

neses tér jelenlegi irányától, tehát a mágneses testek geometriai tengelye (ha van) nem határozható meg egyszerűen. Itt tehát a kvantitatív értelmezésnek elvi akadályai vannak.

A Geofizikai Intézet végez erre vonatkozólag vizsgálatokat, hiszen az irodalomból [5] tudjuk, hogy ilyen probléma máshol is felmerült és meg is oldották. Tény az, hogy ehhez a problémához – tömeges számításigénye miatt – csak elektronikus számítógép birtokában érdemes közeledni. A nagytömegű elektronikus gépi számítás lehetőségével nem régen rendelkezünk.

A probléma megoldást kíván, mert tájegységünket az egész magyar medence kicsinyített másának tekinthetjük; az itteni problémák a nyílt medencében is fennálló problémák. Földmágneses szempontból nézve a magyar medencét: nyilvánvaló, hogy az egész ország mágneses anomáliáit bázisos eruptívumok és bázisos metamorfitek okozzák éppen úgy, mint tájegységünkön. Valószínű, hogy a két hatótípus egymáshoz viszonyított arányát országos méretekben a bázisos eruptívumok többsége jellemzi.

Tájegységünk lényeges eltérése – ebből a szempontból – az egész magyar medencétől az, hogy a mágneses hatók vagy a felszínen vannak, vagy a medencealjzatban, mélységük tehát más módszerrel meghatározható. A magyar medencében ellenben a neogén összleten belül is lehetnek jelentős mágneses hatók (pliocén bazalt, egyes miocén tufák stb.).

24 A SZEIZMIKUS MÓDSZER ALKALMAZÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

A szeizmikus módszer két eljárásra tagozódik: a refrakciósra és a reflexiósra. Mindkettő más-más hullámfajta észlelésén alapszik és mindkettőt más-más földtani viszonyok felderítésére kell alkalmazni.

Refraktált hullám olyan határfelületeken keletkezik, amelyeken a szeizmikus sebesség ugrásszerűen nagyobb, mint a *felettük* levő rétegben (összletben). Ennek a követelménynek a fiatal harmadkori medence aljzata a magyar medence nagy részében – így tájegységünkön is – megfelel. Ezt mutatja a 2. ábra is.

Reflektált (visszavert) hullám olyan felületeken keletkezik, ahol a két érintkező réteg hullámmellenállásában különbség van, tekintet nélkül az előjelre (tehát nem az alsónak kell nagyobbak lennie). Ebből a szempontból tájegységünk közetei a medencealjzat rétegtani szintjétől (az alaphegység felszínétől) lefelé haladva, a reflexiós eljárás alkalmazását kívánják meg. A hagyományos reflexiós eljárásnak azonban követelménye a vízszinteshez közelálló, nyugodt, tektonikailag zavartalan (nem töredezett) település is, ilyet pedig tájegységünkön alig találhatunk.

Jelenleg folynak a kísérletek az irányított, szabályozott vételű reflexiós eljárással (RNP), amelyet a Szovjetunióban nagy dőlésszögű és zavart tektonikájú rétegek nyomozására dolgoztak ki. Alkalmazási alapelve hullámtanilag azonos a reflexiós eljárásával. A lényeges különbség abban áll, hogy megfelelő berendezés segítségével a beérkező komplex (és gyakran zavaros) jelkötegből képes kiválogatni azokat a jeleket is, amelyek nagy dőlésszögű felületekről, felületdarabokról érkeztek.

Ennek a berendezésnek az alkalmazása esetleg adatokat szolgáltat az alaphegység és a kibúvások, tehát a tényleges Mecsek hegység és a Villányi hegység belső szerkezetéről.

Tájegységünket a két szeizmikus eljárás alkalmazása szempontjából három részre oszthatjuk: 1. a kibúvások; 2. a sekélyebb medencék a hegységek között, a hegységekben és a hegységek peremein, uralkodóan kőszén és ércbányászati problémákkal; és 3. a nyíltabb, mélyebb medencerészek a tájegység szélein, uralkodóan kőolajbányászati problémákkal.

