

n° d'ordre : 2080

5037
199
50
Excl
du
Prêt

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GEOLOGIE ET GEOCHIMIE SEDIMENTAIRES

par

Laszlo Benkovics



Etude structurale et géodynamique des Monts Buda,
Mecsek et Villany (Hongrie)

soutenue publiquement le 17 Octobre 1997

Jury :

- J.-L. Mansy, Professeur U.S.T. Lille. Directeur de thèse
- F. Bergerat, Directeur de recherche CNRS - Paris VI. Co-Directeur de Thèse
- L. Csontos, Professeur-Assistant - Université Elte Budapest, Hongrie. Co-Directeur de thèse
- J. Angelier, Professeur - Université de Paris VI. Rapporteur
- D. Frizon de la Motte, Professeur - Cergy-Pontoise. Rapporteur
- E. Marton, Professeur - Université Elte Budapest, Hongrie. Examineur
- M. Tardy, Professeur - Université de Chambéry. Examineur
- F. Thiébault, Professeur - U.S.T. Lille. Examineur

Remerciements

Une thèse géologique est toujours un travail collectif. C'est pourquoi quand j'ai commencé à énumérer les personnes qui m'ont aidé, j'en ai rempli tout de suite plusieurs feuilles. Je vais citer quelques unes des personnes, mais la liste ne sera certainement pas complète. Je présente mes excuses à toutes les personnes « oubliées ».

Tout d'abord il faut que je remercie mes directeurs de thèse qui étaient nombreux et qui m'ont bien encadré. Tout d'abord je présente mes remerciements à mon tuteur français, M. Jean Louis Mansy qui m'a cru capable de faire une thèse en français et qui m'a donné beaucoup de courage pour la terminer. Sans lui cette thèse n'aurait jamais été présentée sous cette forme. Mes remerciements vont à mon deuxième tuteur Mlle Françoise Bergerat, qui m'a apporté beaucoup de précisions sur la méthode Angelier et avec qui j'ai beaucoup discuté sur les résultats.

Du côté hongrois j'ai eu aussi deux chefs. Je tiens à remercier Laszlo Csontos, mon directeur de thèse hongrois dans cette thèse en « co-tutelle » pour avoir corrigé mes premiers textes et pour le travail de terrain commun. Je tiens aussi à remercier M. Béla Kleb qui m'a laissé aller en France et qui m'a également donné beaucoup d'informations géologiques supplémentaires.

Je voudrais aussi remercier mes deux rapporteurs M. J. Angelier et M. Frizon de la Motte ainsi que MM. F. Thiébaud et Tardy qui ont bien voulu accepter de juger ma thèse.

Il faut que je remercie les laboratoires « paléomagiciens » qui m'ont donné beaucoup de données et d'aide dans leur interprétation. Mes remerciements sont particulièrement destinés à Mme E. Marton et M. O. Averbuch. J'espère qu'une collaboration fructueuse va continuer avec eux.

Dans mon laboratoire-mère, j'ai reçu une énorme aide de la part de mes collègues, surtout d'Akos qui m'a plusieurs fois encouragé dans les moments difficiles.

Il faut que je remercie les aides « régionales », c'est-à-dire toutes les personnes rencontrées dans les Monts Buda et Mecsek : M. Konrad, Mlle Gulyas, M. Hamos, M. Majoros, M. Mathé, M. Léel-Ossy et M. Szemerédy.

Ce travail n'aurait jamais existé si je n'avais pas eu de bourse B.G.F. du Ministère des Affaires Etrangères, par l'intermédiaire du CROUS. C'est pourquoi je remercie toutes les personnes qui se sont occupées de moi à Lille ou à Budapest. Il faut que je mentionne aussi plusieurs projets « Balaton » qui m'ont donné des possibilités complémentaires pour le travail de terrain. Je tiens à remercier M.D. Obert pour son aide et son accompagnement dans les grottes.

Je suis vraiment touché par l'aide de M. F. Guillot qui m'a transmis sa précision dans le travail de la rédaction d'une thèse.

Il existe de nombreux étudiants ou étudiantes (beaucoup déjà devenus docteur) qui m'ont aidé pendant ces quatre ans. Merci à tous : Robert, Manu, Juju, Mary, Anne, Fred et les parisiens.

Enfin, je tiens à remercier ma famille : mes parents, ma sœur et ma copine qui m'ont constamment encouragé au cours de ce travail.

Résumé

Les études paléobiogéographiques et paléomagnétiques permettent de diviser les Carpathes en deux grandes unités: ALCAPA et TISIA. Pour comparer l'évolution tectonique dans ces deux unités une étude micro- et mesotectonique a été menée dans les Monts Buda, Mecsek et Villány.

Dans les Monts Buda (unité ALCAPA) on a choisi une région riche en grottes engendrées par les fractures. Nous avons proposé une ordre chronologique général pour la genèse des grottes qui a été comparé avec les différentes phases tectoniques observées. On a reconnu une zone étroite de direction E-W (Zone de Ferenc-hegy). Celle-ci est un décrochement dextre qui joue postérieurement à l'Oligocène inférieur vraisemblablement entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. Enfin les mesures effectuées dans les cavités souterraines au dessous du château de Budapest mettent en évidence une phase neotectonique. Il s'agit d'une extension NE-SW et peut être d'une compression NW-SE(NNW-SSE).

Dans les Monts Mecsek et Villány (unité TISIA) une étude beaucoup plus régionale a été effectuée. Les observations de terrains et les arguments sédimentologiques permettent de proposer l'évolution tectonique post-Carbonifère. Les premières phases synsédimentaires sont datées du Permien supérieur et du Jurassique inférieur. Le fossé asymétrique ainsi créé a été plissé au cours du Crétacé supérieur dans une compression NW-SE. Cette compression a engendré des plis asymétriques avec un vergence NW. Dans la plupart des cas le mouvement est flexural mais parfois on a constaté la présence de petites rampes. Synchrones du plissement, une faible schistosité apparaît dans un contexte à température élevée (100-200°C).

Au Néogène cinq phases tectoniques ont été reconnues d'après les mesures microtectoniques. Au Miocène inférieur et moyen on met en évidence des phases transtensives soulignées par les différentes cartes d'isopaques. Au Miocène supérieur une compression de direction N-S replisse les structures antérieures et montre une inversion du bassin associée à une structure en fleur. Pendant cette compression, à côté de la grande faille perenne un décrochement senestre s'est développé engendrant des plis en échelon E-W. Ce changement de direction des plis mésozoïques a été déjà signalé selon les études paléomagnétiques. Les études paléomagnétiques menées dans ce travail ne permettent pas d'accepter la rotation uniforme pour l'unité TISIA qu'il faut diviser en plusieurs sous-unités.

Enfin, on a comparé les résultats microtectoniques et paléomagnétiques pour les deux grandes unités et on a proposé un nouveau modèle géodynamique.

Mots clés : études microtectonique, décrochement, inversion, paléomagnétisme, géodynamique

Abstract

This study is composed of three major parts. The first is concerns a short review of the morphotectonics units of the Pannonian Basin (ALCAPA, TISIA) with the general methodology used in the thesis.

In the second part, we used microstructural analysis in the different caves and cavities of the Buda Mts (ALCAPA unit). We accepted an hypothetic order of the mineralisation (calcite, byrite) and we established relationships between the different tectonic phases. We assumed a large E-W dextral strike-slip zone probably Upper Oligocene-Lower Miocene in age with 3 or 4 km the displacement along this zone.

In the third part, the main minostructures of the Mecsek and Villány Mts (TISIA unit) are described. After this regional work, we think that the first deformation was an extension resulting in the development of synsedimentary normal faults in Upper Permian (Wéber, 1977, Galácz et al., 1990) and Upper Triassic -Lower Jurassic (Nagy, 1971) times. In the Jurassic a very thick sedimentary sequence was deposited, followed by flows of Early cretaceous volcanites in an extensional phase related with the rifting structures (Harangi and Arvane, 1993). This originally assymmetric basin was deformed by a NW-SE shortening in the Late Cretaceous, probably pre-Senonian, (Szentgyörgyi, 1978), producing folded structures. This compressive phase created assymmetric anticlines, synclines with a movement towards NW (Wein, 1967, Némedi Varga, 1983, Benkovics et al. 1997). In some places overturned beds and ramps are present. The primary normal long-life fault (Pécs Fault) was reactivated as a reverse faults. The Villány Mts are deformed by imbricate reverse faults associated with small ramps or lateral ramps towards N.

Due to a significant uplift the Mesozoic beds have not got any significant cover afterwards (Dunkl 1992). Probably, the main mass of the Mecsek Mts. was not covered by a thick sedimentary cover neither in the Miocene nor in the Pannonian. Five main tectonic phases were demonstrated. The Early and Middle Miocene was an extension period with marine transgression. These phases were related with lateral displacements along the long-life fault and created some other (transtensional phases). In the Upper Pannonian (6 Ma-7 Ma) period the second and probably the most significant shortening took place, producing large E-W anticlines and synclines. These folded forms can be interpreted as the compressive structures of a large scale left lateral displacement with the inversion of the basin. These changes of the direction of the folds axis younger time (Pannonian) has been proposed after the paleomagnetic study. The paleomagnetic study in this work demonstrated that the Mecsek Mts we can separated in two subunits with different paleomagnetic rotations. At least, we proposed a new geodynamic model.

Keywords : structural analysis, strike-slip faults, long-life faults, basin inversion, paleomagnetism

A Budai- Mecsek- és Villányi hegység szerkezetföldtani és geodinamikai vizsgálata

A doktori dolgozat témája egy közös francia - magyar együttműködés keretében alakult ki. A rózsadombi barlangokkal és azok tektonikai problémáival a műszaki egyetemi munkám keretében kerültem kapcsolatba. Ez a francia partner által szorgalmazott Mecsek-, Villányi hegység szerkezetföldtani elemzésével bővült ki, mint egy összehasonlító szerkezetföldtani dolgozat. Ebből következően a doktori dolgozat öt fő fejezetből áll (nagyszerkezeti helyzet, Budai-hegység, Mecsek-Villányi hegység, paleomágnesség, geodinamika).

Az **első fejezet** Magyarország nagyszerkezeti helyzetét ismerteti a legújabb geodinamikai elképzelések alapján. A paleobiogeográfiai (pl. Géczy, 1973, Kázmér és Kovács, 1985, Vörös, 1993) és a paleomágneses vizsgálati eredményeket (pl. Mauritsch és Márton, 1995, Márton és Márton, 1996) figyelembe véve Magyarországot két nagy szerkezeti egységre - ALCAPA és a TISZA-DACIA - lehet osztani (Csontos, 1995). E két egység alapvető fejlődési fázisai a következők:

- a, triász - felső jura
- b, felső jura - felső kréta
- c, paleogén - alsó miocén
- d, alsó miocén - pliocén
- e, pliocén - quarter

A fejezetet az alkalmazott terepi és laboratóriumi módszerek (törés analízis, térkép analízis stb..) bemutatása zárja.

A **második fejezet** a Budai-hegység barlangjaiban, kőbányaiban és egyéb felszíni feltárásaiban végzett mikrotektonikai vizsgálatokat mutatja be. A kiválasztott területen található a Budai-hegység "nagy barlangjai" (több 10 km) amelyek tektonikus preformáltsága első látásra is szembeűnő. Mikrotektonikai elemzést eddig csak a József-hegyi barlangban végeztek (Fodor *et al.*, 1991), ezt a jelen munka keretében kibővítettem. Részletes elemzés készült az eddig még nem tanulmányozott további négy nagy és két kis barlangban is. Munkahipotézisnek elfogadtam Kraus (1982) és Nádor (1994) által felállított ásvány-kiválási sorrendet. Ezt figyelembe véve a barlangok kialakulását, fejlődését és tektonikai fázisait magába foglaló rendszert állítottam fel. Ennek első lépése a barlang törésrendszerének kialakulása, majd ezt követi a paleokarszt kitöltések, farkasfog kalcitok és a különböző barit generációk megjelenése. Ezen ásványi kiválások után történik a járatrendszer kialakulása (Kraus, 1982 és Szenthe, 1996 modellje alapján), amelyet a barlang pusztulási fázisa követ. Ez az utolsó fázis kevés helyen figyelhető meg, ami a barlangok fiatal korára utal.

A tektonikai elemzések sorában először a Vérhalom-téri fűrés feldolgozását végeztem el, ami alapján ki lehetett mutatni egy felső triász üledékképződéssel egyidejű tektonikai eseményt és ezt követő több kompressziós és extenziós fázist. Valószínűsíthető, hogy a felső eocén mészkő kibillenésekor még jelentős üledéktakaró fedte a képződményeket, mivel a sztililitok mind rétegmenti (jelenleg 30°), mind vízszintes helyzetben kifejlődtek.

A rózsadombi barlangvidéket két területre osztottam fel. Az elsőben található a Ferenc-hegyi vonulat barlangjai (Ferenc-hegyi -, Szemplő-hegyi -, József-hegyi barlang) a másodikban pedig a Mátyás-hegyi térségnek a barlangjai (Mátyás-hegyi -, Harcsaszájú -, Pál-völgyi barlang).

Az *első barlangvidék (Ferenc-hegyi vonulat)* K-Ny-i csapású, környezetéhez képest kiemelt sávban található. Ez a zóna egy jobbos oldalelmozdulás, ami mentén többszöri mozgást lehetett kimutatni. A legfontosabb, az alapvető töréseket létrehozó, jobbos eltolódás bizonyítottan az alsó oligocén után működött. Az oldalelmozdulás kialakulásakor a felső eocén nummuliteszes mészkő már kibillentett helyzetben volt, mivel a törések függőlegesek és rajtuk vízszintes karcokat lehet megfigyelni. Ez a zóna a fációs határok alapján (Báldi és Nagymarosy, 1976) a Hárshegyi Homokkő képződése utáni és Ny-i irányban is jól követhető (Magyari, 1996). Kelet felé azonban a dunai peremtörések mentén levetődik és további folytatása bizonytalan, ezért joggal feltételezhetjük, hogy az ÉNy-DK-i irányú törések nála fiatalabb korban is működtek. A Ferenc-hegyi barlang kavicskitöltései (Jaskó, 1935) cseppkőbe ágyazottak, ezért nagyon fiatal korúak (pleisztocén). Irányuk (ÉNy-DK-i), fiatal ÉK-DNy-i extenzióra utal.

A *második barlangvidék (Mátyás-hegyi térség)* sokkal bonyolultabb terület. A Harcsaszájú barlang szintén egy jobbos oldalelmozdulásos zónában fejlődik ki NyÉNy-KDK-i irányban. Ennek az oldalelmozdulásnak a folytatásában található a Mátyás-hegyi barlang D-i peremtörése. Az utóbbi barlang két nagy jobbos elmozdulás között húzódik, amelyek között található "passzív" részben a barlangi járatok kialakulásában a rétegzés játssza a fő szerepet. A Mátyás-hegyi barlang tó részénél kimutatható volt, hogy létezett egy eocén előtti ÉNy-DK-i kompresszió, ami átbuktatott rétegeket hozott létre. Ez a megfigyelés alátámasztja Pávai Vajna (1934) Gellért-hegyi észleléseit egy erős, esetleg takarókat is létrehozó ilyen irányú deformációról.

A Bogár utcai felszíni feltárás alapján elmondható, hogy a felső eocén mészkő kibillenése után egy K-Ny-i kompresszió is hatott a területen, de valószínűleg csak lokálisan.

Végül a Budai Várbarlang labirintus rendszerének törés térképe kerül bemutatásra. Ennek alapján megállapítható, hogy a leggyakoribb törésirány az ÉNy-DK-i kiegészítve az ÉÉK-DDNy-i és NyÉNy-KDK-i-vel, így egy nagyon fiatal (pleisztocén) ÉNy-DK-i kompressziót és ÉK-DNy-i extenziót lehet feltételezni a Budai-hegység területén.

A *második fejezet összefoglalásaként* eredményeimet összehasonlítottam a főbb tektonikai modellekkel (Wein, 1974, Fodor et al., 1994). Megállapítható, hogy eredményeim apró kiegészítésekkel jól illeszkednek Fodor et al. (1994) eredményeihez. Ezek közül a legfontosabb a Ferenc-hegyi oldalelmozdulásos zóna kimutatása és ennek valószínűsített felső oligocén-alsó miocén kora, így inkább Balla és Dudko (1989) megállapítását kell elfogadnunk, mely szerint a terület fő kainozoós tektonikai fázisa felső oligocén-alsó miocén korú. A terület tanulmányozása során az is megállapítható volt, hogy a vetők többször újra mozogtak, de ezek a tektonikai fázisok nem voltak elég erősek új törések létrehozásához. A második fontos kiegészítés, hogy a területen egy fiatal pleisztocén ÉK-DNy-i extenzió létezett.

A *harmadik fejezetben* a Mecsek és a Villányi hegységben végzett mikro- és mezotektonikai vizsgálatok következnek. A területet Vadász (1935) és Wein (1967) után öt részre osztható fel és önállóan kerülnek bemutatásra. Ez alól csak a Mecsek hegység idősebb gyűrődéseit bemutató alfejezet kivétel. Az idős gyűrődéseket először

egy 200 m hosszú összefüggő szelvény kerülnek elemzésre. Ez az abaligeti úti alapszelvény, ahol a közvetlenül az alsó triász gipszes sorozatra települő rétegek deformációja látható. Ez a szelvény a közfelfogással ellentétben jól meghatározott ÉNy-DK-i kompresszió hatására kialakuló gyúrt sorozat. Megfigyelhető egy elsörendű palásság (a gyűrődés tengelyzónájával párhuzamos) ami a szelvény egy részének átbuktatott helyzetére utal. A szelvényben az általános ÉNy felé történő elmozdulással ellentétes visszatorlódásos (retrochevauchement) szerkezet is észlelhető. A gyűrődés általában rétegmenti csúszás formájában történt, de helyenként megfigyelhetők cm-es nagyságrendű rámpa szerkezetek is. Az első csúszási felületek (décollement surface) a torlódásos mozgás továbbfejlődésével meggyűrődtek. Mindezek a soklépcsős folyamatok egy azon ÉNy-DK-i kompresszió hatására alakultak ki. A Mecsek hegység több mezozoós képződményeket feltáró kőbányájában kimutattam ezeket az idős, palássággal együtt járó szerkezeteket. A dömörkapui útkanyarban (Pécs) egy szinklinális található, aminek szárnyain egy D és egy É felé történő torlódás elemeit lehet észlelni. A pécsváradi alsó jura képződményekben jól látható egy gyűrődés előtti rámpa szerkezetet (mozgás ÉNy-i irányú) és az ezt követő K-Ny-i tengelyű szinklinális. Később É-D-i kompresszió hatására bekövetkezett oldalelmozdulásokat (ÉNy-DK-i jobbos, ÉK-DNy-i balos) figyelhetünk meg, amik elmetszik az egész kőfejtőt. Valószínűsíthetően ezzel a legutolsó kompresszióval egyidőben D-re irányuló pikkelyeződés is történt a Mecsek-alja vonallal párhuzamosan. A Káni kőfejtőben középső triász üledékképződéssel egyidejű tektonikai eseményt észlelhető, amely ÉK-DNy-i (mai irány) extenzióra utal. Később ez az ÉÉNy-DK-i törés újra mozgott és ún. «drape-folds»-ot eredményezett a palásság után. Ez arra utal, hogy a terület jelentősen kiemelkedett a felső kréta után. A Káni ÉÉNy-DDK-i irányú mezozoós sávban kimutatható három egymásra települő pikkely ami biztosan pannon utáni, vagy újra mozgott a Hetvehely-Magyarszéki balos oldalelmozdulással egyidőben.

Ezek után először az *Északi pikkelyzónát* kerül bemutatásra. A Máza II. feltárásban az ottngi üledékképződéssel egyidejű ÉNy-DK-i tágulási eseményt észlelhető. Ezt később egy É-D-i, majd ÉK-DNy-i kompresszió követte. Valószínűsíthető, hogy Tari (1992) modellje több helyen kiegészítésre szorul, de jól értelmezte a balos oldalelmozdulással keletkező medence meglétét és annak kiemelkedését, felső pannon idején pozitív virágszerkezetként. A mecsekjános szeméttelen K-Ny-i tengelyű miocén (alsó miocén) rétegekből álló gyűrődés figyelhető meg. A kibillentett rétegek visszabillentésekor alsó bádeni üledékképződéssel egyidejű É-D-i tágulási eseményt figyelhetünk meg. Ráchegyen az Északi pikkelyzóna K-i végénél felső pannon korú tágulást észleltem, ami a feszültségtengelyek elforgásával egy oldaleltolódásos térré változik. Ez ÉNy-DK-i kompresszióra utal, K-Ny-i jobbos elmozdulásokat és ÉÉNy-DDK-i balos elmozdulásokat létrehozva a felső pannon után.

A *második zóna* a Mecsek hegység paleo-mezozoós tömege. A térképi szerkezetek és az uránbányában 1000 m-en felvett szelvény alapján elemzésre került a Mecseket keresztüljelő KÉK-NyDNy-i (Kövágószöllősi) törés. Ezt az 5-800 méter széles zóna összefüggésbe hozható Némedi Varga (1983) Keleti Mecsekben leírt 1-2 km széles 8 km hosszú ÉK-DNy-i irányú törésével. Megállapítható, hogy ez egy többször mozgott szerkezet. Először egy normál vető volt, ami később balos feltolódásként funkcionált, majd a fiatalabb egység rátolódott az idősebbre. A többszáz fűrés alapján megszerkesztett permii aljzattérkép (Hámos, 1997) alapján elkészíthető volt a Ny-i Mecsek háromdimenziós értelmezett rajzát. Ennek alapján felismerhető egy felső permii medenceszerkezet, ami később oldalelmozdulás mentén kiemelkedett

virágszerkezet formájában. A virágszerkezet két határoló törése a Hetvehely-Magyarszéki - és a Mecsekalja (a dolgozatban Pécsi) törés. Ez a szerkezet a felső pannonban biztosan működött (Vadász, 1935; Kleb, 1973). A Bükkösi feltárás kárpáti korú képződményei alapján az üledék képződéssel egyidős É-D-i kompresszió és K-Ny-i extenzió figyelhető meg.

A *harmadik zóna* az úgynevezett Pécsi törés (Mecsekalja vonal). Ebben a zónában elemzésre került a Danitz-pusztai feltárást majd Hámor (1966) Pécsszabolcsi medencéről publikált szelvénye alapján négy lépcsős fejlődési sor állítható fel. Az első egy ottngi korú félárok szerkezet, északkeleten egy üledékképződéssel egyidejű normál vetővel határolva. Ez után a kárpátiban újabb tágulások esemény figyelhető meg, majd viszonylagos nyugalom a bádeniben (esetlegesen egy újabb tágulások esemény a felső bádeniben) és a szarmatában. A következő biztos tágulások esemény az alsó pannonban következik be, majd összenyomódások fázis hatására a medence kiemelkedik és a szélein feltolódások keletkeznek. A Danitz-pusztai feltárás éppen ennek a D-re történő feltolódásnál helyezkedik el, tehát a kora a felső pannon alsó része (6-7 Ma). A Pécsi-törés Ny-i végénél a Szentlőrinci medencénél Barabás és Csicsák (1990) szelvényeinek újra értelmezése alapján elmondható, hogy a Kővágószőlősi Antiklinálisnál kimutatott medence inverzió itt is érvényes. A Bükkösi törés az általuk publikált szelvény alapján nagyon fiatal, pannon utáni oldalelmozdulás mentén történő kiemelkedésre utal.

A *negyedik zóna* az Erdősmecske-Mórággyi gránitos terület. A területet az őslénytan adatok alapján a kárpátiban kezdődő, de a bádeniben kiteljesedő tengereöntés érte. Az hímesházai bádeni-felső pannon rétegsora alapján elmondható, hogy két különböző irányú deformáció érte a területet. Az első a szarmata-alsó pannon üledékképződéssel egyidejű ÉNy-DK-i tágulás, amihez a erdősmecskei kárpáti korú feltárás alapján K-Ny-i balos és ÉÉK-DDNy-i jobbos oldalelmozdulások is tartoztak. A második egy nagy ÉÉK-DDNy-i balos normál vető ami a gránitot is látszólag keresztül metszi. Geresdlakon 35° ban kibillentett alsópannon rétegsor található, ami alapján feltételezhetjük, hogy a gránit ezen időszak után kiemelkedett és rátolódott a pannon üledékekre. Ezt a jelenséget az Északi pikkely és a Mecsekalja vonalhoz hasonlóan intra pannon feltolódásnak tartható.

Az *ötödik zóna* a villányi terület. Az alapvető mezozoós képződményeket tartalmazó kőbányákat és alapján kimutatható, hogy a pikkelyek kialakulása általában rétegmenti csúszásokkal jött létre, de több helyen megfigyelhető rámpa tektonikát is. A kompresszió iránya a torlódások szerkezetek és a vetőkarcok elemzése alapján É-D-i. A Tenkes-hegyi oldaleltolódást a két pikkely (Tenkesi, Siklósi) határán egy eredetileg oldalsó rámpához tartozó eltolódásként azonosítható. A Nagyharsány hegyen kimutatható egy közel 500 méteres K-Ny-i irányú jobbos eltolódást, ami a pikkelyek képződése után valószínűleg a pannon idején működött. Az oldalelmozdulás Kretzoi (1955) alapján a pleisztocén idején is aktív volt.

Végezetül a Mecsek és a Villányi hegység összefoglalásaként az alábbiakat állapíthatók meg:

- 1, felső perm üledékképződéssel egyidejű félárok szerkezet szinszediment normálvetővel a Mecsekalja vonal mentén (Pécsi törés)
- 2, középső triász tágulások tektonika
- 3, alsó jura félárok szerkezet az üledékképződéssel egyidőben
- 4, felső kréta ÉNy-DK-i kompresszió a Mecsek hegységben. A Villányi hegységben a kompresszió iránya É-D-re változik ami alapján egy esetleges utólagos forgást tételezhetünk fel a két hegység között.

5, ÉNy-DK-i tágulás valószínűleg egy K-Ny-i balos transztenziónak következtében az Eggenburgi-Ottngangi idején.

6, É-D-i kompresszió és K-Ny-i extenzió a Kárpáti Bádeni idején.

7, Szarmata, de főként alsó pannon aktivitású ÉNy-DK-i transztenzió egy KÉK-NyDNy-i balos eltolódások mentén.

8, felső pannon inverzió egy É-D-i kompressziónak köszönhetően

9, felső pannon utáni (pleisztocén-ma) ÉNy-DK-i kompresszió K-Ny-i jobbos eltolódásokat és ÉÉNy-DDK-i balos eltolódásokat hozott létre

Ezek után **rövid fejezetben** ismertetésre kerültek a két egység (ALCAPA, TISIA) legújabb paleomágneses vizsgálati eredményei (pl. Mauritsch és Márton, 1995, Márton és Fodor, 1995 alapján). Ezek alapján megállapítható, hogy az ALCAPA egység először a felső krétában végzett egy első délre történő kilökődést egy óramutató járásával egy irányú forgással 90° -os egyetemben. A második mozgása az ottngangi (alsó miocén) idején történt egy óramutató járásával ellentétes irányú 50° -os forgással. Ezután a bádeni előtt még egy 30° -os forgás következett az óramutató járásával ellentétes irányban. A TISIA egységet a jelenlegi kutatásokig egységes, az óramutató járásával azonos forgású területnek tételezték fel. A kutatások rámutattak arra, hogy a Mecsek hegységen belül fel kell tételeznünk két egymással ellentétesen forgó mikroblokkot az alsó bádeni idején, tehát két önálló egységre kell osztani a Mecseket. Ami később (felső pannon) egy É-D-i kompresszió következtében néhol újra mágneseződhetett a redőtengely irányokkal párhuzamosan.

A **legutolsó fejezetben** elemeztem a legújabb geodinamikai modelleket és rávilágítottam egy újabb lehetőségre, mivel az átfogóbb ismeretek nagyobb pontosságra adhatnak lehetőséget.

Table des matières

1. INTRODUCTION, OBJECTIFS	3
2. ESQUISSE TECTONIQUE DE LA RÉGION DES CARPATHES	4
3. MÉTHODOLOGIE	11
3.1 Méthodes de terrain	11
3.2 Méthodes de laboratoire	12
4. ETUDE TECTONIQUE DES MONTS BUDA	18
4.1 Cadre du travail, localisation	18
4.2 Synthèse de la stratigraphie des Monts Buda	19
4.2.1 Cadre géodynamique des dépôts	19
4.2.2 Description des formations	23
4.2.2.1 Mésozoïque	23
4.2.2.2 Paléogène	24
4.2.2.3 Miocène inférieur-Miocène supérieur	27
4.2.2.4 Quaternaire	28
4.3 Idées antérieures sur la tectonique des Monts Buda	30
4.4 Observations tectoniques nouvelles dans les Monts Buda	31
4.4.1 Le sondage Vérhalom-1	31
4.4.2 Introduction, genèse des grottes de la colline des Roses	33
4.4.3 Zone de Ferenc-hegy	35
4.4.3.1 Grotte de Ferenc-hegy	35
4.4.3.2 Grotte de Szemlő-hegy et ses environs	41
4.4.3.3 Rue Pusztaszeri (chantier de construction)	43
4.4.3.4 Grotte de József-hegy	44
4.4.3.5 Carrière de Melocco, grotte de Molnár János	46
4.4.3.6 Résumé pour la zone de Ferenc-hegy	48
4.4.4 Zone de Mátyás-hegy	49
4.4.4.1 Grotte de Harcsaszáju	49
4.4.4.2 Grotte de Mátyás-hegy	51
4.4.4.3 Grotte de Pál-völgy	57
4.4.4.4 Les carrières de Mátyás-hegy	59
4.4.4.5 Résumé pour la zone de Mátyás-hegy	62
4.4.5 Nouveaux affleurements, cavités souterraines	63
4.4.5.1 Rue Bogár	63
4.4.5.2 Cavités souterraines dans le calcaire grossier	64
4.4.5.3 Cavités souterraines dans le travertin	64
4.4.6 Synthèse des mesures microtectoniques	66
4.5 Discussion : âge des phases tectoniques	68
4.5.1 Trias	68
4.5.2 Crétacé	68
4.5.3 Eocène supérieur - Oligocène inférieur	70
4.5.4 Oligocène-Miocène inférieur	73
4.5.5 Miocène moyen - Pliocène	73
4.5.6 Pléistocène	76

5. ETUDE TECTONIQUE DES MONTS MECSEK ET VILLÁNY	79
5.1 Cadre de travail, localisation	79
5.2 Synthèse de la stratigraphie des Monts Mecsek et Villány	80
5.2.1 Cadre géodynamique des dépôts	80
5.2.2 Description des formations	82
5.2.2.1 Paléozoïque et Mésozoïque	82
5.2.2.2 Crétacé supérieur	90
5.2.2.3 Néogène (Miocène inférieur - Pannonien supérieur)	91
5.2.2.4 Quaternaire	94
5.3 Idées antérieures sur la tectonique des Monts Mecsek et Villány	95
5.4 Observations tectoniques dans les Monts Mecsek et Villány	97
5.4.1 Recherche des plis anté-tertiaires dans le Mésozoïque déformé	99
5.4.1.1 Route d'Abaliget	99
5.4.1.2 Dömörkapu	107
5.4.1.3 Pécsvasas (mine à ciel ouvert)	110
5.4.1.4 Les carrières de Pécsvárad	111
5.4.1.5 Carrières de la route de Bükkösd	115
5.4.1.6 Carrière de Kán	116
5.4.1.7 Résumé pour les plis antérieurs au Néogène	117
5.4.2 Les Ecailles du Nord	118
5.4.2.1 Carrière de Máza I.	122
5.4.2.2 Affleurement de Máza II.	123
5.4.2.3 Affleurement de Mecsekjánosi	124
5.4.2.4 La terminaison Occidentale	127
5.4.2.5 La terminaison Orientale	128
5.4.2.6 Résumé pour les Ecailles du Nord	130
5.4.3 L'ensemble principal des Monts Mecsek	131
5.4.3.1 Mecsek Occidental (Données cartographiques)	132
5.4.3.2 Mecsek Oriental (Données cartographiques)	139
5.4.3.3 Résumé pour l'ensemble principal des Monts Mecsek	141
5.4.4 La zone de la Faille de Pécs (fossé du Sud du Mecsek)	142
5.4.4.1 Carrière de Danitz	142
5.4.4.2 Le bassin de Pécsszabolcs	144
5.4.4.3 La continuation de la zone chevauchante vers l'Est	147
5.4.4.4 Les environs de Pécsvárad	148
5.4.4.5 Le bassin de Szentlőrinc	148
5.4.4.6 Résumé pour la Faille de Pécs	151
5.4.5 La zone du Granite	152
5.4.5.1 Erdösmecske	152
5.4.5.2 Kismórág	153
5.4.5.3 Affleurements plus récents	154
5.4.5.4 Carrière de sable de Himesháza	158
5.4.5.5 Résumé pour la zone du Granite	160
5.4.6 La zone de Villány (Ecailles des Monts Villány)	161
5.4.6.1 Carrières de Tenkes	162
5.4.6.2 Carrières de Siklós	169
5.4.6.3 Mont de Nagyharsány	170
5.4.6.4 Les bassins des alentours	172
5.4.6.5 Résumé pour les Ecailles des Monts Villány	172
5.4.7 Résumé des études microtectoniques	173
5.4.8 Analyse des cartes d'isopaques	175
5.4.8.1 Eggenburgien - Ottnangien (20 - 17 Ma)	175
5.4.8.2 Karpatien - Badénien (17 - 13 Ma)	177
5.4.8.3 Sarmatien (13 - 11 Ma)	178
5.4.8.4 Pannonien inférieur (11 - 7.5? Ma)	180

5.4.8.5 Intra-pannonien (7.5?- 6 Ma)	181
5.4.8.6 Pannonien supérieur (6 Ma - 0 Ma)	182
5.4.9 Conclusions pour les Monts Mecsek et Villány	183
6. APPORTS DU MAGNÉTISME DES ROCHES À LA COMPRÉHENSION DE L'HISTOIRE TECTONIQUE	187
6.1 Généralités sur le magnétisme des roches	187
6.1.1 La susceptibilité magnétique en champ faible et son anisotropie (ASM)	187
6.1.2 Le paléomagnétisme	189
6.2 La situation paléomagnétique des unités ALCAPA et TISIA	190
6.2.1 L'unité ALCAPA	190
6.2.1.1 Données paléomagnétiques	190
6.2.1.2 Implications tectoniques	190
6.2.2 L'unité TISIA	192
6.2.2.1 Données paléomagnétiques	192
6.2.2.2 Interprétation tectonique	193
6.3 L'anisotropie de la susceptibilité magnétique dans les Monts Mecsek	194
7. MODÈLE GÉODYNAMIQUE (NÉOGÈNE)	197
8. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	202
9. BIBLIOGRAPHIE	207

Liste des figures

Figure 2-1 Grandes subdivisions structurales et morphologiques des Carpathes	5
Figure 2-2 Déclinaisons paléomagnétiques dans les Carpathes	9
Figure 2-3 Unités structurales majeures des Carpathes	10
Figure 3-1 Géométrie de la déformation cassante en fonction de l'orientation des contraintes principales.	13
Figure 3-2 Traitements de séparation des failles	15
Figure 4-1 Situation et carte géologique (Wein, 1977) des Monts Buda.....	18
Figure 4-2 Carte géologique des Monts Buda d'après Wein (1977)	19
Figure 4-3 Colonne stratigraphique des Monts Buda d'après Fodor et al. (1994).....	20
Figure 4-4 Echelle stratigraphique locale du Cénozoïque, étages standards, magnétostratigraphie(d'après Bergrenn et al.,1995; Sacchi et al.,1997; Tari et Weir, 1995).....	22
Figure 4-5 Modèle tectono-sédimentologique de l'Eocène supérieur des Monts Buda selon Fodor et al. (1994) 25	
Figure 4-6 Sondage Vérhalom-1(VH-1) avec les principaux indices de déformations	32
Figure 4-7 Modèle hydrogéologique de la formation des grottes des Monts Buda d'après Kovács et Müller(1980)34	
Figure 4-8 Cartes de localisation des grottes étudiées	35
Figure 4-9 Grotte de Ferenc-hegy. Plan d'après Sásdi (1992) avec localisation des placages de barite, coupe schématique (A-B), détail des remplissages.....	36
Figure 4-10 Etapes de genèse de la grotte de Ferenc-hegy d'après Kraus (1982) et Szenthe(1996	37
Figure 4-11 Grotte de Ferenc-hegy, principales phases tectoniques.....	40
Figure 4-12 Grotte de Szemlő-hegy et ses environs.	42
Figure 4-13 Décalage de la zone de Ferenc-hegy	43
Figure 4-14 Histoire tectonique dans la grotte de József-hegy selon Fodor et al.(1991) et selon nos résultats personnels	45
Figure 4-15 Carrière de Melocco, sites des mesures microtectoniques	46
Figure 4-16 Carte et coupe de la grotte de Molnár János	48
Figure 4-17 Grotte de Harcsaszáju, plan d'ensemble et coupes de détail.....	50
Figure 4-18 Grotte de Mátyás-hegy, plan avec localisation des minéralisations	52
Figure 4-19 Grotte de Mátyás-hegy, localisation des mesures, des fractures et coupes générales.....	53
Figure 4-20 Phases tectoniques dans la grotte de Mátyás-hegy.....	56
Figure 4-21 Grotte de Pál-völgy, plan avec minéralisations et coupes	57
Figure 4-22 Plan général du réseau karstique de Mátyás-hegy, situation, tectonique et coupes des carrières voisines	60
Figure 4-23 Chantier rue Bogár, coupe générale et détails des structures	63
Figure 4-24 Labyrinthe du château de Budapest, plan avec fractures, schéma géologique (Wein, 1977).....	65
Figure 4-25 Modèles pour la tectonique crétacée des Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al. (1994), C-ce mémoire	69
Figure 4-26 Modèles pour la tectonique Eocène supérieur-Oligocène inférieur des Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al., (1994), C-ce mémoire.	71
Figure 4-27 Décalage cartographique dextre des faciès oligocènes, Grès de Hárs-hegy (Ol ₁) et Argile de Tard(Ol ₁), selon la carte géologique de Wein(1977)	72
Figure 4-28 Modèles pour la tectonique Oligocène-Miocène inférieur des Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al., (1994), C-ce mémoire.....	74
Figure 4-29 Modèles pour la tectonique Miocène moyen-Pliocène des Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al., (1994), C-ce mémoire.	75
Figure 4-30 Modèles pour la tectonique pléistocène dans les Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al., (1994), C-ce mémoire.	77
Figure 5-1 Unités structurales majeures, situation des Monts Mecsek et Villány.....	79
Figure 5-2 Carte géologique des Monts Mecsek	80
Figure 5-3 Colonne stratigraphique des Monts Mecsek et Villány (Unité Tisia)	81
Figure 5-4 Localisation des formations mésozoïques.....	84
Figure 5-5 Localisation des formations néogènes et quaternaires.	92
Figure 5-6 Les quatre domaines structuraux majeures. Emplacement de la coupe de Wein (1967) selon A-B ...	97
Figure 5-7 Coupe des Monts Mecsek et Villány avec les principales structurales zones (Wein, 1967).....	98
Figure 5-8 Localisation des sites affectés par la déformation anté-tertiaire.....	99
Figure 5-9 Localisation des sites étudiés près d'Abaliget, et carte géologique simplifiée.....	100
Figure 5-10 Abaliget. Structure et mesures au site I.....	101
Figure 5-11 Abaliget.Détails des structures du site 1.	102
Figure 5-12 Abaliget. Structure et mesures au site 2.	102
Figure 5-13 Abaliget. Structure et mesures au site 3.	103
Figure 5-14 Abaliget. Site 3, détails.	104

Figure 5-15 Abaliget. Structure et mesures au site 4.....	105
Figure 5-16 Abaliget. Structure et mesures au site 5.....	106
Figure 5-17 Abaliget. Ensemble des mesures.....	107
Figure 5-18 Abaliget, vue d'ensemble.....	108
Figure 5-19 L'affleurement de Dömörkapu.....	109
Figure 5-20 Coupe schématique de la mine de Pécsvasas.....	111
Figure 5-21 Localisation des affleurements aux environs de Pécsvárad.....	112
Figure 5-22 Pécsvárad, carrière W.....	112
Figure 5-23 Pécsvárad W. Les principales phases selon les arguments microtectoniques.....	113
Figure 5-24 Pécsvárad carrière E.....	114
Figure 5-25 Schéma structural des Mecsek Occidental avec trois couches-repères (modifié d'après Chikán et al. 1:25000).....	115
Figure 5-26 Structures et mesures dans la carrière de Kán.....	116
Figure 5-27 Localisation des affleurements et des sondages cités dans les Ecailles du Nord.....	118
Figure 5-28 Coupe schématique de l'avant-fossé au Nord.....	119
Figure 5-29 Modèle tectono-sédimentologique pour les Ecailles du Nord selon Tari, 1992.....	120
Figure 5-30 Coupe schématique du bassin au Sud des Ecailles du Nord.....	121
Figure 5-31 Calcul des paléo-contraintes au site Máza I.....	122
Figure 5-32 Coupe et structures de Máza II.....	123
Figure 5-33 Mecsekjánosi, le pli dejeté et les failles synsédimentaires.....	125
Figure 5-34 Mecsekjánosi, structures dans le Pannonien.....	126
Figure 5-35 Stratigraphie et structure de l'affleurement de Mecsekpölöske.....	127
Figure 5-36 Kishajmás, coupe schématique.....	128
Figure 5-37 Carrière de Ráchegy, séparation des phases tectoniques.....	129
Figure 5-38 Carte structurale et localisation des principaux sites dans l'ensemble principal des Monts Mecsek.....	131
Figure 5-39 Mine d'uranium, coupe générale et détails.....	133
Figure 5-40 Interprétation 3D de l'Anticlinal de Kövágószöllös.....	136
Figure 5-41 Carrière de Hetvehely, tectonique synsédimentaire au Karpatien.....	138
Figure 5-42 Mine de Komló, coupe et interprétations.....	140
Figure 5-43 Carrière de Danitz, schéma et interprétation des structures.....	143
Figure 5-44 Coupes de la mine de Pécsszabolcs et reconstitution retrotectonique.....	144
Figure 5-45 Coupe de la région de Pécsszabolcs, ancienne et nouvelle interprétations.....	146
Figure 5-46 Ecailles du Sud, schéma explicatif du soulèvement tardif du Pannonien.....	147
Figure 5-47 Coupes N-S du bassin de Szentlőrinc, ancienne et nouvelle interprétations.....	149
Figure 5-48 Coupes E-W de bassin de Szentlőrinc.....	150
Figure 5-49 Schéma tectonique pour la Faille de Pécs.....	151
Figure 5-50 Localisation des sites étudiés dans la zone du granite.....	152
Figure 5-51 Schémas de la fracturation du granite.....	154
Figure 5-52 Carte géologique et localisation des affleurements au bord Sud du granite.....	156
Figure 5-53 Interprétations des basculement de la couverture du granite.....	157
Figure 5-54 Carrière de Himesháza, fracturation anté et post basculement.....	159
Figure 5-55 Les écailles des Monts Villány avec les carrières et les sondages cités.....	161
Figure 5-56 Carrières de Tenkes, carte géologique d'ensemble.....	163
Figure 5-57 Tenkes, carrière de Csarnota, rampes.....	164
Figure 5-58 Tenkes, carrière de Vizügyi, contact Jurassique sup.- Crétacé inf.....	166
Figure 5-59 Tenkes, carrière de Vizügyi, détails.....	167
Figure 5-60 Tenkes, carrière de Vizügyi, plis dans la deuxième écaille.....	168
Figure 5-61 Dessin 3D de l'hypothèse de rampe latérale à Tenkes. Légende se trouve sur la Figure 5-56.....	169
Figure 5-62 Carrières de Siklós, limite entre les écailles.....	169
Figure 5-63 Mont Nagyarsány, schéma structural, styles de déformation.....	170
Figure 5-64 Carte isopaque de l'Eggenburgien-Ottngangien dans la région Mecsek et Villány.....	176
Figure 5-65 Interprétation de la carte isopaque de l'Eggenburgien-Ottngangien.....	176
Figure 5-66 Carte isopaque de Karpatien-Badénien.....	177
Figure 5-67 Interprétation de la carte des isopaques du Karpatien-Badénien.....	178
Figure 5-68 Carte isopaque de Sarmatien.....	179
Figure 5-69 Interprétation de la carte des isopaques du Sarmatien.....	179
Figure 5-70 Reconstitution des structures au Pannonien inférieur.....	180
Figure 5-71 Reconstitution des structures Intra-pannonienne.....	181
Figure 5-72 Reconstitution des structures du Pannonien supérieur à l' Actuel.....	182

Figure 5-73 Schéma d'évolution tectonique majeure des Monts Mecsek et Villány.....	184
Figure 5-74 Coupe tectonique des Monts Mecsek.....	186
Figure 6-1 Evolution de la fabrique magnétique au cours de la déformation progressive d'une roche sédimentaire. Sur les diagrammes les carrés correspondent au K_{max} , les triangles au K_{int} et les ronds au K_{min} (Averbuch, 1993).	188
Figure 6-2 Tableau récapitulatif sur les résultats paléomagnétiques selon leurs âges avec la situation géodynamique (d'après Tari et Weir, 1995).	191
Figure 6-3 Résultats paléomagnétiques dans les Monts Mecsek indiquant deux différents unités (au moins). ...	192
Figure 6-4 Anisotropie de la susceptibilité magnétique des Monts Mecsek.....	196
Figure 7-1 Récents modèles de tectonique des plaques (Csontos, 1995).	198
Figure 7-2 Histoire géodynamique néogène proposée	200

Chapitre I
Introduction, objectifs,
méthodologie

1. Introduction, objectifs

J'ai commencé à étudier les Monts Buda au cours des années universitaires 1987-89 à la demande de M^r. L. Fodor qui s'intéressait aux déformations tertiaires. Après cette première expérience universitaire, j'ai été recruté à l'Université Technique de Budapest en 1992 et, sous la direction de M^r. le Dr. B. Kleb, directeur du laboratoire, j'ai participé au projet Européen "*Complex geological investigations and drillings in the surroundings of Rózsadomb, PHARE 134/2 1992/93*". Ce projet, d'une année, avait pour objectif la cartographie de la colline des Roses située au coeur de la ville de Budapest et l'analyse des problèmes d'environnement. Au sein de l'équipe participant au projet, j'avais pour rôle l'étude des failles et des fractures dans différentes grottes. Ces grottes, situées pour la plupart sous Budapest, ont été créées à la faveur de réseaux de fractures engendrées par la tectonique cassante. Pendant cette année d'étude, nous avons travaillé en collaboration avec les chercheurs de l'Institut de Géologie de la Hongrie. Le résultat de notre travail réside dans la réalisation de cartes géologiques. Toutefois, ces cartes et leurs descriptions font l'objet d'un contrat confidentiel.

Les Monts Mecsek et Villány, objets de la seconde partie de ce mémoire, m'ont été proposés dans le cadre de cette thèse en co-tutelle. Leur géologie est complexe, mais ces monts ont maintenant ma préférence. J'ai pu ainsi prendre part à plusieurs programmes (Projet d'Académie Hongrois et trois programmes franco-hongrois Balaton). Les géologues régionaux m'ont fait découvrir nombre d'affleurements peu connus, et mes collègues de la mine d'uranium des Mecsek m'ont prodigué leurs renseignements inédits; tous ont été d'une grande aide, et je les en remercie.

Naturellement, cette étude tectonique ne pouvait pas se concevoir sans les travaux parallèles sédimentologiques, paléontologiques, paléomagnétiques etc. de nombreux chercheurs. Merci à tous de la qualité de leurs résultats

2. Esquisse tectonique de la région des Carpathes

Les régions étudiées se situent en Hongrie dans l'arc des Carpathes. Avant d'entrer dans le détail et d'indiquer le propos de cette étude, il faut éclairer le lecteur sur la géologie des Carpathes, afin de la replacer dans son contexte géographique, morphologique et géologique.

