen (primären) Formen im allgemeinen bereits verschwunden sind.

Die bisherigen Ergebnisse der im Mittelgebirge durchgeführten Klimaforschungen sind in einem besonderen Kapitel zusammengefasst, in dem der Verfasser auch die eigenen Beobachtungen des Niederschlagsdurchschnittes der Jahre 1923—1952 anführt. Mit den früheren 30-jährigen Reihen verglichen hat sich die 30-jährige Niederschlagsmenge nicht verändert; bloss in der Verteilung des Niederschlags trat eine Verschiebung ein. Die Summe der Winterniederschläge nimmt ein wenig ab, die Sommerniederschläge

nehmen zu. Ähnlich wächst auch die Menge des Herbstniederschlags; sein Höchstwert hat sich auf November verschoben.

In der hydrographischen Zusammenfassung teilt der Verfasser sowohl die eigenen Beobachtungen, wie auch die seiner Mitarbeiter mit. Ist der Sommer trocken (1952), so fördern die Quellen und die Bäche des Mátragebirges eine sehr geringe Wassermenge; der spezifische Abfluss hat bei dieser Witterung die Menge von $1 \text{ km}^3/\text{sec}$ annähernd nicht erreicht.

Im Kapitel »Die Beschreibung der Einzellandschaften« setzt der Verfasser seine Ansichten über Vergangenheit und Entwicklung der Bodenarten des Mittelgebirges zusammen. Die Böden des untersuchten Gebietes sind junge (im Holozän entstandene) steinige Gebirgsböden, stellenweise (in den höheren Lagen) graue Podzol-(Wald)böden. Infolge der ständigen Veränderung und Entwicklung ist indessen hauptsächlich die Bodenfläche des konvexen Geländes der progressiven Abtragung ausgesetzt; der ursprüngliche Boden der konkaven Böschungen wird infolge des fortschreitenden Aufbaus des Abhanges durch die von oben herabgetragenen Denudationsprodukte (Gehängeschutt) bedeckt. Auf den Deckböden setzt die Entwicklung der entsprechenden Bodenart wieder ein.

Im abschliessenden Kapitel lenkt der Verfasser die Aufmerksamkeit auf die einzelnen Erscheinungen der menschlichen, landschaftbildenden Tätigkeit (aktive und passive Wasserbewirtschaftung, Waldpflanzungen, Bergbau, Strassen- und Eisenbahnbauten, Siedlungen, usw.).