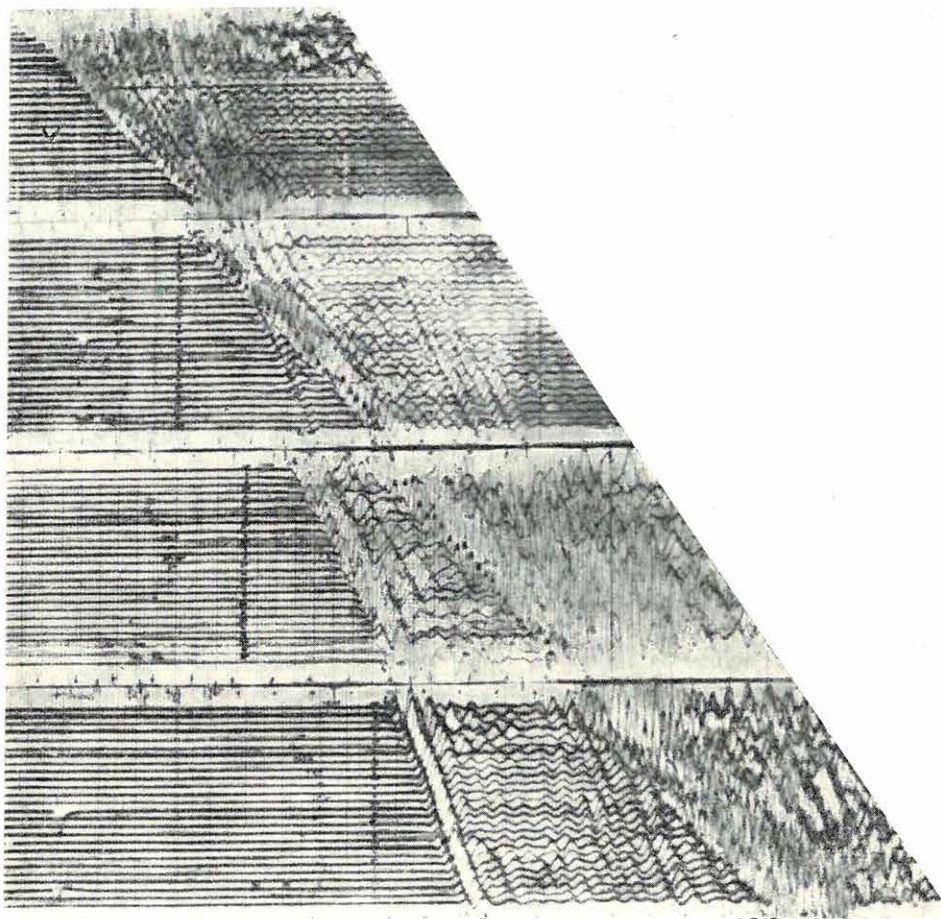
1. A kibúvásokon jelenleg sem a refrakciós, sem pedig a reflexiós eljárás nem alkalmazható, a kifejtett okok következtében. A kibúvások fizikai modellje (határfelületeken hullámmellenálláskülönbség) azt sejteti, hogy ha valaha is szeizmikus kutatás történik a kibúvásokon, az jellegét tekintve reflexiós lesz (pl. RNP).

2. A sekély medencerészekben a bányászati kutatás célja a medencealjzatban, vagy annál lejjebb van. A medencealjzatot (általában) a szeizmikus sebesség ugrásszerű növekedése jellemzi; nyilvánvaló, hogy ilyen területeken jelenleg a refrakciós eljárásnak van döntő szerepe. Ezt a szerepet még fontosabbá teszi, hogy a későbbi beérkezéssel refrakciós eljárás az alaphegység bizonyos mérvű tagolását is megengedi (4. ábra). Az alaphegység részletesebb tagolása, tehát nem felszíne domborzatának, hanem belső szerkezetének nyomonnyomása, ismét valamilyen reflexiós jellegű eljárásra vár (pl. RNP). Mindig probléma lesz az energia bejuttatása a medencealjzat (az alaphegység felszíne) alá, minthogy ezen a felszínen a beeső hullám nagy mértékben szétoszóródik, ill. visszaverődik.