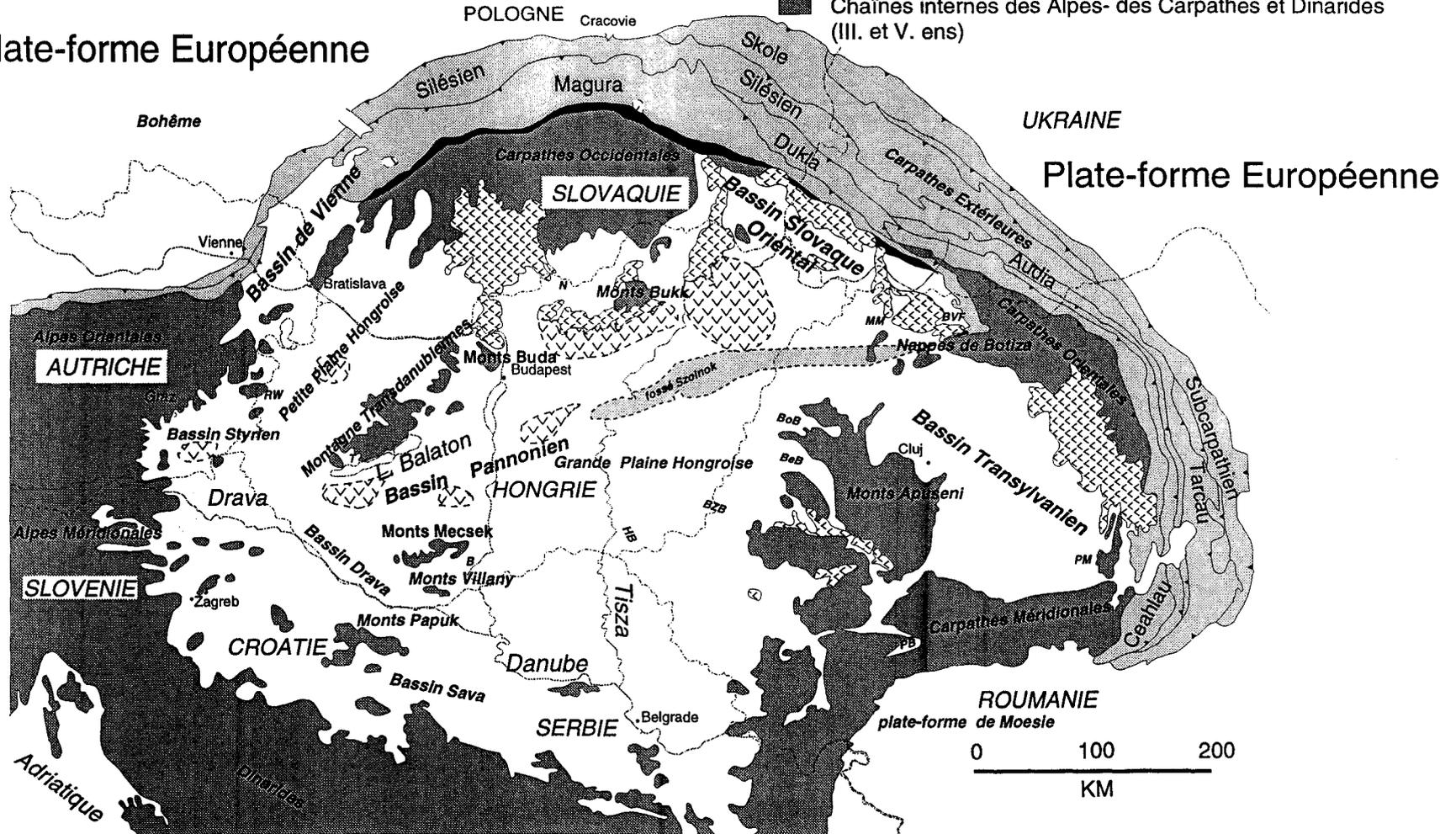
Les Carpathes, situées en Europe Centrale, forment une chaîne montagneuse arquée, d'altitude modérée (1500-2500 m) et d'environ 1500 km de long. Elle traverse plusieurs pays: Tchéquie, Slovaquie, Pologne, Ukraine, Roumanie et Yougoslavie (Figure 2-1). La Hongrie, située au coeur de l'arc, est un pays peu montagneux, et on y observe essentiellement des grandes plaines, regroupées sous le nom de Bassin Pannonien. Ces plaines sont par endroit bordées par des massifs plus ou moins élevés dénommés îlots Pannoniens. Vers le Sud, ce bassin est limité par la chaîne des Dinarides, d'orientation NW-SE, qui affleure en Slovénie, Croatie, Bosnie-Herzégovine et Serbie.

Figure 2-1

GRANDES SUBDIVISIONS STRUCTURALES ET MORPHOLOGIQUES DES CARPATHES (Csontos, 1995)

-  dépôts Miocène à Quaternaire
-  flysch des Alpes-Carpathes et (masqué) du fossé Szolnok (II. ens.)
-  Klippes Piénines (III. ensemble)
-  roches volcaniques calco-alkalines d'âge Néogène (IV. ens.)
-  roches volcaniques masquées d'âge Néogène (IV. ens.)
-  Chaînes internes des Alpes- des Carpathes et Dinarides (III. et V. ens.)

Plate-forme Européenne



A Kárpátok szerkezeti egységei (Csontos, 1995)

Les principaux ensembles :

Du point de vue géologique, les Carpathes se composent de cinq grands ensembles concentriques, reconnaissables par leur topographie. Ces ensembles sont, pour l'essentiel, allochtones et ils présentent une vergence variable du Nord au Sud suivant leur localisation géographique. Les ensembles sont décrits ci-dessous :

- Le premier, situé dans le domaine le plus externe, correspond à la *plate-forme européenne*. (Figure 2-1). Elle porte une couverture mésozoïque à tertiaire peu perturbée. A proximité du front des Carpathes, celle-ci s'épaissit, se déforme et constitue une avant-fosse située devant l'allochtone des Carpathes. L'avant-fosse est remplie de sédiments molassiques tertiaires (essentiellement du Miocène); toutefois, son remplissage est quaternaire au SE. Le fonctionnement des grands charriages de l'avant-pays est synchrone de la formation de l'avant-fosse et de l'accumulation de dépôts de grande épaisseur

- L'avant-fosse, située le long du front des Carpathes, est chevauchée par un second ensemble qui correspond aux *nappes de flysch* (Figure 2-1). Cet ensemble est constitué de différentes nappes à matériel turbiditique, dont l'âge varie du Crétacé inférieur, dans les zones les plus internes, à l'Oligocène, parfois Miocène inférieur, dans les zones externes. Ces dépôts sont fortement déformés, et peu ou pas métamorphisés. Le chevauchement des nappes de flysch montre une progression diachrone depuis les zones internes jusqu'aux zones externes: il débute à l'Eocène tardif et se poursuit jusqu'au Miocène inférieur-moyen.

- Les *nappes mésozoïques du domaine interne* constituent le troisième ensemble; elles chevauchent les nappes de flysch des Carpathes (Figure 2-1). Ces nappes comportent parfois un socle cristallin, dont l'origine est attribuée à l'orogénèse varisque, et une couverture sédimentaire mésozoïque. Les sédiments mésozoïques sont peu ou pas métamorphisés au sein de la chaîne. La vergence des nappes internes est en principe vers les zones externes. Cependant, peu d'études détaillées concernant le transport tectonique ont été réalisées, qui permettraient d'assurer la vergence des nappes. La mise en place de celles-ci s'est produite du Jurassique supérieur au Crétacé terminal (Mahel, 1974; Plasienka, 1990; Neubauer et Genser, 1990; Csontos, 1988). La limite externe des Carpathes internes est jalonnée d'unités nommées klippes Piénines (Birkenmajer, 1985). Ces klippes apparaissent en bandes étroites, d'une dizaine de kilomètres de large et de 800 km de long. Ces klippes, également composées de matériel allochtone mésozoïque, forment le contact entre les nappes mésozoïques du domaine interne et les nappes de flysch (plus externes). Le cisaillement de la zone des klippes lui donne un aspect étiré en lanière (Birkenmajer, 1986). Les klippes Piénines prennent naissance sous Vienne et s'étendent jusqu'aux klippes de Botiza, en Transylvanie septentrionale (Sandulescu, 1980). Les klippes y bifurquent vers l'intérieur de l'arc des Carpathes et disparaissent sous des sédiments plus récents.

- Le quatrième ensemble correspond à *une chaîne volcanique tertiaire* (Miocène) qui perce le domaine interne (Figure 2-1). Le volcanisme est essentiellement à caractère calco-alcalin, indiquant une subduction (Szabo *et al.*, 1992). Les roches volcaniques, abondantes autour du bassin Pannonien, sont également présentes sous la couverture tertiaire dans le domaine médian de ce bassin (Figure 2-1). Elles sont fracturées, mais n'ont pas subi de plissement.

- Le cinquième ensemble, le plus interne, correspond au *Bassin Pannonien* (Figure 2-1). Ce dernier forme le coeur de l'arc des Carpathes. La formation de ce bassin remonte au Miocène, et son remplissage sédimentaire le plus épais date du Miocène supérieur et du Pliocène. Ce bassin extensif ne possède pas de soubassement océanique. Ainsi, les îlots montagneux affleurant au sein du bassin présentent la composition de son seuil. Ils forment des massifs peu élevés (de 1000 m d'altitude en moyenne, et atteignant jusqu'à 2000 m dans les Monts Apuseni de Transylvanie), et sont constitués de roches mésozoïques et parfois de socle cristallin varisque. Quelques sondages profonds (Körössy, 1963, 1989, 1990; Papp, 1990) et de nombreuses coupes sismiques (Tari, 1994) ont démontré que le soubassement du bassin est constitué de nappes mésozoïques, appartenant à l'unité des nappes

internes, qui affleurent par exemple dans les Monts Transdanubiens, Apuseni etc. (Rozlozsnik, 1935; Bleahu, 1981; Balla, 1987; Csontos, 1988).

Dans le Bassin Pannonien les îlots montagneux mésozoïques montrent des séries dissemblables. Les successions de la Montagne Transdanubienne et du Massif du Bükk (Figure 2-1) présentent une stratigraphie similaire à celles des Alpes méridionales et des Dinarides. Les successions stratigraphiques des petits massifs du Mecsek, Villány, Papuk situés dans la partie SW du bassin, et des Monts Apuseni situés entre la Grande Plaine Hongroise et le bassin de Transylvanie (Figure 2-1), semblables entre elles, peuvent être corrélées avec les séries dites européennes (e.g. à l'unité Helvétique des Alpes).

Preuves paléontologiques

Ce sont les travaux paléontologiques qui sont à l'origine de ces conceptions. Les fossiles du Jurassique inférieur, présents dans tous les îlots montagneux (Géczy 1973, 1984, Vörös 1993), montrent l'existence de deux domaines paléobiogéographiques différents, notamment au Lias. Les massifs localisés dans la partie centro-septentrionale du bassin appartiennent à une zone paléobiogéographique identique à celle observée dans les Appenins, les Alpes du Sud et les Dinarides. Par contre, les massifs méridionaux (Mecsek, Villány et Apuseni) et les Carpathes Orientales appartiennent à une zone paléobiogéographique identique à celle de la partie occidentale du continent européen.

La différence de faciès et de faunes au Lias a été expliquée par Géczy (1973): il propose l'existence d'un accident séparant deux blocs à sédimentations différentes. Un grand accident a été en effet reconnu par sondages profonds (Körössy, 1963, 1989). Actuellement, cette zone limitrophe entre les deux grands blocs est dénommée Ligne Médio-Hongroise (Figure 2-3). Plutôt qu'une mise en place des unités par de grands charriages, un jeu coulissant de la Ligne Médio-Hongroise a été proposé par Géczy (1973) afin d'expliquer l'absence de métamorphisme alpin de part et d'autre de cet accident.

Localement, des vestiges de sédiments du Paléogène et du Miocène inférieur reposent sur les nappes mésozoïques. Ils n'ont subi que des rejeux modérés et apparaissent dans quatre régions différentes :

(1) La région des Carpathes occidentales, à proximité du front méridional des klippes Piénines; il s'agit de dépôts turbiditiques dénommés "flysch interne".

(2) La seconde région se situe au centre du bassin Pannonien, sur les marges des îlots montagneux, notamment les Monts Transdanubiens, dont les Monts Buda, et le Massif du Bükk. Elle est composée de plusieurs sous-bassins, et est dénommée le bassin paléogène hongrois.

(3) En Transylvanie, ces dépôts recouvrent partiellement les montagnes appartenant aux Carpathes Orientales, et passent latéralement aux sédiments de plate-forme terrigène du bassin Transylvanien. Ils affleurent surtout sur les flancs orientaux des Monts Apuseni.

(4) Enfin, dans la quatrième région les dépôts paléogènes et miocènes sont enfouis sous les sédiments néogènes du bassin Pannonien. Ils remplissent un sillon appelé fossé de Szolnok, d'orientation à l'Ouest (Figure 2-1). Les dépôts à caractères flyschoides (Nagymarosy & Báldi-Beke, 1993) du fossé diffèrent de ceux du bassin paléogène hongrois adjacent et s'observent jusqu'au bassin de Transylvanie.

Ces séries du Paléogène et du Miocène inférieur montrent également des variations entre les deux blocs décrits précédemment dans le Bassin Pannonien. C'est surtout le cas entre le bassin paléogène hongrois et la fossé de Szolnok, avec en outre une lacune des termes du Paléogène et du Miocène inférieur. Donc des déplacements importants ont encore eu lieu entre les deux blocs au cours du Paléogène terminal-Miocène inférieur (Csontos *et al.*, 1991, Csontos, 1995, Fodor *et al.*, 1997).

Preuves paléomagnétiques

Les mesures paléomagnétiques effectuées dans les îlots montagneux (Márton et Márton, 1978, 1989, 1996; Márton, 1986, 1987; Surmont et al., 1990; Patrascu *et al.*, 1990, 1992, 1994) ont confirmé l'existence de deux blocs dans le Bassin Pannonien (Figure 2-2). Dans les îlots centro-septentrionaux, et conformément aux résultats des Carpathes internes occidentales (Márton *et al.*, 1992; Tunyi et Márton, 1996, Márton *et al.*, 1996), les directions de déclinaison magnétique dans le Crétacé, le Paléogène et le Miocène inférieur indiquent une rotation anti-horaire de l'ordre de 90°. Par contre, les mesures de déclinaison magnétique pour des dépôts de même âge dans les Monts Mecsek et Apuseni, situés plus au Sud, et dans plusieurs sites des Carpathes Orientales (Bazhenov *et al.*, 1993), témoignent d'une rotation dans le sens horaire d'environ 90°. Les données obtenues sur les roches du Miocène moyen et supérieur montrent une rotation nulle, ou très peu importante (Márton, 1985). En conclusion, les deux blocs ont formé deux super-unités jusqu'au Miocène inférieur et se sont réunis avant le, ou au début du Miocène moyen (Márton & Fodor, 1995).

Les rotations principales ont également une implication sur les modèles géotectoniques. Les modèles expliquant l'assemblage des deux blocs par un décrochement (Géczy, 1973; Kovács, 1982; Kázmér, 1985a; Kázmér et Kovács, 1985; Csontos *et al.*, 1992) ont été discutés et d'autres modèles, incluant des rotations et suggérant une sorte de chevauchement oblique pour la Ligne Médio-Hongroise (Balla, 1984, 1988a, b, c; Kovác *et al.*, 1995; Csontos, 1995) ont été proposés.

Les connaissances actuelles montrent que la tectonique alpine du secteur des Carpathes a connu cinq épisodes importants :

- du *Trias au Jurassique supérieur*, on place la formation de divers océans et le remplissage des bassins sédimentaires associés;

- du *Jurassique supérieur au Crétacé supérieur* se réalisent la mise en place des nappes dans les zones internes et la formation des microcontinents donnant naissance aux Carpathes internes et au soubassement du bassin Pannonien;

- au *Paléogène-Miocène inférieur* se produisent, d'une part, d'importants mouvements coulissants et rotationnels entre les deux grands blocs ALCAPA et TISIA (Figure 2-3), d'autre part une subduction associée au dépôt et au charriage de nappes de flysch affectant la marge externe de ces blocs;

- à partir du *Miocène inférieur et au Pliocène*, un bassin de type arrière-arc, dénommé bassin Pannonien, s'est créé sur un soubassement formé des deux grands blocs amalgamés (Horváth et Rumppler, 1984; Bergerat et Lepvrier, 1984; Horváth, 1986; Bergerat, 1989); la formation de ce bassin est accompagnée d'un événement volcanique calco-alcalin et d'une phase de subsidence thermique;

- lors du *Pliocène et au Quaternaire*, un important soulèvement se produit selon Dunkl *et al.* (1994), atteignant 1000 mètres par exemple pour les Monts Bükk.

Buts et objets de ce travail

Puisque l'assemblage des grandes unités tectoniques s'est fait au cours du Paléogène-Néogène (Balla, 1987; Csontos *et al.*, 1992; Tari et Weis, 1996; Fodor *et al.*, 1997), il importait d'étudier la déformation, surtout tertiaire, de part et d'autre de la Ligne Médio-Hongroise. La première région étudiée, les Monts Buda, se trouve dans l'unité nord, appelée par Csontos (1995) ALCAPA (ALpes-CARpathes-PANnonie) (Figure 2-3). Les Monts Buda se trouvent dans Budapest même et ce sont des grottes naturelles qui constituent le gros des affleurements. Ce travail a pour objectif de chercher une relation entre les différents remplissages minéralogiques des cavités souterraines et les déformations cassantes. La seconde région considérée dans ce mémoire, de l'autre côté de la Ligne Médio-Hongroise, les Monts Mecsek et Villány, appartient à l'unité sud, nommée TISIA (Figure 2-3). Dans ces monts, l'analyse macrostructurale est réalisée à partir d'affleurements de surface et d'un tunnel minier.

DECLINAISONS PALEOMAGNETIQUES DANS LES CARPATHES

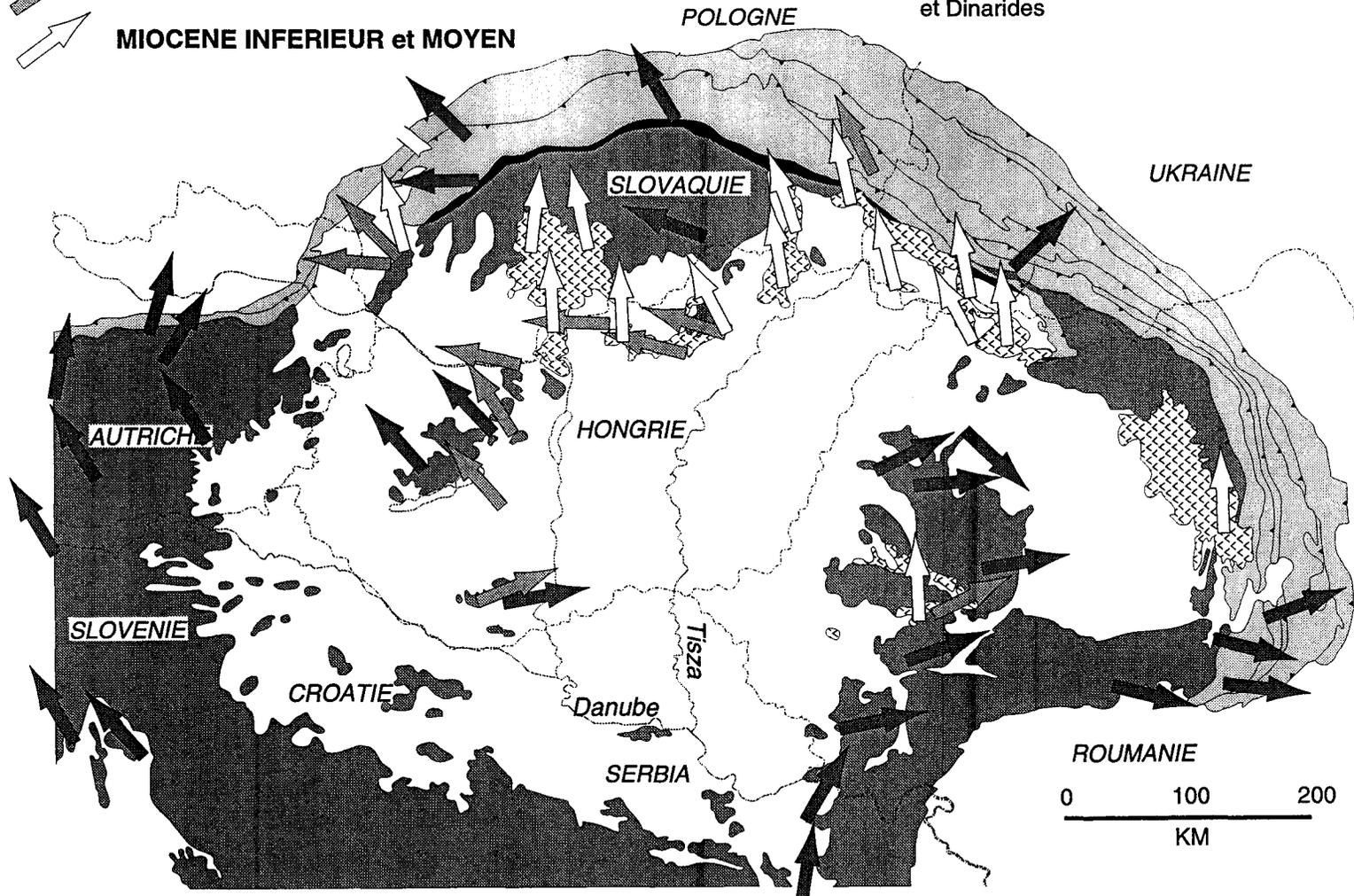
A Kárpátmedence paleomagneseresedményei

mesure dans le

Figure 2-2

-  **CRETACE SUPERIEUR**
-  **PALEOGENE-MIOCENE INFERIEUR**
-  **MIOCENE INFERIEUR et MOYEN**

-  dépôts Miocène à Quaternaire
-  volcaniques calco-alkalines d'âge Néogène
-  flysch des Alpes-Carpathes
-  Klippes Piénines
-  Chaînes internes des Alpes-Carpathes et Dinarides



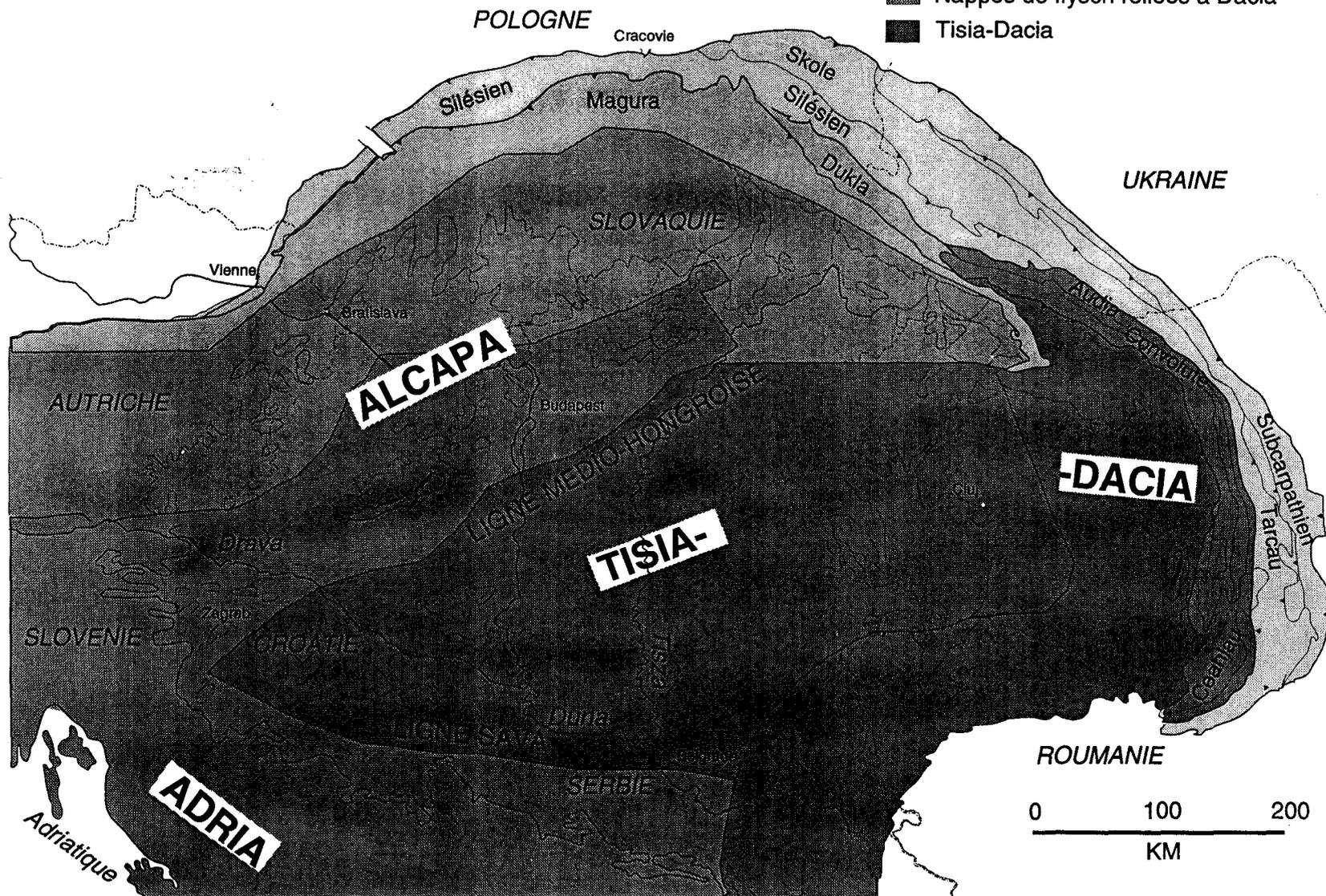
(d'après Márton et Márton, 1978, 1989, 1996; Márton, 1986, 1987; Surmont et al., 1990; Patrascu et al., 1990, 1992, 1994, Márton et al., 1992; Tunyi et Márton, 1996, Márton et al., 1996)

Figure 2-3

LES UNITES STRUCTURALES MAJEURES DES CARPATHES (Csontos, 1995)

Magyarország nagyszerkezeti egységei (Csontos, 1995)

-  Flysch et molasse externes
-  Nappes de flysch reliées à ALCAPA
-  Partie austroalpine de l'ALCAPA
-  Partie dinarique de l'ALCAPA
-  Nappes de flysch reliées à Dacia
-  Tisia-Dacia



3. Méthodologie

3.1 Méthodes de terrain

Les Monts Buda au Nord, les Monts Mecsek et Villány au Sud, offrent des cadres de travail très dissemblables. L'analyse tectonique nécessite donc des méthodes différentes.

Monts Buda

Dans les Monts Buda, en zone urbaine, plusieurs grottes et cavités souterraines ont été analysées. Ce choix se justifie par deux arguments. Le premier est que l'auteur a beaucoup fréquenté les grottes dans le cadre des contrats de l'Université Technique. Le second est de nature "historique": les Monts Buda font à nouveau l'objet d'un intérêt géologique et de nombreuses études; des idées modernes concernant la géologie structurale du massif ont vu le jour récemment à travers les travaux de Fodor *et al.* (1992 et 1994) et de Magyari (1996), qui traitent des affleurements accessibles en surface. Toutefois, il existe un grand potentiel d'étude au sein des cavités souterraines, ces dernières offrant des informations complémentaires. La capitale hongroise compte un grand nombre de grottes de taille importante dont une seule avait été étudiée jusqu'à présent (Fodor *et al.*, 1991).

Selon la classification de Palmer (1991), les cartes topographiques des grottes indiquent une origine tectonique. Les failles et fractures sont aisées à reconnaître sur des plans d'ensemble car les couloirs des grottes s'y sont développés préférentiellement (Jakucs 1971). De façon générale, les parois parallèles, verticales ou fortement pentées par rapport au plan de stratification ont été attribuées à une origine tectonique de faille ou fracture. Lorsque les deux parois des couloirs sont peu pentées par rapport à la stratification, elles sont également considérées comme trace d'une faille quand elles sont bien planes et parallèles. Lorsqu'elles sont contournées, irrégulières et que les galeries sont sinueuses, on les a considérées comme contrôlées plutôt par des différences de lithologies.

La direction et le pendage de la plupart des parois de couloirs ont été mesurés et des indices microtectoniques ont également été recherchés dans les grottes. Ce sont les mêmes que ceux rencontrés en d'autres endroits affectés par la tectonique cassante: surfaces striées, fentes de tension, systèmes en échelon, petites ouvertures avec remplissages etc. Malheureusement, l'enduit karstique habituel des parois de grottes gêne souvent l'observation du rejet exact des failles.

L'un des objectifs de ce travail était de déterminer l'agencement des fentes minéralisées et les différents remplissages des fractures. L'ordre d'apparition des minéralisations cité dans plusieurs publications (Schafarzic *et al.*, 1964; Nádor 1991) est accepté comme hypothèse de travail. Toutefois, l'étude régionale montre que certaines subdivisions en multiples phases (dix ou quinze localement) n'ont pas de valeur générale. Certains minéraux décrits sont absents dans la plupart des autres grottes. Pour plusieurs grottes, une carte reprenant les indices de minéralisation est présentée sur la base de ces observations intéressantes, pour la première fois, sur un secteur aussi étendu.

Monts Mecsek et Villány

Dans les Monts Mecsek et Villány, plusieurs affleurements ont été étudiés. Jusqu'à présent, les travaux concernant la tectonique avaient été réalisés à partir de l'étude de sondages industriels (e.g. Wein, 1967 a, b; Némedi-Varga, 1983, 1995) et de certains affleurements (Bergerat et Csontos, 1988; Csontos et Bergerat, 1992). Au cours de ce travail, ces affleurements ont fait l'objet de nouvelles visites. Une cartographie détaillée réalisée, par les étudiants géologues en troisième année, a permis la découverte de nouveaux affleurements. De nouveaux sites, ont été aussi reconnus par des collègues locaux.

Les méthodes appliquées dans les Monts Mecsek et Villány comprennent une analyse classique du terrain (par exemple Bergerat, 1987). Les affleurements ont été dessinés et les éléments structuraux mesurés. La représentation graphique est parfois basée sur d'anciennes photographies de terrain prises lorsque la couverture végétale était moins importante. Une analyse des cartes des Mecsek (Hetényi *et al.*, 1982; Chikán *et al.*, 1985) et de Villány (Rakusz et Strausz, 1953) a permis de proposer une nouvelle interprétation de plusieurs failles cartographiques. Les données de sondages, pour la plupart industriels, réalisés autour des Monts Mecsek et Villány, et les cartes d'épaisseurs de sédiments (d'isopaques) néogènes ont également été utilisées.

3.2 Méthodes de laboratoire

Les mesures de terrain nécessitent un traitement statistique par lequel les relations angulaires et les groupements entre les différents éléments sont mis en évidence. Les éléments plissés ont été traités selon les procédés généralement appliqués (e.g. Ramsay, 1967; Ramsay et Huber, 1987). En ce qui concerne les traitements de mesures de la tectonique cassante, elles sont un peu moins connues pour la communauté géologique, bien qu'il y ait des ouvrages considérés comme classiques, (Anderson, 1951; Angelier, 1984), dont nous résumons la teneur ci-après.

L'analyse d'un nombre important et statistiquement suffisant de failles permet d'établir le champ de déformation et par conséquent le champ de contrainte qui a affecté le site en question. Anderson (1951) a montré que l'angle Θ entre la contrainte principale maximale et les plans de faille possibles est inférieur à 45° du fait de la friction interne de la roche. Lors de la fracturation en compression simple d'une éprouvette composée d'une matière homogène, deux familles de failles se forment, symétriquement par rapport à la contrainte maximale appliquée, dont la ligne d'intersection donne l'orientation de la contrainte moyenne. La contrainte maximale est la bissectrice du dièdre aigu de ces plans de failles conjuguées. Les directions principales du tenseur de contrainte ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) sont celles dépourvues de composant cisailant.

Pour Anderson (1951), l'une des contraintes principales du champ de contrainte naturel est perpendiculaire à la surface topographique compte tenu de l'absence de cisaillement entre un solide (lithosphère) et un fluide (atmosphère). Ainsi, malgré l'effet perturbateur des reliefs, l'une des contraintes principales est en général sub-verticale et les deux autres sub-horizontales. Cette répartition verticale-horizontale est également compatible avec la contrainte créée par surcharge lithostatique qui est en général verticale. Cette contrainte est transmise dans la direction horizontale selon la loi de Poisson (Twiss and Moores 1992). A cet état de contrainte s'ajoute celui issu du mouvement des plaques et des processus dynamiques. Puisque les grands mouvements sont en règle générale eux aussi horizontaux, le champ de contrainte agissant sur un bloc de roche quelconque a des directions principales proches de l'horizontale ou de la verticale. De légères variations à cette règle sont néanmoins permises, surtout en régime décrochant ou à proximité de grands accidents où un cisaillement simple est attendu.

Un régime cassant particulier est caractérisé par l'agencement des failles conjuguées, et par conséquent par l'orientation des axes principaux de la contrainte (Figure 3-1). Les trois régimes couramment rencontrés s'appellent normal, décrochant et inverse dans le modèle d'Anderson.

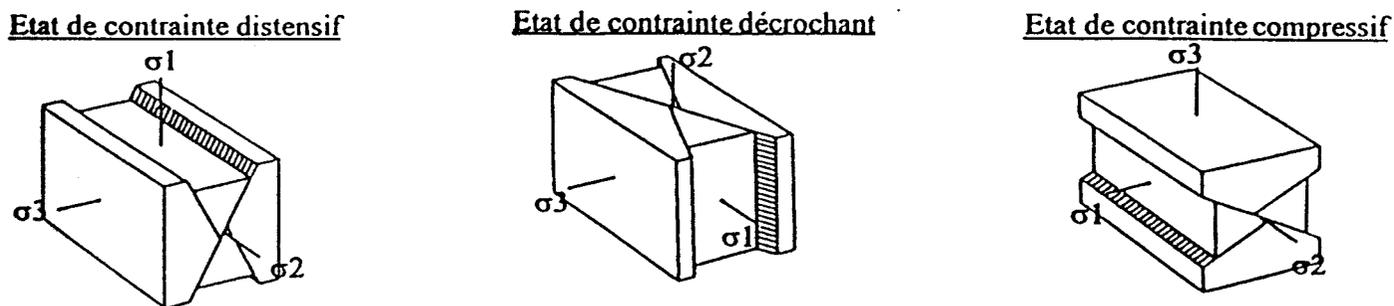


Figure 3-1 Géométrie de la déformation cassante en fonction de l'orientation des contraintes principales.

D'après Angelier (1989)

A három különböző alapvető törés tektonikai geometria (Angelier, 1989)

Si les relations contrainte - déformation s'analysent dans le sens contrainte > déformation, on appelle ce procédé méthode directe. L'analyse en sens inverse (déformation > contrainte) s'appelle la méthode inverse. En général, les géologues de terrain utilisent la méthode inverse: on observe les déformations sur le terrain ce qui sert de base à une estimation des contraintes principales.

L'analyse directe correspond aux essais de déformation en laboratoire sur les éprouvettes de roches. Après le modèle d'une zone de décrochement de Tchalenko (1970), la modélisation analogique a fortement intéressé les géologues de terrain. Il existe un modèle expérimental de Barlett *et al.* (1981). Ce dispositif réalise des fractures dans un calcaire dans un régime de décrochement dextre. Cette publication est utilisée comme référence dans ce travail.

La méthode inverse, en tectonique cassante, cherche à reconstituer qualitativement (orientation des axes principaux), voire quantitativement (magnitude) la paléocontrainte. L'état de contrainte est théoriquement à l'origine de la déformation cassante mesurée qu'il s'agisse de fractures "fossiles" ou de fractures séismiques. Néanmoins, la reconstitution de la contrainte à partir des mesures de failles nécessite quelques conditions :

- Il faut enregistrer le sens des mouvements sur les plans de faille, autrement dit, il faut observer et mesurer les indices de mouvement (stries) et déterminer le sens de rejet (indices de sens).

- Il faut mesurer un nombre statistiquement suffisant de failles afin d'établir le tenseur de contrainte de manière précise.

- Il faut parvenir à distinguer les fracturations créées lors de chaque phase tectonique. Cette condition implique la détermination de l'âge relatif des déformations (ce qui est utile à d'autres fins), notamment la séparation sur le terrain des failles formant un système conjugué. Cette dernière condition est rarement satisfaite en raison de l'imperfection des affleurements. Néanmoins, la présence de stries ou d'indices superposés sur le même plan de faille permet souvent d'établir une chronologie relative entre les différentes phases cassantes.

L'inversion, à partir de ce modèle, est donc simple. Par exemple, la bissectrice de l'angle aigu entre deux failles conjuguées verticales avec des stries horizontales donne les axes horizontaux de

paléocontrainte maximale et minimale. Cependant, le modèle d'Anderson exclut l'existence de failles à stries obliques (c'est-à-dire à pitch différent de 0° ou de 90°). Or de telles failles sont présentes en grand nombre dans le milieu naturel et ne peuvent être "oubliées" dans la détermination des axes de paléo-contrainte (Angelier, 1984). Ces failles "obliques" peuvent correspondre soit à des rejeux de plans de défaut préexistants ou/et à des axes principaux de paléocontrainte obliques (transpression, transtension, axes basculés).

Pour séparer les failles héritées et néoformées d'une population de failles mesurées il existe plusieurs logiciels (Angelier et Mechler, 1977, Etchecopar *et al.*, 1981; Carey et Brunier, 1974). Ces logiciels donnent, en gros, les mêmes résultats concernant les axes principaux (σ_1 maximale, σ_2 intermédiaire, σ_3 minimale). Pour la séparation et le traitement des populations de failles obtenues lors de ce travail, le logiciel TECTOR a été utilisé, logiciel décrit dans de nombreux articles (Angelier et Mechler 1977, Angelier, 1984, 1994). On suppose que les plans de fractures analysés ensemble jouent de manière indépendante, sans jeux guidés, sans perturbations locales des contraintes liées au jeu de failles, etc..

Le logiciel TECTOR comporte deux méthodes différentes pour l'analyse des failles. La première est la méthode R4DT. Cette méthode est tout à fait adaptée au traitement des rejeux de discontinuités héritées (Angelier, 1990, 1991).

La deuxième méthode est INVD. Cette méthode est adaptée au traitement des failles néoformées. En conséquence elle est utile dans une région déformée par une ou deux phases tectoniques. La méthode INVD permet aussi le calcul numérique du tenseur de contrainte. Après la séparation des failles suivant les différentes familles reconnues sur le terrain, le logiciel calcule automatiquement les directions des axes principaux de paléo-contrainte.

Si les directions principales du champ de contrainte calculé ou supposé sont proches de l'horizontale et de la verticale, nous pouvons envisager la formation de failles néoformées dans l'état actuel (observé) de l'affleurement. Ceci revient à dire que le bloc mesuré n'a pas changé d'orientation (tout au moins par rapport à la verticale) depuis la création des failles, car les directions principales du champ de contrainte sont présumées verticale-horizontales. Si les axes principaux ne sont pas suivant l'horizontale et la verticale (obliques) on peut envisager plusieurs hypothèses (Figure 3-2):

(1), si les couches sont horizontales (pendage de $0-10^\circ$)

- une phase oblique (transpression, transtension) a opéré;
- s'il y a des indices de failles dépendantes (c'est-à-dire des mouvements engendrés par des phénomènes locaux, effets de coin etc.), les mesures sont peu utiles;
- s'il s'agit de failles héritées, elles peuvent être jointes aux mesures correspondant à une phase "évidente" déjà identifiée;

(2), si les couches sont pentées (pendage de plus de 10°)

- s'il y a des indices de failles dépendantes, les mesures sont peu utiles;
- les failles ont été basculées après leur formation;
- les failles ont pu être mal séparées, on recommence alors la séparation.

Dans les cas énumérés celui des failles basculées nous concernera souvent. Les indices de failles basculées sont les suivants:

- on trouve des familles de failles conjuguées, obliques et symétriques par rapport à la stratification (dans le modèle théorique ces failles correspondent aux failles normales ou inverses)
- on trouve des failles verticales par rapport à la stratification (dans le modèle théorique ces failles correspondent aux décrochements).

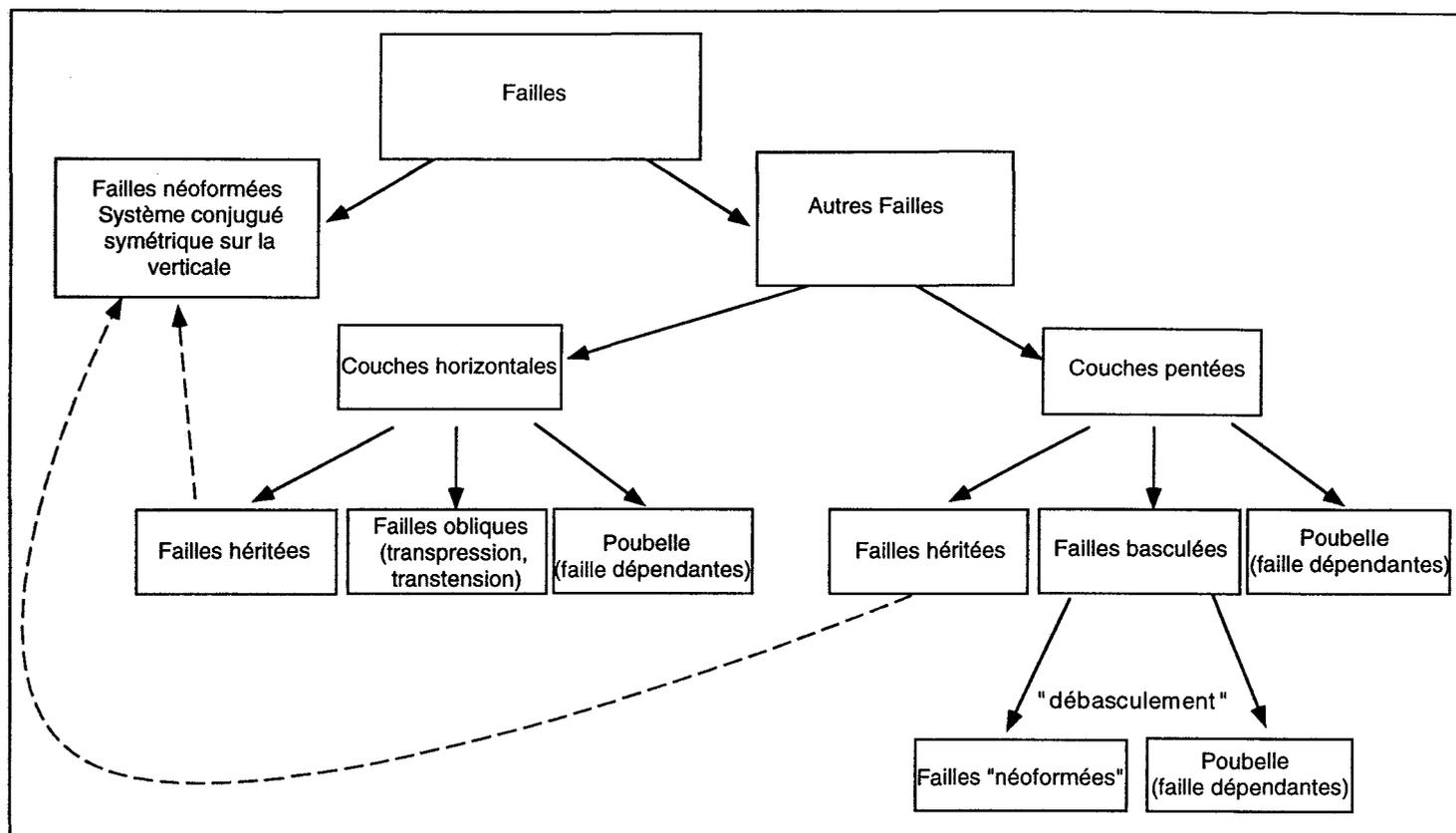


Figure 3-2 Traitements de séparation des failles

Egy általános vető szétválasztási séma

D'autres indices suggèrent également le basculement post-failles de l'affleurement mesuré. Ces indices peuvent être des stries obliques. Quelques-unes ont pu être formées sur des plans de failles héritées, qui ne sont plus adaptées au champ de contrainte agissant. Mais, dans certains cas, notamment dans celui des stries fortement pentées sur des plans proches de la verticale et des stries peu pentées sur des plans plats ou eux-mêmes peu pentés, on peut douter du basculement du bloc mesuré. Dans ce cas, on essaye de rechercher une situation géométrique telle qu'elle corresponde au jeu horizontal-vertical des stries. Cette opération se justifie si la réorientation ou, plutôt, la reconstitution de la situation du bloc s'est faite en remettant la stratification oblique à l'horizontale. Cette opération est appelée parfois "débasquement".

Dans le cas d'un système de failles basculées, le logiciel d'Angelier donne la possibilité de faire une rotation suivant des axes différents, par exemple autour d'un axe horizontal - d'après les mesures de stratification- ou d'un axe vertical - d'après les mesures de direction paléomagnétique-. Après avoir remis la stratification à l'horizontale, on peut alors recalculer le champ de paléocontrainte. Si après le "débasquement", les axes principaux de la paléocontrainte deviennent horizontaux ou presque horizontaux, on admet l'hypothèse qu'il s'agisse d'une phase de déformation anté-basquement. Si c'est un cas unique, nous pouvons envisager un effet local, mais, par contre, si nous l'observons en plusieurs sites, nous devons admettre qu'il y a eu une phase de déformation régionale anté-basquement.

Chapitre II
Les Monts Buda

4. Etude tectonique des Monts Buda

4.1 Cadre du travail, localisation

En surface, affleurent peu de formations géologiques pour la période comprise entre l'Oligocène inférieur et le Miocène supérieur. C'est pourquoi les études tectoniques souterraines peuvent apporter des éléments importants quant à l'âge des déformations. Ce mémoire continue les recherches débutées lors du projet PHARE, dans le cadre d'une coopération franco-hongroise nommée Balaton. On a conservé le même objet d'étude, c'est-à-dire la colline des Roses à Budapest où on trouve 5 grandes grottes naturelles pluri-kilométriques d'origine tectonique.

Les Monts Buda font partie de la Montagne Transdanubienne, constituée essentiellement de roches mésozoïques. Cette montagne peu élevée (700 m de hauteur au maximum) et d'orientation NE-SW, suit la direction d'un synclinal NE-SW. La direction du synclinal change vers l'Est pour s'achever dans les Monts Buda par une direction NW-SE (Balla *et al.*, 1987). Sur les flancs de ces monts se trouvent des vestiges d'un autre bassin, du Paléogène. Les massifs sont entourés par un ensemble de bassins néogènes à remplissage sédimentaire souvent très épais (500-1000 m).

Géographiquement les Monts Buda sont situés au centre de la capitale hongroise, dans la partie ouest de Budapest, sur la rive droite du Danube (Figure 4-1).

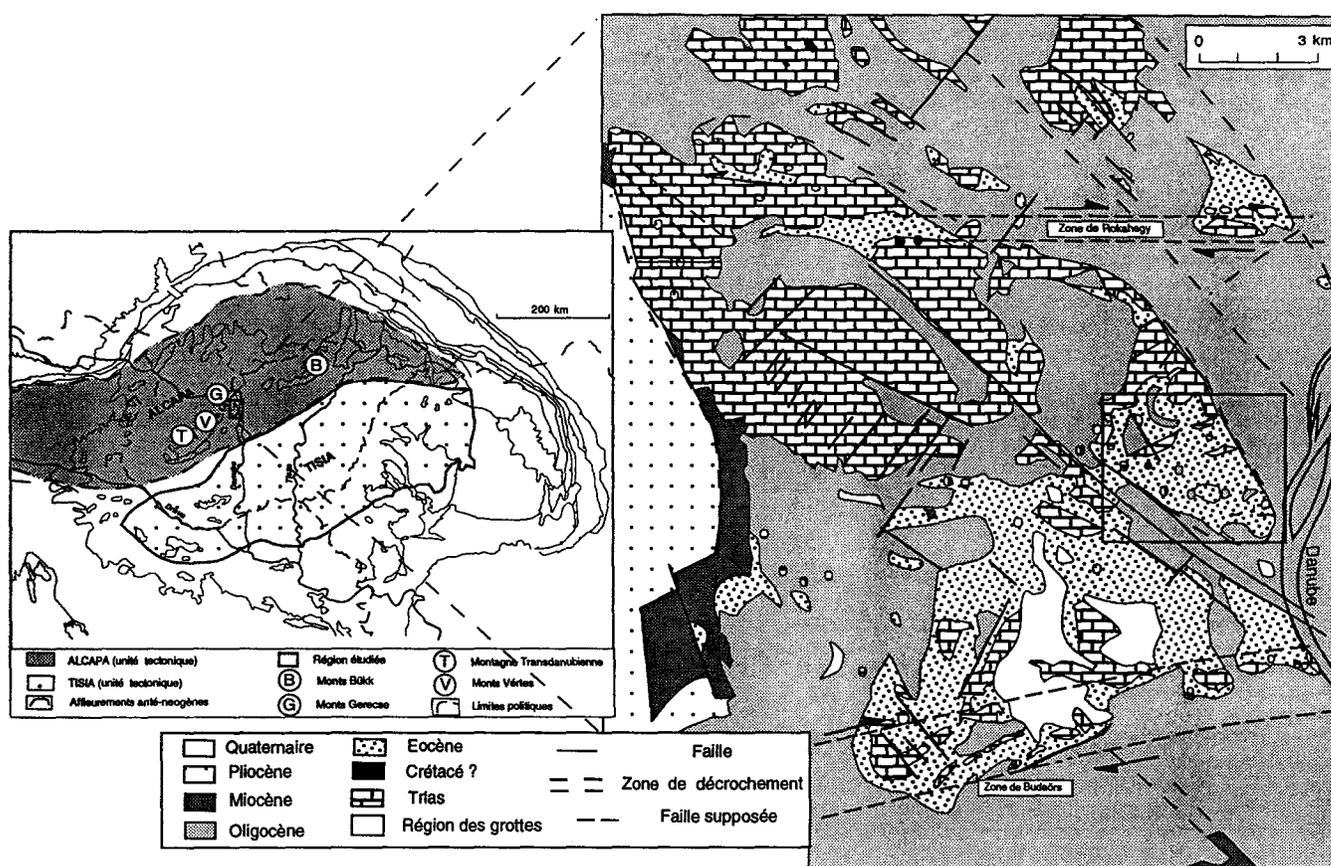


Figure 4-1 Situation et carte géologique (Wein, 1977) des Monts Buda

A Budai-hegység nagyszerkezeti elhelyezkedése és földtani térképe (Wein, 1977)

4.2 Synthèse de la stratigraphie des Monts Buda

4.2.1 Cadre géodynamique des dépôts

La description stratigraphique suivante concerne la région des grottes et des cavités souterraines (Figure 4-2 et Figure 4-3). La succession stratigraphique des Monts Buda se divise, en général, en quatre séries: Mésozoïque, Paléogène (Eocène moyen-Miocène inférieur), Miocène moyen-Pliocène, Quaternaire. Toutes ces séries sont incomplètes, tronquées à leur sommet, et elles sont séparées par des discordances importantes. Le milieu de dépôt des Carpathes a été de type restreint au cours d'une bonne partie du Tertiaire ce qui implique l'emploi de noms d'étages locaux plus au moins corrélables avec les étages internationaux (Figure 4-4).