3. A nyíltabb, mélyebb medencerészekben a bányászati (kőolaj) kutatás célja a fiatal harmadkori medenceüledékköszletben van. A neogén eléggé vastag (a medencealjzat eléggé mélyen van) ahhoz, hogy a neogénnek a mélység függvényében növekvő szeizmikus sebessége megközelítse, ill. elérje a medencealjzatét. Ez gyakorlatilag a görbült hullámút jelenségében és a köznapi értelemben vett refraktált hullám hiányában mutatkozik. Mai ismereteink és eljárásaink mellett mindez nem zárja ki a refrakciós eljárás alkalmazását, csak korlátozza, másodlagossá teszi.

Tény az, hogy a medencealjzatot ilyen helyeken is kénytelenek vagyunk refrakciós eljárás segítségével meghatározni minthogy reflexiós eljárással a medencealjzatot általában nem lehet meghatározni. Ennek oka a szórás, a diffúz visszaverődés és a többszörös visszaverődések. A refrakciós eljárással meghatározott medencealjzat – némi bizonytalansággal [63] – jelzi ilyen területeken (ahol az alaphegység belseje sem kőolajkeletkezés, sem pedig kőolajtárolás szempontjából nem reménykeltő) a kőolajkutatás alsó határát.

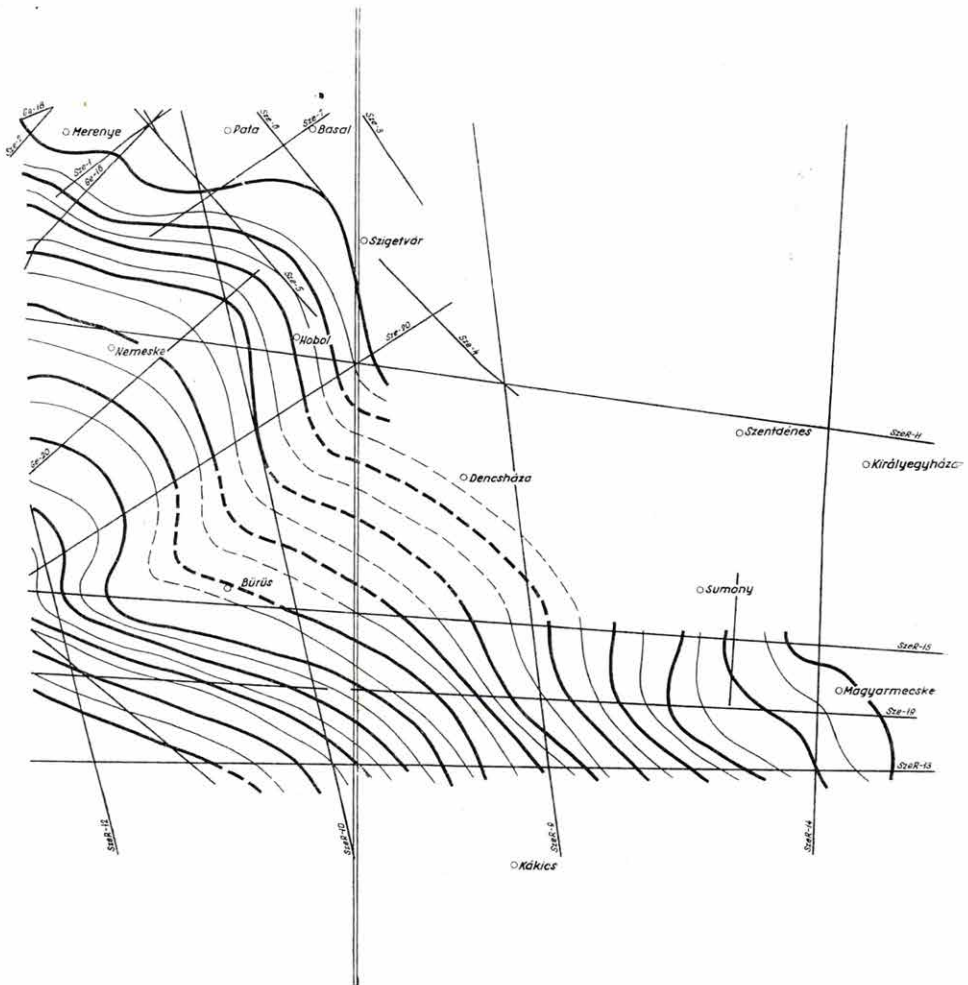
A neogén medenceüledékek tagolására a refrakciós eljárás a már említett görbült hullámútlak és az eljárás túlzott nagyvonalúsága miatt nem alkalmas. Erre a feladatra a reflexiós eljárás megfelelőbb, azokkal a korlátokkal, amelyek a fiatal harmadkori medence különleges felépítéséből következnek. Tájegységünkön a fiatal harmadkori medenceüledékköszlet kutatásának problémája kis területet érint, ezért másodrendű fontosságúnak tekintjük. Rövid összefoglalásként célszerűnek látszik mégis megemlíteni, hogy a fiatal harmadkori, főleg pannoniai, lényegében folytonos üledékképződésű, törmelékeny üledékes összlet nem, vagy csak kivételesen tartalmaz hosszan nyomozható ún.