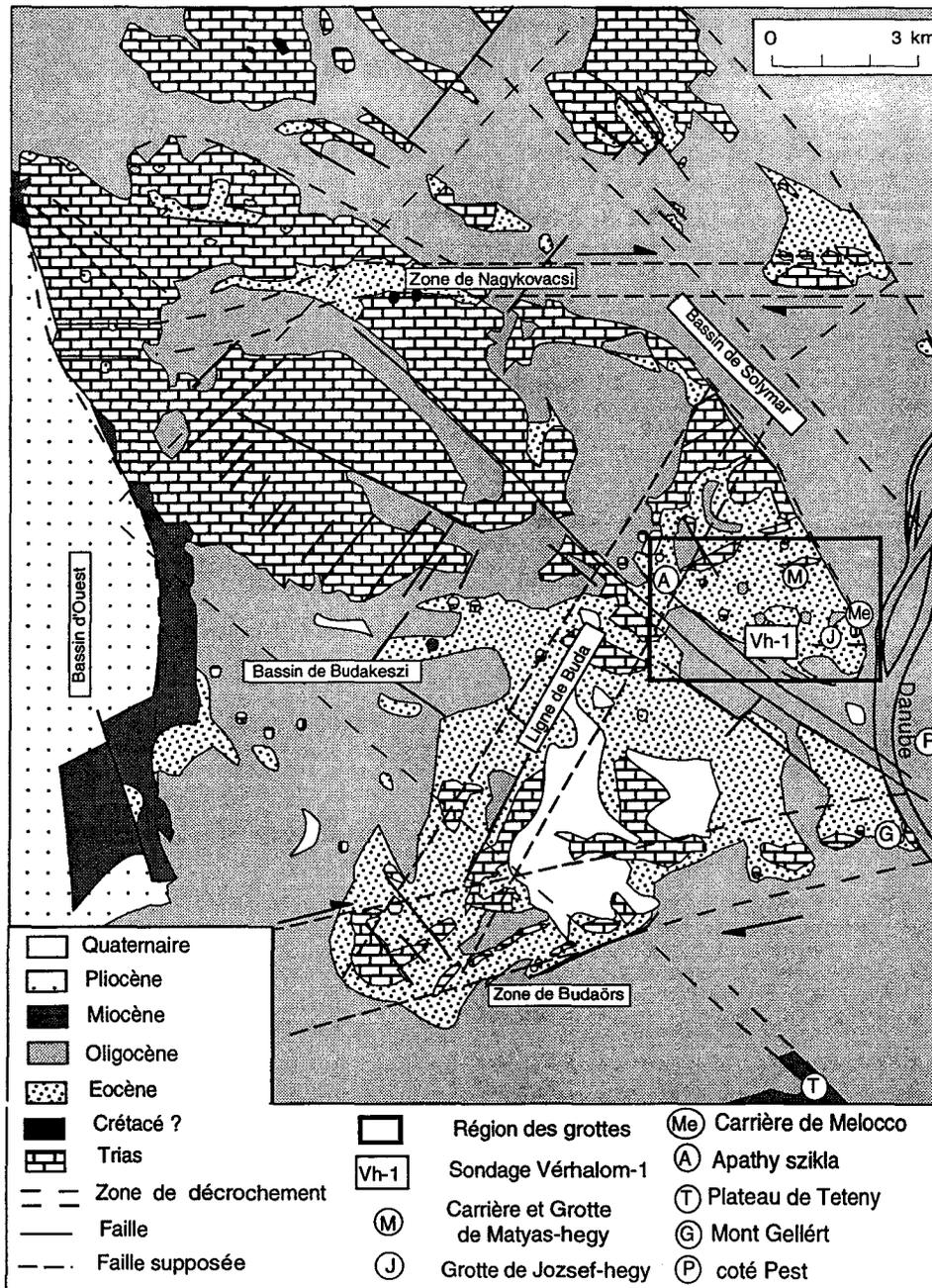


Figure 4-2 Carte géologique des Monts Buda d'après Wein (1977)

A Budai-hegység földtani térképe (Wein, 1977)

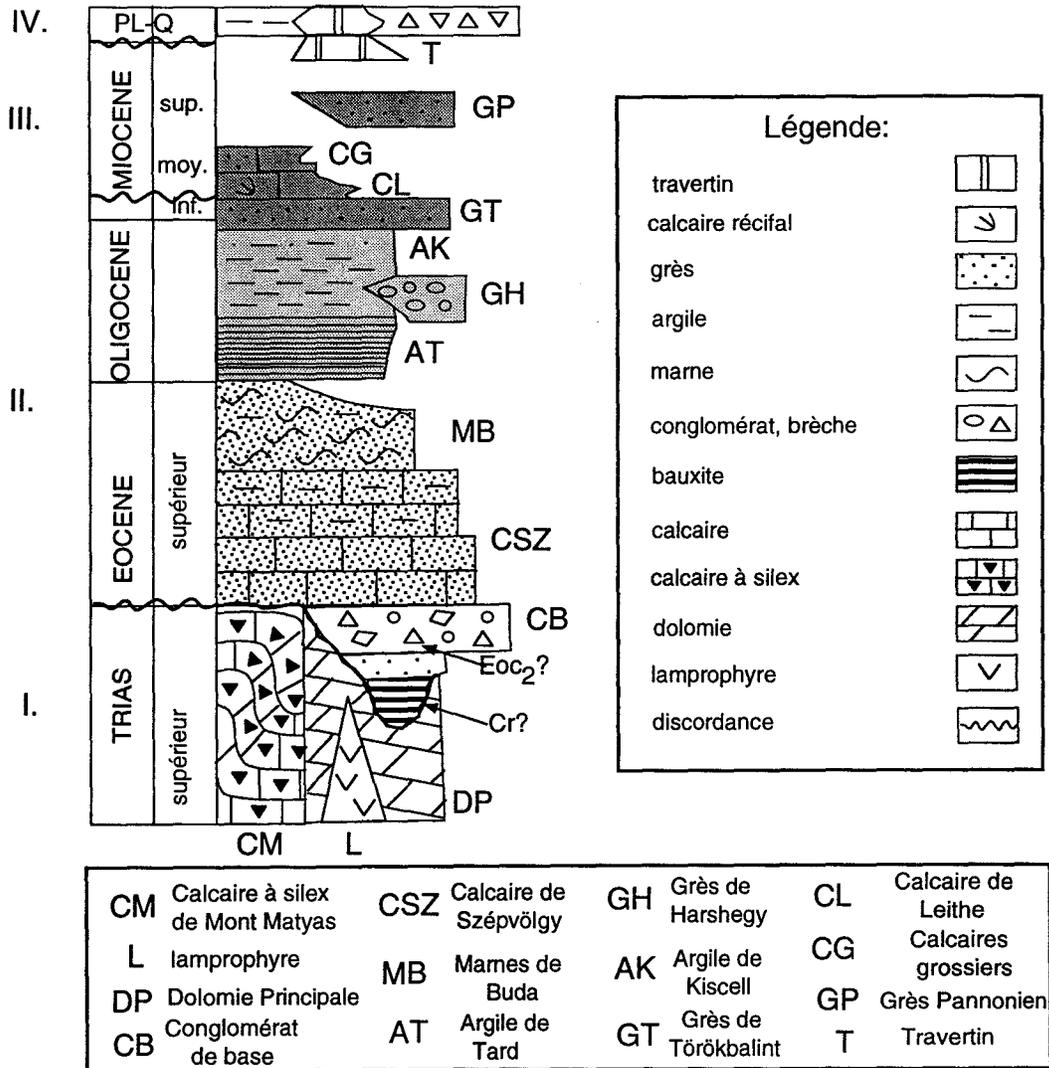


Figure 4-3 Colonne stratigraphique des Monts Buda d'après Fodor et al. (1994)

A Budai-hegység rétegoszlopa (Fodor et al, 1994)

- Le Mésozoïque des Monts Buda est en fait constitué uniquement de Trias (Anisien à Norien). Les dépôts jurassiques et crétacés, absents ici de la succession stratigraphique, affleurent plus à l'Ouest dans le synclinal de la Montagne Transdanubienne (Monts Gerecse et Monts Vértes; Figure 4-1). Pour cette raison, leur absence des Monts Buda pourrait résulter d'une érosion anténummulitique plutôt que de non-dépôt (Haas, 1989, Koczur & Mock 1991).

Au cours du Mésozoïque, les Monts Buda et la Montagne Transdanubienne ont fait partie de l'immense marge Apulienne, au bord méridional de la Téthys (Kovács, 1982). Ce n'est qu'au cours du Crétacé que cette marge passive s'est transformée en marge active, et qu'on est passé à une tectonique compressive.

- La sédimentation du "Paléogène" dans les Monts Buda a duré en réalité de l'Eocène supérieur jusqu'au Miocène inférieur. La succession stratigraphique est assez complète au sein des bassins, mais lacunaire et discordante sur les marges de ces bassins, notamment dans le massif étudié. Les centres de dépôt du Paléogène dans la Montagne Transdanubienne migrent au cours du temps. A l'Ouest, la sédimentation débute à l'Eocène moyen et culmine à l'Eocène supérieur, tandis qu'à l'Est elle débute à l'Eocène supérieur et culmine à l'Oligocène inférieur (Báldi & Báldi-Beke, 1985). Trois modèles ont été proposés pour expliquer la formation et l'évolution de ces centres de dépôt.

Selon le premier (Kázmér & Kovács, 1985), les bassins paléogènes se situent entre les blocs Apulien et Européen, sur un morceau de socle, notamment le bloc de la Montagne Transdanubienne, qui échappe au secteur de convergence des deux blocs précédents. C'est pendant le déplacement tectonique de ce bloc, d'une ampleur de plus de 200 km, que plusieurs bassins se seraient formés (voir évolution tectonique à la fin).

Selon le deuxième modèle (Royden & Báldi, 1988), les bassins paléogènes se situeraient dans un couloir de décrochement dextre. Les bassins se seraient formés en transtension (pull-aparts) lors du jeu des grands accidents. Le diachronisme du remplissage des bassins s'expliquerait par la migration au cours du temps de mouvements majeurs.

Selon le troisième modèle (Tari *et al.*, 1993), les bassins paléogènes se seraient formés en position d'arrière-arc par rapport à la subduction principale (vers le sud), sous le front des Carpathes externes. Selon ce modèle les bassins sont de type flexural (« retroarc flexural basins ») et les centres de dépôt se déplacent devant les fronts retrochevauchants.

La sédimentation paléogène se termine par une série régressive du Miocène inférieur. Au cours de l'Éggenburgien-Ottangien se développe un bassin peu profond à sédimentation marine (Wein, 1977 b).

- La série suivante, Miocène inférieur-Pliocène, débute par une importante discontinuité, indiquant une forte érosion au Miocène inférieur-moyen (Karpalien-Badénien selon Wein, 1977 b), synchrone d'une phase synrift dans le Bassin Pannonien (Horváth et Rumpler, 1984; Horváth, 1986; Bergerat, 1989; Tari *et al.*, 1992) (Figure 4-1). Au cours de la phase post-rift du Bassin Pannonien, une sédimentation très épaisse a eu lieu (6 km dans le fossé de Hódmezővásárhely) au droit de la Grande Plaine Hongroise. Dans les Monts Buda les roches du Miocène sont très rares, car cette période correspond à une importante émergence.

Enfin le Quaternaire sur les Monts Buda, est composé de dépôts continentaux, il reflète une tectonique active. Une partie du remplissage des grottes est également quaternaire.

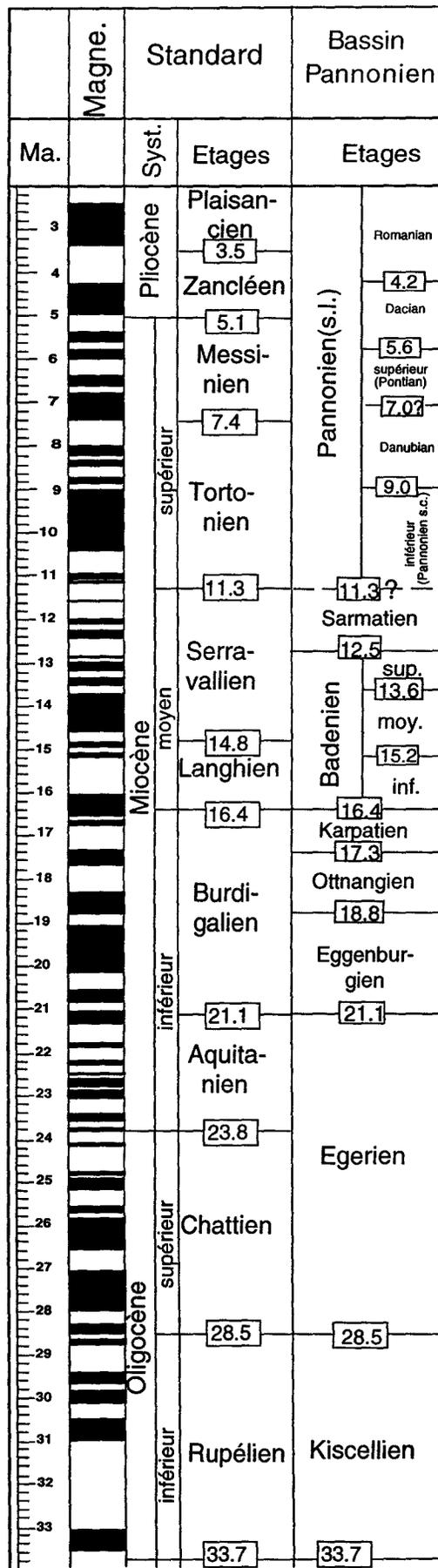


Figure 4-4 Echelle stratigraphique locale du Cénozoïque, étages standards, magnétostratigraphie (d'après Bergrenn et al., 1995; Sacchi et al., 1997; Tari et Weir, 1995)

Ny-Európa és Pannon medence összehasonlító rétegtani beosztása magnetosztatigráfiával

4.2.2 Description des formations

4.2.2.1 Mésozoïque

Trias

Le Trias constitue deux séries bien séparées: une série de plate-forme, et une série de bassin. Selon certains auteurs (Kutassy, 1925; Véghné-Neubrandt, 1974; Wein, 1977 a, b; Koczur et Mock, 1991), ces deux séries sont dans leur position originelle, donc leur répartition reflète une coexistence des faciès hétéropiques. Selon d'autres (Horusitzky, 1943; Fodor et al., 1994), la juxtaposition des divers faciès résulte d'un contact chevauchant créacé. Le problème n'est pas encore résolu de manière définitive (Haas, 1989; Koczur et Mock, 1991).

Série de plate-forme

On distingue du bas vers le haut les formations suivantes (Figure 4-3):

1, Dolomie à Diplopores

La roche la plus ancienne connue dans les Monts Buda est la dolomie aniso-ladinienne du Trias moyen (Kutassy, 1925) située dans la partie SW des monts (Figure 4-2). Cette dolomie est riche en fossiles d'algues vertes et est fortement altérée.

2, Dolomie Principale (Hauptdolomit) (Figure 4-3)

Les sommets et les falaises des monts sont formés par la Dolomie Principale qui atteint une épaisseur de 400 à 500 m. (Wein, 1977, b). L'âge de cette dolomie est Carnien supérieur - Norien inférieur (Hoffmann, 1871). Elle est blanche, quelquefois jaune ou grise, micritique ou microsparitique. En général, les couches semblent très épaisses, mais leurs plans de stratification sont peu visibles en raison de l'altération, de la silicification et de l'hydrothermalisme. La stratification est souvent indiquée par de minces délits d'argile ou de marnes. Le faciès correspond à une plate-forme peu profonde avec quelques fossiles néritiques (Haas, 1989).

3, Calcaire de Dachstein

Cette formation est datée du Norien par les fossiles (brachiopodes, megalodus). Elle atteint une épaisseur de 500-600 m, parfois 800 m (Wein, 1977 b). Il s'agit de calcaires micritiques ou microsparitiques blancs, rosés à la base. Les couches sont épaisses et intercalées avec des argiles.

Cette formation, traversée par de nombreux filons de calcite, affleure dans la partie ouest des Monts Buda, au delà du Mont de János (Figure 4-2). Il s'agit de faciès de plate-forme peu profonde.

Série de Bassin

1, Formation de Kössen

Cette formation n'affleure pas, mais est connue dans le sondage de Vérhalom-1 (Figure 4-2). Il s'agit d'un calcaire norien partiellement dolomitisé, laminé, gris ou noir, argileux et pyriteux. A partir des analyses de microfaciès, Kleb *et al.* (1993) considèrent que ces roches se sont formées dans un bassin peu profond avec beaucoup d'éléments détritiques. Il s'agit d'une série de plate-forme mobile ou pentée caractérisée par la présence de slumps, de couches renversées et où l'on a trouvé plusieurs failles synsédimentaires.

2, Calcaire à silex de Mátyás-hegy (Figure 4-3)

Cette formation affleure dans les carrières de Mátyás-hegy et de Melocco, et dans la grotte de József-hegy (Figure 4-2). Cette formation est du Norien inférieur et moyen d'après les microfossiles, des conodontes et des foraminifères (Dosztály, 1992). La formation est divisée en deux membres (Balogh, 1981). La transition entre les deux est difficile à observer dans la région des Monts Buda.

Le premier membre est constitué d'un calcaire gris ou brun, bien stratifié en bancs peu épais. Sa texture est micritique, quelquefois microsparitique. La silice se manifeste sous deux formes, soit en zone silicifiée soit en silex. Les silex soulignent parfois le litage dans la grotte de Mátyás-hegy (Figure 4-2). Leur taille est variable, et ils peuvent atteindre 30 cm. Il s'agit d'un faciès de zone pélagique (Kleb et al., 1993).

Le deuxième membre est dolomitisé (Balogh, 1981). Il affleure dans la carrière du Melocco et fait l'objet d'études stratigraphiques en cours (Török, 1996).

Aucune roche mésozoïque plus récente ne semble affleurer dans les Monts Buda. La série triasique est traversée par un dyke de lamprophyre (Figure 4-3). D'après les études pétrologiques, il s'agirait d'un dyke extensif en milieu continental (Kubovics *et al.*, 1989, Szabó et al. 1992). Son âge et ses relations avec l'encaissant restent mal connus (Kubovics *et al.*, 1990).

Crétacé - Eocène?

Entre le Trias supérieur et l'Eocène moyen?-supérieur, quelques mètres d'épaisseur de bauxite (Figure 4-3) ont été observés. Cette dernière pourrait être crétacée ou éocène par analogie avec les dépôts de la Montagne Transdanubienne (Szantner *et al.*, 1986).

4.2.2.2 Paléogène

Eocène

Conglomérat ou Brèche de Base (Figure 4-3)

Le conglomérat est visible en surface dans le Mátyás-hegy, la Carrière de Melocco, dans le Mont Látó, au Balogh-szikla, à l'Apáthy-szikla, au Kökapu et dans les grottes de Mátyás-hegy et Kishideglyuk (Figure 4-2). Les galets du conglomérat sont d'origine autochtone (galets de calcaire, dolomie et silex d'âge triasique), mais aussi allochtone (volcanite triasique, quartzite). L'épaisseur de cette formation est inférieure à 10 m. Le faciès semble correspondre à une côte de falaise (conglomérat de base), ou encore être d'origine tectonique (Fodor *et al.*, 1992, 1994 ; Figure 4-5). Ces différentes interprétations seront discutées plus loin (cf. 4.6).

Calcaire de Szépvölgy (Calcaire Nummulitique)

Il s'agit d'un calcaire gris clair, jaune à l'altération, très riche en fossiles. Ce calcaire de l'Eocène supérieur constitue la principale roche encaissante des grottes. Dans les Monts Buda, il affleure autour de buttes de Trias supérieur. Les bioclastes dominants sont des foraminifères, des échinodermes et des coraux. Une étude détaillée des microfaciès (Kázmér, 1985 b; Kázmér *et al.*, 1994; Kleb *et al.*, 1993) replace ces dépôts au sein d'une tendance transgressive. Ils correspondent à des milieux lagunaires, et de plate-forme interne. L'âge de cette formation, Eocène supérieur, est déterminé à partir d'une étude paléontologique (Báldi et Báldi-Beke 1985, Nagymarosy 1992) NP : ("zonations nannoplanctoniques") 18-19/20. Les niveaux les plus jeunes présentent un âge magnétostratigraphique de 38 Ma (Lantos, 1992). Cette formation est également fortement marquée par une tectonique synsédimentaire éocène (Fodor *et al.*, 1992, 1994; Kleb et al., 1993). Les

hypothèses les plus récentes concernant les environnements de dépôt proposent l'existence d'un paléorelief proche en barrière (antiforme) d'orientation NE-SW parfois émergé au cours du soulèvement tectonique (Figure 4-5). Cette barrière (Ligne de Buda) aurait contrôlé la sédimentation des domaines interne et externe de la plate-forme (Figure 4-2) (Fodor *et al.*, 1992; Fodor *et al.*, 1994; Tari *et al.*, 1993).

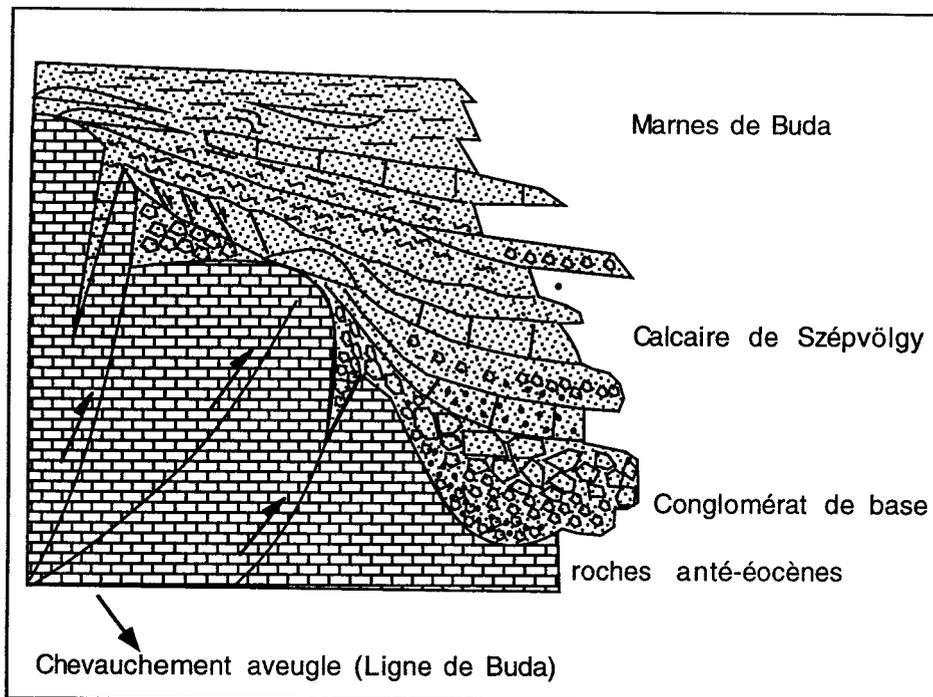


Figure 4-5 Modèle tectono-sédimentologique de l'Eocène supérieur des Monts Buda selon Fodor *et al.* (1994)

A felső eocén tektono-szedimentológiai modellje (Fodor et al., 1994)

Ce calcaire a été affecté par une intense silicification une dolomitisation et par plusieurs stades de minéralisation. Les résultats des études de réflexion de la vitrinite (0.3-0.55 Ro%; Hámorné Vidó, 1992) montrent qu'il a été porté à une température de 150 C° c'est-à-dire à une profondeur de 1000-1500 m.

Eocène-Oligocène

Formation des Marnes de Buda (Figure 4-3)

Elles affleurent en surface mais également à la faveur de couloirs de grottes. Jaunes en surface, grises en sondages, ces marnes contiennent une microfaune (zone NP 19/20-21, Báldi et Báldi-Beke, 1985; Nagymarosy 1994) les situant entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur. L'âge magnétostratigraphique est 37-38 Ma. (Lantos, 1992). Les traces d'activité tectonique synsédimentaire sont moins nombreuses que dans les calcaires décrits précédemment (Kleb *et al.*, 1993).

La base de la série correspond à une sédimentation turbiditique (Báldi *et al.*, 1984; Varga, 1985) associée à de la matière organique. D'après l'analyse des microfaciès (Kázmér 1985; Kleb *et al.*, 1993), les environnements de dépôts seraient des domaines de plate-forme externe et interne.

Ces marnes ont été affectées par une importante diagenèse et de l'hydrothermalisme. Les résultats des études de réflexion de la vitrinite montrent encore une température relativement élevée (0.3-0.5 Ro%; Hámorné Vidó, 1992).

Oligocène

Grès de Hárshegy (Figure 4-3)

Ces grès blanc et jaune ont une épaisseur souvent inférieure à 100 m, mais peuvent atteindre localement 200 m (Báldi, 1983). Ils sont composés de quartz, quartzite, silex, et quelquefois de calcaire ou de dolomie (Báldi, 1983). L'âge manétostratigraphique de 30 Ma correspond à l'Oligocène inférieur (Lantos, 1992). Absente dans la région des grottes, cette formation affleure dans la partie ouest des Monts de Buda. Les grès de Hárshegy transgressent une surface érodée (Telegdi-Roth, 1923). Les grès de Hárshegy sont synchrones avec le sommet de l'Argile de Tard et avec la base de l'Argile de Kiscell (Tari *et al.*, 1993).

Deux types de grès ont pu être distingués par leur degré de silicification. Celle-ci serait une modification secondaire liée à l'activité hydrothermale (Báldi, 1983). Les grès silicifiés sont distribués dans une zone de direction NE-SW, nommée "Ligne de Buda" par Báldi et Nagymarosy (1976), zone interprétée comme un domaine tectonique actif (Fodor *et al.*, 1992, 1994).

Argile de Tard (Figure 4-3)

L'argile laminée grise, brune ou noire, contient souvent des grès à silex avec un granoclassement normal, et quelquefois aussi des calcaires allodapiques (Varga, 1982). L'épaisseur maximale est de 100 à 120 m. Ces grès correspondent aux faciès hétéropiques (Grès de Hárshegy) vers les flancs des bassins. Plusieurs lits de tufs de quelques centimètres peuvent être suivis dans tout le bassin.

L'âge de cette formation va de 36 à 30 Ma (Tari *et al.*, 1993; Lantos, 1992). Dans les affleurements la limite entre les Marnes de Buda et l'Argile de Tard est assez difficile à identifier. En général, les affleurements sont rares depuis que l'exploitation de ces roches a cessé à Budapest. Dans la région des grottes nous trouvons des affleurements seulement à la faveur de nouvelles constructions.

Les analyses de faciès montrent qu'il s'agissait d'un bassin restreint et euxinique (Báldi 1985, Nagymarosy 1994).

Argile de Kiscell (Figure 4-3)

Il s'agit d'une argile grise et peu stratifiée, où sont intercalés localement des bancs de sables ou d'aleurolites à granoclassement normal. L'épaisseur de cette formation est de 400 m mais peut atteindre 1000 mètres. Ces argiles affleuraient en carrières par la suite recouvertes. Actuellement, elles ne s'observent pas dans la région des grottes. Plusieurs lits de tuf volcanique, de quelques centimètres, ont pu être individualisés dans ces argiles et dans l'Argile de Tard à travers l'ensemble du bassin.

Les analyses de faciès montrent que l'Argile de Kiscell s'est déposée dans un bassin profond (Báldi, 1983; Nagymarosy, 1994).

L'âge de cette formation d'environ 32-30 Ma correspond à l'Oligocène inférieur (Tari *et al.*, 1993). L'argile de Kiscell affleure dans les bassins profonds bordant les Monts Buda. Dans le bassin, elle se développe en concordance sur l'Argile de Tard.

Les autres formations paléogènes se localisent dans la partie ouest des Monts Buda sans affleurer dans la région des grottes; la lithologie en sera brièvement décrite. Cette série paléogène montre au sommet une tendance régressive, marquée par le dépôt de grès et de conglomérats sur les flancs du bassin, et de silts au centre de ce dernier (Báldi, 1983).

Oligocène supérieur-Miocène inférieur

Schlier de Szécsény

Il s'agit d'argiles grises pauvres en fossiles intercalées avec des niveaux gréseux (Majzon, 1939). L'âge est entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur d'après les fossiles (Báldi, 1985). Il est difficile à identifier la limite entre les Argiles de Kiscell et le Schlier de Szécsény dans le bassin. Cette formation affleure dans les bassins plus profonds (Bassin de Solymár, Bassin de Budakeszi, au-dessous de Pest, Figure 4-2).

Grès de Törökbálint

Ces grès à stratifications entrecroisées riches en fossiles (*Pectenulus*), Oligocène supérieur à Miocène inférieur (Tari *et al.*, 1993), affleurent au Sud et à l'Est des Monts Buda sous le plateau de Tétény (Figure 4-2) et de Pest (Wein, 1977b; Báldi *et al.* 1972). Synchrones du Schlier de Szécsény, ce faciès correspond à des sables littoraux.

Miocène inférieur

Grès à Pecten (Budafok)

Ces grès fins à stratifications entrecroisées intercalés avec de niveaux conglomératiques sont riches en lamellibranches et en fossiles remaniés d'âge Oligocène inférieur dit ici Eggenburgien (=Burdigalien, Báldi, 1983). Affleurant au nord du plateau de Tétény et au sud de Budapest (Figure 4-2) ils reposent en onlap sur une surface érodée (Wein, 1977b). En surface, l'épaisseur de cette formation est de 25-30 m et en sondage (Budafok-2), elle peut atteindre 150 m (Báldi, 1983). Ses faciès sont attribués à des dépôts deltaïques et côtiers (Wein, 1977b).

Grès, Sable et Argile ottnangiens

Ces grès, conglomérats et argiles à foraminifères ont une épaisseur de 35-40 m (Wein, 1977b) et datent de l'Ottngien (Burdigalien, Báldi, 1971). Ils se déposent en continuité sur le grès à *Pecten* (Wein, 1977b). Cette formation se localise dans le bassin profond en rive droite du Danube (Figure 4-2).

4.2.2.3 Miocène inférieur-Miocène supérieur

Karpatien

Grès Karpatien

Le grès Karpatien se dépose sur une surface érodée (Wein, 1977b). Son épaisseur générale est de 50-100 m mais peut atteindre 300 m (Wein, 1977b). Il présente souvent une stratification oblique. Ces grès semblent représenter un milieu deltaïque. En domaine proximal, ils sont souvent interstratifiés avec des conglomérats et des argiles. Ils contiennent très peu de fossiles: on trouve seulement quelques troncs d'arbres silicifiés. Le sommet contient un tuf volcanique de 20 m d'épaisseur indiquant une importante activité volcanique (Wein, 1977b) enregistrée dans l'ensemble du bassin Pannonien et datée de 18 Ma (Hámmor *et al.*, 1980).

Badénien

Calcaire de Leitha

Il s'agit de calcaire blanc riche en fossiles, tels que des algues rouges et des *Pectens* (Bergerat *et al.*, 1983). Son épaisseur maximale est de 10 m (Wein, 1977b). Le calcaire de Leitha se situe sur le plateau de Tétény, au sud des Monts Buda (Figure 4-2) s'est formé sur une plate-forme tranquille dans le bassin pannonien (Bergerat *et al.*, 1983). Ce calcaire correspond à un milieu de plate-forme calme située au sein du bassin Pannonien (Bergerat *et al.*, 1983). Il a subi des déformations synsédimentaires décrites par Bergerat *et al.* (1983).

Sarmatien

Calcaires grossiers

Sur ce même plateau de Tétény (Figure 4-2) se trouvent des calcaires grossiers jaunes, riches en fossiles, d'une épaisseur de 30-40 m (Wein, 1977b), et à pendage faible. Le sommet des calcaires montre quelques niveaux à stratifications entrecroisées. Ces calcaires reposent en continuité sur les calcaires de Leitha. Ils font encore l'objet d'une importante exploitation en carrières à ciel ouvert ou souterraines mais constituaient la roche de construction la plus utilisée au début du siècle. Ils se sont déposés sur une plate-forme calme située au sein du bassin (Palotás, 1991). Ils sont affectés par des déformations synsédimentaires, décrites par Fodor *et al.* (1992, 1994).

Pannonien

Il s'agit de grès fins, à *Congeria*, *Melanopsis* et *Unio* (Mollusca). Ils sont diachrones et se déposent en continuité ou en discordance sur les dépôts sous-jacents (Földvári 1933). Ils sont parfois intercalés avec des conglomérats et des argiles grises et rouges. Le faciès est littoral ou deltaïque selon les endroits.

4.2.2.4 Quaternaire

Conglomérat de base

Deux types de conglomérats sont décrits dans les Monts Buda. L'un est à galets polygéniques (calcaires triasiques, éocènes, oligocènes) de taille maximale 25 cm et a une épaisseur de 20 cm à 2 mètres (par exemple sous le château). Le deuxième conglomérat est monogénique avec des galets de quartz de 1 à 2 cm (Pécsi, 1974).

Travertin

Le développement de ce travertin est ponctuel et commence déjà au Pannonien supérieur. Toutefois, selon certains auteurs (Wein, 1977a, b; Scheuer et Schweitzer, 1980) on peut distinguer divers niveaux selon l'altitude. D'après ces auteurs, la formation du travertin en différents niveaux et la formation des grottes résultent du même processus. En général, on distingue cinq grands niveaux selon l'altitude (Scheuer et Schweitzer, 1980):

Travertin

400 m -Mont Szabadság
 230 -220 m - Ferenc-hegy
 200-180 m - niveau de Mátyás-hegy
 130 m-niveau du Château, plateau
 de Kiscell
 105-108 niveau récent du Danube

Grotte

grotte Bátori
 grotte de Ferenc-hegy
 grotte de Mátyás-hegy
 grotte du Château
 grotte de Molnár

Il faut cependant noter qu'il n'existe pas encore d'études détaillées qui rendraient certaine la relation entre les niveaux de travertins et les grottes. Les travertins sont bien stratifiés et contiennent des fossiles, tels que des dents de mammoth, des feuilles, et des gastéropodes (Schréter 1912, 1953; Krolopp *et al.*, 1976). La température de l'eau lors de leur formation a été estimée, à l'aide de l'étude des isotopes stables de O et C, à 30-50 °C (Nádor, 1995).

Loess et Eboulis

Les Monts Buda ont été recouverts en partie de loess, de 0,5 à 2 m d'épaisseur, ou d'éboulis (Horusitzky, 1938) où s'observent des processus de cryoturbation (Kriván *et al.* 1986).

Conglomérats des Terrasses du Danube

Sept terrasses du Danube ont été dénombrées dans les Monts Buda (Pécsi, 1974) qu'on a proposé de corréler aux niveaux de travertin (Scheuer & Schweitzer 1980). Elles sont composées de conglomérats à galets bien arrondis; ces derniers sont constitués d'andésites, de calcaires mais souvent on trouve aussi des granites et des roches métamorphiques.

4.3 Idées antérieures sur la tectonique des Monts Buda

Dans ce paragraphe on rappelle les études tectoniques antérieures. Des synthèses bibliographiques concernant la région ont été réalisées par Wein (1977a, b), Báldi (1985), Haas (1989), Nagymarosy (1994). Le lecteur est renvoyé à ces ouvrages pour une bibliographie détaillée après 1977. Toutefois, quelques oeuvres en relation directe avec ce travail sont à signaler.

Koch (1871) a donné la première description tectonique des Monts Buda où il distinguait déjà différentes phases tectoniques. Ensuite, Szentés (1934) a présenté une chronologie relative des déformations tectoniques pour une région restreinte des Monts Buda (zone de Nagykovácsi) (Figure 4-2).

Pávai Vajna (1934) a observé la phase plicative anté-éocène et les phases cassantes avec flexures post-éocènes. Il a également proposé la phase chevauchante anté-éocène d'après les mesures effectuées au Mont Gellért (Figure 4-2). Cette phase correspond à une compression NW-SE.

A partir d'études paléontologiques et paléogéographiques, Földvári (1931) a décrit une phase tectonique cassante entre Pannonien inférieur et Pannonien supérieur. La direction préférentielle des failles était considérée comme N-S. Bokor (1939), après avoir étudié la cartographie et la tectonique de la partie occidentale des Monts Buda (Figure 4-2), a proposé une succession de phases tectoniques au cours du Néogène. Selon cet auteur la première serait une compression N-S post-oligocène, et la deuxième une phase avec des mouvements décrochants de direction N-S post-sarmatiens (Miocène moyen).

Jaskó (1933, 1939) a décrit quelques plis d'axe NE-SW dans les roches éocènes des Monts Buda puis plusieurs plis d'axe NNW-SSE d'après une cartographie détaillée du bassin limitrophe à l'Ouest des monts. La déformation semble post-Paléogène, ou post-Pannonien. En 1948, il a publié, une étude tectonique de la grotte de Mátyás-hegy qui est la première du genre.

Horusitzky (1943, 1958) a décrit pour la première fois des unités chevauchantes dans les Monts Buda, divisant les monts en deux grandes unités à partir des faciès triasiques. Il a déterminé l'âge des chevauchements comme paléogène. Le front de chevauchement de direction NE-SW correspond à peu près aux sommets du Mont Buda (Figure 4-2).

Wein (1977a, b) a publié la première carte tectonique détaillée des Monts Buda, distinguant cinq phases tectoniques. Ses interprétations seront reprises dans le chapitre de discussion. Báldi et Nagymarosy (1977), Báldi (1982, 1983), Báldi et Báldi-Beke (1985), Nagymarosy (1994) ont défini, à partir des études paléontologiques et stratigraphiques, une barrière de faciès oligocène dans le massif en la nommant "Ligne de Buda" (Figure 4-2). Cette ligne correspond, en gros, au chevauchement de Horusitzky (1948). Bergerat *et al.* (1983) ont donné les premières analyses microtectoniques sur le plateau de Miocène moyen au Sud de Budapest et décelé une extension synsédimentaire de direction NW-SE.

Balla et Dudkó (1989) ont dessiné une zone de décrochement dextre au Nord des Monts Buda (Zone de Nagykovácsi) à partir des différences de faciès du Trias supérieur. Ce mouvement serait Oligocène à Miocène inférieur. Les mêmes auteurs, en 1991, ont décrit des plis dans l'Oligocène inférieur. Ils datent du Miocène inférieur la formation de tous les plis décrits par leurs prédécesseurs.

Une équipe de géologues hongrois a mené récemment une étude en termes de paléo-contraintes sur les affleurements de surface. (Fodor et Kázmér, 1989; Fodor *et al.* 1991; Fodor *et al.* 1992; Fodor *et al.* 1994). Cette étude a abouti à une synthèse moderne tectono-sédimentologique. Ils ont séparé cinq phases de déformation à peu près similaires à celles proposées par Wein (1977a, b). Leurs interprétations et cartes seront reprises dans le chapitre de discussion. Enfin, avec les mêmes conceptions, une thèse tectono-sédimentologique a été présentée récemment par Magyar (1996).

4.4 Observations tectoniques nouvelles dans les Monts Buda

Nous commençons par la description d'un sondage qui a été fait dans la colline des Roses, car il permet de démontrer qu'une tectonique synsédimentaire a affecté le Trias. Puis nous donnons les résultats tirés de l'étude des grottes et des cavités souterraines artificielles, afin de réinterpréter l'histoire de la déformation cassante d'une partie des Monts Buda.

4.4.1 Le sondage Vérhalom-1

Le sondage Vérhalom-1a été réalisé dans le cadre du projet PHARE en 1992. Ce sondage a été implanté au sommet de la colline des Roses (VH-1) (Figure 4-2) pour traverser toute la série affectée par des phénomènes karstiques. Il a atteint une profondeur de 250 mètres et a été étudié sous plusieurs aspects: sédimentologie, paléontologie, tectonique, inclusions de fluides, réflexion de la vitrinite, magnétostratigraphie etc.. Dans ce mémoire nous nous bornons à décrire les principales figures tectoniques, à partir des nombreux dessins réalisés lors du dépouillement des carottes. Dans les premiers 50 mètres, le sondage a traversé les Marnes de Buda (Eocène-Oligocène) et le Calcaire Nummulitique (Figure 4-6). Puis, après un court intervalle de conglomérat de base, le sondage a atteint des calcaires, des marnes et des dolomies triasiques (Figure 4-6). Les pendages sont en général de 30° pour la série de l'Eocène supérieur et très variables pour le Trias supérieur. Seuls les indices de déformations sont énumérés: le sondage n'étant pas orienté, le calcul des directions de paléo-contraintes n'a pu être réalisé.

Déformations enregistrées dans l'Eocène

- A la cote 23,2 m (Figure 4-6), les foraminifères sont réorientés parallèlement dans un plan oblique et leur disposition suggère le jeu normal d'une faille peu après leur dépôt ; il s'agit sans doute de déformations synsédimentaires.

- Encore à 23,2 m, une fente karstique est remplie par des argiles stratifiées à litage horizontal. En conséquence, ce remplissage s'est produit après le basculement du calcaire éocène (pendage 30°).

- A 26,2 m, les pics stylolitiques horizontaux indiquent qu'il y a eu une surcharge sédimentaire plus importante qu'actuellement, mais leur horizontalité dans des couches pentées de 30° montre aussi que cette surcharge importante était apparue (les plans stylolitiques ne sont pas parallèles à la stratification) après le basculement ; le même style de dispositif a été vu plusieurs fois dans le sondage.

- A 34,6 m, les pics stylolitiques obliques associés à des fentes d'extension résultent d'une compression oblique. Leur orientation montre plutôt une transpression postérieure à la lithification.

Déformations enregistrées dans le Trias (Figure 4-6)

- A 61,2 m, les stylolites à pics horizontaux (plan stylolitique vertical) indiquent une compression horizontale ; la roche a subi un régime compressif (σ_1 horizontal).

- A la cote 108 m, les dépôts cachètent une cassure oblique qui a donc fonctionné lors d'une phase de tectonique synsédimentaire.

- A 137,9-138,1 m (carotte déroulée) une couche calcaire compétente a été tronçonnée tandis que l'argile ductile s'est insérée dans les cassures. Il n'y pas d'argument pour déterminer l'âge relatif de ce phénomène.

- Des tectoniques multiphasées sont décelables à 131 m et 151,8-151,9 m. La carotte illustrée à 131 m montre deux familles de failles normales. La première famille forme un système de "dominos extensifs". Ce système de dominos a été ultérieurement coupé par une faille normale moins pentée. Dans ce cas, deux phases extensives semblent avoir déformé le sédiment. L'autre exemple à 151,8 - 151,9 m montre une faille normale oblique (I. pitch 50°) coupée par une faille inverse (II); ensuite, ces deux failles ont été décalées par des failles normales (III). La première phase extensive a été suivie

d'une phase compressive avant une seconde phase extensive, avec chaque fois un rejet de quelques centimètres.

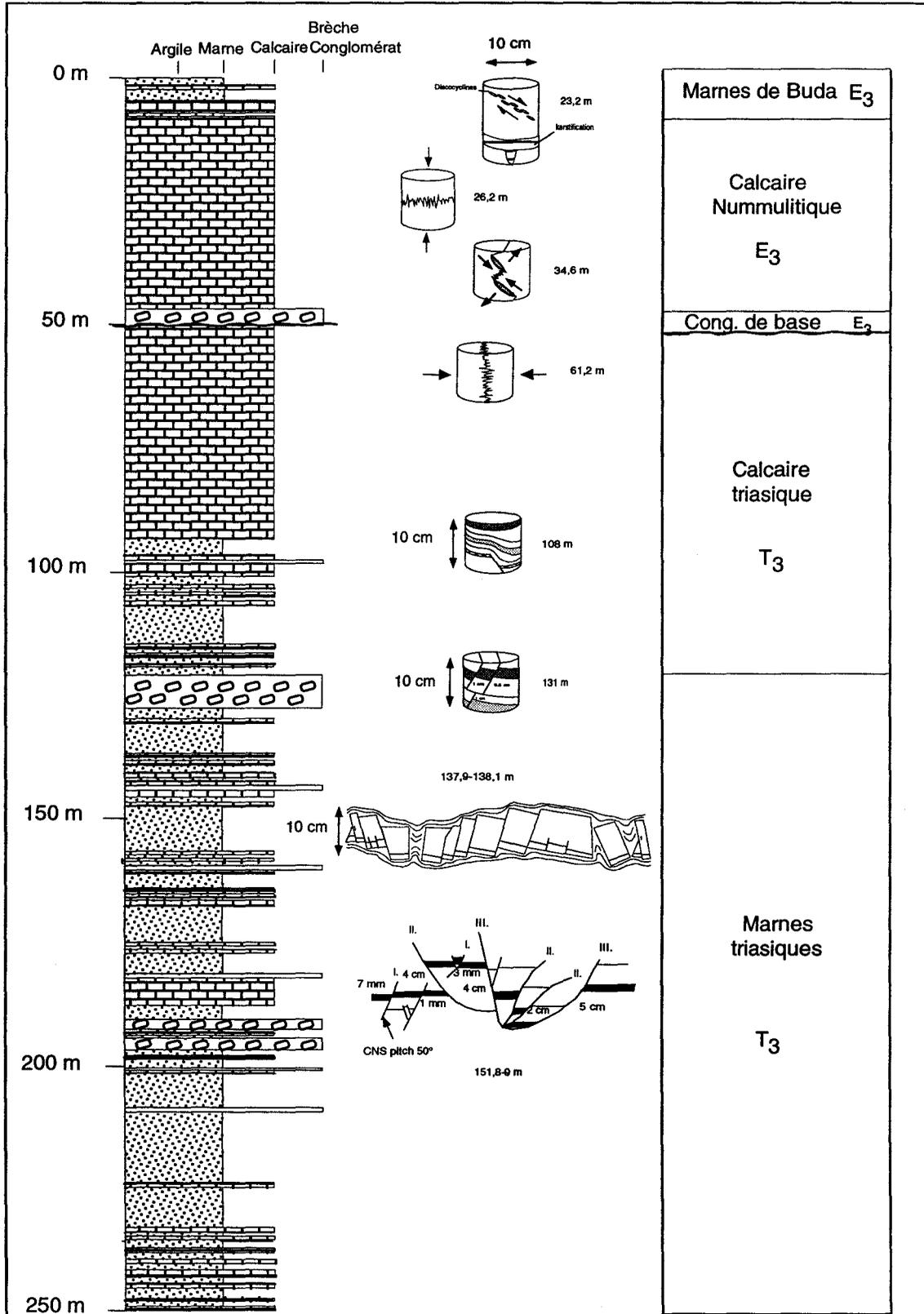


Figure 4-6 Sondage Vérhalom-1(VH-1) avec les principaux indices de déformations

A vérhalomtéri furás alapvető tektonikai fázisai

Bilan

L'analyse microstructurale du sondage VH-1 apporte les indices suivants:

- 1, une phase d'extension synsédimentaire durant le Trias supérieur;
- 2, les roches du Trias supérieur ont subi différents événements tectoniques, tantôt extensifs tantôt compressifs (stylolites, déformations polyphasées);
- 3, une phase d'extension synsédimentaire a eu lieu durant l'Eocène supérieur;
- 4, d'après les stylolites obliques, l'Eocène supérieur a été affecté par une phase tectonique compressive oblique (transpressive);
- 5, les stylolites horizontaux montrent qu'il y avait encore un recouvrement épais (on verra que c'est probablement vers la limite Oligocène-Miocène) aujourd'hui disparu par érosion alors que les couches avaient déjà été basculées.