4. ábra. Szeizmogramok az alaphegység felszíne alól származó későbbi beérkezésekkel
 Фиг. 4. Сейсмограммы с последующими вступлениями, приходящими из-под поверхности фундамента

Fig. 4. Seismic records showing later arrivals from below the basement-surface

vezérszintet. Ezt a pannoniai emelet ősföldrajzi képe: az egyre tagoltabb partú, majd tavakra szakadozó, ide-oda vándorló tenger, kellőképpen magyarázza. Az összlet gyakori faciesváltozása mind a függőlegesben, mind pedig a vízszintesben (lencsés település) nem kedvez a reflektált hullám kialakulásának és vezérszint helyett csaknem kizárólag olyan felületelemhalmazt képezhetünk le, amely csak statisztikusan jellemzi az összlet települését (szerkezetét). Az alsó és a felső pannoniai alemelet határa közelében azonban rendszerint kialakul egy többé-kevésbé korrelálható felületelemsor, mintegy jelezve a két alemelet statisztikus fácies-különbségét. A korreláció lehetősége általában csak arra elégséges, hogy szelvényenként ún. fantom-szintet szerkesszünk, és a szelvé-



5. ábra. Reflexió fantomszint (neogén) szerkezeti vázlata

Fig. 5. Структурная схема по условному отражающему горизонту (неоген)

Fig. 5. Contour-sketch of a reflexion phantom-horizon (Neogene)

nyek fantom-szintjeiből egy-egy területen megszerkesszük a fantom-szint domborzati térképét (5. ábra).