4.4.2 Introduction, genèse des grottes de la colline des Roses

On peut ici étudier la déformation en sous-sol. Cette colline est perforée de nombreuses grottes parmi lesquelles cinq grandes grottes dont les galeries ont un développement pluri-kilométrique. Ces grottes se trouvent à deux altitudes:

- la zone de Ferenc-hegy, à 230 m
- le pied du sommet de Mátyás-hegy, à 180 m

Après une revue des processus qui ont engendré ces grottes, nous exposons le résultat des études structurales. **Le propos de cette étude est d'établir la relation chronologique entre les phases de remplissage et la tectonique.**

La formation des grottes actuelles est pour l'essentiel d'âge quaternaire (Jaskó, 1948; Leél-Össy, 1957; Scheuer et Schweitzer, 1980; Krausz 1982), selon les datations radiométriques faites par Leél-Össy (1997). Quelques auteurs sont en faveur de la formation de grottes beaucoup plus anciennes à l'Eocène (Korpás, 1992). En effet dans la plupart des grottes existent des indices paléokarstiques (Krausz, 1988; Benkovics et al. 1995), et certains remplissages ne contiennent que des fossiles éocènes. Mais nous pensons que la surcharge qui existait encore à la fin de l'Oligocène interdit de faire l'hypothèse d'une création de grottes à la fin de l'Eocène, et que les fossiles dans les remplissages ne représentent qu'un remaniement.

Korpás et Juhász (1990), Nádor (1991,1994) ont distingué plusieurs sites stratigraphiques potentiels de karstification dans la Montagne Transdanubienne : la karstification s'installe plutôt dans les discontinuités, donc sur les surfaces de discordances importantes.

Les grottes sont très riches en différentes précipitations et sont réputées être les plus belles grottes thermales du monde (Adamkó et Leél-Össy, 1984). Il existe plusieurs théories pour expliquer la formation de ce type de grottes. Müller et Sárváry (1977), Kovács et Müller (1980), à la suite de Jakucs (1950) et Balázs (1966), ont supposé la présence simultanée d'eau froide de surface et d'eau chaude thermale ascendante. Le mélange d'eaux de compositions chimiques différentes conduirait à la dissolution du calcaire, donc à la formation de grottes (Figure 4-7).

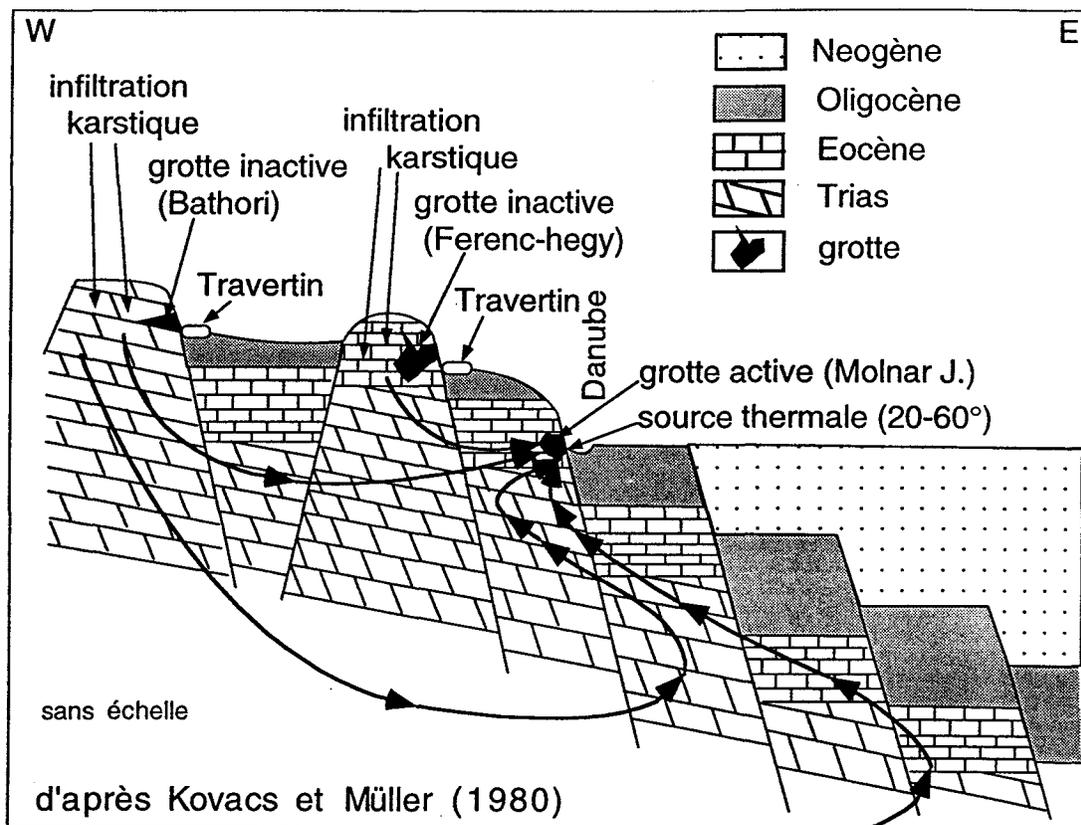


Figure 4-7 Modèle hydrogéologique de la formation des grottes des Monts Buda d'après Kovács et Müller (1980)

A Budai-hegység hidrogeológiai modellje

Les études récentes (Takácsné Bolner et Kraus, 1989; Ford et Takácsné Bolner, 1991; Nádor, 1994) tendent à prouver l'importance majeure de l'eau chaude. Il faut cependant noter que ce sont les fractures présentes dans la roche qui déterminent la circulation de l'eau et donc la structure et l'aspect des grottes (Schmidt, E. 1962; Alföldi, 1973, 1979). Les relevés topographiques du réseau montrent bien la répartition des fractures.

4.4.3 Zone de Ferenc-hegy

Structuralement, il s'agit d'un horst en bande étroite (50 m) de direction E-W surélevé de 10 à 30 mètres par rapport à son voisinage (Figure 4-7 et Figure 4-8).

Cette bande est constituée de calcaires et de marnes de l'Eocène supérieur, où trois grottes pluri-kilométriques ont été observées (grotte de Ferenc-hegy, de Szemlő-hegy et de József-hegy). Deux affleurements étudiés en surface, et situés à proximité de la grotte de Szemlő-hegy et dans la carrière de Melocco (Figure 4-8), complètent les informations recueillies en sous-sol. Après la description du cadre géologique et des différents remplissages, nous proposons une corrélation entre les remplissages des grottes et les différentes phases tectoniques.

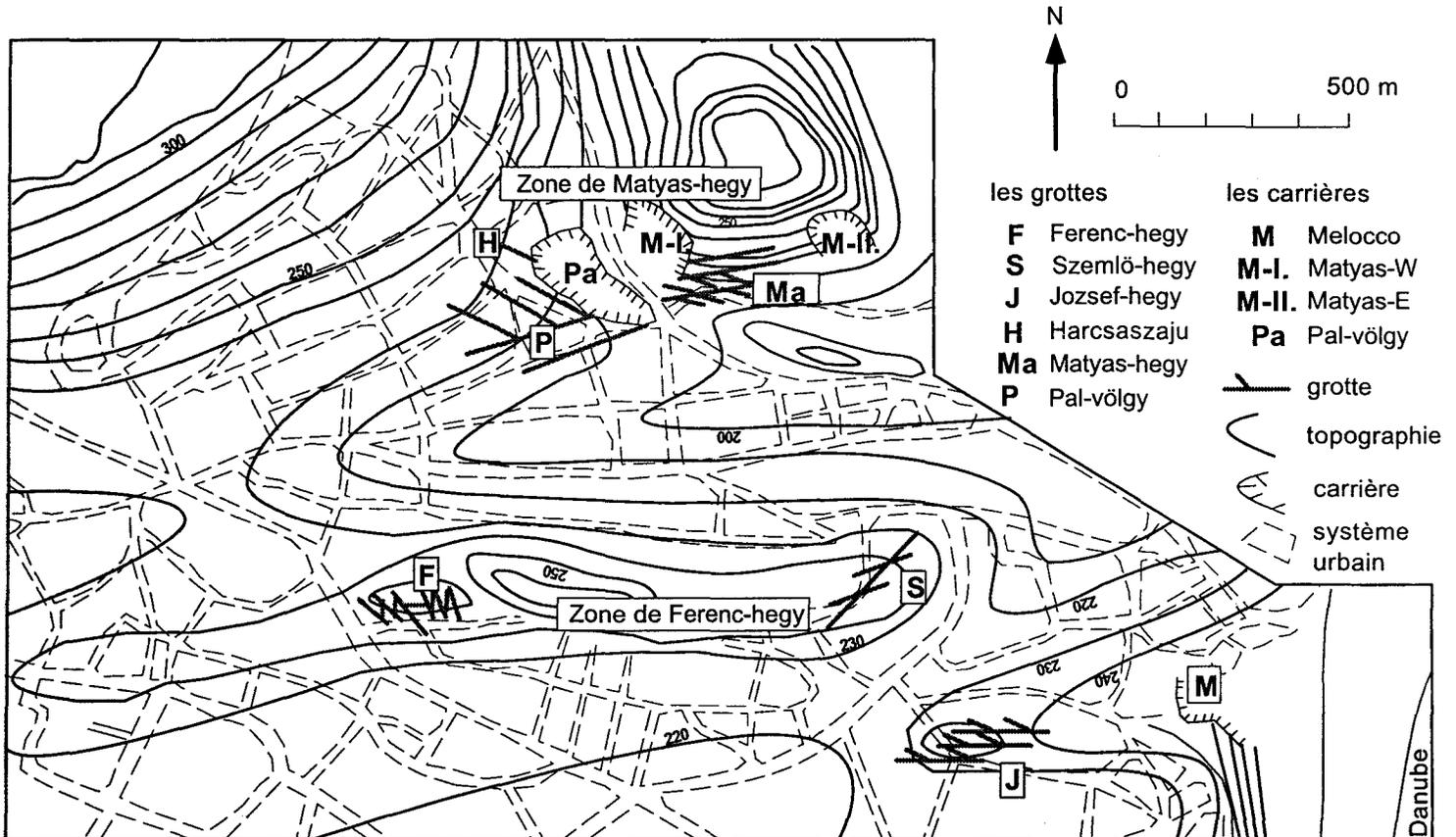


Figure 4-8 Cartes de localisation des grottes étudiées

A rózsadombi barlangvidék nagy barlangjai és kőbányái

4.4.3.1 Grotte de Ferenc-hegy

Elle est située dans les calcaires éocènes. Dans la partie NW de la grotte, les marnes de Buda ont été abaissées à la faveur du jeu d'une faille normale. Le pendage général est de 20-30° vers le Sud (Jasko, 1936, b). La grotte est un vrai labyrinthe de couloirs, étroits et verticaux, avec pourtant deux orientations préférentielles. L'étude de la carte de base de la grotte réalisée par Sásdi (1992) montre que la formation de la grotte de Ferenc-hegy est due à un réseau de failles et de fractures (Figure 4-9). La coupe A-B montre que la grotte n'est pas parallèle à la stratification mais suit un ancien niveau de nappe phréatique elle est donc postérieure au basculement.

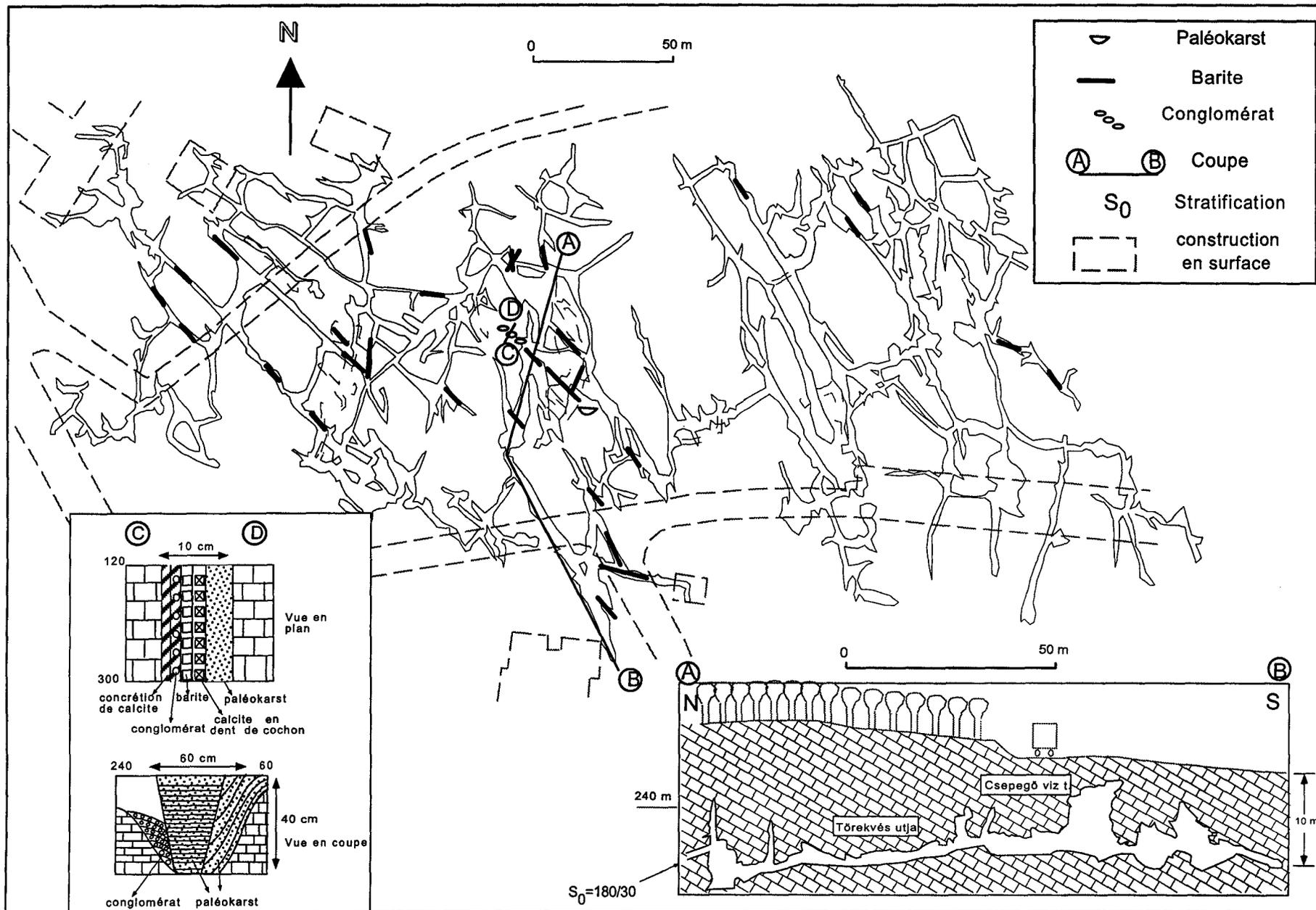


Figure 4-9 Grotte de Ferenc-hegy. Plan d'après Sásdi (1992) avec localisation des placages de barite, coupe schématique (A-B), détail des remplissages

A Ferenc-hegyi barlang barit és konglomerátum kitöltései egy sematikus keresztszelvényvel (Sásdi, 1992)

D'après Kraus (1982) et Szenthe (1996), huit phases différentes ont été enregistrées au cours du creusement et de la minéralisation de cette grotte (Figure 4-10).

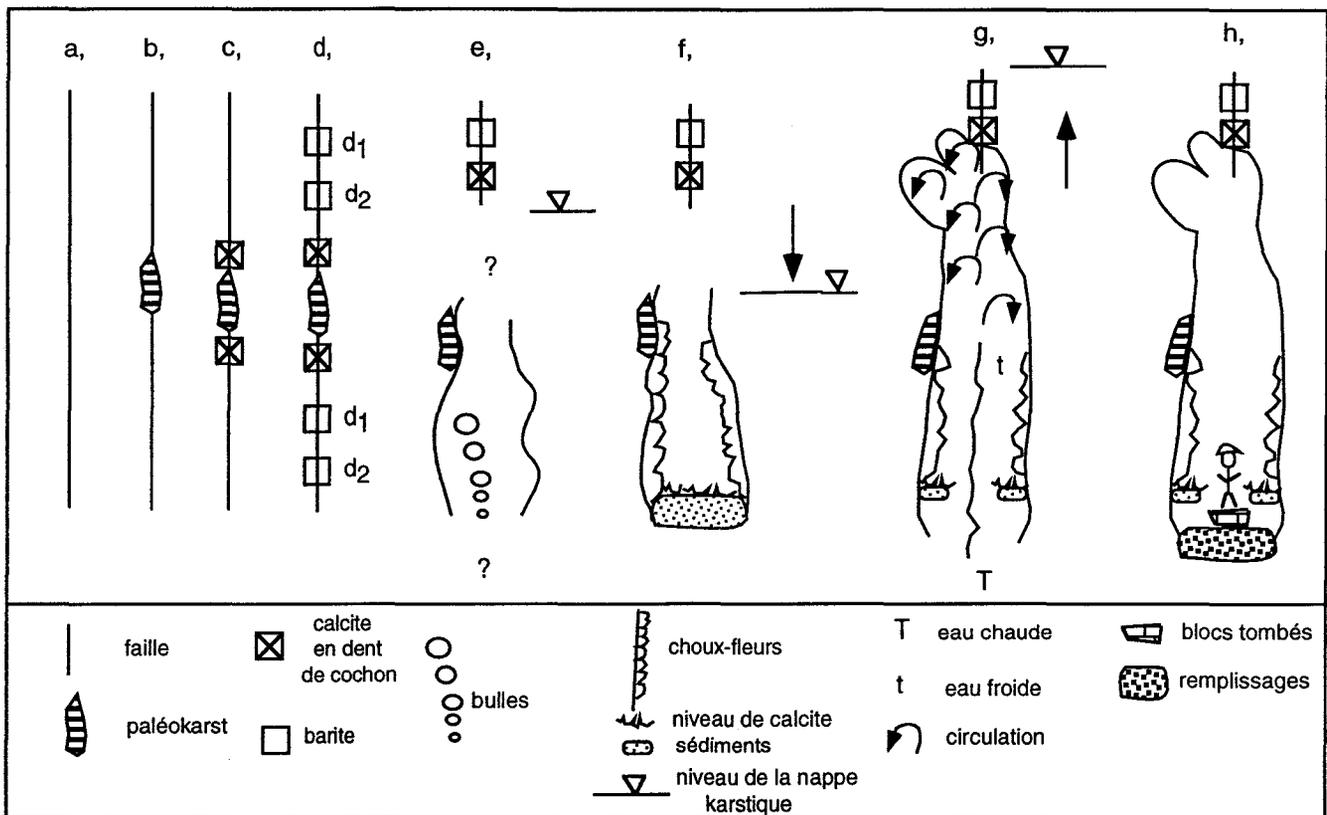


Figure 4-10 Etapes de genèse de la grotte de Ferenc-hegy d'après Kraus (1982) et Szenthe(1996)

A Ferenc-hegyi barlang keletkezési fázisai (Krausz, 1982, Szenthe, 1996 után)

4.4.3.1.1 Phases de remplissage

a, La première phase correspond à la fragmentation du calcaire lors d'une étape de déformation cassante (Figure 4-10, a).

b, Un remplissage de paléokarst situé à côté d'une faille à l'entrée de la grotte indique une direction préexistante de fracture: le remplissage s'est produit contre une paroi de direction NW-SE (Figure 4-10, b).

c, La calcite en dent de cochon (première minéralisation) constitue la troisième phase observée (Figure 4-10, c). La direction NW-SE correspond également à cette phase. Cette calcite est développée le long des parois de plusieurs couloirs.

d, La barite s'est déposé sur les calcites en dent de cochon, sur plusieurs parois. A la base de la barite, nous pouvons observer les pics des scalénohèdres de calcite en dent de cochon. Le développement de la barite indique des phases d'ouvertures dans les directions E-W, NW-SE, NNW-SSE, NE-SW (Figure 4-9). Cette phase baritique semble comporter deux étapes:

d₁, La première génération est jaune, grande, tabulaire avec une taille de 1-2 cm. La barite se cristallise alors selon les directions E-W, NW-SE, NNW-SSE (Figure 4-9).

d₂, La deuxième génération est petite (0.3 à 0.5 cm), blanche. Elle correspond aux directions NNW-SSE, N-S et NE-SW (Figure 4-9).

En fait, les deux types de barite ne sont jamais observés ensemble, mais leur présence dans les différentes directions indique un changement de direction de l'ouverture au cours du temps.

Une première étude sur les inclusions de fluides dans la barite faite par Gatter et Molnár (1990) donne une température de formation de 150° C. Une étude dans les deux formes de barite est actuellement en cours. Une différence de température pourrait ainsi témoigner des changements lors du régime d'ouverture.

e, La cinquième phase correspond à l'étape de dissolution majeure, elle est responsable de l'essentiel du creusement de la grotte. Pour les géologues hongrois spécialisés des grottes, l'eau chaude serait le principal agent de la dissolution (Figure 4-10).

f, La sixième phase est survenue lorsque le niveau de la nappe phréatique a baissé, produisant sur les parois une grande diversité de précipitations d'aragonite et de calcite en choux-fleurs (Bognár, 1992). Elles sont nombreuses et localisées, en général, au niveau "moyen" des parois (de 2 à 5 m de haut). C'est pourquoi on a dû chercher les indices tectoniques aux plafonds des couloirs. Parfois, au-dessus des sédiments de remplissage de la grotte, nous pouvons observer quelques "laminés" de calcite. Ces cristaux forment un plancher marquant l'ancien niveau de l'eau (Figure 4-10), et nous les attribuons à la même phase que les calcaires en choux-fleurs.

g, La septième est caractérisée par une remontée du niveau de la nappe phréatique. Différentes formes sphériques sont développées aux plafonds des parois. Au cours de cette phase, les précédents planchers de calcite ont été dissous pour la plupart et n'affleurent plus que dans des zones protégées (Figure 4-10).

h, La huitième et dernière phase est caractérisée par une baisse définitive du niveau de la nappe phréatique. Au cours de cette phase commence la dégradation de la grotte (blocs tombés, stalactites, etc.). Cette phase est peu avancée, ce qui indique la jeunesse de la grotte

4.4.3.1.2 Exemple d'affleurement témoin des phases de remplissages.

La coupe a été levée juste à côté du puits d'entrée de la grotte. Le schéma C-D de la Figure 4-9 montre la succession des remplissages.

- Dans la vue en plan, nous pouvons observer les phases b, c et d (successivement : remplissage paléokarstique, calcite en dent de cochon et barite).

- Le remplissage paléokarstique est bien stratifié et montre une stratification en auges à concavité vers le haut (Figure 4-9, C-D, vue en coupe), dans une fente de direction NW-SE.

- Un conglomérat supplémentaire existe ici, monogénique, à galets de quartz de taille moyenne 0,5 cm et matrice calcaire. Sa mise en place s'est faite entre la paroi et le remplissage paléokarstique précédent (Figure 4-9, coupe C-D). Dans cette même grotte, Jaskó (1936) a déjà décrit un conglomérat analogue, dans une fente de même direction. Là aussi, les barites précèdent le conglomérat. Toutes les mesures d'âge absolu au C^{14} , sur les stalactites qui accompagnent le conglomérat de Jaskó montrent un âge quaternaire récent (Ford et Takácsné, 1991). Le conglomérat est donc probablement quaternaire récent. En plus, on connaît en surface un conglomérat monogénique fin (cf. 4.3.3.4) de ce faciès, il est lui aussi quaternaire.

Les conglomérats sont à placer entre les phases g et h. Ils indiqueraient une ouverture tectonique au Quaternaire récent de direction NE-SW. Pour le vérifier, il sera utile de reprendre la datation des ciments calcitiques.

4.4.3.1.3 Relations géométriques entre les couloirs de grotte et les failles

Dans la grotte de Ferenc-hegy, les spéléologues appellent grotte ancienne la partie occidentale qui a été découverte la première et grotte nouvelle la partie orientale. Sur la carte (Figure 4-11) on s'aperçoit que ces deux parties possèdent des directions principales différentes. Pour cette raison nous analysons les deux parties l'une après l'autre, même si les réseaux ont le même âge.

4.4.3.1.3.1 La grotte ancienne

La direction majeure des couloirs est NW-SE. Deux directions subordonnées sont présentes, N-S et NNE-SSW, mais il s'agit de galeries qui s'interrompent là où elles rejoignent celles de la direction principale. Les couloirs sont tous verticaux.

Dans les couloirs principaux, la barite est fréquente (Figure 4-9). La carte de localisation de la barite a été réactualisée avec de nombreux sites nouveaux.

Les mesures de stries sont rares à cause des enduits concrétionnés qui recouvrent les parois. Quelques décrochements ont été observés. Mais la plupart du temps on n'observe que des failles normales. La chronologie relative a été déterminée par les relations entre les fractures et les ordres de remplissage. Les mesures de stries et des systèmes de failles et de fractures ont permis de distinguer 3 phases différentes. Sur la Figure 4-11 ces trois phases sont représentées séparément.

phase I.

Peu de mesures ont pu être effectuées correspondant à cette phase. Mais des décrochements sont mis en évidence par des stries dans la direction WNW-ESE (dextre, R) et NNW-SSE (senestre, R'). Les calculs de paléo-contraintes indiquent une compression NW-SE. La plupart des failles et des fractures sont verticales, indication en faveur de leur nature décrochante. Le système de fractures (Figure 4-11, phase I., A) de la grotte et le modèle expérimental (Figure 4-11, phase I., B) décrochant dextre dans un calcaire d'après Barlett et al. (1981) présentent une forte similitude. C'est pourquoi, nous pensons que les failles et les fractures sont formées dans une grande zone de décrochement dextre de direction E-W.

Cette première phase marque une compression NW-SE. L'étude des remplissages montre également cette première direction NW-SE (phase b, c Figure 4-10). Les barites (phase d Figure 4-10) sont formées pendant cette période de compression NW-SE, car les directions des filons de barite correspondent aux directions des fentes de tension et des décrochements (E-W, NW-SE, NNW-SSE ; Figure 4-9).

Les failles et les fractures sont verticales et coupent obliquement la stratification. Elles portent des stries horizontales. Ces arguments montrent que le décrochement dextre formant la fracturation principale a fonctionné après le basculement des calcaires de l'Eocène supérieur. Le décrochement dextre E-W semble être celui qui a engendré le bloc de Ferenc-hegy (Figure 4-8).

phase. II

Cette phase est décrochante-extensive. La plupart des failles sont normales de direction NW-SE, parfois E-W (Figure 4-11, phase II.). L'extension N-S forme des failles conjuguées de direction E-W. Mais les stries ont été détruites par la troisième phase. Trois sites présentent des décrochements qui ne pourraient plus s'expliquer par le modèle de Barlett, car ce sont des décrochements senestres de direction ENE-SSW et ESE - WNW (Figure 4-11, phase II.). Cette observation suggère une compression NE-SW, mais les preuves en sont peu nombreuses.

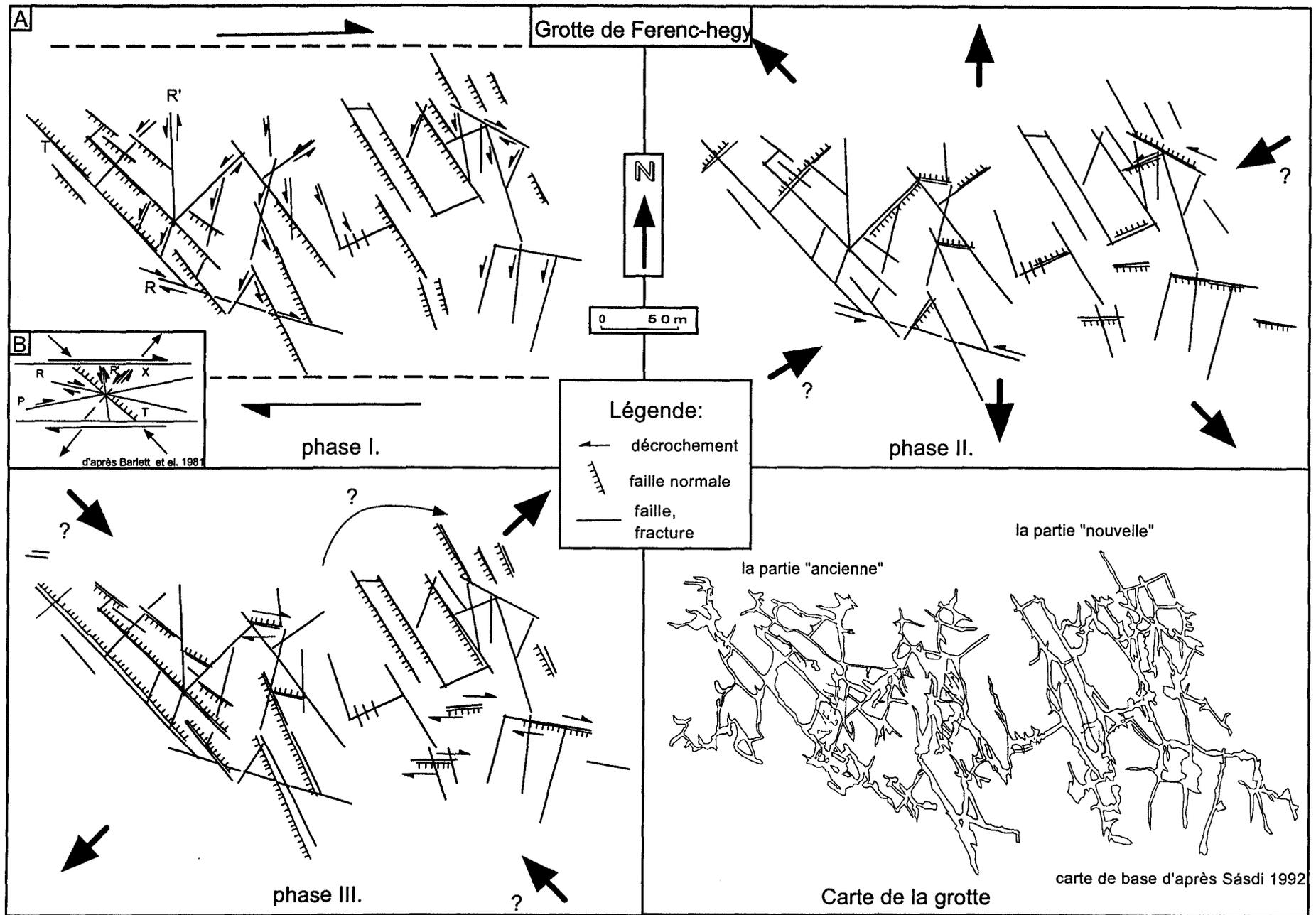


Figure 4-11 Grotte de Ferenc-hegy, principales phases tectoniques

A Ferenc-hegyi barlang tektonikai fázisai .

phase III.

Cette phase a laissé les meilleures traces dans les roches. On observe souvent les stries obliques dans des cassures empruntant les plans de stratification (à pendage sud de 30°), mais aussi sur des failles antithétiques à pendage vers le N. (Figure 4-11, phase III). L'obliquité des stries s'explique en considérant que ce mouvement normal se fait suivant des plans préexistants qui rejoignent. L'ensemble indique une extension NE-SW durant ce dernier épisode. Les failles et les fractures NW-SE sont réouvertes. Cette phase pourrait correspondre à l'ouverture avec formation des conglomérats et des calcites concrétionnées, c'est-à-dire au Quaternaire récent.

4.4.3.1.3.2 La partie "nouvelle" de la grotte de Ferenc-hegy

Dans cette partie, la direction principale des couloirs est NNW-SSE (Figure 4-11). Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer ce changement par rapport à la grotte ancienne.

1, changement des directions de paléocontrainte au cours de la déformation (événement local).

2, rotation des blocs issus de la première phase cassante.

Les directions exprimées par les précipitations de la calcite en dent de cochon, de la barite et la stratification sont également modifiées dans cette partie dite "nouvelle". C'est pourquoi le phénomène de rotation de bloc semble plus probable.

4.4.3.2 Grotte de Szemlő-hegy et ses environs

A l'Est de la grotte de Ferenc-hegy, dans le même horst E-W, après plusieurs petites grottes (Benkovics *et al.* 1995, Leél-Össy, 1995) on trouve une deuxième grotte pluri-kilométrique (quant à la longueur totale des couloirs): la grotte de Szemlő-hegy (Figure 4-8) de nouveau dans le calcaire de l'Eocène supérieur, avec une partie supérieure dans les marnes de Buda (coupe théorique en Figure 4-12). Le pendage des couches est encore de 20-30° vers le SSE. Les couloirs de la grotte sont étroits et verticaux et suivent deux directions principales : N040 et N055-060.

Les remplissages et la formation de la grotte ont suivi à peu près les mêmes étapes que dans la grotte précédente (Figure 4-10). La barite ne s'observe que très localement (Figure 4-12, Kraus, 1996), dans des fentes de direction NW-SE comme celle mesurée dans la grotte de Ferenc-hegy (Figure 4-9), même si les couloirs sont de direction différente. Les couloirs principaux ont, ensuite, été silicifiés (phase inconnue dans Ferenc-hegy). Les choux-fleurs ont recouvert la plupart des parois.

Microtectonique et remplissages

Les mesures de stries sont rares à cause de concrétions de calcite en choux-fleurs. Cependant, d'autres indices microtectoniques apparaissent, tels que les fractures en échelons ou le développement de petits remplissages (Figure 4-12, A). La direction N 40 correspond à la direction du grand couloir, tandis que la N 55-60 correspond à la direction de quelques petits couloirs.

Entre ces deux directions il y a 15° de différence. Cette différence évoque une association entre un décrochement principal et ses failles de Riedel. C'est pourquoi on est tenté d'interpréter la première direction comme une faille de décrochement dextre et la deuxième comme des fractures associées de Riedel en échelon. Ces fractures verticales, coupent obliquement la stratification, elles sont donc postérieures au basculement de l'Eocène supérieur.

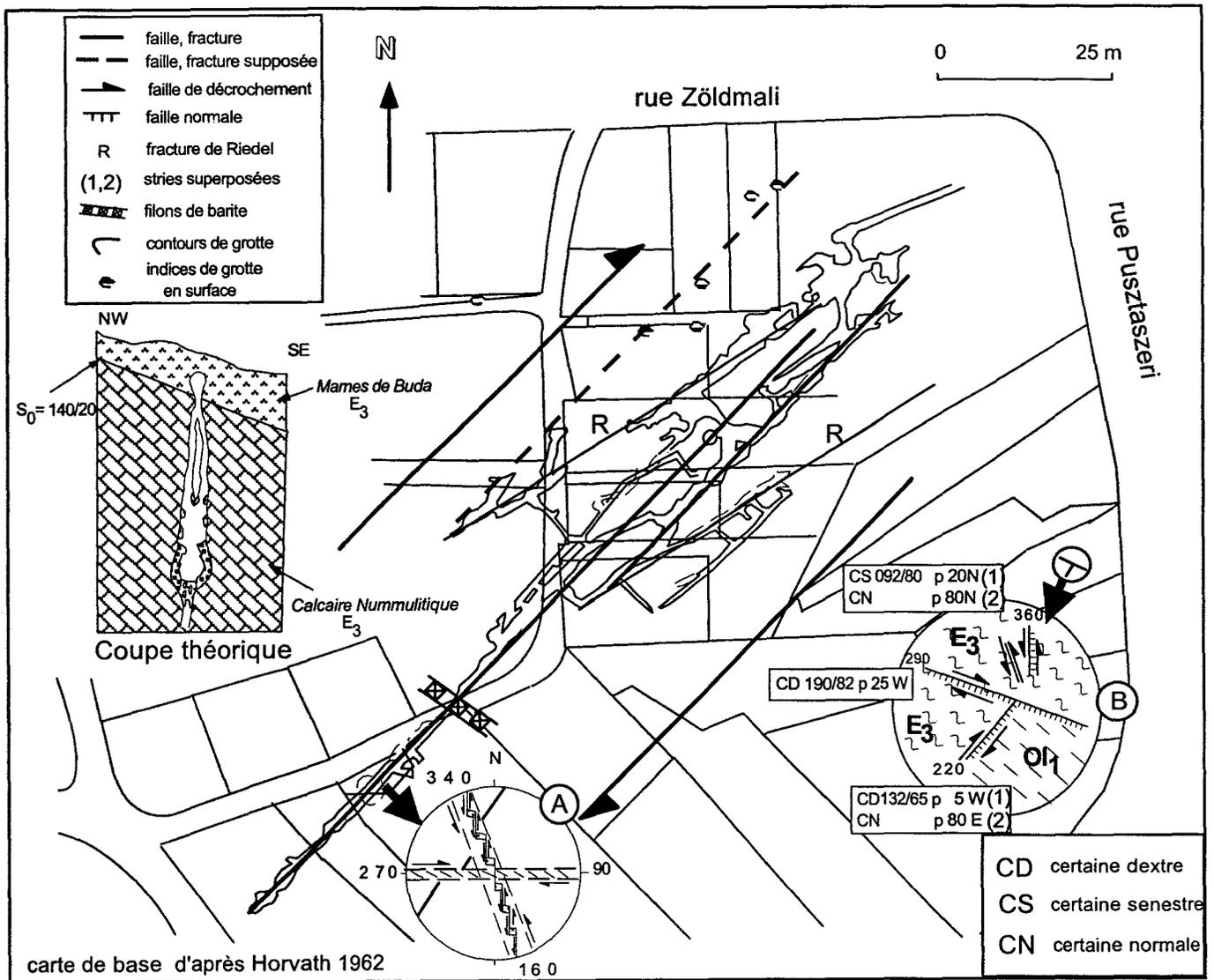


Figure 4-12 Grotte de Szemlő-hegy et ses environs.

A Szemlő-hegyi barlang és környékének tektonikai értelmezése.

On peut observer une autre phase de déformation caractérisée par des décrochements conjugués celle-ci est postérieure au mouvement décrochant dextre, parce qu'elle décale le filon siliceux qui remplit le couloir principal (Figure 4-12, A). Les déplacements ont été déterminés par les différents décalages du système de fractures en échelons. Cette deuxième phase de déformation est le résultat d'une compression NW-SE (éléments dextres E-W et senestres NNW-SSE en Figure 4-12).

Les failles dont les miroirs portent des stries forment deux groupes caractérisant ainsi deux tenseurs de contrainte. L'un doit être "débasculé", tandis que l'autre montre des contraintes horizontales. La phase correspondant au mouvement anté-basculé a été une compression NW-SE. Les failles associées ont été recoupées par des failles normales de direction NW-SE. Ces dernières correspondent vraisemblablement à l'événement pendant lequel le filon siliceux a été recoupé.

4.4.3.3 Rue Pusztaszeri (chantier de construction)

En surface, à environ 100 mètres au Sud de l'entrée de la grotte de Szemlő-hegy, plusieurs épisodes de déformation ont été déterminés grâce à un affleurement dégagé à l'occasion d'un chantier de construction (Figure 4-12, B).

Dans ce chantier affleurent les marnes de Buda (Eocène supérieur) et l'argile de Tard (Oligocène inférieur). Sur la Figure 4-12 (B), on peut voir qu'un décrochement dextre NE-SW sépare ces deux faciès. La direction de ce décrochement dextre est identique à celle du grand couloir de la grotte de Szemlő-hegy. La proximité et le parallélisme entre les deux failles suggèrent qu'elles ont été formées en même temps (Figure 4-12). Le jeu dextre de cette seconde faille est le même que celui que nous avons proposé pour la grotte de Szemlő-hegy. Un système de failles conjuguées (décrochement dextre E-W, décrochement senestre 160-340) recoupe ici aussi ce décrochement dextre (Figure 4-12, B). Ces failles conjuguées indiquent donc une compression NW-SE postérieure au décrochement précédent. Cette phase a été observée dans la grotte de Szemlő-hegy par des fractures en échelon (Figure 4-12, A). Sur les miroirs de ces décrochements, des stries superposées (2) indiquent un mouvement normal postérieur.

Continuation de la zone de Ferenc-hegy

Sur la carte topographique (Figure 4-8), le horst E-W de la Grotte de Ferenc-hegy (F) et de la Grotte de Szemlő-hegy (S) disparaît vers l'Est. A quelques centaines de mètres au Sud-Est, une autre zone haute E-W prend le relais, qui contient la Grotte de Mont József (J) et où a été ouverte la carrière de Melocco (M). Entre ces deux horsts E-W l'Argile de Tard de l'Oligocène inférieur (Wein, 1977b) occupe un petit col. Les mesures dans le chantier rue Pusztaszeri illustrent ce changement topographique, à l'endroit du décalage dans la zone de décrochement, et la formation d'un petit graben de pull-apart (Figure 4-13). La direction dextre de la grotte de Szemlő-hegy pourrait correspondre au décrochement limitant ce graben au bord NW (Figure 4-13).

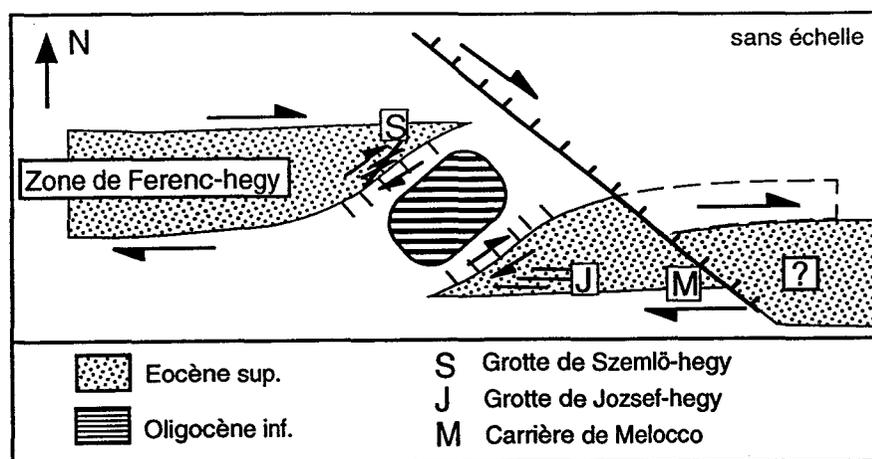


Figure 4-13 Décalage de la zone de Ferenc-hegy

A Szemlő-hegyi barlang és a József-hegyi barlang közötti átlépés

4.4.3.4 Grotte de József-hegy

Fodor *et al.* (1991) sont les premiers à décrire tectoniquement cette grotte (Figure 4-14). La roche encaissante de la grotte de József est, en majeure partie, le calcaire éocène. Quelques couloirs traversent les marnes de Buda et le calcaire triasique. Le pendage général du calcaire éocène est de 20-30° vers le SSE.

Microtectonique et remplissages

D'après Fodor *et al.* (1991), les cristaux de barite de la grotte de József-hegy montrent une direction NW-SE. Un filon de calcite caractérisé par la direction NE-SW indiquerait une deuxième ouverture. (Figure 4-14).

Le plan de la grotte de József-hegy montre que la direction des couloirs principaux est E-W, ce qui montre la poursuite du grand décrochement de Ferenc-hegy. Les autres directions de couloirs semblent correspondre aux fractures associées de Riedel et d'anti-Riedel (Fodor *et al.*, 1991). A l'aide des observations de Fodor *et al.* (1991) (Figure 4-14) nous pouvons ici montrer un premier exemple de la déformation du Trias avant le basculement du calcaire éocène.

Déformations enregistrées dans les roches triasiques

Dans le calcaire triasique, nous pouvons observer quelques stratifications ondulées (salle de Termézet-temploma). Cette ondulation montre un faible raccourcissement dans la direction N-S. L'Eocène supérieur repose sur le Trias avec une discordance angulaire pentée de 30° vers le S. Pour calculer la direction originale de l'axe du pli, la direction "brute" a été "débasculée". Après ce débasculement, l'axe du pli est NW-SE (Figure 4-14).

Déformations enregistrées dans les roches éocènes

phase I.

Les principales mesures structurales de Fodor *et al.* (1991) concernent les structures en échelon. Nous avons observé des stries supplémentaires : quelques failles normales dans les directions NW-SE portent des stries obliques. Ces observations indiquent que les structures de la phase initiale ont été basculées (Figure 4-14). Mais après remise de la stratification à l'horizontale, les stries deviennent « dip-slip » par rapport aux failles qui les contiennent. Il a existé probablement une phase d'extension NE-SW avant le basculement.

Les fractures le long des couloirs sont verticales et coupent obliquement la stratification qui a un pendage de 30°. On observe sur ces failles verticales des stries décrochantes. D'après Fodor *et al.* (1991), la phase majeure de décrochement dextre (compression NW-SE) a engendré ces fractures, c'est-à-dire que ces failles ont été formées comme dans les deux grottes précédentes, postérieurement au basculement. La phase majeure décrochante est encore une fois postérieure au basculement.

Ces phases (antérieures et postérieures au basculement) pourraient s'être développées au cours de la même déformation avec une permutation de σ_2 et de σ_3 (cf. par exemple Angelier, 1979; Bergerat et Csontos, 1988). C'est pourquoi on peut envisager l'hypothèse qu'avant et après le basculement, les mêmes directions, de compression NW-SE et d'extension NE-SW, prévalaient.

phase II-III.

D'après les failles normales de direction N-S et NE-SW, pour Fodor *et al.* (1991), la phase suivante est extensive de direction NW-SE (Figure 4-14).

On observe plusieurs failles normales de direction E-W avec des stries normales obliques. D'après ces stries, l'extension serait NE-SW. Fodor *et al.* (1991) pensent que cette direction de failles joue au cours au Quaternaire. A partir des observations issues de ce travail, il semble possible que cette dernière phase corresponde à une extension NE-SW (Figure 4-14).

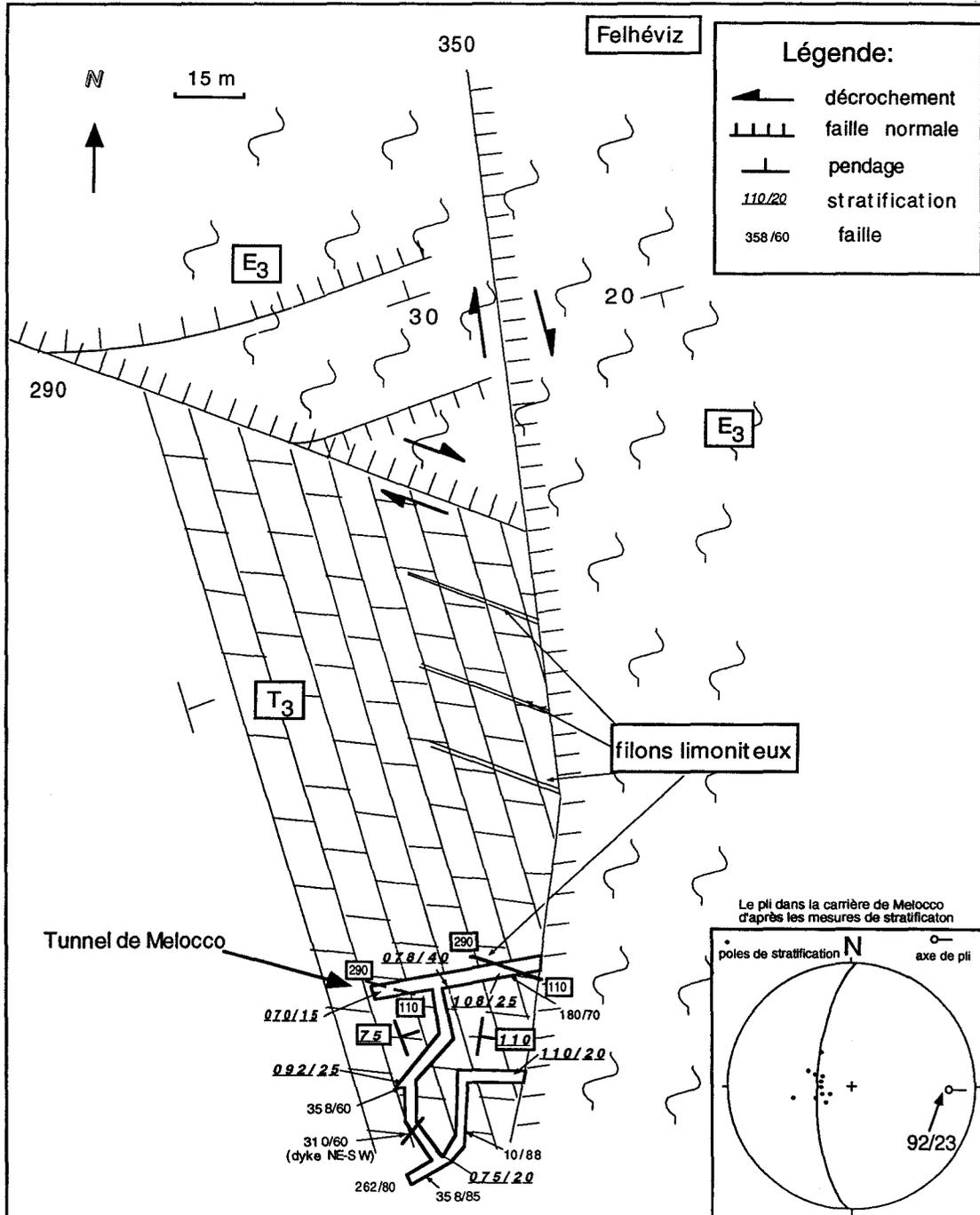
âge	genèse des grottes (Fodor et al. 1991)	phases de déformation (Fodor et al. 1991)	Résultat de ce travail	
			mesure "brute"	après reconstitution
Crétacé supérieur?				
Eocène? Oligocène - Miocène inférieur	<i>vue de plan</i> 			
Oligocène - Miocène moyen	filons de barite volcanisme ?		basculement, barite	
Miocène moyen-Pliocène	 filons de minéraux?			
Quaternaire	<i>vue en plan</i> haut bas	<i>vue en plan</i> haut bas		

Figure 4-14 Histoire tectonique dans la grotte de József-hegy selon Fodor et al. (1991) et selon nos résultats personnels

A József-hegyi barlang fejlődéstörténete (Fodor et al., 1991) és kiegészítések

4.4.3.5 Carrière de Melocco, grotte de Molnár János

La carrière de Melocco est une ancienne exploitation de Marnes de Buda (Schafarzik, 1911) où les dolomies (carte géologique, Wein, 1977b), les calcaires du Trias supérieur, et les Marnes de Buda affleurent sur les fronts de taille. Le contact entre Trias et Eocène se fait de deux façons. D'une part, un contact sédimentaire: sur la surface érodée de la dolomie se sont déposées les marnes éocènes. D'autre part, un contact tectonique, dans la partie nord de la carrière où il y a une faille entre Trias et Eocène supérieur (Figure 4-15). Cette faille subverticale (pendage de 80-85° vers le NNE) possède un miroir avec de rares stries (la dolomie enregistre mal les stries) dont quelques-unes, horizontales, sont néanmoins visibles indiquant un décrochement dextre.



Déformations enregistrées dans les roches triasiques

- La dolomie contient des filons limoniteux de direction N110-290. Celle-ci est identique à celle de la grande faille qui sépare la dolomie triasique des Marnes de Buda (Figure 4-15).

- Dans la partie sud de cette carrière, il y a une ancienne mine souterraine où une carte des principales mesures de tectonique a été réalisée (« Tunnel de Melocco », sur la Figure 4-15). D'après les mesures de stratification, cette mine peut être subdivisée en deux domaines où le pendage de la stratification diffère. Dans le premier, le pendage est vers l'ENE (070/15-40°) et dans le deuxième il est vers l'ESE (110/20-40°) (Figure 4-15). La limite entre ces deux domaines est sans fracture. Il s'agit donc de mesures effectuées sur les flancs d'un grand pli. D'après ces mesures, l'axe du pli calculé serait E-W (Figure 4-15). Cette compression N-S était faible, avec des plis ondulés. Elle est de même direction que celle observée dans la grotte de József-hegy avant le basculement (Figure 4-14). C'est pourquoi on peut supposer que la direction de compression a été NW-SE avant l'Eocène.

- Dans la même mine, parallèle aux filons limoniteux N110-290, il existe un crochon centimétrique déjeté qui indique que cette direction de cassures a fonctionné à un moment en compression.

- Dans le calcaire triasique dans la mine, il y a un dyke sédimentaire avec des sédiments issus des niveaux supérieurs. La direction de ce dyke est de NW-SE (Figure 4-15). Il a été formé avant le dépôt de marnes de Buda, parce qu'il n'y a pas de fragments de marnes dans le dyke. Sa direction indique une extension NW-SE, mais il faut souligner qu'une extension locale peut se produire aussi dans un régime compressif (Fodor *et al.* 1992, 1994).

Déformations enregistrées dans les roches éocènes

Dans les Marnes de Buda affleurant au Nord, on peut observer quelques failles normales de direction NE-SW. Elles sont pentées soit vers le SE, soit vers le NW. Ces failles normales avec stries « dip-slip » sont probablement des satellites du grand décrochement dextre 110-290 (Figure 4-15). Nous n'avons pas observé d'autres exemples de faille normale ayant la même direction dans l'affleurement ou sur la carte géologique (Wein, 1977).

La direction de la faille décrochante WNW-ESE est à peu près la même que celle dans la grotte de József-hegy. Il y a seulement quelques dizaines de mètres entre ces deux sites. Cette faille limitrophe à la carrière de Melocco est encore la continuation de la zone de Ferenc-hegy (Figure 4-8). Cette faille décrochante est recoupée par une autre, orientée N-S. Cette faille est aussi probablement un décrochement dextre d'après les mesures au site de Felhéviz (bord nord de la figure).

On ignore si la grande zone de décrochement dextre de Ferenc-hegy continue vers l'Est. Nous l'avons cherchée dans la grotte de Molnár János, dont la plus grande partie est sous le niveau de la nappe phréatique (ici, c'est le niveau du Danube, Figure 4-16). La roche encaissante de la grotte est le calcaire de l'Eocène supérieur. D'après le plan (Kalinovits, 1984) la grotte est installée sur plusieurs failles parallèles de direction NNW-SSE; une de ces galeries possède un revêtement de barite (Szenthe, 1996) (Figure 4-16). Notons que la direction dominante est la même que celle du décrochement qui borde à l'Est la carrière de Melocco. Nous pensons que cet accident borde le bassin de Solymár (Figure 4-2, Figure 4-7).

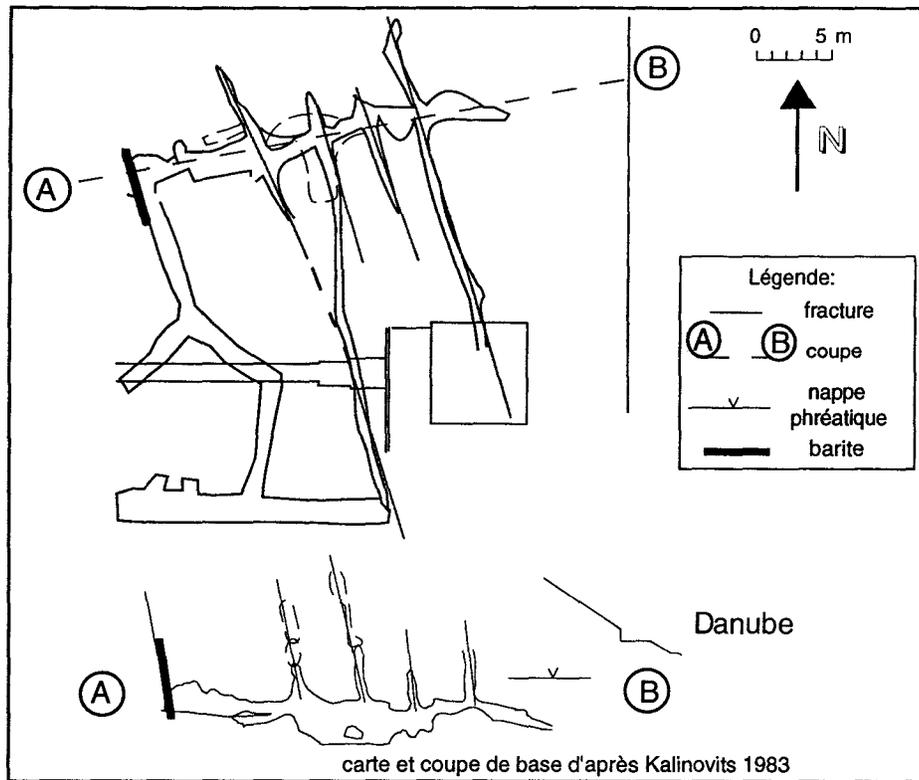


Figure 4-16 Carte et coupe de la grotte de Molnár János

Molnár János barlang tektonikai értelmezése a dunai peremvetôkkel

4.4.3.6 Résumé pour la zone de Ferenc-hegy

D'après les mesures dans la grotte de József et la carrière de Melocco les roches du Trias sont plissées (ondulées) lors d'une *faible compression dans la direction NW-SE*; on verra que c'est *probablement avant le Tertiaire*.

Une première phase tertiaire *anté-basculément* consiste en une *extension NE-SW* entre *l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur*.

D'après la majorité des affleurements, *une phase de décrochement dextre E-W* a été active *après l'Oligocène*, postérieurement au basculement du calcaire éocène. Lors de cette compression ont été mis en place les *paléokarsts, les calcites en dent de cochon et les barites I* (phases de remplissage b, c, d₁). Cette phase correspondrait au fonctionnement décrochant E-W de la zone de Ferenc-hegy.

Les directions des filons de barites II (phase d₂) ne correspondent pas à cette déformation. Pour développer des ouvertures dans les directions NE-SW, N-S, NNW-SSE il faut une compression N-S postérieure. Cette direction de compression n'a pas laissé d'autres traces.

D'après Fodor *et al.* (1991) et les observations personnelles réalisées dans la grotte de Ferenc-hegy, la troisième phase est une *extension de direction NW-SE à N-S pendant* laquelle jouent de petites failles normales et quelques failles décrochantes.

La dernière phase correspond à un soulèvement au *Quaternaire récent*, avec une *extension NE-SW* bien identifiée par les stries obliques de direction E-W (grotte de József-hegy, grotte de Ferenc-hegy). Au cours de cette phase d'extension ont été formés les derniers remplissages dont un conglomérat à galets de quartz.

4.4.4 Zone de Mátyás-hegy

La deuxième région de grottes est la zone de Mátyás-hegy, située au pied du Mont Mátyás (Borbás, 1934)(Figure 4-8). Il y a deux grandes grottes pluri-kilométriques, Mátyás-hegy et Pál-völgy et quelques petites (Leél-Össy, 1995). Ces grottes sont différentes des précédentes parce que la stratification des calcaires éocènes a joué un rôle beaucoup plus important lors de la formation des grottes. Dans ce travail, seules les grottes présentant des aspects tectoniques importants sont étudiées. Des informations complémentaires proviennent de carrières en surface.

Cette zone de grottes se différencie de la précédente par une altitude plus basse (180 m), fait important selon Scheuer et Schweitzer (1980): selon ces auteurs les grottes de Mátyás-hegy sont plus récentes que celle de Ferenc-hegy; à notre avis l'argument d'altitude ne suffit pas et seules des datations absolues pourraient le prouver.

4.4.4.1 Grotte de Harcsaszáju

La grotte de Harcsaszáju est située dans les calcaires de l'Eocène supérieur, mais dans une zone exceptionnelle où le pendage est nul (horizontal). Ce changement de pendage est visible à proximité dans la carrière de Pál-völgy (cf. 4.4.4.4) où les couches passent de l'horizontale à 30-40° vers le SSE. La grotte étant située près de la carrière, nous avons recherché une flexure éventuelle, mais, dans la grotte, le pendage reste partout horizontal (Figure 4-17).

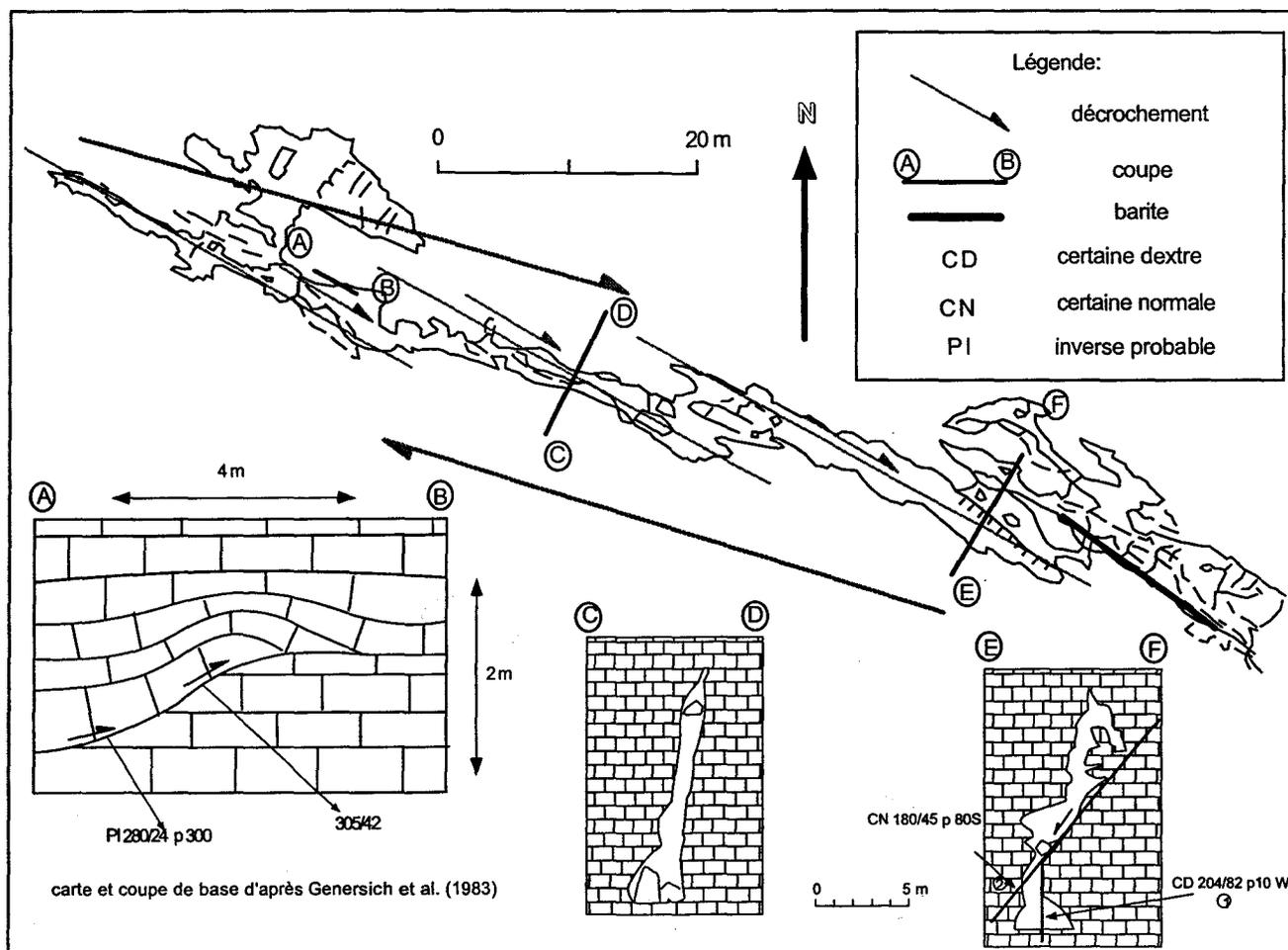


Figure 4-17 Grotte de Harcsaszáju, plan d'ensemble et coupes de détail

A Harcsaszáju barlang tektonikai értelmezése.

D'après son plan (Genersich *et al.*, 1983), la grotte de Harcsaszáju est constituée de quatre petits couloirs parallèles orientés ENE-WSW (Figure 4-17). Ces couloirs sont étroits et verticaux (Figure 4-17, coupe C-D).

Les remplissages comportent un filon de barite dans la direction principale, ENE - WSW (Takácsné Bolner, 1996), recouvert de calcites de taille millimétrique (Figure 4-17). L'histoire tectonique comprend trois phases.

phase I. (?)

Dans la partie NW de la grotte, nous montrons (Figure 4-17, coupe A-B) une faille inverse à rejet d'ordre de grandeur métrique. La faille est courbe et s'amortit vers le haut. En bas elle est parallèle à la stratification. Elle provoque des plis d'entraînement de la stratification. Cette structure peut être héritée d'une structure sédimentaire de chenal, mais a été certainement réactivée en faille inverse. Quelques bancs plus haut que cette structure inverse, la stratification redevient horizontale ou à peine ondulée comme partout ailleurs dans la grotte. Nous n'excluons pas que cette faille corresponde à un épisode compressif synsédimentaire mais il est aussi possible d'y voir un effet de la compression décrite en phase II. La direction de la compression (σ_1) d'après la faille mesurée serait de N300-310°.

phase II

La seconde phase a été identifiée à partir de l'aspect des galeries de la grotte. Celles-ci sont verticales, et probablement liées à des fractures verticales (Figure 4-17, coupe C-D). Les stries mesurées sur les parois du plus grand couloir de la grotte (entre les coupes C-D et E-F) montrent un décrochement dextre antérieur à la minéralisation par en calcite. Les couloirs sont courts et calqués sur un système de failles en échelon (en relais). Tous ces caractères sont en faveur d'un grand décrochement dextre de direction 110-290, auquel sont associées des fractures de Riedel (Figure 4-17, plan). Il s'agit d'une direction de compression à peu près identique à celle de la première phase, mais cette fois sûrement postérieure à la lithification.

phase III

Sur la coupe E-F (Figure 4-17), une faille normale (2) de direction E-W (d'après la mesure indiquée) recoupe la faille décrochante (1) de direction N110-290. Cette faille normale E-W marque une extension N-S postérieure à la phase compressive II. La troisième phase est donc en régime extensif.

4.4.4.2 Grotte de Mátyás-hegy

C'est l'une des grottes pluri-kilométriques de la région (Figure 4-8). La roche encaissante est du calcaire éocène avec un pendage de 30° vers le SE. Dans la partie SW de la grotte, quelques couloirs atteignent le calcaire triasique.

La chronologie des remplissages est à peu près identique à celle de la grotte de Ferenc-hegy (Figure 4-10). Dans la grotte de Mátyás-hegy, le premier remplissage comble un paléokarst dans une fracture NW-SE et a été recouvert par de la calcite en dent de cochon (Kraus, 1988). La barite est peu développée, cependant nous l'avons découverte dans six sites (Figure 4-18); les fibres de barite sont orientées E-W, NE-SW et NW-SE. Les barites sont grandes et jaunes dans les directions E-W et NW-SE et petites, blanches et difficiles à reconnaître dans la direction NE-SW (Figure 4-18). Par contre, la silicification postérieure de la roche est très développée (Figure 4-18), dans la majorité des couloirs. Cette silicification suit jusqu'à cinq directions différentes de parois (Figure 4-18). Les directions de silicification, qui ne se recoupent pas, semblent synchrones. La silicification montre plutôt une extension multidirectionnelle sans vrai contrôle tectonique (Figure 4-18, coupe C-D). Dans le remplissage allochtone (selon Gyurica, 1980) de la grotte postérieur à la formation des couloirs ont été observés des fossiles du Pléistocène inférieur et moyen ce qui donne un âge minimum (sauf en cas de remaniement) pour la grotte (Sásdi, 1993).

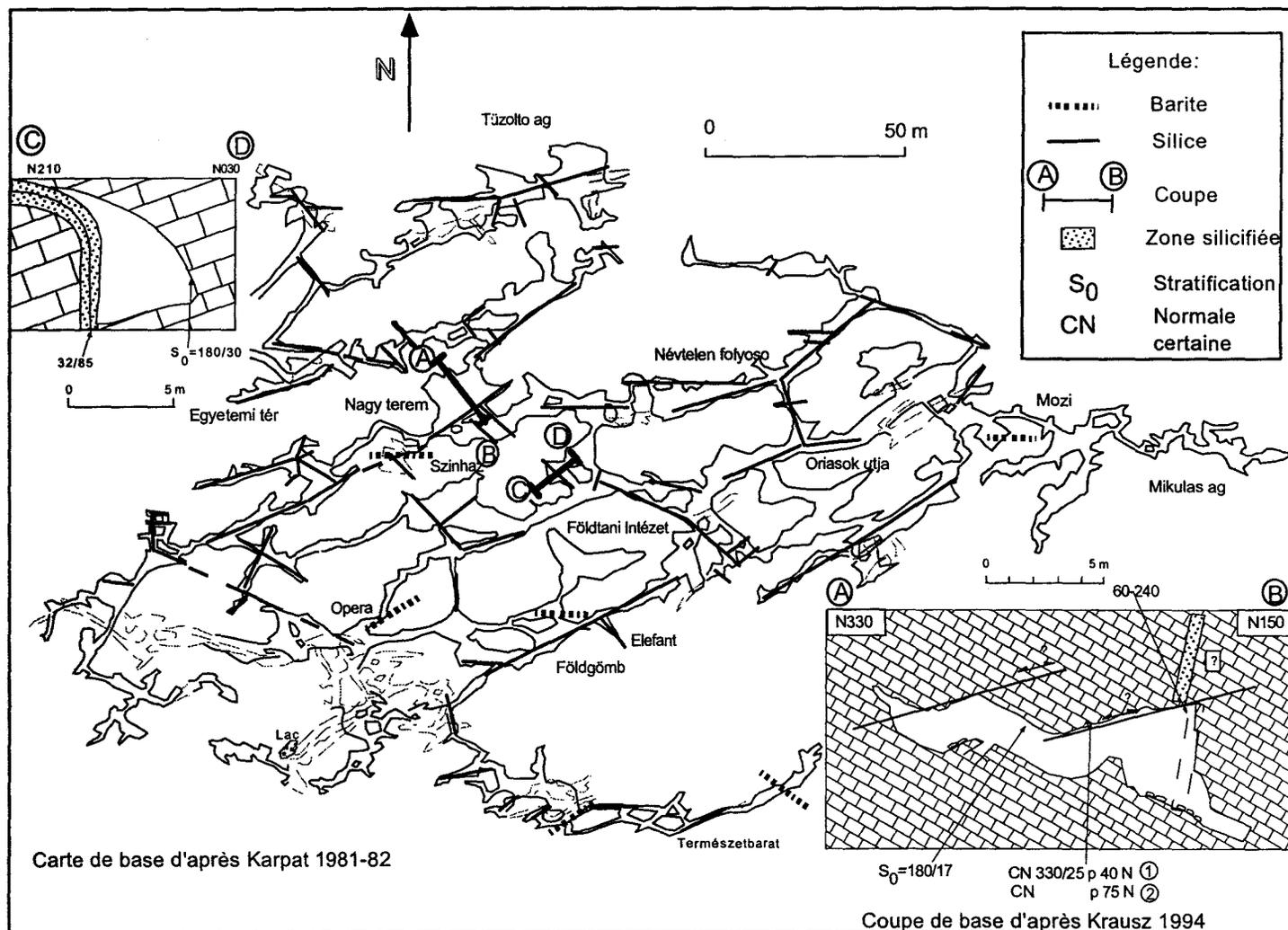


Figure 4-18 Grotte de Mátyás-hegy, plan avec localisation des minéralisations

Mátyás-hegyi barlang különböző kitöltései (barit, kova) és teremmetsetzei

Microtectonique et remplissages

Déformations enregistrés dans le Trias

Le Trias affleure aux deux extrémités N et S de la grotte (coupe C-D, Figure 4-19). L'âge des deux affleurements est différent (Dosztály, 1992), au N Norien inférieur, au S Norien moyen et supérieur, ce qui est sans doute lié à la structuration anté-éocène.

Les calcaires à silex triasiques du S de la grotte (Figure 4-19, coupe C-D) montrent quelques couloirs étroits et un petit lac au niveau de la nappe karstique. Trois plis, avec deux directions axiales différentes, ont été observés dans ces calcaires à silex.

- Le premier, le plus important, est un pli déjeté au SE avec un axe à N058/01 (Figure 4-19, coupe E-F). Juste au-dessus les sédiments éocènes reposent en discordance angulaire sur le Trias; le plissement est donc antérieur à l'Eocène (Figure 4-19, coupe E-F). Sur la surface érodée, on trouve localement un peu de conglomérat de base composé de morceaux de silex triasiques. Le calcaire éocène discordant sur le Trias plissé est lui-même incliné (Figure 4-19, coupe E-F). Si on effectue une

rotation pour remettre l'Eocène à l'horizontale, l'axe du pli anté-éocène reste pratiquement inchangé: 058/01 avant et 055/05 après (Figure 4-19, coupe E-F). Ce pli témoigne d'une compression NW-SE avec des déplacements importants vers le SE.

- Au fond S de la grotte (à côté du lac), le pendage du calcaire triasique est différent : vers l'Ouest de 60°. Le changement continu du pendage des couches s'explique par la présence d'un pli (non dessiné) qui n'est que le prolongement du précédent. Son axe mesuré témoigne également d'une compression NW-SE.

- Le troisième pli (non dessiné) est un pli droit avec un axe E-W (N100/05), très ouvert. Après la remise à l'horizontale de la stratification du calcaire éocène, cette direction de pli devient NW-SE (N130/03). Ce pli indique donc une compression faible dans la direction NE-SW, mais nous ignorons si elle est antérieure ou postérieure à la précédente.

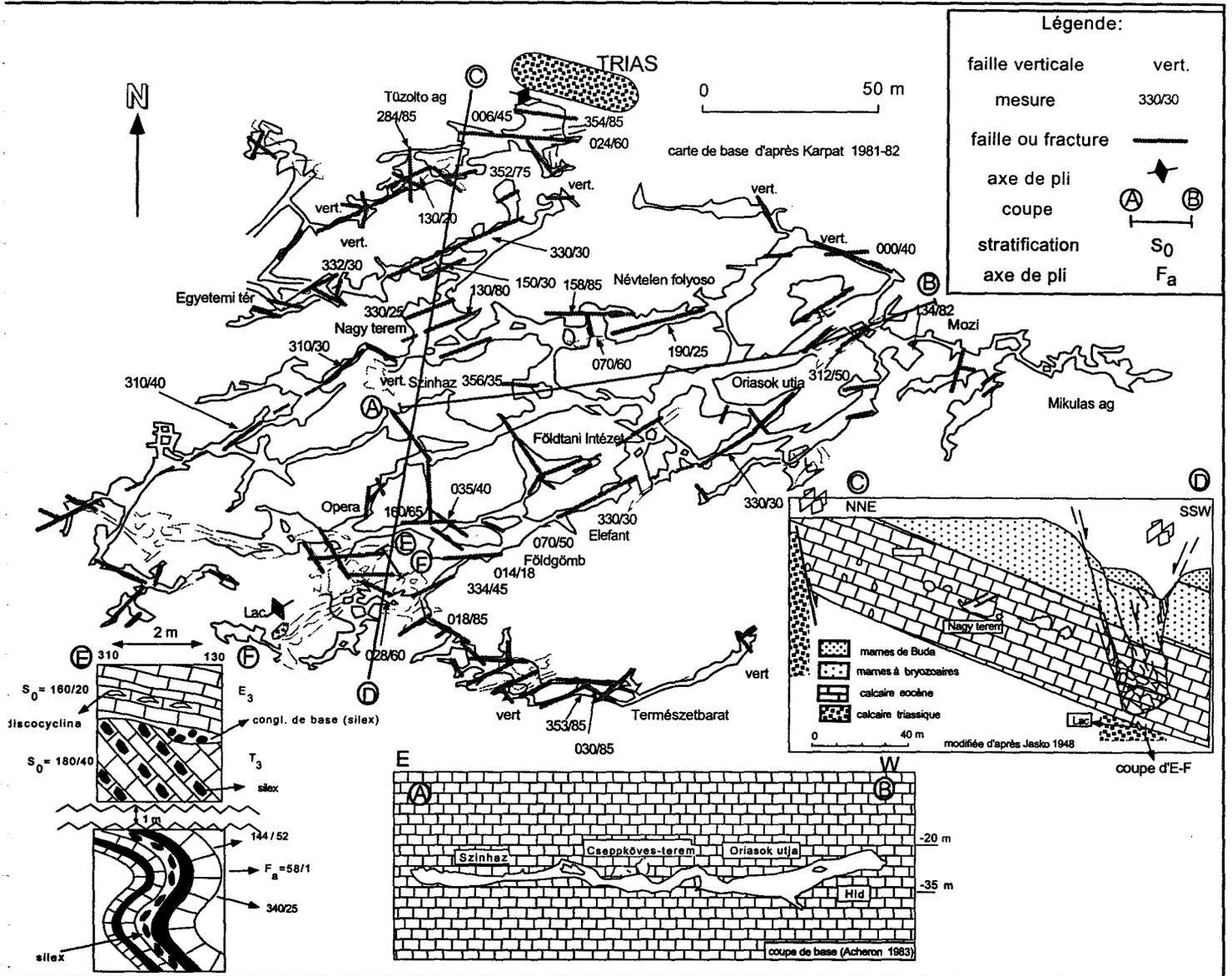


Figure 4-19 Grotte de Mátyás-hegy, localisation des mesures, des fractures et coupes générales

A Mátyás-hegyi barlang triász előfordulásának metszete, a tőrési és két alapvető metszete

Le Trias au N de la grotte apparaît à la faveur d'une grande faille ESE-WNW (110-290). Celle-ci a été décrite comme le prolongement de la grande faille majeure dans la carrière de Mátyás (Jaskó, 1948; Fodor *et al.*, 1994). La grotte se termine sur cette faille; il n'y a pas de couloirs dans les calcaires du Trias. Nous avons pu examiner les calcaires triasiques avec nos collègues Dr. Akos Török (Université Technique de Budapest), Dr. Daniel Obert (Université de Paris VI) et István Szenthe (expert spéléologue), qui ont apporté les observations qui suivent.

- existence d'un pli dans le Trias, d'axe ESE-WNW plongeant vers le SSW.

- présence d'une zone de brèche entre le Trias et l'Eocène. Cette brèche contient des éléments de silex triasique. En surface, cette zone de brèche a été décrite par Fodor *et al.* (1992,1994) et interprétée comme éocène et synsédimentaire. Dans la grotte aucune preuve de l'âge de cette brèche n'a pu être observée. Les lames minces réalisées dans la brèche ne montrent pas de fragments éocènes (Török, 1996).

- la faille de direction ESE-WNW (110-290) de l'extrémité N de la grotte a un pendage de 80° vers le Sud et semble être une faille décrochante-normale (contrairement à ce que Jaskó a décrit en 1948: il voyait là une faille décrochante inverse). Cette faille est proche de la verticale et le jeu décrochant dextre est le plus important (pitch à 5 de 10°). Bordant cette faille, une zone déformée avec des lentilles de calcaire et de marne éocènes est visible, donc cette faille a fonctionné en décrochement dextre postérieurement à son éventuel jeu initial synsédimentaire.

Ces faits suggèrent l'existence d'une paléo-falaise éocène avec une brèche karstique et/ou une brèche synsédimentaire réactivée ensuite en faille décrochante et normale.

Déformations dans les roches éocène supérieur

D'après les mesures de failles (Figure 4-19), le plan (Kárpát, 1981-82) et la coupe C-D (Figure 4-18), nous pouvons identifier deux régimes tectoniques distincts (Figure 4-20).

Le premier est un régime tectonique relativement calme. Les failles et les fractures sont peu pentées soit vers le NW, soit vers le SE. Les salles se forment le long des plans de stratification et de failles, tous peu inclinés. De ce fait, les grottes ont un plafond assez bas. Sur la Figure 4-18 (coupe A-B) on observe ce régime dans la salle "Nagy terem" (Figure 4-18): la stratification joue le rôle le plus important dans la formation de la grotte.

Le deuxième régime domine le long des failles et fractures verticales, c'est-à-dire les zones faillées sur la coupe C-D de la Figure 4-19, aux extrémités N et S de la grotte. Les couloirs sont, de ce fait, verticaux et étroits.

L'interprétation tectonique de la grotte de Mátyás-hegy a nécessité un « débasculément ». La plupart des stries mesurées indiquent que les failles sont normales, et quelquefois décrochantes. En plusieurs endroits les deux générations de stries se superposent. Par exemple, sur la faille de la salle de "Nagy terem" (Figure 4-18 coupe A-B), deux stries superposées ont été observées avec un jeu normal. Le premier est oblique, le deuxième « dip-slip ». Mais le calcul sur de telles données brutes ne permet pas d'identifier clairement un événement tectonique parce que l'inclinaison des failles, lorsqu'elle est contraire au pendage des couches, n'est pas suffisante (par exemple 25° à Nagy-terem) pour un jeu normal. Un nouveau calcul de tenseur de paléo-contrainte a donc été effectué sur les failles "débasculées".

Nous avons mis ainsi en évidence des événements tectoniques vraisemblables (au sens d'Anderson, 1951), antérieurs au basculement. A partir des stries superposées, la première phase serait une extension NE-SW et la deuxième NW-SE (Figure 4-18, coupe A-B). Mais ceci implique que la première extension ait été marquée à l'origine par des stries obliques (par exemple à Nagyterem). C'est pourquoi on peut supposer qu'une phase encore antérieure, dont les stries ne sont pas connues, avait engendré ces failles NE-SW. Au total, on arrive à l'idée que trois déformations ont eu lieu avant le basculement, la seconde et la troisième n'ayant pas engendré de nouvelles failles.

Phase I

Elle correspondrait à une compression NW-SE. Pendant cette phase se seraient formées les failles décrochantes dextres de direction WNW-ESE limitant la grotte (Figure 4-20, bloc II, phase I.). Nous pouvons utiliser le modèle de Barlett *et al.* (1981) (comme dans la grotte de Ferenc-hegy) pour expliquer le développement des failles dans une zone décrochante. Entre les deux zones décrochantes dextres, donc dans le bloc central à régime calme, nous voyons des failles inverses de direction NE-SW pentées vers le NW et des failles normales de direction NW-SE (Figure 4-20, régime I., phase I.). Sur les failles inverses, nous n'avons pas trouvé de stries inverses. Cependant, leur pendage, après le "débasculement", (30-40°) et leur direction (NE-SW) constituent des arguments en faveur d'un jeu inverse de ces failles. Les fractures de tension de direction NW-SE sont comblées par le remplissage paléokarstique et la calcite en dent de cochon. Les premières barites observées de direction E-W à NW-SE ont vraisemblablement précipité lors de cette première phase dans les fentes de tension. A la fin de cette phase, une deuxième période extensive avec de failles normales obliques se manifeste dans la direction NE-SW formant les premières stries visibles (Figure 4-18 coupe A-B).

Phase II

D'après les superpositions de stries (Figure 4-18 coupe A-B, strie presque « dip-slip »), le calcul de paléo-contraintes permet de déterminer une deuxième phase. C'est une extension NW-SE (Figure 4-20, phase II). Vraisemblablement le basculement a été fait entre les phase I et II car on observe des stries sur les plans de la stratification.

Phase III.

La troisième phase est identifiée par des stries normales superposées. Cette extension a, peut-être, réactivé les failles normales NW-SE. On en déduit une extension NE-SW et une compression NW-SE (Figure 4-20, phase III).

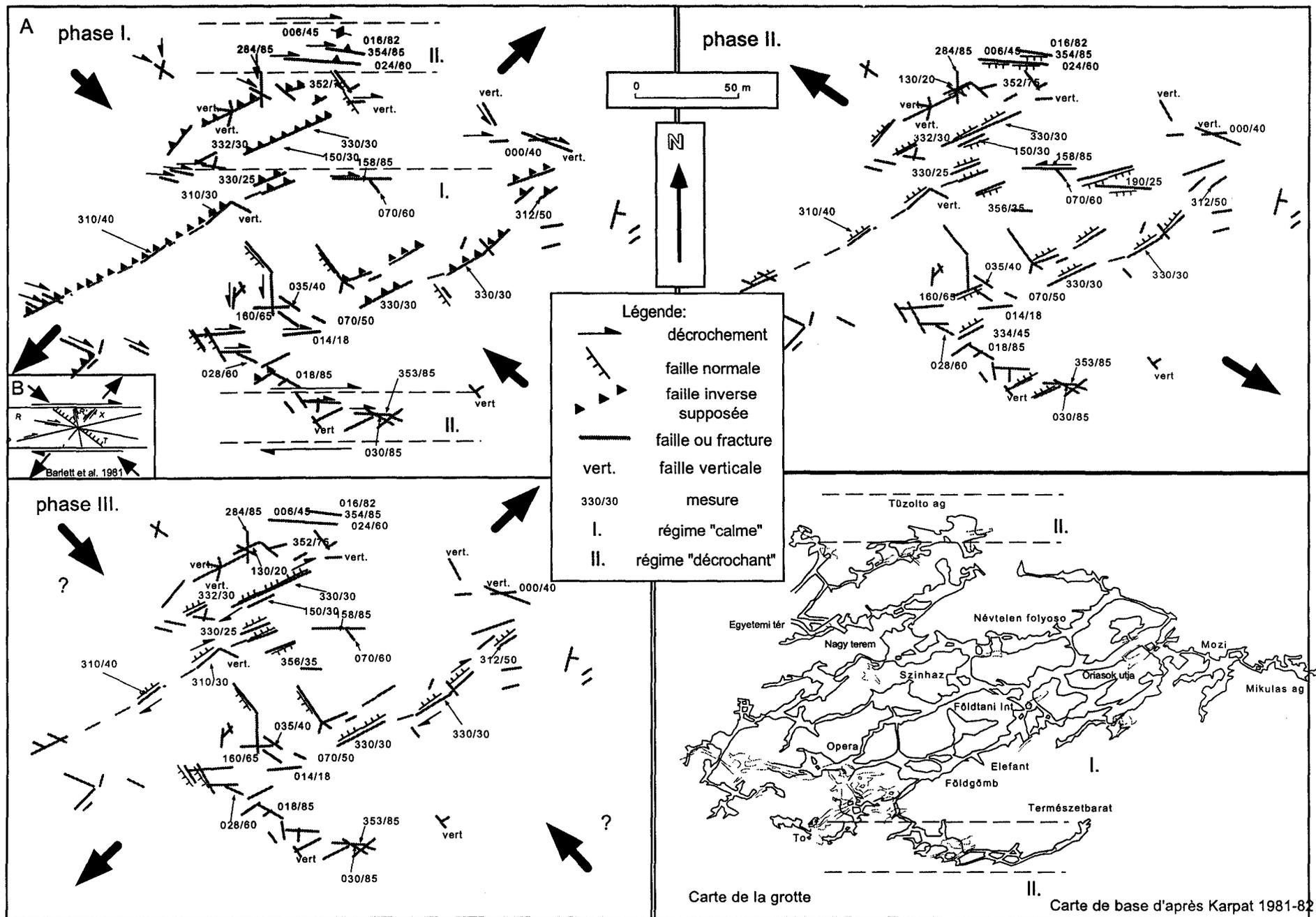


Figure 4-20 Phases tectoniques dans la grotte de Mátyás-hegy

A Mátyás-hegyi barlang tektonikai fázisai

4.4.4.3 Grotte de Pál-völgy

La grotte de Pál-völgy est la plus grande grotte des Monts Buda et la deuxième de Hongrie (Figure 4-8). Depuis dix ans, chaque année de nouvelles galeries sont découvertes (Kiss et Takácsné Bolner, 1987). C'est pourquoi le plan de cette grotte reste préliminaire (Figure 4-21). Encore mal connue, la grotte est difficile d'accès. Les roches encaissantes sont le calcaire et les marnes éocènes. La grotte de Pál-völgy présente une particularité par rapport aux autres grottes: dans la partie Sud-Est le pendage est de 30° vers le S-SE alors que dans la partie Nord-Ouest il n'est que de 10° vers le SSE. Ce changement de pendage a été aussi observé dans la carrière de Pál-völgy.

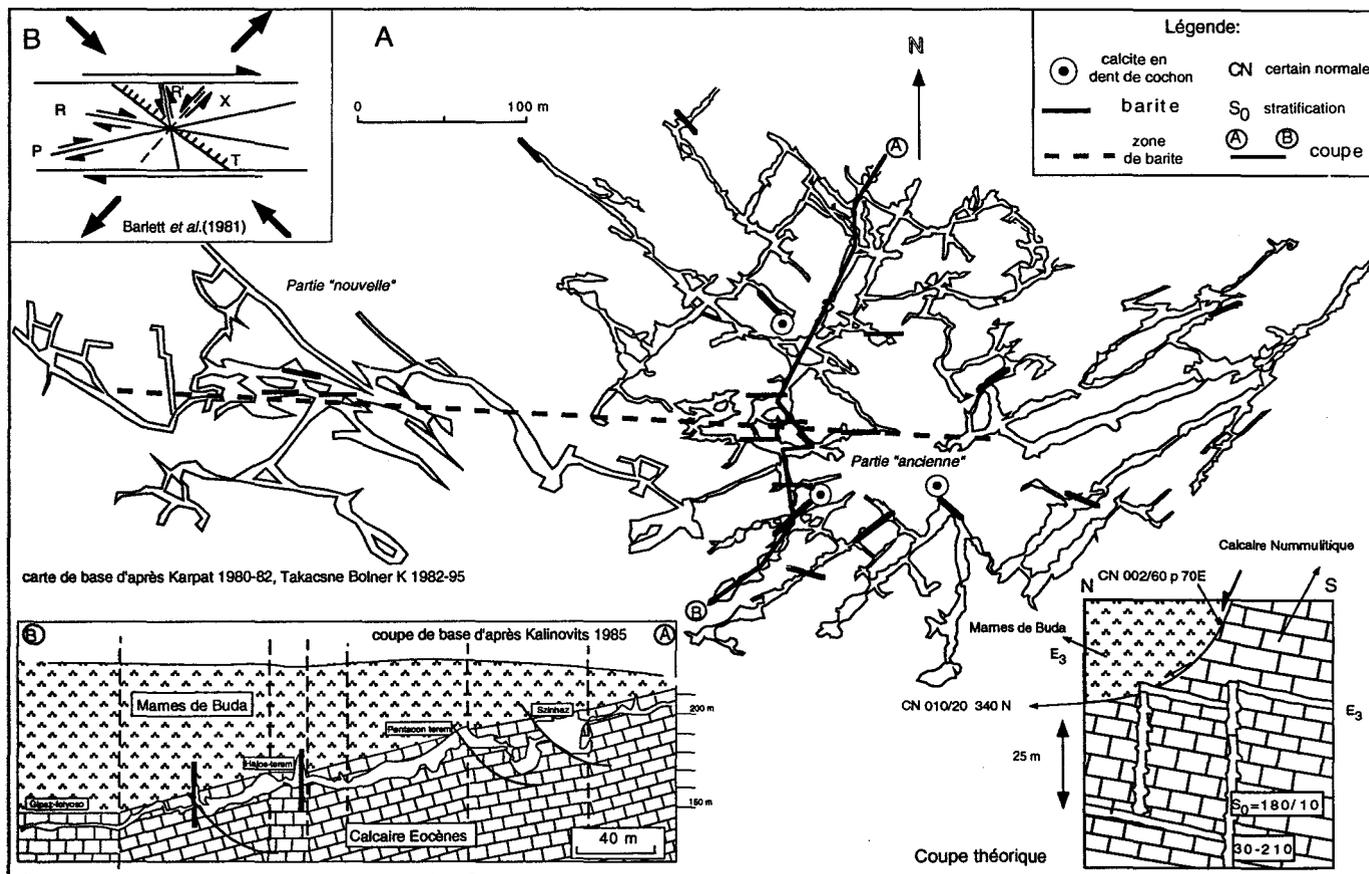


Figure 4-21 Grotte de Pál-völgy, plan avec minéralisations et coupes

A Pál-völgyi barlang kitöltései és metszetei

Microtectonique et remplissages

De la calcite en dents de cochon tapisse plusieurs parois (Takácsné Bolner, 1996) (Figure 4-21). Elle est orientée dans les directions NW-SE et NE-SW. La barite est bien développée (Takácsné Bolner, 1996; Krausz, 1996). Les directions en sont multiples: E-W (N090-N270), ESE-WNW (N110-N290), NW-SE (N130-N310), NE-SW (N40-N220) et ENE-SSW (N070-N250). Ces directions multiples montrent de nouveau une ouverture polyphasée des fractures pendant la période où la barite pouvait se former.

La coupe A-B de la Figure 4-21 montre que la stratification et les failles sont les facteurs guidant la formation de la grotte (d'après Kalinovits, 1985). En général, les salles sont parallèles à la stratification. Quelquefois cependant, les couloirs sont étroits et verticaux (SE de la grotte "ancienne"). On a identifié quatre phases tectoniques:

Phase I.

Nous observons une faille normale (Benkovics et Dudkó, 1992). Cette faille est NW-SE pentée NE ce qui témoigne d'une extension NE-SW. Elle recoupe la série calcaire éocène mais n'affecte pas les Marnes de Buda. D'après ces observations, la première phase est une phase extensive antérieure au dépôt des Marnes de Buda, donc avant la fin de l'Eocène supérieur.

Phase II.

Les roches éocènes sont affectées de nombreux décrochements dextres ESE-WNW. Le plan de la grotte montre que les directions des couloirs sont assez dispersées. Dans la partie "ancienne", nous voyons des directions NE-SW et ENE-WSW dans la partie sud-ouest et NE-SW et NW-SE dans la partie nord-ouest. Dans la partie "nouvelle" les directions dominantes sont ESE-WNW et NW-SW. A cause des nombreux décrochements dextres ESE-WNW nous proposons l'hypothèse d'une compression NW-SE. Encore une fois, entre les couloirs des grottes et le modèle (Figure 4-21, B, Barlett *et al.*, 1981), nous observons une ressemblance frappante. La plupart des barites se trouvent dans la direction E-W dans le centre de la grotte et pourraient dater du décrochement dextre de direction E-W. Les barites d'autres directions (ESE-WNW (R), NW-SE (T), WSW-ENE (P)) peuvent aussi avoir été déposées pendant le fonctionnement de ce décrochement dextre E-W (Figure 4-21).

Ces deux premières phases ont la même direction de compression (σ_1 NW-SE) et d'extension (σ_3 NE-SW), mais la première nous paraît synsédimentaire et la seconde postérieure à la lithification.

Phase III.

La barite, dans la direction NE-SW (N040-220), perpendiculaire à la direction de compression ne peut pas s'être formée pendant la phase précédente. Les mesures de stries suggèrent aussi qu'il existe une troisième phase de tectonique cassante. Il y a des failles normales de direction NE-SW et quelques-unes décrochantes senestres de direction E-W. Toutes indiquent un décrochement avec compression NE-SW et extension NW-SE. Les failles normales sont parallèles à la direction des filons de barite et pourraient en être contemporaines.

Phase IV.

D'après les mesures de stries, il existe une quatrième phase. Dans la partie "nouvelle" de la grotte, on observe une grande faille normale E-W, striée, peu pentée (20°) mettant en contact le calcaire nummulitique et les Marnes de Buda (Figure 4-21, coupe théorique). Vraisemblablement, il s'agit d'une faille listrique, qui, en surface, présente un pendage de $40-50^\circ$ et en profondeur s'incurve jusqu'à l'horizontale (Figure 4-21, coupe théorique). Ces observations témoignent d'une extension N-S marquée par des failles normales de direction E-W.

4.4.4.4 Les carrières de Mátyás-hegy

Les carrières de Mátyás-hegy, situées au pied du sommet de Mátyás-hegy (Figure 4-8), sont trois anciennes exploitations à ciel ouvert de calcaire éocène (Schafarzik, 1911).

La carrière de Mátyás-hegy Ouest

C'est une carrière célèbre, qui a fait l'objet d'articles dès le XIX^{ème} siècle (Hoffmann, 1871). Dans cette carrière affleurent les calcaires du Trias supérieur et les calcaires et marnes de l'Eocène supérieur. Aujourd'hui y est installé un laboratoire de nivellement et de sismique de l'Institut de Géophysique.

Pour la partie NW, nous ne pouvons apporter aucun élément nouveau aux nombreuses observations qui ont été faites ici dans le passé, car les fronts sont maintenant en trop mauvais état. Rappelons seulement que la faille de Mátyás-hegy entre Eocène et Trias a été définie ici, et interprétée tantôt comme marquant une compression post-éocène, tantôt comme synsédimentaire (Hoffman, 1871; Lörenthey, 1907; Pávai Vajna, 1934; Wein, 1974, 1977; Fodor *et al.*, 1992, 1994). Le pli dans le Trias a un âge discuté, certains y voyant la tectonique pré-éocène, d'autres un pli d'entraînement lié à la faille, et d'autres encore un pli plus tardif. Nous nous bornerons à une description de la déformation des roches éocènes.