Ez az ábra rávilágít arra a kutató mélyfúrásokból szintén ismert tényre is, hogy a pannoniai emelet szerkezeteinek dőlésszöge kicsi. A pannoniai és általában a neogén üledékes kőzetek úgy képződtek, hogy a süllyedő alaphegységet fokozatosan, a süllyedéssel lépést tartva, borították el a neogén beltenger üledékei. Ezek ülepedésük alkalmával hozzásimultak az eltemetett alaphegység domborzati elemeihez és a pozitív domborzati elemek felett, pozitív szerkezeti formát, a negatív domborzati elemek felett pedig negatív

szerkezeti formát vettek fel. Enyhe és a felszín felé fokozatosan csökkenő dőlésszögű hajlott formaelemek vannak a neogén összletben. Ezeket – mint-hogy nem a klasszikus gyűrődéssel keletkeztek – *települt szerkezeteknek* nevezzük. A települt szerkezetek „élességét” utólag fokozta a rétegtömörödés és fokozhatta az aljzat rögeinek izosztatikus mozgása, de a dőlésszög még így sem haladja meg a 8° -ot, ami a reflexiós eljárással végzett szerkezetkutatást megnehezíti (kis magasságú boltozatok kimutatása bizonytalan).

A leglényegesebb és csaknem az egész tájegységre kiterjedő geofizikai kutatási eredmény, a harmadkori medence aljzatának a térképe (2. melléklet). Ennek nyomozásában jelentős szerepe volt a szeizmikus refrakciós méréseknek is.

25 A GEOELEKTROMOS MÓDSZER ALKALMAZÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

A geoelektromos módszer feladata tájegységünkön lényegében ugyanaz, mint a szeizmikus refrakciós eljárásé: a medencealjzatot kell meghatározni, mégpedig elsősorban a domborzatát, másodsorban – a fajlagos ellenállás laterális változásainak kimutatásával – minőségi összetételét.

Ez akkor lehetséges, ha a medenceüledékösszletnek, mint egésznek, fajlagos ellenállása jelentősen – legalább egy nagyságrenddel – különbözik a medencealjzatot alkotó kőzetekétől. A 2. ábra azt mutatja, hogy ez a követelmény többnyire teljesül. Az ábrán látható fajlagos ellenállásértékek a leggyakoribb értékek változását mutatják. Ezeket az értékeket részben maximális szondahosszúsággal felvett gradiens-szelvényekből, részben fúrólukokban végzett paramétermérésekből, részben pedig felszíni geoelektromos mélység-szelvényezések adataiból gyűjtöttük össze. A lyukszelvényezésből származó ellenállásértékek általában többé-kevésbé különböznek a felszíni mérések során nyert értékektől. Ezt a különbséget a kőzetek anizotrópiája mellett a kétfajta szonda-elrendezés különbsége is okozhatja.

Ezek a kis különbségek azonban elhanyagolhatók. Azok a különbségek, amelyeket földtani (lithológiai) okokra vezethetünk vissza, ezeknél jóval nagyobbak, és utóbbiak adják a geoelektromos módszer alkalmazásának és értelmezésének elvi alapjait. A lithológiai tényezők, amelyek a fajlagos ellenállásban különbséget okozhatnak, főleg a porozitás és a nedvességtartalom.

Az alapvető feladat – mint említettük – a medencealjzat meghatározása, vagyis – durva egyszerűsítéssel – egy laza kőzetösszlet alatt egy kemény, tömött kőzetösszlet kutatása. Erre, a geoelektromos eljárások közül, tájegységünkön az alábbiak bizonyultak alkalmasnak, a dimenzióktól, vagyis a medencealjzat mélységétől is függően: 1. kis mélységeknél (1–300 m) a vertikális elektromos szondázás (a továbbiakban: VESZ) és a geoelektromos szelvényezés; 2. nagy mélységeknél (300–2000 m) ugyancsak a VESZ (AMNB és dipól equatorialis szonda-elrendezéssel) és a tellurikus eljárás.

Tájegységünket az előző fejezetben, a szeizmikus módszer alkalmazása szempontjából három területfajtaúra osztottuk: 1. a kibúvások területére; 2. a hegységeken, a hegységek között és a hegységek peremén levő, általában sekélyebb medencerészekre, és 3. a tájegység szélein levő nyíltabb, mélyebb medencerészekre. Ezt a felosztást itt is használhatjuk és megvizs-