La partie SE de la carrière de Mátyás-hegy Ouest est beaucoup plus simple que sa partie NW. Les calcaires et les marnes éocènes affleurent sur ce front. Les descriptions sédimentologiques détaillées de la série ont été développées par Monostori (1965), Kázmér (1985), Kecskeméti (1989), Nagymarosi *et al.* (1991), Bartha (1992) et Bodo (1992). Le pendage est de 20-30° vers le S-SE.

Au centre du front de taille, on observe une grande faille normale (près de la grotte Moby-Dick). Cette faille de direction E-W pentée vers le Nord de 60° a un rejet d'environ dix mètres selon des mesures géodésiques (Szenthe, 1996). Elle est due à une extension N-S qui coupe toute la série éocène postérieurement à son basculement.

La carrière de Mátyás-hegy Est

La série est à peu près identique à celle de la carrière précédente. Il y a plusieurs départs de grottes, mais les couloirs importants restent à découvrir (Leél-Össy, 1995). Ces indices spéléologiques se trouvent sur les fronts NW et NE de la carrière (Figure 4-22. coupe E-F, G-H).

Sur la falaise NW (coupe G-H), nous pouvons observer une limite ondulée entre le calcaire et les marnes. Cette limite est une faille normale E-W qui abaisse les marnes vers le Nord. A cause de la proximité de la carrière précédente (Figure 4-22) on peut supposer que cette faille correspond à la grande faille normale de la carrière précédente (près de la grotte de Moby-Dick), car elles ont la même direction et le même jeu.

Sur la falaise NE (Figure 4-22, coupe E-F), le calcaire est basculé de 30° vers le SE. A côté de la grande faille, au milieu de la falaise, se trouve une petite grotte avec des remplissages stratifiés horizontalement donc formés postérieurement au basculement. Vers le Sud, le pendage de la stratification change. Ce changement est progressif et on arrive à 60-70° à l'extrémité sud de la carrière. Cette flexure anticlinale a été interprétée par Fodor *et al.* (1994) comme dû à la continuation de la grande faille de Mátyás-hegy entre le Trias et l'Eocène, en chevauchement aveugle (Figure 4-22).

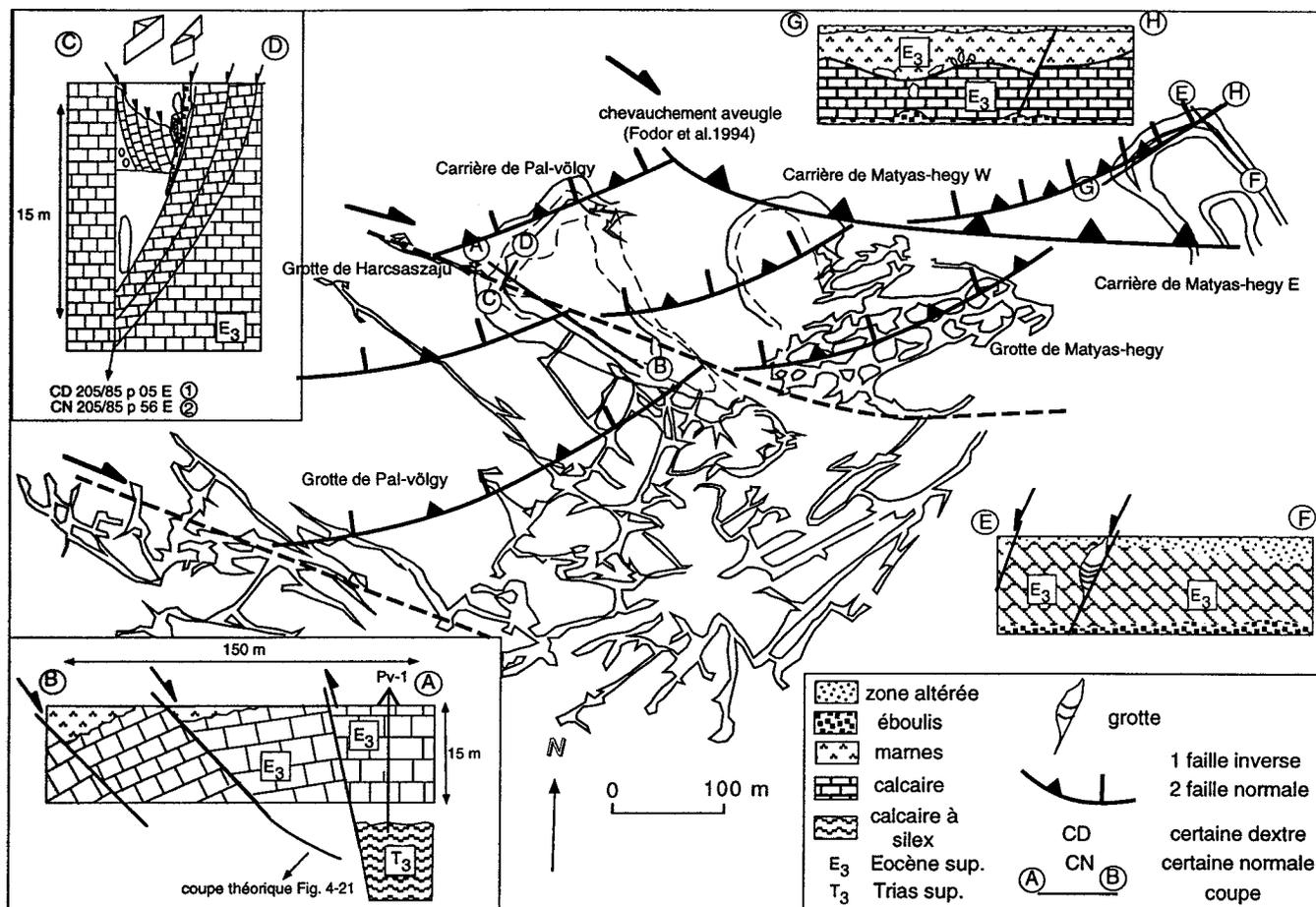


Figure 4-22 Plan général du réseau karstique de Mátyás-hegy, situation, tectonique et coupes des carrières voisines

Mátyás-hegy és környékének tektonikai vázlatja az alapvető kőfejtőkkel

La carrière de Pál-völgy

C'est une ancienne carrière de calcaire nummulitique. Au sommet de la falaise vers le SSE affleurent les Marnes de Buda (Figure 4-22, coupe A-B). Cette carrière montre quatre blocs différents séparés par des failles normales de direction ENE-WSW. Ces failles normales décalent chacune le calcaire et les Marnes de Buda de quelques mètres (Figure 4-22, coupe A-B). Dans le premier bloc, au NW, le pendage est horizontal (comme dans la grotte de Harcsaszaju qui est juste à côté). Le sondage de Pál-völgy-1 (Figure 4-22, coupe A-B, Pv-1) réalisé dans ce premier bloc a traversé dix mètres de calcaire éocène puis 1 mètre de conglomérat de base avant d'atteindre le calcaire du Trias supérieur. Dans le deuxième bloc, le pendage est de 10-15°, dans le troisième 20-25° et dans le quatrième 30-35° vers le SSE (Figure 4-22, coupe A-B). Ce changement de pendage peut être interprété de deux façons:

1, comme un grand pli (d'axe ENE, indiquant une compression NNW) qui a été coupé postérieurement par des failles normales en différents blocs;

2, comme un dôme, dû à un soulèvement, dont la partie nord commence à être soulevée plus rapidement (faille inverse) et par conséquent rompu par les failles normales.

Etude microtectonique

Sur la coupe C-D (Figure 4-22), nous pouvons observer une faille verticale et plusieurs failles associées donnant une structure en fleur. Sur le miroir, on observe deux familles de stries superposées. Les premières sont des stries subhorizontales (pitch 5°) indiquant un mouvement dextre (Figure 4-22, coupe C-D) Les deuxièmes sont des stries obliques (56°) qui montrent un rejeu normal. Ces jeux indiquent une extension postérieure au mouvement décrochant. Le remplissage de cette zone par les formations quaternaires (sol) montre que cette zone de fractures a joué récemment. Cette structure se trouve dans la carrière à l'entrée de la grotte de Harcsaszáju. Elle est donc la continuation de la zone dextre qui a été décrit dans la grotte de Harcsaszáju.

D'après les mesures microtectoniques, nous pouvons séparer 3 phases.

Phase I.

D'après les premières stries, la première phase est compressive avec des décrochements dextres de direction WNW-ESE (Figure 4-22, coupe C-D) Malheureusement, les failles conjuguées n'ont pas pu être observées, le calcul suggérant que l'axe de compression calculé a vraisemblablement tourné (Fodor, 1994). La direction de compression serait NNW-SSE.

Phase II.

La deuxième phase est extensive avec des failles normales de direction E-W, ENE-WSW. Les grandes failles normales séparant les différents blocs étaient actives lors de cette phase d'extension N-S. Dans la grotte de Pál-völgy une grande faille, peu pentée et striée a été observé dans la même direction E-W. C'est celle que nous avons interprétée (4.4.4.3) comme une faille listrique (Figure 4-21, coupe théorique).

Phase III.

D'après les superpositions de stries la troisième phase est extensive. Sur les failles ENE-WSW les jeux normaux sont postérieurs aux décrochements (Figure 4-22, coupe C-D) et correspondent aux stries obliques. L'axe d'extension est NNE-SSW.

4.4.4.5 Résumé pour la zone de Mátyás-hegy

D'après les études des différentes grottes (grotte de Mátyás-hegy, grotte de Pál-völgy, grotte de Harcsaszáju) et des différentes carrières (carrière de Mátyás-hegy-E, carrière de Mátyás-hegy-W, carrière de Pál-völgy), nous pouvons proposer l'interprétation suivante:

Dans le Trias deux directions différentes de plis existent:

- la direction N 060- 040 correspond à **un pli déjeté** vers le SE (grotte de Mátyás-hegy). Ce pli indique une **compression NW-SE** avec un mouvement vers le SE. Il est certainement **anté-éocène**.

- la direction N130. C'est un **pli droit très ouvert**. Ce pli montre une faible **compression NE-SW** (grotte de Mátyás-hegy). Il est également **anté-éocène**. Dans la carrière de Mátyás-hegy un pli N110 déjeté vers le SSW indique une forte compression de direction NNE-SSW également antérieure à l'Eocène

Dans l'Eocène

Premièrement, nous avons observé **une phase synsédimentaire** avec des éléments compressifs (?) (grotte de Harcsaszáju) et extensifs (grotte de Pál-völgy). Ces éléments pris ensemble peuvent correspondre à une phase décrochante **liée à une compression NW-SE (130-310)** et une extension perpendiculaire **NE-SW (040-220)**. Cette phase est antérieure au basculement des couches.

La deuxième phase, postérieure à la lithification, est **une phase décrochante dextre** omniprésente dans la région. Ce système de décrochements est responsable de la plupart des grandes fractures (grotte de Harcsaszáju, grotte de Mátyás-hegy, grotte de Pál-völgy, carrière de Pál-völgy, carrière de Mátyás-hegy W). **Il a une direction E-W (ESE-WNW) et a joué postérieurement au basculement des assises éocènes.**

Les deux phases précédentes se font selon **la même direction de compression** avant la lithification et après le basculement de la roche. **Cette contraction NW-SE est accompagnée d'une extension NE-SW pendant l'Eocène supérieur, mais la déformation la plus importante a été le décrochement dextre selon la direction E-W (ESE-WNW) après l'Eocène vraisemblablement avec les chevauchement aveugles (Figure 4-22).** Les premiers remplissages ont été formés pendant cette phase décrochante (**remplissage paléokarstique, calcite en dent de cochon, barite I**).

Après cette phase majeure, qui a produit les principales fractures, nous proposons plusieurs phases extensives dans les directions **NW-SE, N-E et quelquefois E-W, NE-SW** (Figure 4-22). Les remplissages de barite II et la plus grande partie de la silicification se sont formés pendant ces phases.

Dans quelques sites (carrière de Mátyás-hegy W, grotte de Pál-völgy), nous avons observé une deuxième phase décrochante avec des failles senestres E-W et dextres NNE-SSW. Ces failles indiquent une compression NE-SW.

4.4.5 Nouveaux affleurements, cavités souterraines

Dans cette partie, on présente trois sites particuliers: un nouvel affleurement très important et deux cavités souterraines dans des roches différentes. Naturellement, de nombreux autres affleurements ont été mesurés, mais ils seront présentés à la fin du chapitre dans le grand tableau récapitulatif. Les sites présentés ci-dessous en sont des exemples significatifs.

4.4.5.1 Rue Bogár

Grâce à des travaux de construction, un nouvel affleurement a pu être observé, toujours sur la colline des Roses, au carrefour de la rue Bogár et de la rue Szpáhi (Figure 4-23, a). Le pendage dans les calcaires d'âge éocène supérieur est SSW à SSE. Ces variations dans les directions de pendage se font quelquefois sans cassures et cette surface ondulée pourrait avoir une origine sédimentaire d'après Kriván *et al.* (1986) (Figure 4-23, b).

Au centre du chantier, une zone silicifiée a été observée dans la direction E-W (Figure 4-23, a). Cette silicification verticale traverse la stratification pentée vers le S. Elle est donc postérieure au basculement de la roche et antérieure à la zone altérée qui repose au-dessus.

Dans la partie sud de cet affleurement (coupe A-B), une structure de duplex de direction E-W a été observée. Cette apparence a été confirmée par les mesures de stries: plusieurs failles inverses ont fonctionné au dessus de la faille de cisaillement (Figure 4-23, dessin détaillé). Il y a aussi à l'arrière des failles normales qui auraient pu jouer simultanément (Figure 4-23).

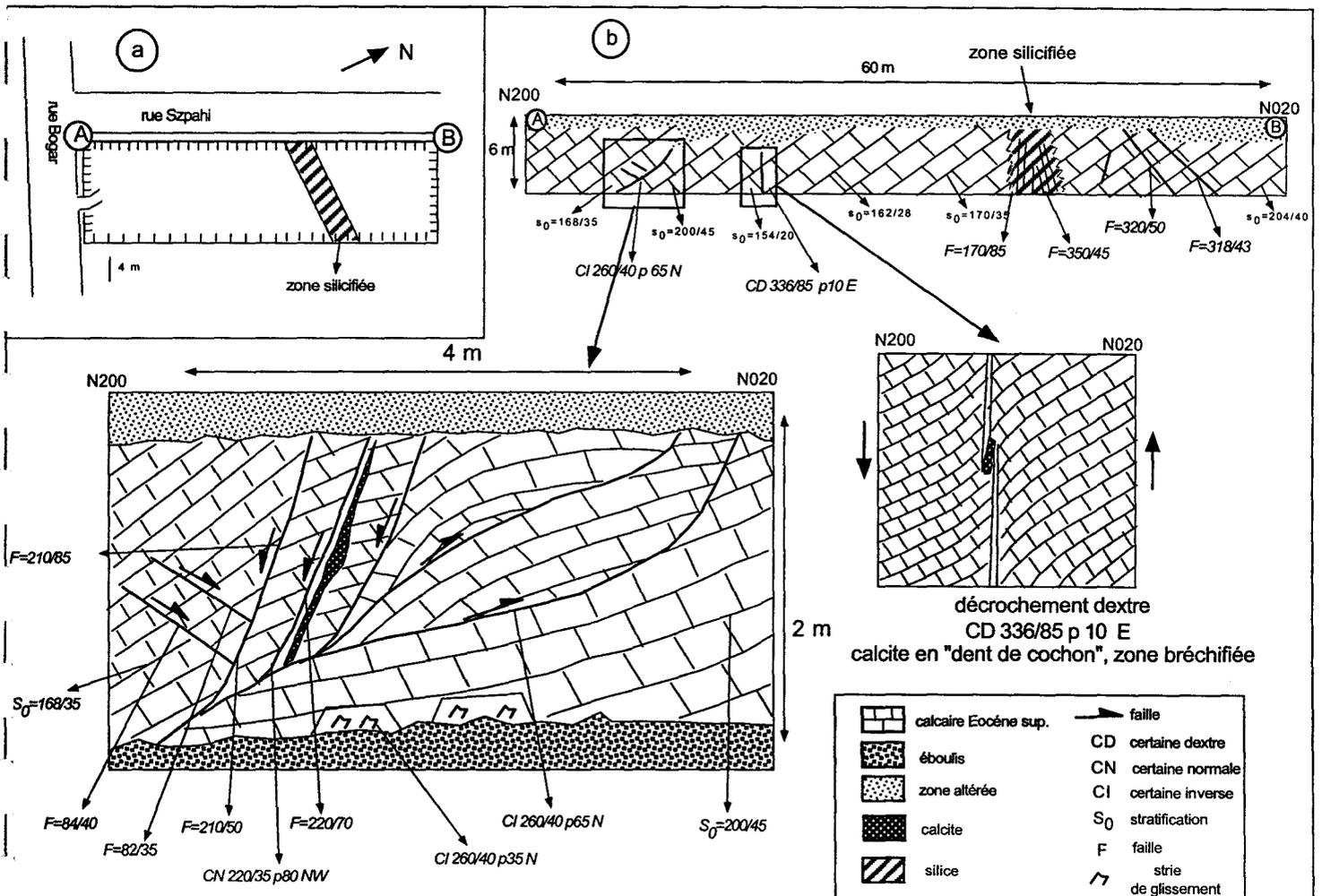


Figure 4-23 Chantier rue Bogár, coupe générale et détails des structures

A Bogár utcai feltárás tektonikai értelmezése.

Au milieu de l'affleurement, quelques failles dextres inverses de direction NE-SW remplies par de la calcite en "dent de cochon" ont été observées (Figure 4-23, dessin détaillé). Ce décrochement dextre est postérieur au basculement de la roche éocène parce qu'il est vertical et porte des stries subhorizontales. Enfin, on observe quelques failles probablement normales de directions NE-SW qui coupent toute la hauteur d'affleurement, ne portant malheureusement pas de stries (Figure 4-23, coupe A-B).

Ces observations permettent d'individualiser deux phases:

Phase I.

D'après les mesures de failles inverses de direction N-S et les décrochements dextres de direction NE-SW, il s'agit d'une compression de direction E-W. Ces failles ont joué en même temps, postérieurement au basculement.

Phase II.

La deuxième phase est caractérisée par une extension NE-SW, pendant laquelle jouent des failles normales (non figurées): plusieurs stries obliques normales ont été observées, de direction E-W, qui donnent la même direction d'extension.

4.4.5.2 Cavités souterraines dans le calcaire grossier

Depuis plusieurs années, l'Université Technique travaille dans les cavités souterraines artificielles situées dans le calcaire grossier du Miocène moyen (Sarmatien). Ces cavités se trouvent au S ou SE de Budapest à Köbanya et à Diósd. Les mesures de fractures montrent que la plupart sont orientées NE-SW, NNE-SSW, ENE-WSW et NW-SE.

Ces failles ont été interprétées comme des failles synsédimentaires par différents auteurs (Bergerat *et al.*, 1983; Fodor *et al.*, 1994). Tout en admettant la possibilité que la plupart de ces failles soient synsédimentaires (au Badénien, au Sarmatien), nous soulignons cependant que la direction de la famille de failles NW-SE est assez difficilement interprétable dans le cadre d'une compression NE-SW (failles inverses synsédimentaires ?), donc nous les avons rangées dans le Pléistocène.

4.4.5.3 Cavités souterraines dans le travertin

Dans les Monts Buda, il existe à plusieurs niveaux topographiques du travertin (Scheuer et Schweitzer, 1980). Le château de Buda est construit sur une butte de travertin pléistocène, topographiquement 30 mètres au-dessus du Danube. Il existe un réseau souterrain dans ce travertin et dans les Marnes de Buda sous-jacentes, appelé le Labyrinthe (Figure 4-24), qui a été creusé par les habitants du Moyen Age.

Une polémique existe parmi les géologues hongrois spécialisés des grottes à ce sujet. La partie NW du Labyrinthe a été creusée au-dessus de l'Argile de Tard oligocène, mais il n'existe pas de cavités dans cette argile (Figure 4-24, carte géologique, Wein, 1970). Dans cette partie, entre l'Oligocène et le Pléistocène se situe un conglomérat de base pléistocène et les cavités ont été creusées jusqu'à ce niveau. Il existe un niveau de karst entre les marnes et le travertin pléistocène, développé parallèlement à la stratification. Les indices de dissolution sont locaux et le Labyrinthe dans son état actuel est entièrement l'œuvre de l'Homme (Figure 4-24).

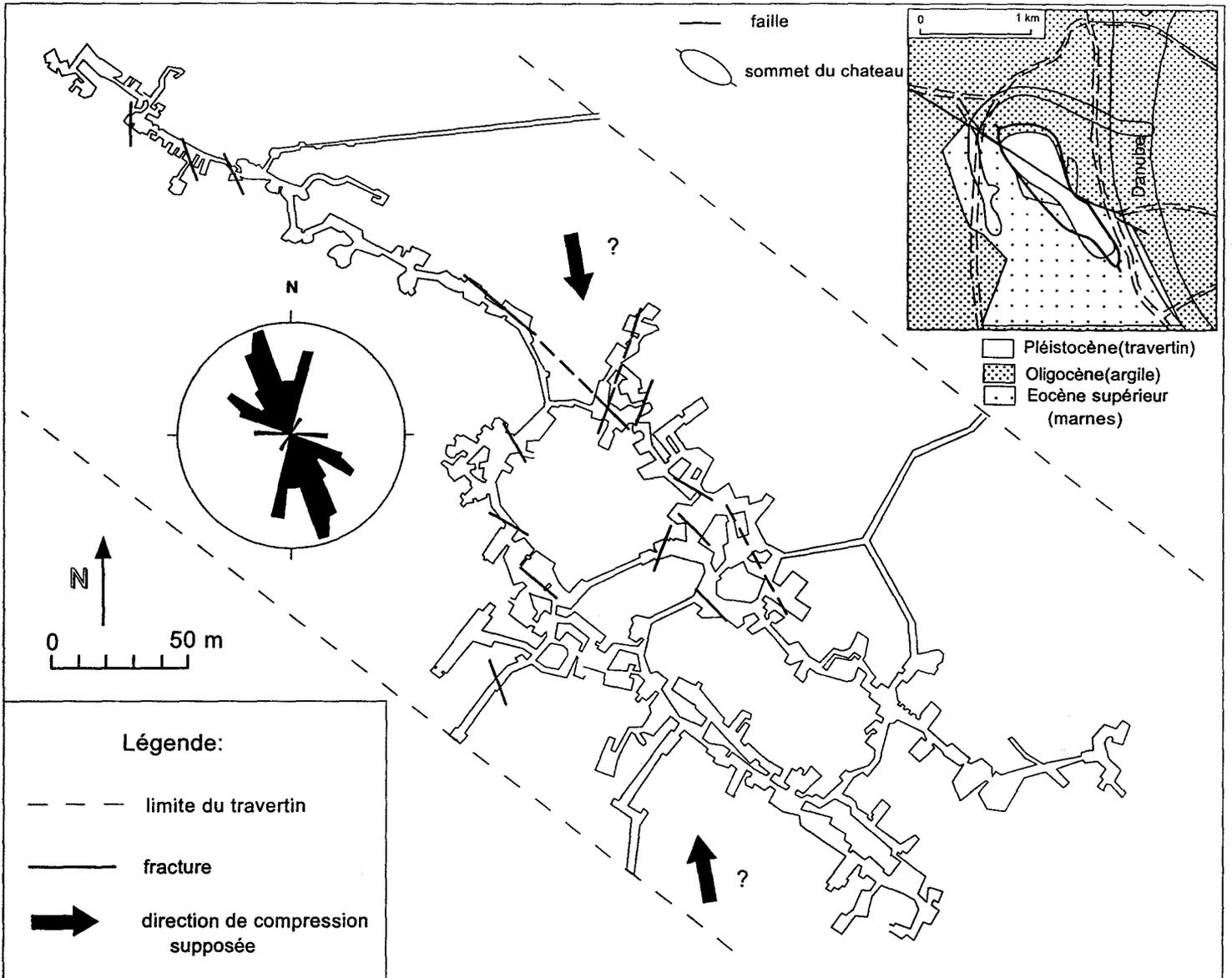


Figure 4-24 Labyrinthe du château de Budapest, plan avec fractures, schéma géologique (Wein, 1977)

A vár alatti labirintus rendszer tőrés-térképe és földtani helyzete (Wein, 1977)

Dans le travertin, nous pouvons observer quelques fractures emplies de ciment de type travertin ou d'argiles (Figure 4-24). Les directions de fractures sont NNW-SSE à NNE-SSW, et aussi WNW-ESE (diagramme de rose, Figure 4-24). Pour créer toutes ces fractures ensemble, on peut proposer une compression de direction NNW-SSE. Il n'y a pas de stries ou d'autres indices dans le travertin. Ces fractures ne peuvent pas avoir été formées par gravité ou par éboulement car elles ne sont pas parallèles aux falaises bordières de la butte de travertin et montrent des directions préférentielles nettes. Il faut souligner aussi que cette direction de compression correspond bien aux principales directions des ruisseaux à Buda (fossé du Diable, fossé de Solymár).

Sur la rive de Pest, il existe un exemple beaucoup plus net. Le ruisseau de Rákospatak suit une direction NW-SE tout à fait surprenante. Il est difficile de la comprendre sans supposer l'existence d'une faille néotectonique de même direction parce que, normalement, il devrait couler dans la direction de plus grande pente NE-SW, vers le Danube. (Kleb, 1995; Fodor, 1996)

4.4.6 Synthèse des mesures microtectoniques

Un tableau récapitulatif a été construit avec toutes les mesures dans les différentes grottes, carrières et nouveaux affleurements (Tableau 1). Les affleurements et les grottes sont mentionnés avec l'âge de leur encaissant.

grottes affleurs.	âge	phase I.		phase II.		phase III.		phase IV.?	phase V.
		avant la formation de la barite (Eocène sup?-Olig. sup.)		1 ^{ère} barite (Miocène inf. ?) sommital	2 ^{ème} barite (Miocène moyen ?)		Sarmatien -Pannonien		post Pannon.
Ferenc-hegy	E ₃								
Szemlő-hegy	E ₃								
József-hegy	E ₃								
Matyas-hegy	E ₃								
Pal-völgy	E ₃								
Harcászhegy	E ₃								
Apaty	T ₃								
Melocco	T ₃ , E ₃								
Bogar	E ₃								
Verecke	E ₃								
Matyas-hegy W	E ₃								
Matyas-hegy E	E ₃								
Pal-völgy	E ₃								
Felheviz	E ₃								
Pusztaszer	E ₃ , O ₁								
Dósd	M ₂								
Chateau	Pl ₂								

	failles normales		faille décrochantes		structures syssédimentaires		filons de barite
	failles inverses		axe de plis		conglomérat à galets de quartz		lithoclaste stries superposées
						2,3	

Tableau I. Synthèse des mesures microtectoniques

A mikrotektonikai mérések összefoglalása

Les différentes phases tectoniques sont rangées dans l'ordre chronologique relatif observé dans les différents sites. Pour tous les sites, ont été marquées les mesures avec des stries et les directions de compression ou extension calculées par le logiciel d'Angelier (1977, 1995). Pour noter les relations chronologiques entre les failles on a marqué un "s" pour celles interprétées comme synsédimentaires ou 2, 3 si il y a des stries superposées. Deux groupes principaux de directions de barite ont été séparés comme indiqué dans les chapitres 4.4.3 et 4.4.4 (zone de Ferenc-hegy, zone de Mátyás-hegy). Pour les sites à encaissant plus récent (Miocène moyen, Quaternaire) les directions de compression supposées ont été marquées à partir des directions de fractures (lithoclasses) mesurées.

La plupart des champs de contrainte calculés à partir des données sur les failles sont de type décrochant (σ_1 et σ_3 horizontales). Des failles normales peuvent être associées à ces régimes décrochants (par exemple, régime en transtension). Parfois de rares chevauchements et failles inverses ou des plis ont aussi pu être intégrés à ces champs de contraintes (par exemple, régime en transpression). Il existe quelques phases plutôt extensives (phase III, IV) marquées par les failles normales.

Une des phases principales (*phase I.*) de la tectonique cassante dans les Monts Buda est caractérisée par un axe (σ_1) orienté NW-SE. Cette phase, omniprésente, est subdivisée *en plusieurs étapes.*

(1) Elle débute pendant la sédimentation de l'Eocène supérieur. Pendant cette étape, *les failles inverses* (Grotte de Harcsaszáju), *les failles normales* (Grotte de Pál-völgy) et *quelques failles décrochantes* dextres (Fodor *et al.*, 1992,1994) se sont formées. Cette époque était une phase décrochante antérieure au basculement général des couches éocènes.

(2) La deuxième étape, avec la même paléo-contrainte, se situe après la lithification, probablement *après l'Oligocène inférieur* (rue Pusztaszeri). Pendant cette étape, *les grands décrochements E-W* dextres se sont formés. Cette phase a produit les premières et principales fractures donnant ensuite naissance aux grottes des Monts Buda. Les premiers remplissages (paléokarst, calcite en dent de cochon, barite I. (phases "b" à "d₁")) ont été formés pendant cette phase. Si on accepte que la barite (phase hydrothermale, Gatter et Molnár, 1991) a été formée pendant une période volcanique, *cette phase a pu être active jusqu'au Miocène moyen.*

Une phase de *compression de direction N-S (phase II.)* a été déterminée par quelques failles dextres et senestres en quelques nouveaux sites. Elle précède une deuxième génération de barite (phase d₂) dans une direction différente de la précédente (Grotte de Mátyás-hegy, Grotte de Pál-völgy et Grotte de Ferenc-hegy) et parfois la formation des fentes remplies de silice ayant une direction NNW-SSE à NNE-SSW (Grotte de Mátyás-hegy, Grotte de Pál-völgy). Les remplissages de barite indiquent que cette phase a été active pendant le volcanisme *au Miocène moyen.*

Une autre contrainte (*phase III.*) se distingue par les *failles normales orientées NE-SW* et les phénomènes décrochants associés. Les failles normales sont nombreuses, mais ne recoupent pas l'ensemble de la série. C'est pourquoi elles ne se voient pas sur la carte géologique. Les failles décrochantes sont formées plutôt localement, mais pendant cette phase (phase III.) les grands décrochements E-W (à l'origine dextre) semblent rejouer en senestre. Ces failles tranchent les filons de silice et par conséquent leur sont postérieures. D'après les carrières souterraines d'âge miocène moyen et comme l'ont proposé différents auteurs (Bergerat *et al.*, 1983; Fodor *et al.*, 1992,1994) cette phase semble dater *du Miocène supérieur.*

Dans deux sites une phase de *compression d'axe σ_1 E-W* a pu être mise en évidence (0.). Cette *phase IV.* a créé quelques failles inverses de direction N-S (rue Bogár et rue Verecke) et des décrochements senestres ESE-WNW et dextres NE-SW (Grotte de Ferenc-hegy et rue Bogár). De nombreuses failles normales E-W ont rejoué ce qui montre que cette phase a été aussi plutôt décrochante - normale avec des événements locaux (failles inverses). Mais cette phase est encore assez mal connue et son âge, sans aucune preuve absolue, dans la région des grottes, est assez hypothétique: *pannonien - pliocène?*

La phase V., la plus récente, est à nouveau caractérisée par des *failles normales de direction NW-SE*. Parfois des phénomènes compressifs décrochants y sont associés (Labyrinthe du Château). Il en ressort une contrainte d'axe σ_1 NW-SE. Les cassures associées à cette phase sont ubiquistes dans le massif (par exemple grotte de Ferenc-hegy, conglomérat à galets de quartz). Elles se trouvent jusque dans des *calcaires d'eau douce pléistocènes, par conséquent cette phase est récente*. Notons d'ailleurs que le champ de contrainte actuel mesuré dans la Montagne Transdanubienne (Gerner 1992, 1996) est conforme à celui obtenu lors de l'analyse de ces failles.

4.5 Discussion : âge des phases tectoniques

Pour la période du Crétacé à l'Actuel, les auteurs ont proposé deux modèles tectoniques en 5 étapes pour les Monts Buda (Figure 4-25-30). Le premier (A) est dû à Wein (1974, 1977) et le deuxième (B) à Fodor *et al.* (1994). Ces deux modèles sont similaires pour certaines époques (sauf les indications de mouvements, que Wein ne donnait pas), mais pour d'autres il existe une grande différence. A côté des deux dessins illustrant ces modèles, est présenté le modèle issu de mes observations (C).

4.5.1 Trias

Pendant le Trias supérieur, les Monts Buda appartenaient à la marge méridionale de la Téthys (Kovács 1982, Haas 1989, Dercourt *et al.* 1994). Les calcaires et dolomies sont déposés sur une plateforme néritique à croûte continentale (Kovács 1982, Haas, 1989, Kleb *et al.*, 1993). Les argiles, marnes et calcaires à silex se sont formés dans les bassins plus profonds (Kleb *et al.*, 1993). Les bassins de la Téthys étaient en extension comme cela est attesté par les failles synsédimentaires (Wein, 1974; cf. aussi le sondage VH-1, ci-dessus).

4.5.2 Crétacé

Dans les Monts Buda il n'y a pas de preuve absolue d'une déformation de cet âge. On l'a proposée par analogie avec la Montagne Transdanubienne (Telegdi Roth, 1934).

Wein (1974) a séparé deux directions de compression pendant le Crétacé. La première est NW-SE et la deuxième est NE-SW (Figure 4-25, A). Les plis dûs au raccourcissement NE-SW sont en effet bien visibles au centre des Monts Buda. Par contre, les plis de l'autre direction, qui devraient être NE-SW, sont selon lui difficiles à observer. D'ailleurs, Fodor *et al.* (1994) ont observé seulement la direction de compression NE-SW (axe de pli NW-SE) (Figure 4-25, B).

Avec nos observations dans la région des grottes, nous avons pu séparer différentes directions de plis (Figure 4-25, C) :

- L'une est N040-060 avec deux plis déjetés vers le SSE ce qui indique une direction de compression NW-SE (grotte de Mátyás-hegy). Le sens de l'asymétrie des plis indique une vergence vers le SE. Cette direction de pli a été aperçue par Wein (1974), mais sur sa carte tectonique (Figure 4-25, A) ne montrait aucun pli de cette orientation. Schafarzic (1921) et Pávai Vajna (1934) (Figure 4-25 B) ont aussi observé cette direction de plis dans le Mont Gellért. Fodor *et al.* (1994) ont souligné que cette direction de pli existe sur les minutes de Wein (1972), mais pour eux cette compression est post-éocène. Puisque dans la grotte de Mátyás-hegy l'Eocène vient en transgression sur le Trias plissé, il est certain que ce pli ne peut pas être post-éocène. Schafarzic (1921) et Pávai Vajna (1934) décrivaient déjà cette phase avec des plis déjetés dans le Trias montrant une déformation forte. Dans les roches éocènes, nous ne trouvons pas cette intensité de déformation. C'est pourquoi, d'après les mesures de plis de Schafarzic (1921) et Pávai Vajna (1934) au mont de Gellért-hegy, les minutes de Wein (1972) et mes propres mesures dans la grotte de Mátyás-hegy, *on peut confirmer qu'une phase de compression de direction NW-SE (direction actuelle) s'est produite avant l'Eocène*.

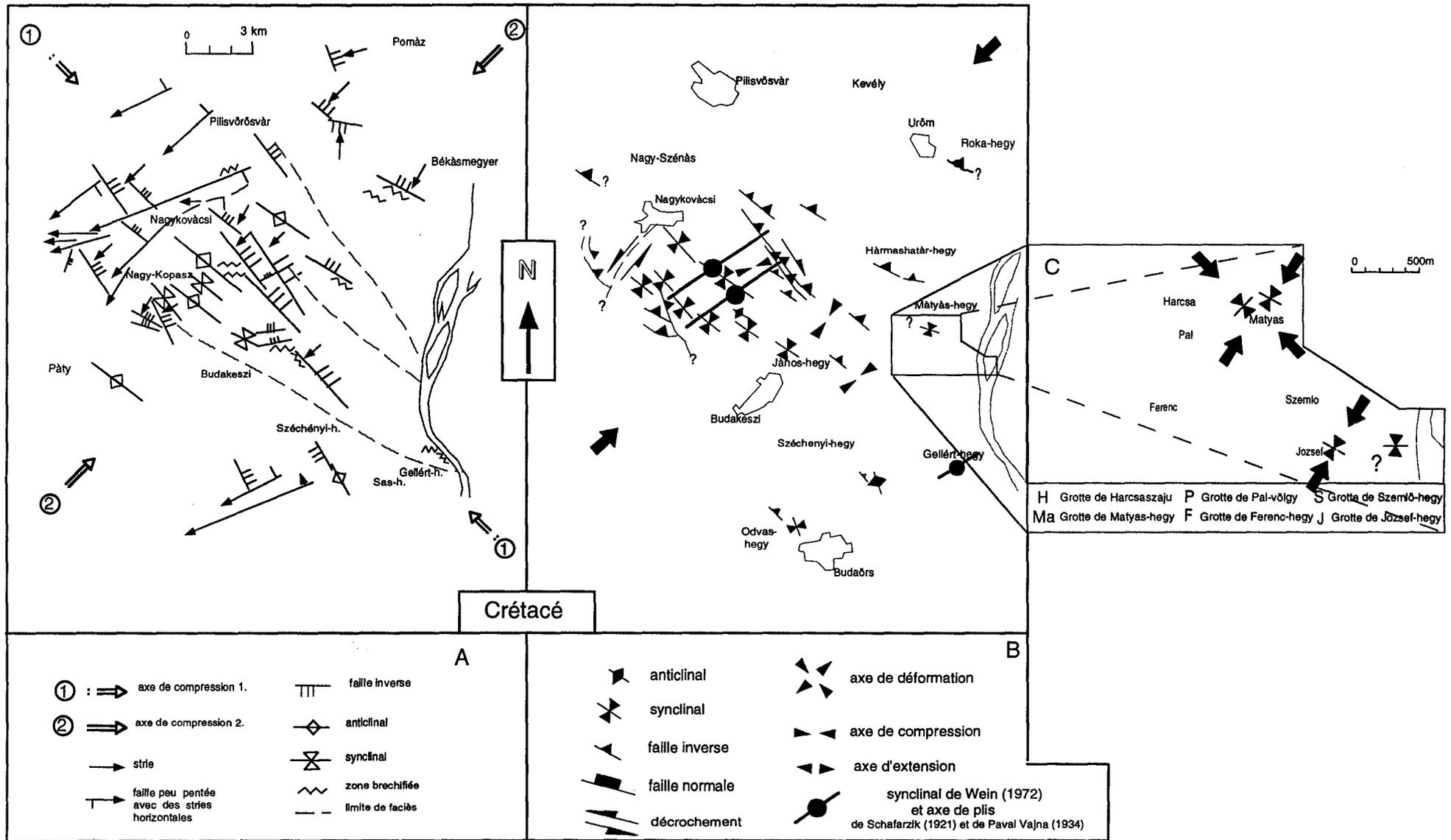


Figure 4-25 Modèles pour la tectonique crétacée des Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al. (1994), C-ce mémoire

A Budai-hegység tektonikai modellje a Kréta idején (A, Wein, 1977, B, Fodor et al., 1994, C, kiegészítés).

- L'autre direction (N110-130) correspond à un pli droit et ouvert (Grotte de József-hegy, grotte de Mátyás-hegy et carrière de Melocco). Ce pli montre une faible compression NE-SW, déjà signalée dans les deux modèles précédents. Cette direction de compression est omniprésente dans les Monts Buda d'après la carte géologique (Wein, 1974). Dans la région des grottes, on observe un deuxième pli dû sans doute à cette même compression (carrière de Mátyás-hegy-W). Ce pli, décrit par plusieurs auteurs au début du siècle, indique une compression plutôt NNE-SSW avec un mouvement cisailant vers le SSW.

4.5.3 Eocène supérieur - Oligocène inférieur

La plus grande divergence entre les deux modèles tectoniques antérieurs concerne cette période.

Wein(1974) reconnaît seulement quelques failles normales et quelques failles inverses durant cette phase "pyrénéenne" (Figure 4-26, A). L'âge de cette déformation est entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur, période marquée par une discordance prononcée sur les flancs ouest des bassins (Telegdi Roth, 1923).

Fodor *et al.* (1994) reinterprètent les Monts Buda comme une zone tectonique active pendant la période Eocène supérieur-Oligocène inférieur. Leur idée nouvelle est que les sommets constitués de Trias aujourd'hui étaient déjà les sommets à l'Eocène. En général, le pendage des roches éocènes est de 30° et celui des roches oligocènes est un peu moins fort (10-20°). Les formations paléogènes, avec des faciès de pente, se localisent toujours autour de ces promontoires triasiques, avec des pendages vers l'extérieur des promontoires. Donc une part de la morphologie actuelle aurait existé déjà pendant cette période. Ils ont suggéré que la plupart des failles ont joué alors dans une compression NW-SE (Figure 4-26, B) et que les sommets triasiques sont nés au-dessus de chevauchements aveugles éocènes. Ces sommets correspondent à la Ligne de Buda définie auparavant par Báldi et Nagymarosy (1976) comme une limite de faciès. Fodor *et al.* (1994) ont déterminé aussi deux grandes zones de décrochement dextre synsédimentaire (zone de Budaörs, zone de Nagykovácsi-Csillaghegy).

Dans la région des grottes, nous observons des failles synsédimentaires inverses (Grotte de Harcsaszájú) et normales (Grotte de Pál-völgy) (Figure 4-26, C). Elles indiquent la même direction de compression NW-SE qu'avaient déterminée Fodor *et al.* (1994). Mais, d'après nos mesures dans les grottes il est difficile de penser que tous les sommets existaient pendant cette période; par exemple, la zone de Ferenc-hegy qui est une zone soulevée est un décrochement dextre certainement postérieur à la lithification et même au basculement de l'Eocène supérieur (cf. 4.4.3). *Cette zone de Ferenc-hegy joue postérieurement à l'Oligocène inférieur, comme nous l'avons vu dans la grotte de Szemlő-hegy et ses environs. De plus, le Grès de Hárs-hegy (Ol₁) et l'Argile de Tard (Ol₁) ont été rejetés de manière dextre dans le prolongement de ce décrochement d'au moins 1-2 km* (Magyari, 1996)(Figure 4-27). Dans le grès, on observe un décrochement dextre de direction E-W (carrière de Hárshegy). Si l'antiforme de la Ligne de Buda avait existé déjà à l'Eocène elle devrait être aussi décalée. Aujourd'hui le grès de Hárs-hegy se situe au sommet de l'antiforme de la Ligne de Buda (Figure 4-26, B). Par conséquent le soulèvement de cet élément topographique s'est fait après le décrochement en question, postérieurement au dépôt des Grès de Hárs-hegy (Oligocène inférieur). En gardant l'idée initiale du chevauchement aveugle (Fodor *et al.*, 1992,1994), ce chevauchement a été déjeté après l'Oligocène inférieur et ne correspondrait pas tout à fait à la morphologie récente.

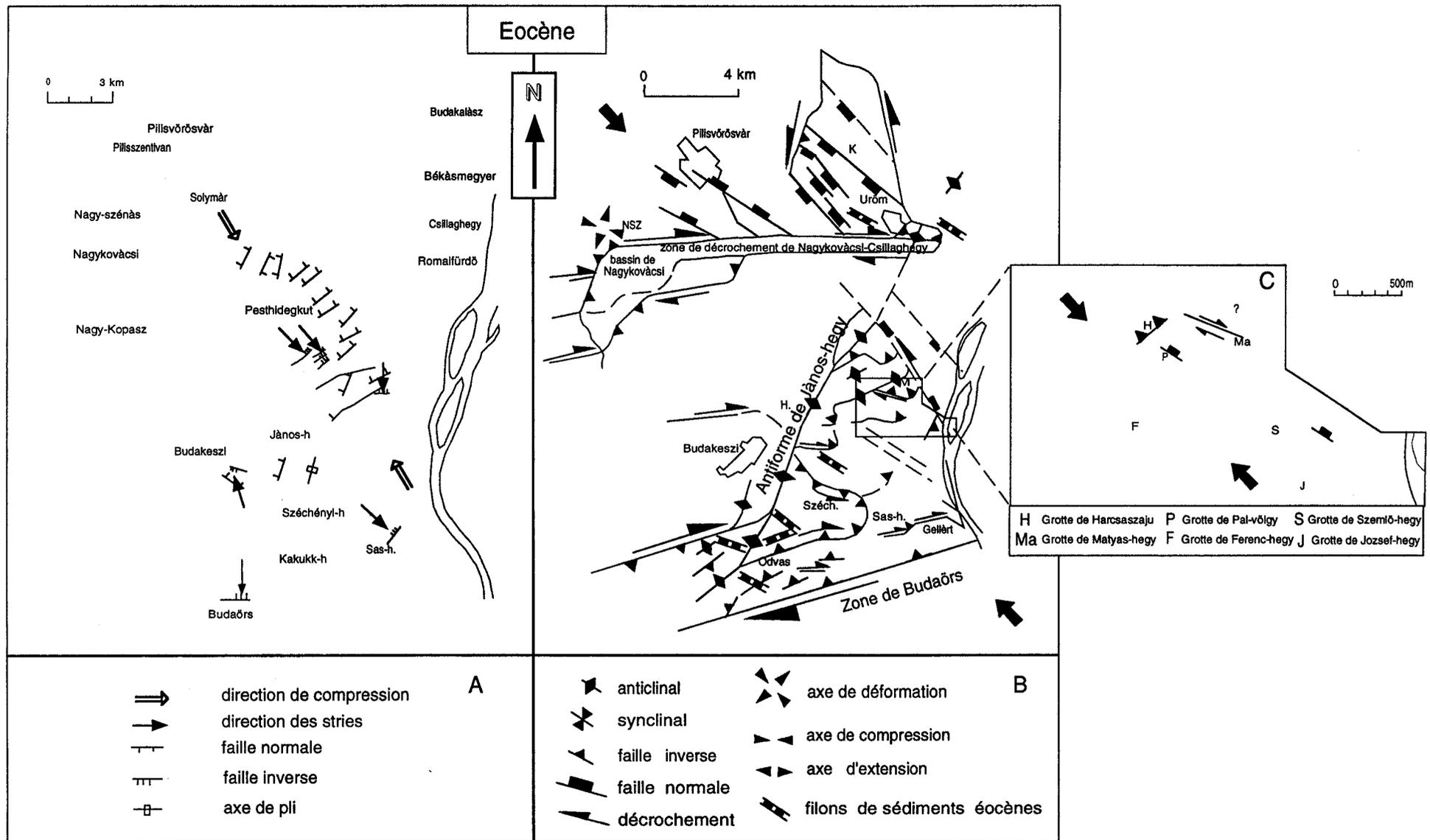


Figure 4-26 Modèles pour la tectonique Eocène supérieur-Oligocène inférieur des Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al., (1994), C-ce mémoire.

A Budai-hegység tektonikai modellje a felső eocén - alsó oligocén idején (A, Wein, 1977, B, Fodor et al., 1994, C, kiegészítés).

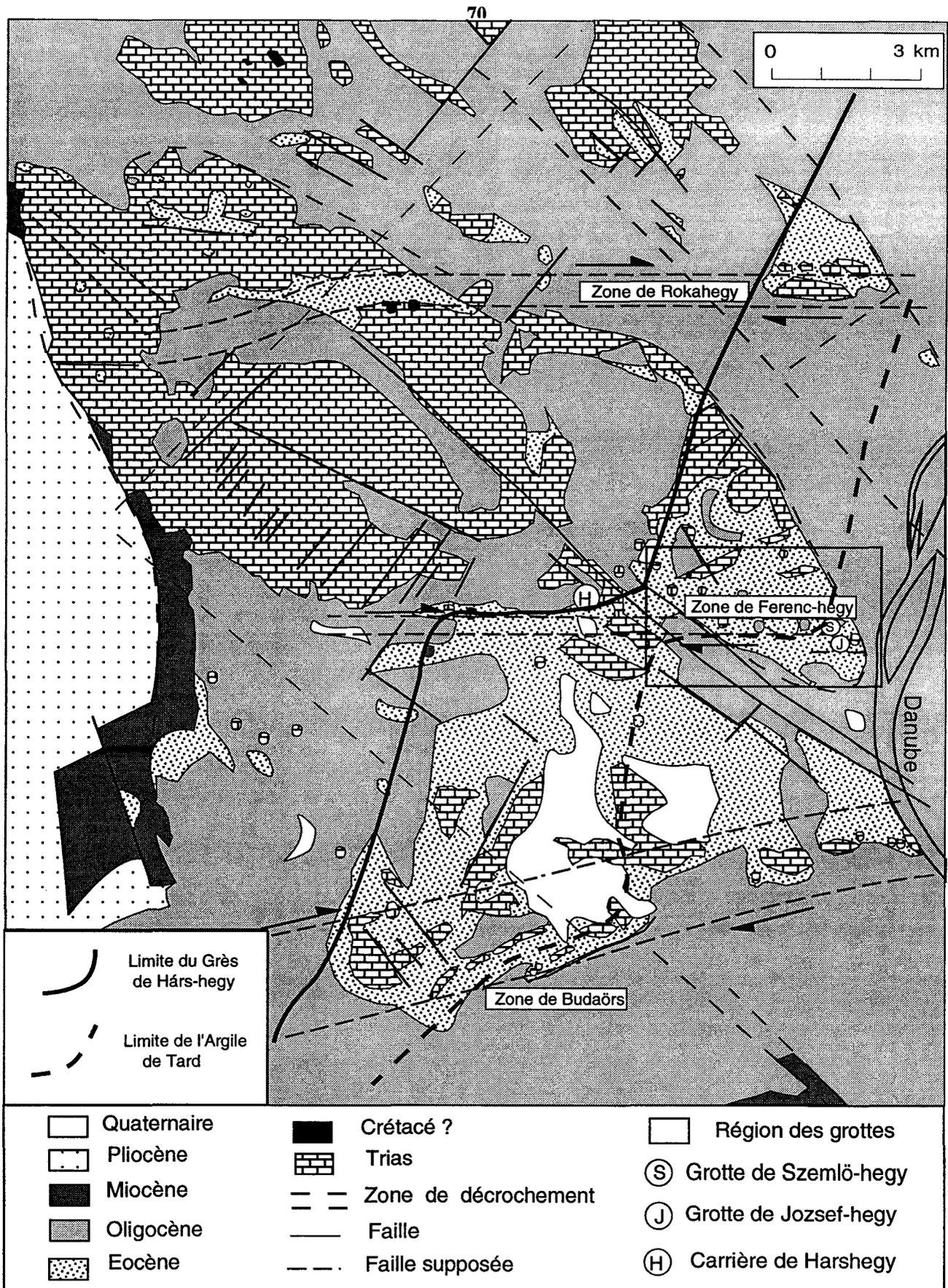


Figure 4-27 Décalage cartographique dextre des faciès oligocènes, Grès de Hárs-hegy (Ol_1) et Argile de Tard (Ol_1), selon la carte géologique de Wein(1977)

A Hárshegyi Homokkő és a Tardi Agyag elterjedésén látszó oligocén utáni jobbos oldalelmozdulás.

4.5.4 Oligocène-Miocène inférieur

C'est la période de tectonique cassante la plus importante selon Wein (1974) (Figure 4-28, A) dans les Monts Buda. Il n'a pas déterminé la direction de compression, mais a bien vu les failles qui pouvaient jouer.

Pour Fodor *et al.* (1994), la direction de compression était NW-SE et toutes les failles ont été réactivées à cette époque (Figure 4-28, B). Les deux grandes zones de décrochement dextre (Zone de Budaörs, Zone de Nagykövácsi-Csillaghegy) ont été actives en même temps que des failles normales et des failles inverses.

Nous trouvons le même axe de compression que Fodor *et al.* (1994). Nous avons découvert une troisième zone de décrochement, la Zone de Ferenc-hegy (Figure 4-28, C). Elle décale la limite des Grès de Hárs-hegy d'environ 1-2 km (Figure 4-27). On connaît les plis formés dans l'Eocène supérieur (Jaskó 1936, Földvári. 1933, Benkovics et Dudko, 1992) à cette période: les roches d'âge oligocène sont préservées quelquefois dans le coeur des synclinaux (Benkovics et Dudko, 1992) où elles sont aussi plissées (Balla et Dudko 1989). ***Le basculement général a été produit pendant cette phase de compression.*** Il me semble, d'après tous ces arguments, que la période de grand décrochement serait postérieure à l'Oligocène, comme suggéré par Balla et Dudko (1989), et se situerait au Miocène inférieur.

4.5.5 Miocène moyen - Pliocène

Après la période transpressive - transtensive, le style de la déformation a changé. Les extensions dans différentes directions jouent le rôle principal et les événements compressifs semblent plutôt locaux.

Wein (1974) a signalé plusieurs failles normales de direction NE-SW et NW-SE (Figure 4-29, A). Il a observé un pli dans le Miocène supérieur.

Fodor *et al.* (1994) ont donné des interprétations réactualisées des extensions E-W et NW-SE (Figure 4-29, B). Les failles normales de directions NNW-SSE et ENE-WSW ont rejoué. Le pli décrit par Bokor (1939) est satellite d'un décrochement dextre N-S.

Dans la région des grottes, nous trouvons deux phases de déformation sûres (Figure 4-29, C₁ et C₂) et une troisième probable. Les deux premières phases sont extensives vers l'E-W et le NNW-SSE avec un jeu senestre à côté de la grande zone de décrochement de Ferenc-hegy. La troisième serait aussi extensive mais avec quelques éléments compressifs (rue Bogár).

La première est une extension E-W qui peut jouer pendant le Miocène moyen quand la deuxième génération de barite se forme. Cette phase produirait des mouvements transtensifs plutôt dans la direction NW-SE (Figure 4-29, C₁).

La deuxième chronologiquement est une extension NNW-SSE (Figure 4-29, C₂) (grotte de Ferenc-hegy, grotte de Mátyás-hegy). C'est une phase transtensive avec une extension NW-SE à NNW-SSE. Sur le plateau de Tétény, Bergerat *et al.* (1983) et Palotás (1991) ont déterminé une phase synsédimentaire similaire avec une extension NW-SE durant le Miocène moyen.

Les mesures microtectoniques de Bokor (1939) effectuées à la limite ouest de Monts Buda dans les roches du Miocène supérieur et du Pannonien montrent que deux phases d'extension se sont succédé. Ces deux phases d'extension (après le Miocène supérieur) pourraient correspondre ensemble à ma troisième phase d'extension N-S avec compression locale E-W, et dater du Pannonien.

Tout ceci est en accord avec les conceptions actuelles sur le Bassin Pannonien au Miocène moyen et au Pliocène. Les phases "synrift" et "postrift" (Tari *et al.*, 1992; Tari et Weis, 1996, Fodor *et al.* 1997) y produisent de l'extension multidirectionnelle.

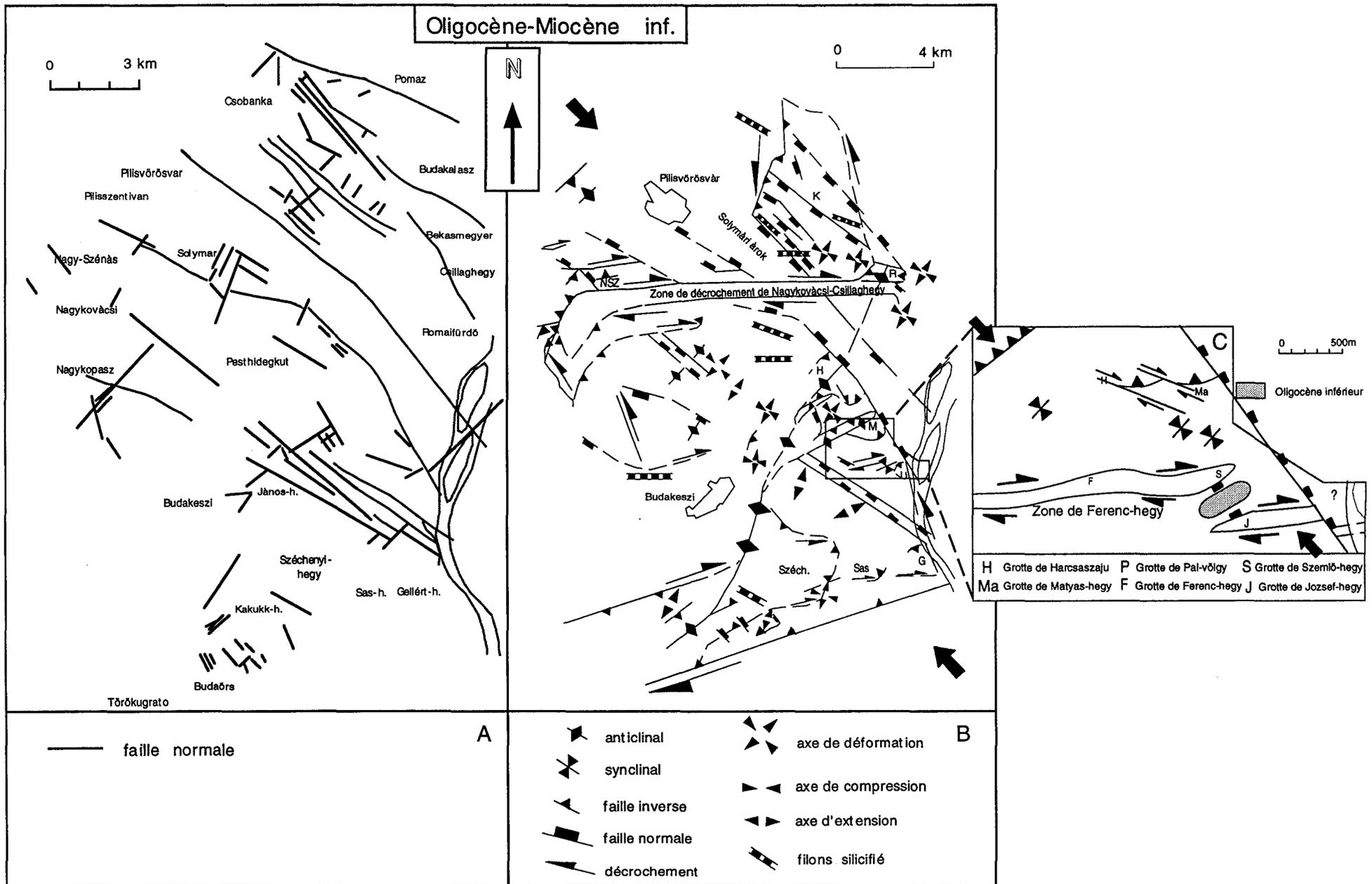


Figure 4-28 Modèles pour la tectonique Oligocène-Miocène inférieure des Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al., (1994), C-ce mémoire.

A Budai-hegység tektonikai modellje az oligocén - alsó miocén idején (A, Wein, 1977, B, Fodor et al., 1994, C, Fodor et al., 1994).

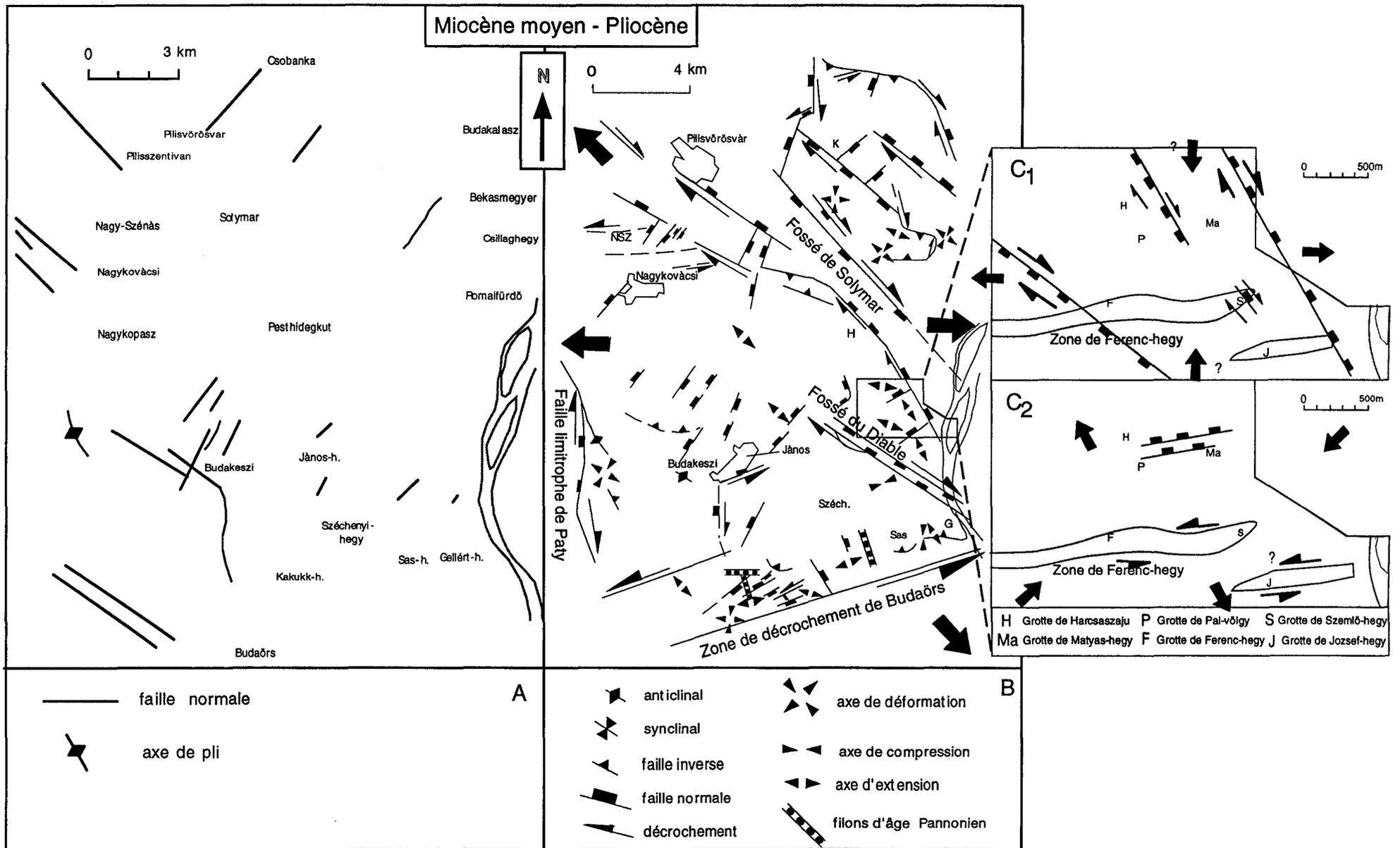


Figure 4-29 Modèles pour la tectonique Miocène moyen-Pliocène des Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al., (1994), C-ce mémoire.

A Budai hegység tektonikai modellje a középső miocén - pliocén idején (A, Wein, 1977, B, Fodor et al., 1994, C, kiegészítés).

4.5.6 Pléistocène

Il existe une différence importante entre les deux modèles déjà cités, pour cette période.

Wein (1974) a soupçonné plusieurs failles normales de direction NW-SE (Figure 4-30, A). d'ailleurs quelquefois bien visibles comme au Mont János. Pour lui, c'est au Pléistocène que se sont individualisés les sommets.

Fodor *et al.* (1994) ont un avis différent en ce qui concerne ce soulèvement récent. Ils ont retrouvé seulement quelques failles normales dans la même direction que Wein (Figure 4-30, B). Ils ont suggéré une extension NE-SW associée à une compression NW-SE.

Dans la région des grottes, on observe plusieurs failles obliques normales de direction E-W montrant une extension NE-SW. Dans les cavités souterraines au-dessous du château, on observe aussi cette direction d'extension avec peut-être la compression perpendiculaire. *C'est pourquoi l'extension NE-SW et la compression NW-SE sont acceptables.* Il faut souligner également que la forme en dôme de la carrière de Pál-völgy suggère un soulèvement récent. Ce soulèvement montre que l'idée de Wein (1974) est peut-être acceptable aussi.

Cette dernière phase quaternaire correspond bien aux mesures de contrainte actuelle (Gerner 1992, Gerner *et al.* 1997).

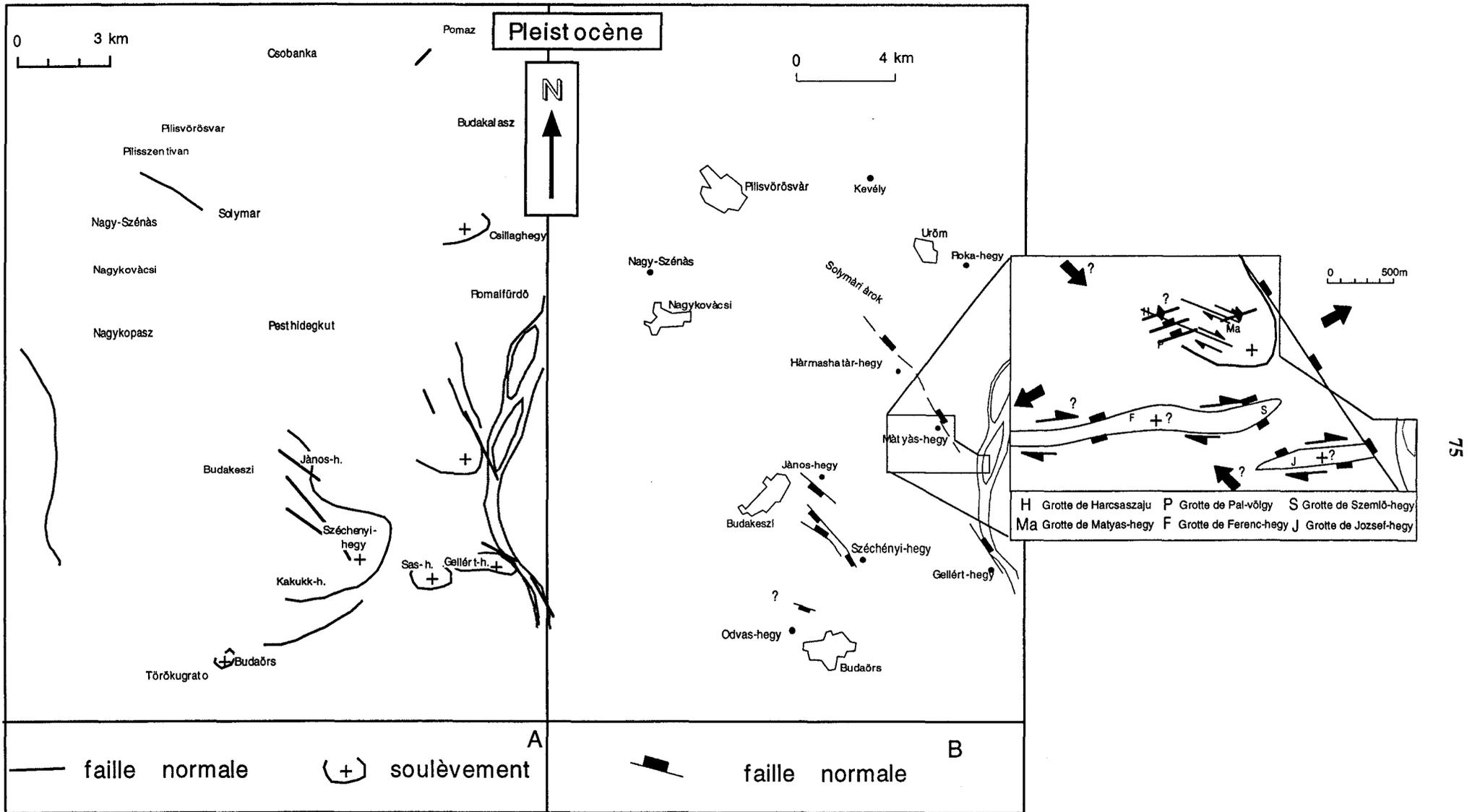


Figure 4-30 Modèles pour la tectonique pléistocène dans les Monts Buda. A-Wein (1977), B-Fodor et al., (1994), C-ce mémoire.

A Budai-hegység tektonikai modellje a pleisztocén idején (A, Wein, 1977, B, Fodor et al., 1994, C, kiegészítés).

Chapitre III
Les Monts Mecsek et
Villány

5. Etude tectonique des Monts Mecsek et Villány

5.1 Cadre de travail, localisation

Dans l'unité TISIA, la couverture pléistocène masque souvent les terrains plus anciens. En restant dans cette unité en Hongrie, il n'existe que deux sites où affleurent Mésozoïque et Cénozoïque et ce sont les Monts Mecsek et Villány. Les dernières études complètes datant des années 60 (Wein, 1967), une étude tectonique s'imposait, notamment pour comparer avec l'unité ALCAPA (chapitre précédent).

Les Monts Mecsek et Villány sont situés au Sud de la Hongrie, sur la rive droite du Danube (Figure 5-1). Ces monts sont peu élevés (700 mètres de hauteur au maximum) et orientés E-W et NE-SW (Figure 5-1). Les Monts Mecsek montrent essentiellement quatre grands plis affectant les roches paléozoïques et mésozoïques (Vadász, 1935) que nous examinerons pour la suite. Les Monts Villány, au contraire, sont constitués de cinq grandes écailles en surface et deux écailles en subsurface (Wein, 1969). Sur les flancs de ces monts se trouvent des marges soulevées de bassins néogènes où les séries peuvent être épaisses de 500 à 1000 m.

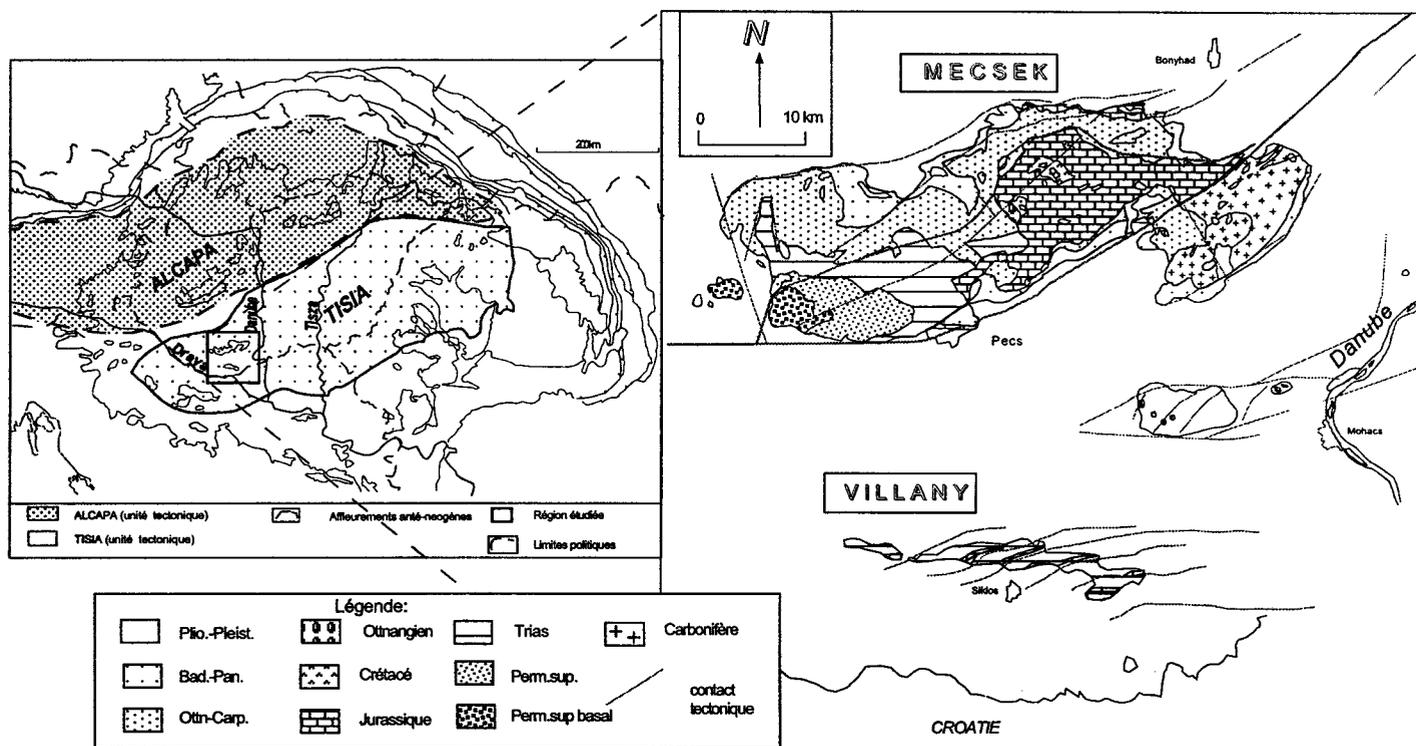


Figure 5-1 Unités structurales majeures, situation des Monts Mecsek et Villány

Mecsek és Villány hegység elhelyezkedése Magyarország nagyszerkezetében

5.2 Synthèse de la stratigraphie des Monts Mecsek et Villány

Ce mémoire étant rédigé en français, il nous a paru utile à l'intention des lecteurs francophones de détailler les formations même si l'essentiel des résultats est dû à d'autres chercheurs. Au passage je remercie MM. Vörös, Török, Konrád, Csontos, Galác et bien d'autres dont j'espère ne pas avoir déformé les idées. Je souhaite que, en échange, ma synthèse leur rende service malgré ses imperfections.

5.2.1 Cadre géodynamique des dépôts

Dans la stratigraphie des Monts Mecsek et Villány on distingue, en général, trois séries séparées par des discordances majeures: Mésozoïque, Miocène inférieur-Pliocène, et Quaternaire (Figure 5-2, Figure 5-3). La différence importante entre l'unité ALCAPA et celle de TISIA qu'il n'existe pas de Paléogène dans cette dernière, alors que les grottes des Monts Buda sont en général au sein du Paléogène. Les termes stratigraphiques locaux utilisés pour la description du Néogène sont les mêmes que dans les Monts Buda (Figure 4-4).

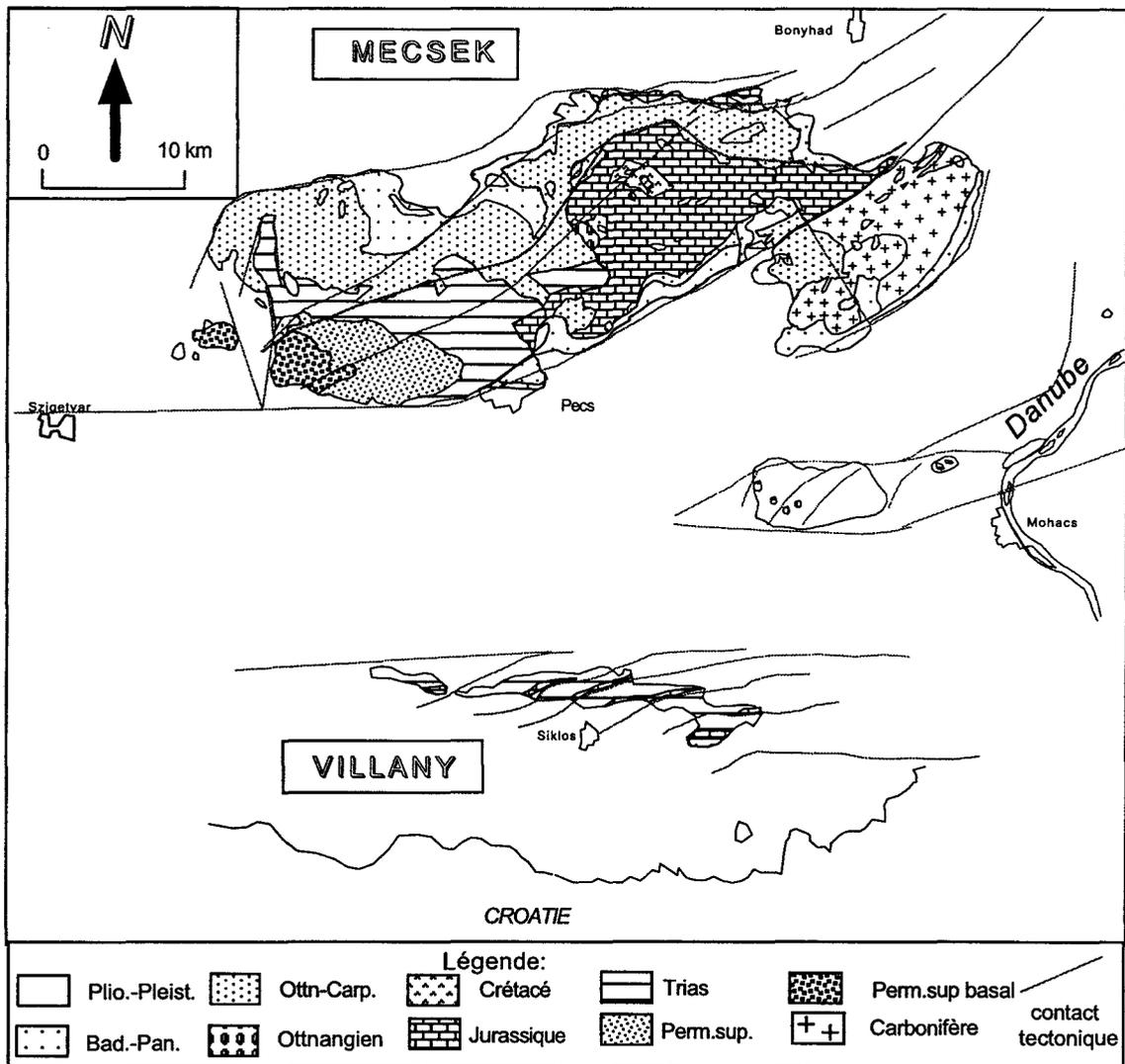


Figure 5-2 Carte géologique des Monts Mecsek

d'après Lovász et Wein (1974), Hetényi et al. (1982), Chikán et al. (1984)

Mecsek hegység földtani térképe

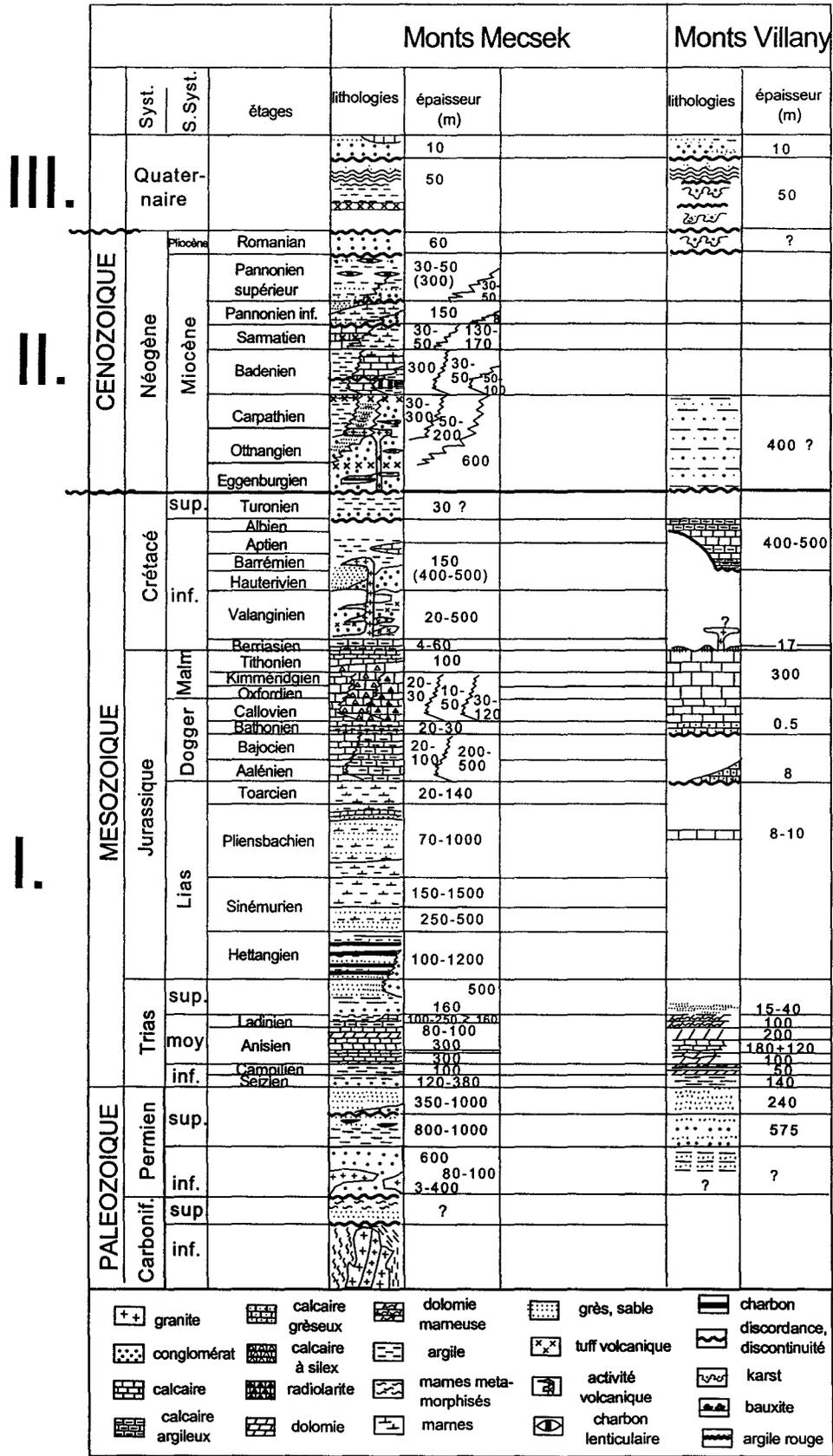


Figure 5-3 Colonne stratigraphique des Monts Mecsek et Villány (Unité Tisia)

selon Wein (1967) modifié d'après Vörös (1993), Barabás (1993, 1996), Raucsik (1996), Galász (1997), Török et al. (1997)

Mecsek és Villány hegység rétegoszlopa

- La série dite « Mésozoïque » débute en fait dans les Monts Mecsek et Villány au Permien inférieur. Les dépôts triasiques sont bien développés (Nagy, 1968, Rakusz et Strausz, 1953). Les dépôts jurassiques et crétacés sont à peu près continus dans les Monts Mecsek, mais dans les Monts Villány ils deviennent très réduits et lacunaires (Vadász, 1935, Rakusz et Strausz, 1953) ou alors la série est très condensée de style *ammonitico rosso* (Vörös, 1993, Galácz *et al.*, 1990).

Au Mésozoïque, les Monts Mecsek et Villány ont fait partie de la marge continentale européenne (Géczy, 1973). C'est une deuxième différence très importante par rapport à l'unité ALCAPA. A partir du Jurassique moyen cette différence diminue mais dans le Crétacé inférieur réapparaît de nouveau (Galácz *et al.*, 1990, Galácz, 1997). La séparation du bloc TISIA d'avec la marge continentale européenne commence vraisemblablement au Jurassique moyen (Galácz *et al.*, 1990, Vörös, 1993).

- Le début de la sédimentation néogène est mal daté ; on ne connaît qu'un âge absolu à 20 Ma (Miocène inférieur) pour un tuf rhyolitique (Barabás, 1996), au sein d'une série fluviatile qui ne contient pas de fossiles index. La sédimentation commence dans les différents bassins vraisemblablement à des âges variables. Dans un seul forage (bassin de Szentlőrinc) on a trouvé des sédiments fluvio - lacustres paléogènes (Wéber, 1982).

Dans le Mecsek et les bassins voisins, la sédimentation marine commence au Badénien (Nagy, 1985) mais au Sarmatien (?) redevient lacustre. Les sédiments du Pannonien sont observables surtout dans les bassins « avant - fossés » (Wein, 1967). Dans les Monts Villány, les roches du Miocène sont très rares, seuls quelques vestiges pannoniens sont observables (Nagy et Nagy 1976).

- Enfin, les sédiments quaternaires sont des dépôts continentaux de quelques dizaines de mètres, argiles et loess, qui reflètent une histoire tectonique encore active (Moldvay, 1964, 1966, 1986, Adám, 1969).

5.2.2 Description des formations

5.2.2.1 Paléozoïque et Mésozoïque

La roche la plus ancienne visible en surface est un granite daté du Carbonifère. Au-dessus la sédimentation commence avec une série fluviatile permienne souvent épaisse. Après la transgression au Trias inférieur, vient un Trias germanotype divisé en trois unités (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper). Après la sédimentation deltaïque du début du Lias une nouvelle transgression commence. Au Crétacé inférieur, une intense activité volcanique indique un épisode de rifting. Après le Crétacé inférieur on ne connaît plus de sédiments dans les Monts Mecsek et Villány, sauf un seul affleurement d'argile rouge des grands fonds dans une position très tectonisée.

On présentera systématiquement en premier les assises des Monts Mecsek, car la série y est continue et beaucoup plus complète (Figure 5-3), suivies, pour comparaison, des termes de même(s) âge(s) des Monts Villány.

5.2.2.1.1 Carbonifère

Le granite de la région de Mórág (Mecsek Oriental, Figure 5-2) est un granite rouge et gris à orthose. Son âge absolu est 334-365 Ma (Balogh *et al.*, 1983), soit du Carbonifère inférieur. Selon les études plus récentes (Buda, 1995) à partir des isotopes stables (oxygène) ce granite est un mélange de types I (magmatique) et S (sédimentaire) avec I dominant. Il existe quelques zones tectonisées et mylonitisées (Jantsky, 1979).

5.2.2.1.2 Permien

Grès de Korpád (Figure 5-3)

La sédimentation débute en surface au Permien inférieur d'après les pollens (Barabásné Stuhl, 1981), mais il existe quelques indices d'une sédimentation antérieure, au Carbonifère supérieur, dans un graben situé entre les Monts Mecsek et Villány (Barabás, 1993). Les Grès de Korpád sont constitués de conglomérat et de grès rouges, quelquefois gris et verts, à graviers de granite, avec quelques couches de vraie arkose. Quelquefois de minces couches de charbon sont intercalées (Vadász, 1935). L'épaisseur de cette formation atteint 300-400 mètres (Barabás, 1993).

Rhyolite de Gyürüfü (Figure 5-3)

L'épaisseur de cette rhyolite, dont l'éruption a interrompu le dépôt fluviatile, atteint de 80 à 100 mètres (Barabás, 1993).

Formation de Cserdi (Figure 5-3)

Ces grès rouges et bruns ou gris contiennent des passées de conglomérat brun. Les grains proviennent pour la plupart du granite mais aussi de la rhyolite. L'épaisseur est d'environ 600 mètres (Barabás, 1993). Cette formation serait du Permien supérieur d'après les pollens (Barabásné Stuhl, 1981).

Silt de Boda (Figure 5-3)

C'est un silt épais (800-1000 mètres) de couleur rouge. En général, il se présente en petits bancs, d'épaisseur centimétrique ou moindre, mais ce caractère est difficile à observer sur le terrain. Il contient des figures sédimentaires (cupules de dessiccation) qui donnent la polarité (Konrád, 1997). Quelquefois, on y trouve des couches dolomitiques ou carbonatées. Cette formation est une série typique et fréquente dans le Mecsek Occidental et date du Permien supérieur (Barabás, 1993). Elle est imperméable et est l'objet de nombreuses études pour des stockages.

Vraisemblablement, le faciès est fluvio-lacustre, les couches dolomitiques correspondant à l'assèchement de petits lacs (sabhkas).

Grès de Kövágószöllös (Figure 5-3)

C'est un grès à stratifications entrecroisées. Il est souvent entrecoupé de niveaux conglomératiques. La taille des éléments du conglomérat est variable: en général 2 - 3 centimètres mais quelquefois on observe des galets de 10 à 20 cm. Il a livré des plantes fossilisées. Cette formation affleure au Mecsek Occidental dans le grand anticlinal de Kövágószöllös. L'épaisseur augmente du Nord vers le Sud: 1000 mètres au Sud pour 350 mètres au Nord (Wéber, 1983). Cet argument a été interprété comme un indice d'un demi-graben installé contre une faille synsédimentaire au Sud par Galács *et al.* (1990). Cette proto-Faille de Pécs rejoue de la même façon du Trias supérieur au Jurassique inférieur. L'accumulation d'uranium se trouve dans cette formation.

Cette formation date du Permien supérieur au Trias inférieur. La limite stratigraphique entre le Permien et le Trias est nette selon Barabásné Stuhl (1981).

Dans les Monts Villány, cette formation est présente seulement en sondages (Turony-1 par exemple). Elle a les mêmes faciès que dans les Monts Mecsek, mais avec une épaisseur de 240 mètres (Kassai, 1977).

				Monts Mecsek	Numéro dans le texte	Monts Villany			
Mésozoïque	Crétacé	sup.	Turonien		30 ?	XXVII.			
			Albien						
		inf.	Aptien					400-500	
			Barrémien		150 (400-500)	XXIV.			
			Hauterivien						
	Jurassique	Malm	Valanginien		20-500		XXV. ?	17	
			Berriasien						
			Tithonien		100	XXII.			
			Kimméridgien		20-30	XIX.	XXI.	XX.	300
			Oxfordien		10-50 30-120				
		Dogger	Callovien		20-30		XVIII.		0.5
			Bathonien		20-30				
			Bajocien		20-100		XVII.	XVI.	
			Aalénien		100-500				8
		Lias	Toarcien		20-140		XV.		
			Pliensbachien		70-1000		XIV.		8-10
			Sinémurien		150-1500		XIII.		
					250-500		XII.		
			Hettangien		100-1200		XI.		
		Trias	sup.			160 500	IX.	X.	15-40
Ladinien				100-250 > 160		VII. > VIII.	100		
moy.	Anisien			80-100 300		VI. V.	200		
			300		IV.	III.	180+120		
inf.	Campilien			100		II.	100		
	Seizien			120-380		I.	50 140		

Figure 5-4 Localisation des formations mésozoïques.

Les numéros des formations renvoient au texte. La légende se trouve à la figure précédente.

A Mezozoós formációk

La description qui suit est simplifiée par rapport à celles de Wein (1967), de Török *et al.*(1997), de Konrád *et al.*(1997), de Vörös (1993), entre autres. Nous avons notamment réduit le nombre des Formations hétéropiques. Les numéros [I], [II] ...[XXVII] placés après les noms de Formations correspondent à ceux figurant à côté du log schématique de la Figure 5-4.

5.2.2.1.3 Trias

Grès de Jakabhegy (Figure 5-3) [I]

Il s'agit d'un grès conglomératique rouge. La formation commence avec un grès rouge à stratifications entrecroisées, qui passe à un silt. La matrice du grès et du conglomérat est siliceuse, donnant une roche dure, qui affleure bien et constitue un bon niveau-repère. Elle a bien enregistré la tectonique des Monts Mecsek dans l'Anticlinal de Kövágószőlös. L'épaisseur de cette formation atteint 120 à 380 mètres (Barabás, 1993). Vraisemblablement ce changement d'épaisseur a pour cause la même faille synsédimentaire que celle qui a contrôlé le dépôt des grès de Kövágószőlös.

Le faciès est fluviatile pour les 80 premiers mètres puis il devient littoral. Localement on observe des indices de dépôts éoliens (Barabás, 1993). L'âge triasique a été démontré par l'étude des pollens (Barabásné Stuhl, 1981).

Dans les Monts Villány, cette assise est analogue et atteint 140 mètres d'épaisseur (Kassai, 1977).

Formation de Patacs [III]

Elle commence par des silts et des grès rouges et verts où l'on trouve les premiers fossiles marins. L'épaisseur est 100 mètres (Konrád *et al.* 1997). Le faciès est lagunaire et, équivalent du Buntsandstein, daté du Trias inférieur (mollusques fossiles).

Dans les Monts Villány, cette formation est semblable sauf pour l'épaisseur qui n'atteint que 40 mètres (Konrád *et al.* 1997).

Formation de Hetvehely [III]

La formation de Hetvehely, du Trias moyen, est constituée de trois membres différents. Elle affleure dans le Mecsek Occidental notamment sur la route d'Abaliget (voir 5.4.1.1).

Membre de Magyarürög

Ce premier membre est une évaporite grise, gypse et anhydrite, avec des dolomarnes grises (Barabás, 1993). Son épaisseur atteint 180 mètres. C'est évidemment un niveau de décollement, dont nous reparlons plus loin.

Membre de Hetvehely

Cette dolomie épaisse de 40 mètres (Barabás, 1993) est en bancs métriques (souvent très déformés, au-dessus du décollement). Elle est jaune et grise. Le faciès est encore lagunaire mais avec des indices d'une nouvelle transgression.

Membre de Viganvár

Ce dernier membre, un calcaire noir ou gris avec quelques indices de matériau organique, en bancs réguliers décimétriques, est un bon marqueur tectonique. L'épaisseur de ce membre atteint environ 80 mètres (Barabás, 1993). Le faciès est marin, à brachiopodes, et provient d'un milieu intertidal (Török *et al.* 1997).

Dans les Monts Villány existe seulement le deuxième membre, la dolomie de Hetvehely, avec une épaisseur de 80 mètres.

Formation de Rókahegy [IV]

Il s'agit d'une dolomie rouge, en bancs minces infradécimétriques, avec des faciès oolitiques. L'épaisseur est environ 20 mètres (Haas, 1994). Le faciès est marin, issu d'un milieu intertidal (Török *et al.* 1997).

Dans les Monts Villány, cette formation est beaucoup plus développée, l'épaisseur atteignant environ 100 mètres. En général, dans les différentes écaïlles le Trias commence avec cette formation. On notera que pour le moment ce Trias des Monts Villány ne montre que des faciès dolomitiques (les évaporites de base ne sont connues qu'en sondages), moins distaux que ceux de même âge des monts Mecsek: la transgression était ici moins affirmée.

Formation de Lapis [V]

Elle correspondrait au "Muschelkalk" (Török, 1997). Il s'agit d'un calcaire gris et blanc, qui atteint 300 mètres d'épaisseur, bien stratifié en bancs décimétriques et riche en fossiles indiquant le Trias moyen. On observe souvent des slumps et des stratification arquées indiquant un environnement instable. Il y a plusieurs minéralisations (surtout calcite) postérieures qui sont fréquentes dans cette série, qui contient aussi beaucoup de stylolites.

Le faciès est marin, et provient d'un milieu subtidal avec des influences de tempête (faciès « Wellenkalk », Török *et al.* 1997).

Dans les Monts Villány, on trouve le même calcaire gris. L'épaisseur est beaucoup plus faible: seulement 120 mètres. C'est la première formation marine qui confirme que la transgression est arrivée, dans la série des Monts Villány.

Formation de Zuhányai [VI]

Cette formation du Trias moyen comprend deux membres totalisant 80 - 100 mètres de puissance.

Membre de Bertalanhegy

Il s'agit d'un calcaire gris, noduleux. La taille des nodules varie mais en général elle est 2-3 centimètres. Il est riche en brachiopodes (Török, 1997), et contient des petits bancs faciles à reconnaître en surface (c'est un bon marqueur). Il affleure à la transition des Mecsek Occidental et Oriental (Synclinal de Pécsbánya). Les filons de calcites postérieurs coupant la stratification sont fréquents. Le faciès est marin, et vient d'un milieu subtidal profond (Török *et al.* 1997).

Membre de Dömörkapu (Figure 5-3)

Il s'agit d'un calcaire gris et noir avec des taches rouges et violettes. Ses petits bancs calcaires sont intercalés souvent de couches argileuses. Quelquefois, du matériel organique concentré donne une couche noire. Parfois on observe une dolomitisation postérieure. Le faciès est marin, de milieu subtidal peu profond et par moments restreint (Török *et al.* 1997).

Dans les Monts Villány, on observe les mêmes calcaires mais la séparation en deux membres devient impossible. Ils sont encore riches en brachiopodes et conodontes. L'épaisseur atteint 180 mètres.

Formation de Kozár [VII, VIII]

Il s'agit d'un calcaire gris avec des couches métriques. On observe souvent des oolites qui peuvent avoir un diamètre de 3-4 centimètres. Il est riche en articles de crinoïdes du Trias moyen. L'épaisseur atteint 100 mètres. Il existe une formation hétéropique, dite de Kán, une dolomie grise, ou grise et jaune. Les couches suivantes sont des dolomarnes grises et jaunes. L'épaisseur atteint de 100 à 250 mètres.

Le faciès est marin de milieu tidal peu profond (Török *et al.* 1997).

Dans les Monts Villány, l'équivalent est la formation de Csukma qui correspond à la formation de la dolomie de Kán. L'épaisseur atteint 200 mètres (Török *et al.* 1997). Il existe une deuxième formation dolomitique (Formation de Templomhegy) absente dans les Monts Mecsek. L'épaisseur est environ de 100 mètres (Török *et al.* 1997). Le faciès reste marin de milieu tidal (Török *et al.* 1997).

Formation de Kantavár [IX]

Il s'agit de calcaires argileux noirs et de marnes noires, intercalés de couches de charbon, se chargeant vers le haut de passées gréseuses. L'épaisseur atteint 160 mètres. D'après les ostracodes, l'âge de cette formation est Trias moyen et supérieur.

Le faciès indique un milieu transitoire entre marin et saumâtre (Haas, 1994).

Dans les Monts Villány, on a en position comparable une formation de silts gris, bruns et verts et de grès gris (Formation de Mészhegy), d'épaisseur 15 à 40 mètres. Il existe encore un peu de dolomie vers la base. Il y a peu de fossiles dans cette formation dont on ne connaît pas l'âge exact, d'autant plus que manquent ici les termes suivants jusqu'au Pliensbachien.

Formation de Karolinavölgy [X]

Il s'agit de grès argileux et de marnes, souvent gris mais parfois verts et rouges. A partir des fossiles, surtout des sporomorphes, cette formation serait du Trias supérieur. Vers le haut, on observe des grès et des silts en plus grande quantité. L'épaisseur atteint 500 mètres (Haas, 1994) mais augmente du Nord vers le Sud ce qui a été interprété encore comme la preuve d'une sédimentation dans un semi-graben (Nagy, 1971). La limite stratigraphique entre le Trias et le Jurassique était auparavant fixée par commodité au début des couches de charbon mais, d'après les études de sporomorphes, les premières couches de charbon sont en fait encore triasiques.

Le faciès est lacustre avec d'importantes accumulations terrigènes (Nagy, 1971). Vers le haut, le faciès devient deltaïque.

Dans les Monts Villány cette formation n'existe pas, ni les charbons jurassiques, et on ne connaît rien avant le Pliensbachien ou le Toarcien.

5.2.2.1.4 Jurassique

Charbon de Mecsek [XI]

Il s'agit d'une accumulation en milieu deltaïque de grès, silts et charbons en alternance, que l'on considère comme équivalents des faciès "Grestein" de la plate-forme européenne en Allemagne et en Pologne, eux aussi activement exploités. Il existe seize couches de charbon exploitables avec de nombreuses plantes bien préservées et même des traces de dinosauriens. L'épaisseur change énormément du Nord (150 m) au Sud (700, puis 1200 m; Nagy, 1971), car on aurait eu un demi-graben subsident rapidement au Sud. La faille bordière sud correspond vraisemblablement à la Faille de Pécs qui jouait déjà pendant le Permien supérieur. L'âge de cette formation est hettangien.

Marnes de Vasas [XII]

Surmontant partout les charbons de Mecsek, on trouve des marnes ou des marnes argileuses, grises et noires qui sont d'épaisseur croissante vers le Sud, de 250 à 500 mètres, fait indiquant que la Faille de Pécs était encore active (Nagy, 1971). Des grès épais sont fréquents au début. Ces faciès sont riches en brachiopodes, mollusques, etc. qui donnent un âge sinémurien. Le faciès marin indique l'arrivée d'une nouvelle transgression.

Marnes calcaires de Hosszúhetény [XIII]

Il s'agit de marnes calcaires grises, à nombreuses traces de bioturbation. L'apport terrigène est encore très important mais le bassin s'approfondit. On trouve de plus en plus d'ammonites indiquant un milieu marin franc. L'épaisseur augmente (au N, 150-300 m; 1500 m au S) vers le Sud, conséquence encore du jeu de la faille synsédimentaire précédente (Nagy, 1969). L'âge est sinémurien terminal.

Grès de Mecseknádasd [XIV]

Ces grès gris et jaunes à silex, parfois intercalés de silts et de calcaires à entroques, sont épais de 70 mètres dans les Ecailles du Nord et de 1000 mètres au Sud près de la Faille de Pécs. La formation montre souvent une stratification entrecroisée indiquant une sédimentation peu profonde. L'âge est pliensbachien, le faciès marin de milieu subtidal (Haas, 1994).

Dans les Monts Villány ce faciès est absent, mais la sédimentation reprendrait à la même époque (Formation de Somsichhegy) après une grande lacune, vraisemblablement sans discordance (Vörös, 1989). Après quelques décimètres de grès blanc à quartz on passe à un calcaire jaune conglomératique à galets de quartz et de dolomie, riche en ammonites et brachiopodes qui donnent un âge pliensbachien (Vörös, 1989). L'épaisseur atteint 8 à 10 mètres. Les dépôts ont eu lieu sur une plate-forme en milieu marin, vraisemblablement à cause d'un changement eustatique (Vörös, 1989).

Silts d'Óbánya [XV]

Ces silts noirs bitumineux à passées de grès et d'argiles reposent sur les grès de Mecseknádasd sans discordance. L'âge de cette formation est toarcien. L'épaisseur totale de cette formation est entre 20 et 140 mètres. Le faciès anoxique correspond bien à l'événement anoxique connu dans la Téthys lors du Jurassique inférieur (Jenkyns 1988 ; Dulai *et al.*, 1992).

Dans les Monts Villány, le Toarcien manque.

Marnes de Komló et Calcaire de Pusztakisfalu [XVI, XVII]

Après les silts noirs viennent des marnes grises à traces de bioturbation. Les ammonites indiquent du Toarcien supérieur, de l'Aalénien et du Bajocien. L'épaisseur est de 200-500 m, cette fois sans influence de la faille synsédimentaire évoquée précédemment car les variations ont plutôt lieu dans une direction E-W. Le faciès est marin (milieu de bassin), mais avec une grande quantité de matériel terrigène.

Le faciès calcaire hétéropique de Pusztakisfalu (Raucsik, 1996) est rouge et gris avec beaucoup de brachiopodes et de crinoïdes. L'épaisseur de cette formation varie entre 20 et 100 mètres. Ce calcaire représente un paléoenvironnement moins profond (plate-forme) que les Marnes de Komló (Raucsik, 1996), mais avec encore une forte influence terrigène.

Dans les Monts Villány, le Calcaire de Pusztakisfalu vient après la grande lacune du Jurassique inférieur. C'est un faciès rouge très condensé. Son épaisseur ne dépasse pas 10 mètres (Török, 1997).

Calcaire d'Óbánya [XVIII]

Il s'agit de calcaires et de marnes rouges et gris très riches en ammonites. L'épaisseur atteint 20-30 m (Galácz, 1997). L'âge est bathonien. Le faciès est pélagique, condensé (Galácz, 1997).

Dans les Monts Villány, le terme équivalent serait incomplet ou encore plus condensé, avec seulement des marnes rouges ne dépassant pas 0,5 m de puissance (Galácz et al., 1990) à accumulations d'ammonites.

Marnes calcaires de Dorogó, Calcaire de Fonyászó, Calcaire de Kisújbánya [XIX, XX, XXI]

Il s'agit de trois faciès hétéropiques, tous datés du Callovien au Kimmeridgien, qui semblent se relayer latéralement (Galácz, 1997).

Les Marnes calcaires de Dorogó de couleur brune, grise et verte sont un peu silicifiées et se présentent en petits bancs pauvres en fossiles (ammonites, bositres). L'épaisseur atteint 20-30 mètres. Des niveaux de pyroclastite altérée indiquent un volcanisme contemporain (Haas, 1994). Le faciès est marin, de bassin profond (Galácz, 1997).

Le Calcaire de Fonyászó commence par une radiolarite brune intercalée des marnes brunes et vertes. Au-dessus se développent des calcaires à silex, l'épaisseur totalisant 30 à 120 mètres (Haas, 1994). Les microfossiles abondent mais il y a peu de macrofossiles, l'âge en est jurassique supérieur. Le faciès est marin profond. (Galácz, 1997).

Le Calcaire de Kisújbánya est à silex, rouge, riche en fossiles, surtout des ammonites et des entroques. L'épaisseur varie de 10 à 50 mètres. Le faciès est profond mais au-dessus de la CCD (niveau de compensation des carbonates).

Dans les Monts Villány, à la place des formations hétéropiques précédentes on observe la seule Formation de Szársomlyó, un calcaire épais de 300 mètres, blanc et gris en gros bancs, riche en microfossiles, constitué d'ooïdes ou microoïdes. Les minéralisations de calcite postérieures sont fréquentes. Le faciès est hemipélagique (Haas, 1994).

Calcaire de Márevári [XXII]

C'est un calcaire gris et jaune, qui renferme parfois des concentrations de silex. L'épaisseur est environ 100 mètres (Haas, 1994). Les fossiles sont rares. Dans le membre le plus jeune, un niveau de tuf, avec des éléments de brèche pyroclastique, indique une activité volcanique contemporaine. L'âge est tithonien (Haas, 1994).

5.2.2.1.5 Crétacé

Basalte de Mecsekjános [XXIII]

Ce complexe de volcanites, brèches, et laves en cousins a été alimenté par des sills qui ont traversé les roches triasiques et jurassiques. Le volcanisme commence au Jurassique supérieur et culmine au Crétacé inférieur. L'épaisseur, très variable selon les endroits, va de 20 à 500 mètres. Selon les études pétrologiques, il s'agit d'un volcanisme de rift (Harangi et Arváné, 1993).

Conglomérat de Magyaregregy [XXIV]

Au-dessus des laves, reposent des brèches et conglomérats riches en fossiles (du faciès urgonien, Császár, 1992). Cette formation est de l'Hauterivien et du Barrémien inférieur. L'épaisseur, en général, est de 150 mètres mais peut aller jusqu'à 400 ou 500 mètres. Le faciès est marin, similaire à ceux autour d'un atoll volcanique (Császár, 1992).

Dans les Monts Villány, les formations crétaées sont beaucoup plus complexes.

Bauxite de Harsányhegy [XXV]

Après le calcaire de Szársomlyó, il y a eu un soulèvement rapide dont le mécanisme est mal connu, qui a permis une émergence marquée par une karstification avec formation de bauxite. L'épaisseur de cette bauxite ne dépasse jamais quelques mètres (Fülöp, 1966), son âge, selon les faciès datés qui l'encadrent, se situe entre le Tithonien et le Barrémien (Peybernès, 1979).

Formation de Nagyharsány [XXVI]

Ce calcaire gris et blanc, riche en microfossiles, débute par un conglomérat (Császár, 1989). L'épaisseur est de 400 à 500 mètres. Dans les différentes écailles des Monts Villány, la formation repose sur une discordance ou une discontinuité (Wein, 1969) et débute de façon diachrone. Dans l'écaille la plus au Sud, elle commence au Barrémien mais dans les autres seulement à l'Albien (Peybernès, 1979). En conséquence, le faciès urgonien des Monts Villány s'est formé entre Barrémien et Albien (Peybernès, 1979). A partir des fossiles observés on peut supposer que l'unité TISIA avait plus de relation avec la marge continentale européenne qu'avec l'Apulie (Peybernès et Conrad, 1979). Le faciès est marin peu profond de type urgonien.

5.2.2.2 Crétacé supérieur

On ne connaît une formation de cet âge que dans les Monts Mecsek :

Marnes de Vékény [XXVII]

Ces marnes rouges à Globigérines rappellent les « couches rouges » des géologues suisses. On les observe dans les écailles du Nord, dans une situation très tectonisée, l'unique affleurement ne dépassant pas quelques mètres carrés de surface. C'est pourquoi leur situation est très hypothétique. L'âge est turonien (Balla et Bodrogi, 1993). L'épaisseur avoisinerait 30 mètres (Balla et Bodrogi, 1993). Le faciès bathyal suggère une répartition beaucoup plus large qu'aujourd'hui.

5.2.2.3 Néogène (*Miocène inférieur - Pannonien supérieur*)

La série tertiaire débute en général au Miocène inférieur (Eggenburgien) avec une formation fluviatile (Hámor, 1970, Barabás, 1993) sauf pour un bassin où il existe une sédimentation paléogène (Wéber, 1982). Après la transgression au Karpatien et au Badénien (Nagymarosy, 1985), les formations miocènes marines, quelquefois très épaisses, se déposent. Ce style de série est typiquement « Paratéthysien » (Nagymarosy, 1985). Dans ce Miocène, on observe trois niveaux de tufs indiquant une intense activité volcanique (Hámor *et al.*, 1980). Un nouveau cycle commence à partir du Pannonien à faciès de plus en plus lacustres, pour s'achever au Pannonien supérieur.

La description qui suit est simplifiée par rapport à celles de Hámor (1970) et de Barabás (1993, 1996) (Figure 5-3). Nous avons notamment réduit le nombre des Formations hétéropiques. Les numéros [I], [II] ...[XVIII] placés après les noms de Formations correspondent à ceux figurant à côté du log schématique de la Figure 5-5.

5.2.2.3.1 Paléogène

Dans le fossé de Pécs, dans un seul sondage (XII), on a trouvé des sédiments paléogènes d'une épaisseur de 400 mètres (Wéber, 1982). Il s'agit de silts, d'argiles, de conglomérats et de couches de charbon. Le conglomérat fluviatile contient des galets de granite, de quartzites et de grès de faciès inconnu à l'affleurement, mais certains galets semblent issus de termes analogues à ceux des Monts Villány. Le fleuve venait donc probablement du Sud. L'âge a été déterminé par des microfossiles (pollens; Wéber, 1982). La sédimentation est souvent cyclique, suggérant un dépôt deltaïque mobile. La répartition de cette formation est très limitée, vraisemblablement il s'agit des sédiments d'un seul fleuve.

5.2.2.3.2 Miocène

Formation de Szászvár [I]

Il s'agit de conglomérats, de sables rouges et gris et d'argiles brunes et grises (Barabás, 1993). Au Sud, les graviers du conglomérat sont plutôt constitués de granites, de silts carbonifères et de rhyolites (Barabás, 1996). Plus au Nord des graviers mésozoïques de Mecsek commencent à apparaître (Barabás, 1996). Selon les études sédimentologiques, la direction du transport est vers le Nord (Jámbor et Szabó, 1961; Barabás, 1996). On trouve quelques couches de charbon. A partir des tufs rhyolitiques intercalés, l'âge est entre Eggenburgien supérieur et Badénien inférieur. L'épaisseur peut atteindre 600 mètres (Barabás, 1996). Les trois faciès constituant cette formation indiquent les milieux de dépôt: terrestre, fluviatile et limnique.

I^{er} niveau de tuf rhyolitique (Gyulakeszi) [II]

Le tuf est blanc ou blanc et gris, mal stratifié, épais de cinq mètres au plus (Barabás, 1996). Ce niveau de tuf rhyolitique régional est souvent le seul marqueur dans la série conglomératique ou sableuse d'âge Miocène inférieur. Il comprend deux variétés, la première ignimbritique et la deuxième cinéritique (Barabás, 1996). L'âge absolu (méthode K/Ar sur biotite et amphibole) est de 20,2 - 22,0 Ma (Eggenburgien, Arva Sós et Máthé, 1992). En surface, on observe le tuf surtout dans le Mecsek Oriental, mais il est connu aussi en sondage dans le Mecsek Occidental.

		Monts Mecsek				Monts Villany			
	System	S.System	étages	lithologies	épaisseur (m)		lithologies	épaisseur (m)	
Cénozoïque	Quaternaire				10	XVIII.		10	
					1-16	XVII.		50	
						XVI.			
	Néogène	Pliocène	Romanian			60			?
		Miocène	Pannonien supérieur			30-50 (500)	XV.		
			Pannonien inf.			150	XIII.		
			Sarmatien			130-170	XI.		
			Badénien			300	IX.		
			Karpatien			30-300	VIII.		
			Ottangien			50-200	VII.		
Eggenburgien			600	VI.		400 ?			

Figure 5-5 Localisation des formations néogènes et quaternaires.

Les numéros renvoient au texte. La légende se trouve à la figure 5-3.

Kainozoós formációk.

Andésite de Komló [III]

Il s'agit d'une roche grise avec quelques minéraux porphyriques (hornblende, plagioclase). L'andésite forme une lentille au centre des Monts Mecsek (près de Komló). L'éruption se serait produite sous la mer car on observe des fossiles directement au-dessus de l'andésite (Hámor, 1970). La base et le toit sont altérés. Il existe de nombreuses fractures traversant la masse rocheuse, à côté desquelles la roche est beaucoup plus altérée (Hámor, 1970). L'âge absolu (méthode K/Ar) de cette andésite est 20 - 21 Ma (Eggenburgien, Arva Sos et Ravasz, 1978).

Formations hétéropiques de Budafa et de Tekeres [IV, V]

Les deux membres hétéropiques (Barabás, 1996) de la Formation de Budafa ont été datés grâce aux tufs rhyolitiques intercalés et aux fossiles de l'Ottangien et du Karpatien. (1) Le membre à faciès littoral est un grès gris et jaune micacé pauvre en fossiles sauf en présence d'accumulations locales de *Congerina*. De rares niveaux conglomératiques correspondent à des épandages alluviaux issus des zones émergées voisines. (2) Le membre à faciès de bassin est constituée de marnes argileuses grises à écailles de poisson, laminées. Ces marnes contiennent de minces couches de carbonates et de rares lentilles de grès.

La Formation de Tekeres est une argile (schlier) grise et gris-bleu psammitique, très riche en fossiles (mollusques, foraminifères), avec des bancs de grès gris et verts. Le II^{ème} niveau de tuf se trouve dans le haut de cette formation, dont l'épaisseur est entre 30 et 300 mètres (sondage de Tekeres).

II^{ème} niveau de tuf rhyolitique (Formation de Tar) [VI]

Il s'agit d'un niveau de tuf cinéritique, rhyolitique ou rhyodacitique d'extension régionale (Barabás, 1996). Il est blanc ou blanc et gris. L'épaisseur maximale de cette formation est 4 mètres (Barabás, 1996). Le volcanisme est un peu moins acide que celui du I^{er} niveau (Barabás, 1996). L'âge absolu (méthode K/Ar sur biotite et amphibole) est de 15,3 - 17,4 Ma (Badénien inférieur, Arva Sos et Máthé, 1992). En surface, on l'observe surtout au Mecsek Occidental, dans quelques affleurements du Mecsek Oriental (Hidas) et sur le granite carbonifère.

Formations hétéropiques de Hidas, de Pécsszabolcs et Rákos, de Szilágy [VII, VIII, IX]

La formation de Hidas est faite de charbon brun, rarement exploitable, avec des argiles brun-vert et des sables gris. Elle est riche en fossiles. L'épaisseur varie de 50 à 100 mètres. On a trouvé des niveaux à diatomées intercalés (Hámmor, 1970). La répartition de cette formation est limitée. On l'observe surtout dans le Mecsek Oriental. Selon les fossiles, l'âge est badénien (Hámmor, 1970). Au début le faciès est limnique puis il devient paralinique.

Les Formations de Pécsszabolcs et Rákos (« Calcaire de Leithe » des géologues autrichiens) sont constituées d'un calcaire grossier, très riche en fossiles, blanc et jaune. Le calcaire, à fréquents galets de quartz, est souvent intercalé de sables calcareux. La stratification y est mal exprimée. Il est séparé en deux niveaux : le niveau inférieur est la Formation de Pécsszabolcs et le supérieur, la Formation de Rákos, sans grande différence entre les deux. Les études paléontologiques (Sztrausz, 1926, 1942; Somos et Kókai, 1960) montrent que le niveau inférieur correspond au calcaire typique de « Leithe » (près de Vienne) alors que le niveau supérieur est plus riche en Lithothamniées. L'épaisseur, en général, est entre 30 et 50 mètres. L'âge est badénien inférieur pour le premier niveau, badénien supérieur pour le second (Hámmor, 1970). Le faciès est littoral.

La Formation de Szilágy, des argiles et des marnes grises, souvent avec des sables gris et verts, est riche en fossiles (Turritella, Corbula). L'épaisseur est entre 80 et 110 mètres. A partir des études récentes (foraminifères), la profondeur du bassin a été d'environ 200 à 300 mètres (Báldi, 1997). Il y aurait eu deux transgressions et une grande régression au Badénien inférieur avec une chute de niveau de l'eau de 300 mètres (Báldi, 1997). Le faciès marin, de milieu de bassin correspond à celui de la Formation de Tekeres au Karpatien, dont la présente Formation n'est que la suite.

Formations hétéropiques de Tinnye et de Kozárd [X-XI]

La Formation de Tinnye est un calcaire jaune grossier, très riche en fossiles. En général, les couches sont épaisses et séparées par de minces délits argileux. Selon les études paléontologiques, l'âge est sarmatien. L'épaisseur est 30 à 50 mètres. En surface, on l'observe surtout dans le Mecsek Oriental. Le faciès est littoral.

La Formation de Kozárd est constituée d'argilo-marnes et de marnes vertes et grises, où des passées de calco-marnes témoignent d'apports depuis le littoral. De rares niveaux tufitiques pourraient correspondre au III^{ème} niveau de tuf rhyodacitique. L'épaisseur atteint 130 à 170 mètres. L'âge est sarmatien. Le faciès est de milieu de bassin.

Formations hétéropiques de Zámor et de Csákvár [XII-XIII]

La Formation Zámor consiste en sables et conglomérats blancs, parfois gris et verts. De gros galets indiquent la proximité de la côte (Kleb, 1973). L'âge est pannonien inférieur. L'épaisseur est environ 8 à 10 mètres. Le faciès est littoral.

La Formation de Csákvár fait suite vers le haut en concordance à celle de Kozárd, représentant comme elle un faciès de milieu de bassin. Il s'agit d'argiles ou de calco-marnes blanches ou grises, très riches en micro et macrofossiles, d'environ 150 mètres d'épaisseur. L'âge est pannonien inférieur (Kleb, 1973).

Formations hétéropiques de Kálla et de Somló [XIV-XV]

La Formation de Kálla est composée de sables blancs ou gris, souvent à stratifications entrecroisées, avec à la base un conglomérat (Kleb, 1973). Elle contient des couches durcies, rouges avec une accumulation de limonite et de fossiles (Pécsvárad, Himesháza). En quelques endroits on trouve de minces couches de lignite (Pécsvárad). Localement des concentrations de plagioclase et d'orthose existent à proximité du granite de Morágy, à Pécsvárad. L'âge déterminé à partir des fossiles observés est pannonien supérieur. L'épaisseur est 30 - 50 mètres mais peut atteindre 300 mètres dans l'avant-fossé (cf. coupes tectoniques). Le faciès est deltaïque ou littoral (Kleb, 1973).

La Formation de Somló contient des marnes, des argilomarnes grises et blanches et des calcomarnes blanches à intercalations de sables. L'épaisseur dans le Mecsek Oriental est 50-80 mètres mais dans les avant-fossés sud et nord peut atteindre 300 mètres. L'âge, selon les microfossiles, est pannonien supérieur. Le faciès est de milieu de bassin (Kleb, 1973).

5.2.2.4 Quaternaire

Ce dernier grand cycle sédimentaire commence vraisemblablement au Pléistocène. Grâce aux loess successifs des stades interglaciaires on y a distingué (Adám, 1964) les phases Günz, Mindel, Riss, Würm. Nous n'évoquerons que trois formations pour leur importance en néotectonique.

Basalte de Bár [XVI]

C'est un basalte noir, à olivine et amphibole, avec dans les pores, des minéralisations tardives de limonite et de calcite. Il s'est écoulé en surface ou à proximité (Viczián, 1965). Il est connu seulement dans la falaise rive droite du Danube près du village de Bár. Faciologiquement il est proche des basaltes de l'unité ALCAPA, suggérant qu'il date du Pliocène inférieur.

Formation de Tengelic [XVII]

Ces argiles rouges ont deux faciès (Adám, 1964).

(1) Une argile rouge autochtone, peu épaisse (0,5 à 1 m) qui semble formée sur place. En général, elle repose en placages discontinus sur le Pannonien supérieur, sans discordance. Au contraire, elle repose en discordance sur les roches plus anciennes (par exemple dans la carrière Bükkösd). Son âge est un peu hypothétique mais on considère qu'il s'agit de Pléistocène.

(2) Une argile rouge allochtone. Il s'agit d'une argile rouge remaniée, d'épaisseur très variable selon les endroits, au maximum 16 mètres. Elle recouvre tout en discordance, et est souvent mêlée d'éboulis et de graviers.

Formation de Paks [XVIII]

C'est un loess jaune et gris, discordant et souvent remanié, épais d'habitude de 20 à 40 mètres, où l'on connaît deux ou trois niveaux d'argile qui marqueraient les interglaciaires. On observe souvent des cryoturbations. Ce loess est parfois faillé, les cassures affectant même le dernier niveau argileux (Adám, 1964), signe d'une tectonique récente voire actuelle.

5.3 Idées antérieures sur la tectonique des Monts Mecsek et Villány

Des sommaires bibliographiques concernant la région se trouvent dans Vadász (1935), Wein (1967), Hámor (1970), Nagy et Nagy (1977) et Némedi Varga (1995).

La première synthèse structurale des Monts Mecsek a été publiée par Vadász (1935). Il a subdivisé le massif en trois parties: l'Ecaille du Nord, la masse interne et l'Ecaille du Sud. Dans son œuvre, il a discerné trois grandes phases tectoniques, au Crétacé, au Miocène moyen et au Pannonien. Mais son analyse ne contient pas de données sur les directions des structures. Il a décrit en détail les rapports entre les formations plus anciennes et les couches pannoniennes, en démontrant le chevauchement des premières sur les secondes dans l'écaille méridionale.

Une des synthèses les plus complètes sur les massifs du SW de la Hongrie a été produite par Wein (1967a, b). Selon son opinion la première phase tectonique, du Crétacé inférieur, a engendré des plis ouverts. Il a précisé que ces plis ont été formés avant l'intrusion de filons basiques crétacés, comme on le voit dans quelques galeries d'exploitation houillère (Wein 1961, 1967). Cet argument a été mis en cause depuis par nombre d'auteurs (par exemple Némedi-Varga 1983). D'après Wein (1967) une des phases les plus importantes a été la phase autrichienne (Crétacé supérieur). Lors de cette phase se sont développés les grands plis dans les massifs des Monts Mecsek et Villány, donnant la trame de la structure orographique. La direction principale de ces structures est NE-SW. Il a également mis en évidence des failles inverses, liées aux plis, à vergence NW. Il a décrit une double vergence vers le Nord et vers le Sud. En se fondant sur la présence de marnes à Globotruncana (cf.5.2.2.2) dans un affleurement isolé des Ecailles du Nord, il propose que la compression du Crétacé supérieur se soit déroulée en deux étapes: avant et après la formation des ces marnes.

Comme Vadász (1935), il n'a pas remarqué d'activité tectonique importante dans l'intervalle Crétacé-Miocène, proposant toutefois la fragmentation en échiquier anté-Miocène du secteur selon des failles orientées NE-SW et NW-SE (Wein 1961). Il a mis en évidence une extension NW-SE durant le Miocène inférieur, engendrant des failles normales et créant des bassins de direction E-W et NE-SW, remplis en deux cycles de dépôts au Miocène inférieur et moyen.

Après les distensions au Miocène moyen, il a supposé la présence d'une phase compressive au cours du Sarmatien (~12 Ma). Les arguments, provenant de l'étude du sondage Hidas-53 (voir 5.4.2), ont été revus depuis par Hámor (1970), selon lequel cette phase est très probablement identique à la suivante. La phase compressive majeure est d'âge Pannonien (Wein 1961, 1965, 1967 a, b), lors de celle-ci un deuxième plissement important s'est produit dans les Monts Mecsek. Ce raccourcissement a engendré le charriage de massifs plus anciens vers les avant-pays septentrionaux et méridionaux tertiaires, formant les écailles du Nord et du Sud. Wein (1967b) a aussi proposé un plissement de dépôts quaternaires, qui a été mis en cause par la suite. Les qualités de la synthèse de Wein sont, avant tout, de donner des précisions sur les directions et les âges des déformations et de fixer les traces des grandes structures sur une carte tectonique. Malheureusement il a donné peu de description concrètes ou de coupes détaillées dans son travail.

Hámor (1966, 1970), en se fondant sur des données de stratigraphie et sédimentologie dans le Néogène, a réinterprété l'évolution tectonique des Monts Mecsek. Selon lui la fragmentation générale du massif s'est déroulée au cours du Miocène inférieur. Il a délimité quatre bassins au sein du massif, où la sédimentation Néogène s'est poursuivie. Il a également regroupé les phases sarmatienne et pannonienne de Wein en une seule phase pannonienne.

Dans leur monographie traitant des Monts Villány, Nagy et Nagy (1977) ont publié des résultats d'un sondage (Peterd-1, voir 5.4.6), mettant en évidence des roches pannoniennes impliquées dans l'écaillage à vergence nord, déjà bien connu auparavant (Lóczy, 1912; Rakusz et Strausz, 1953; Wein, 1967). La plupart de ces écailles ont été attribuées à la phase Crétacée supérieure par tous les auteurs, mais le sondage a prouvé au moins un rejeu post-pannonien de ces cisaillements.

Nagy (1971) a étudié la sédimentologie des couches liasiques. Il a mis en évidence l'existence d'un grand fossé dissymétrique, ayant sa faille principale le long de l'écaille du Sud actuelle (Faille de Pécs, cf. 5.2.2.1.3, 5.2.2.1.4). Ce fossé aurait fonctionné dès le Permien supérieur selon les données d'épaisseur publiées par Wéber (1977)(cf. 5.2.2.1.2)

Némedi-Varga, à son tour, a publié une description structurale du Mecsek (1983). Son travail, fondé principalement sur l'étude de galeries d'exploitation houillère de Komló a confirmé, en général, la chronologie des événements donné par les auteurs précédents. Il n'a pas accepté pourtant l'existence d'une phase compressive précoce au Crétacé inférieur, suggèrent au contraire une tectonique disjonctive à cette époque. Par ailleurs les recherches pétrologiques menées depuis (Harangi et Arvané 1993) ont précisé, que durant le Crétacé inférieur on a très probablement eu une tectonique extensive, car le chimisme des basaltes possède les caractéristiques de celui des rifts.

Pour Némedi-Varga (1983) la phase principale de plissements est bien du Crétacé supérieur. Les plis, de direction NE-SW, déversés vers le NW et des chevauchements NE-SW vers le Nord ont été illustrés sur sa coupe. Une zone de cisaillement et de chevauchement de 8 km de long et 2 km de large, au coeur du massif, a été mise en évidence dans son travail. Némedi-Varga a repris les idées de Hámor (1970) concernant les grands bassins miocènes ainsi que la phase compressive pannonienne. Ayant choisi la direction principale des contraintes au Pannonien, il a proposé des mouvements coulissants importants le long de l'écaille du Sud (Faille de Pécs). Sa proposition la plus importante est une série de plis E-W liés à ce coulissage senestre, mais sans aucune preuve. Les événements tectoniques plus récents que le Pannonien n'ont pas été traités dans son travail.

Les premières études microtectoniques dans les Monts Mecsek et Villány ont été menées par Bergerat et Csontos (1988). Ils ont recueilli des mesures de failles dans quelques sites accessibles et ont défini les contraintes liées à leur origine. A cause de la complexité de l'évolution tectonique et de la rareté des affleurements tertiaires, l'âge des phases caractérisées reste très imprécis. Malgré des essais de réinterprétation (Csontos et Bergerat 1992) et de calibration des champs de contrainte établis par rapport aux événements tectoniques proposés par les auteurs précédents, les âges attribués aux différentes étapes de la déformation sont peu précis. Selon les mesures effectuées dans des andésites et tufs rhyolitiques du Miocène inférieur, ils ont proposé des champs de contrainte décrochants pour expliquer les déformations tertiaires, et notamment celles du Miocène inférieur et du Pannonien. Ils ont aussi proposé une origine transpressive pannonienne pour les Monts Villány. Dans le même ordre d'idées, Tari (1992) a réinterprété l'Ecaille du Nord comme étant une zone transpressive le long d'un décrochement E-W senestre.

5.4 Observations tectoniques dans les Monts Mecsek et Villány

Les déformations les plus visibles sont aussi les plus récentes, celles du Pannonien notamment. Il fallait cependant déterminer d'abord le rôle des déformations crétacées. Nous faisons donc en premier lieu (5.4.1) une tentative de bilan des déformations ayant affecté le Mésozoïque, en essayant d'y préciser le style de la tectonique anté-tertiaire. Puis nous considérons les déformations tertiaires, en envisageant à tour de rôle chacune des quatre zones distinguées par les auteurs précédents (voir la revue bibliographique ci-dessus), à savoir (Figure 5-6) :

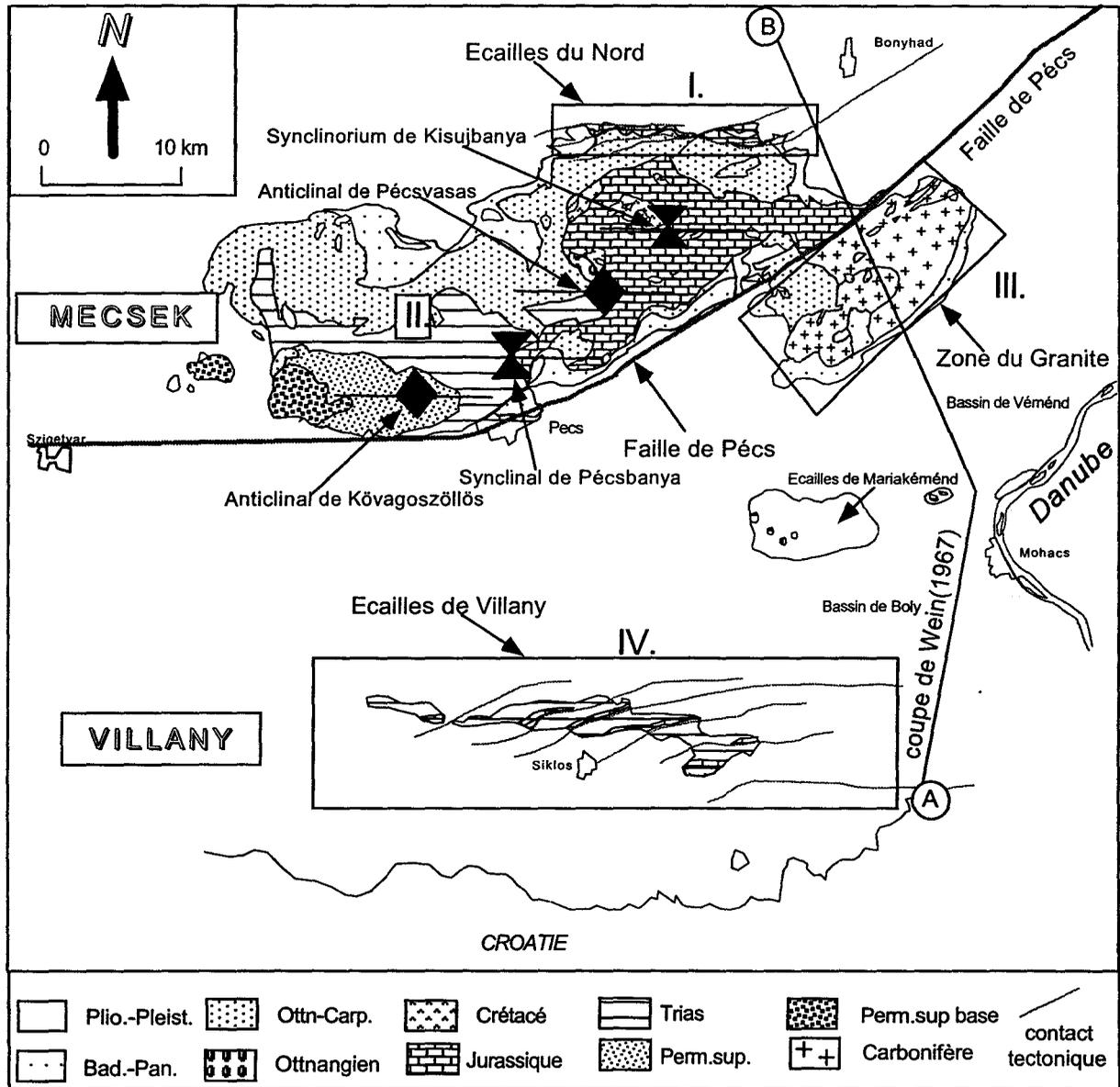


Figure 5-6 Les quatre domaines structuraux majeurs. Emplacement de la coupe de Wein (1967) selon A-B

Mecsek hegység négy fő szerkezeti egysége és Wein(1967) szelvény iránya

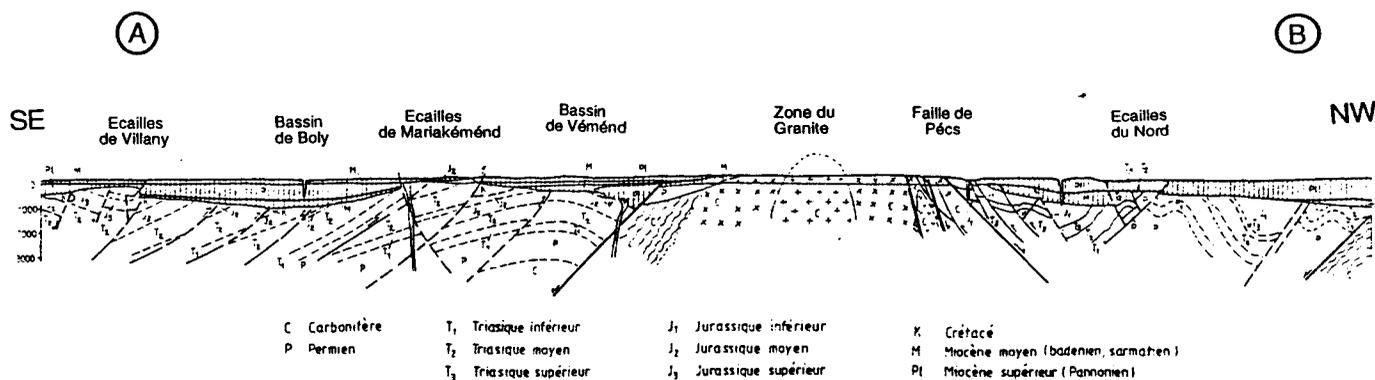


Figure 5-7 Coupe des Monts Mecsek et Villány avec les principales structurales zones (Wein, 1967)

Földtani szelvény a Mecsek és a Villány hegységen keresztül (Wein, 1967)

1, *Les Ecailles du Nord*. Cette zone a été déjà indiquée par Vadász (1935) comme étant une zone indépendante. Il s'agit d'une bande de roches mésozoïques de direction E-W entourée de roches miocènes.

2, *Le domaine principal des Monts Mecsek*. Cette zone est limitée par la Faille de Pécs ayant une direction E-W au Sud et NE-SW à l'Est. Cette faille est connue depuis le siècle précédent. Vadász (1935) a décrit sa nature chevauchante-décrochante vers le Sud en plusieurs endroits de la ville de Pécs. Il a déterminé l'âge de ce chevauchement comme étant intra-Pannonien. Le domaine montagneux est en général moins intensément déformé; toutefois une zone (faille de Kövágószőlős, voir après) de cisaillement de direction ENE-WSW (NE-SW) la coupe en deux en son milieu.

3, *La zone du Granite*. Avec un substratum de granite carbonifère sur lequel reposent directement divers termes du Miocène jusqu'au Pannonien, cette région a un style tectonique bien individualisé.

4, *Les Ecailles de Villány*. Elle est formée de roches mésozoïques en cinq écaille et de quelques fragments de Pannonien et de Pléistocène.

5.4.1 Recherche des plis anté-tertiaires dans le Mésozoïque déformé

Selon plusieurs auteurs les axes des plis du Crétacé supérieur sont de direction NE-SW (Wein, 1967; Némedi Varga 1983). Ces plis sont souvent déjetés vers le NW et quelquefois même renversés. La direction des grands plis E-W n'est pas expliquée de manière unanime. Wein (1967) a considéré que ces plis sont déjà formés au Crétacé inférieur puis qu'ils ont été replissés durant le Pannonien. Némedi Varga (1983) a supposé que ces plis d'axe E-W ont été formés pendant le Pannonien dans une grande zone de décrochement senestre.

En surface aucune coupe n'était signalée montrant ce type de structures, qu'on ne connaissait que dans la mine de Komló. Dans les Monts Mecsek nous avons trouvé une coupe qui montre une continuité d'affleurement sur 200 mètres. Nous pensons avoir trouvé à cet endroit des plis essentiellement anté-tertiaires, observables à plusieurs échelles, avec les décollements associés. Ensuite on essaye de démontrer que des structures décrites peuvent être reconnues dans des affleurements plus petits localisés sur la Figure 5-8.

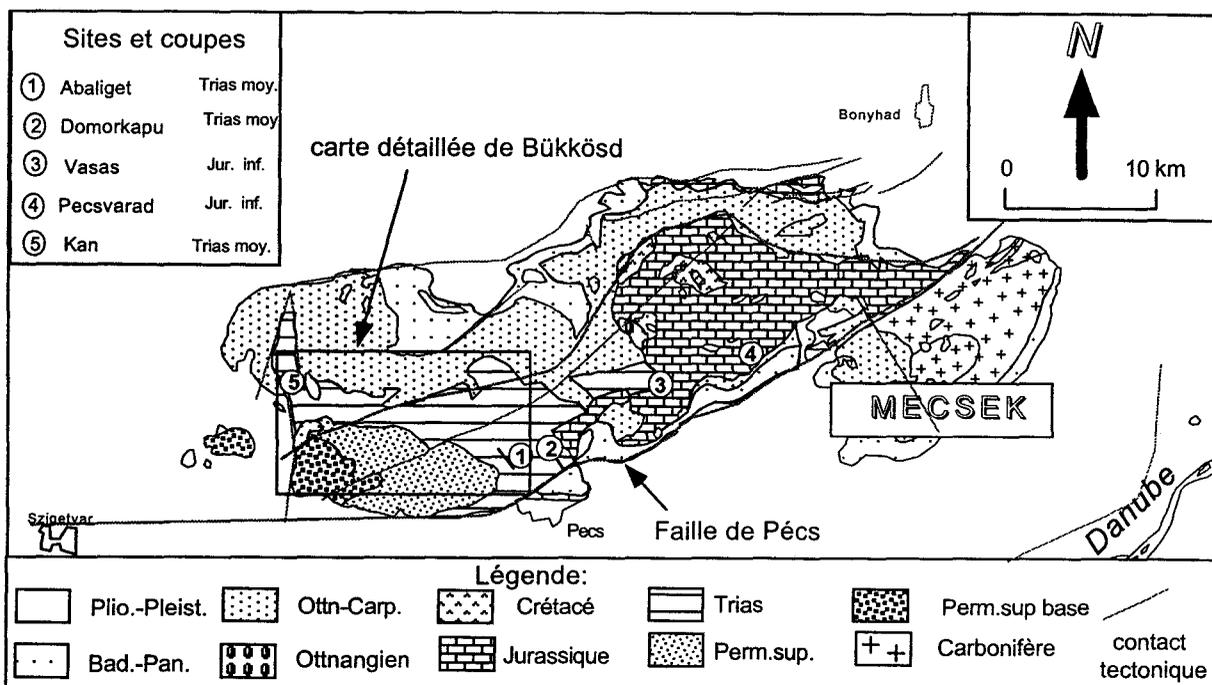


Figure 5-8 Localisation des sites affectés par la déformation anté-tertiaire

Neogén előtti gyűrődést mutató feltárások elhelyezkedése

5.4.1.1 Route d'Abaliget

La coupe majeure suit la route joignant Pécs à Abaliget, entre les kilomètres 6,9 et 7,2 à proximité d'un lieu de pèlerinage appelé Mecsekszentkút. Une petite partie de cette coupe a été publiée dans un guide géologique (Brezsnyánszky, 1984). Le plissement avait été interprété comme dysharmonique, lié au niveau évaporitique sous-jacent. La coupe entière a été refaite et réinterprétée ici.

Le membre de Viganvár (Formation de Hetvehely, IV) qui y est exposée est attribuée à l'Anisien inférieur (Trias moyen-inférieur) (Figure 5-9). Il est composé d'une alternance en calcaire micritique de bancs centimétriques quelquefois décimétriques, sombres parfois dolomitisés et de couches d'argile moins épaisses (millimétriques). Les couches compétentes sont souvent fracturées et hachées par des fentes calcitiques (Figure 5-9).

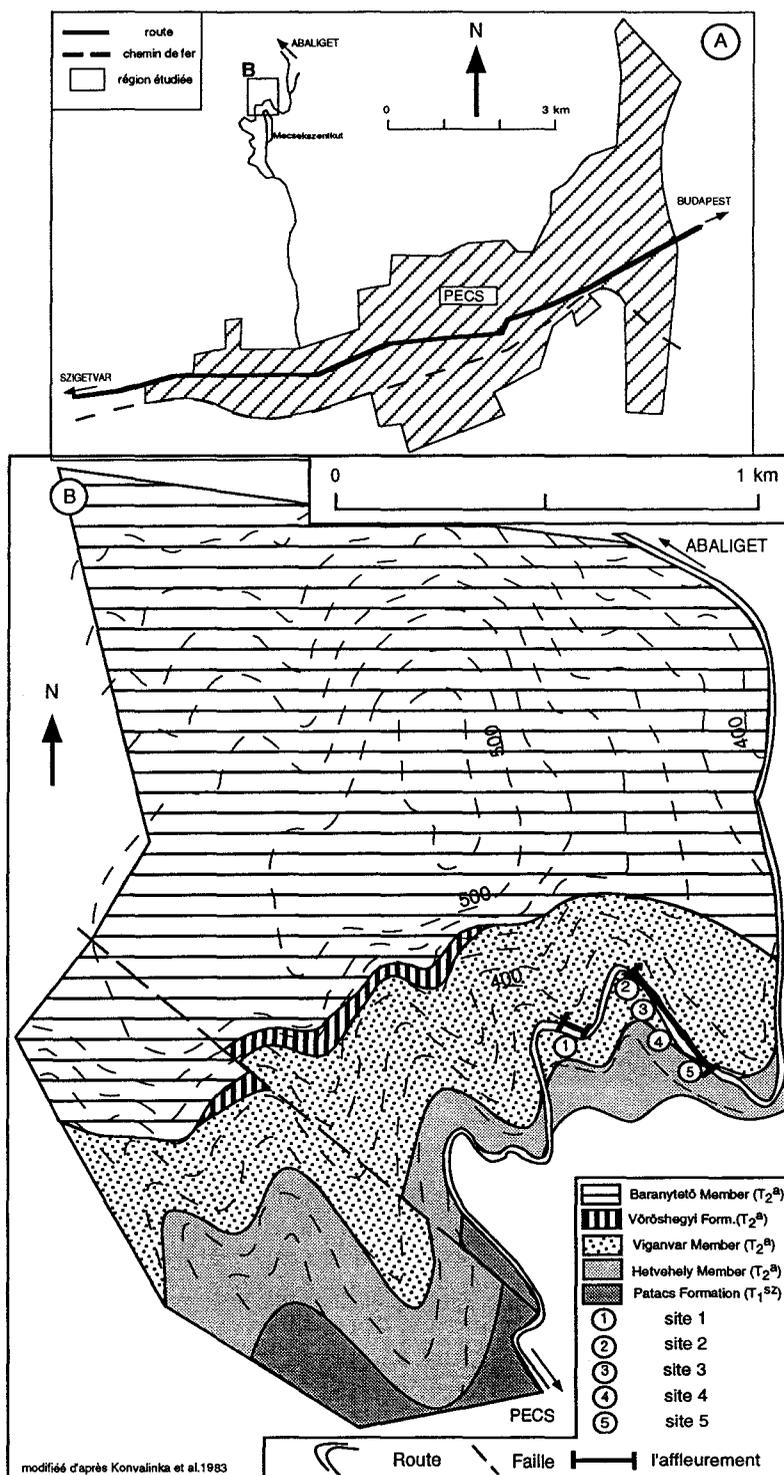


Figure 5-9 Localisation des sites étudiés près d'Abaliget, et carte géologique simplifiée

Mecsekszentkút feletti feltárások és részletes földtani térképe

Un montage photographique des affleurements a été fait. Un premier dessin effectué à partir de ces photos a été ensuite comparé aux dessins de détail des affleurements, et contrôlé plusieurs fois sur le terrain. Comme les conditions actuelles d'affleurement se sont dégradées depuis dix ans, un autre photo-montage fait par des étudiants lors d'un stage de terrain a été également utilisé (Konvalinka *et al.*, 1983).

Le levé de la coupe est décrit en partant de Pécs et en allant vers Abaliget. La coupe entière est composée de quatre segments d'affleurement de bonne qualité, séparés par des segments recouverts par la végétation ou de la terre. Les affleurements montrent un train de trois plis avec des flancs courts redressés et des flancs longs relativement plats. Des miniplis et structures de détail se trouvent sur les deux flancs.

Site 1.

L'affleurement (Figure 5-9, n° 1) se trouve dans le virage en épingle à cheveux de la route, juste au-dessus du petit village de Mecsekszentkút. La formation anisienne y est fortement plissée. La partie médiane de l'affleurement est cachée, et donc la corrélation entre les couches reste hypothétique. La partie occidentale du site montre trois plis plus grands, portant sur leur flanc des plis parasites (Figure 5-10, Figure 5-11, A). Ces derniers renferment des cisaillements banc sur banc sur le flanc inverse et d'un pli de type glissement-flexural. Au coeur du troisième pli partiellement renversé, l'axe mesuré (en général 40/08) tourne graduellement vers 35/12 et le pli se redresse (Figure 5-11, B). Ceci suggère un cisaillement plus avancé dans le coeur que sur les flancs.

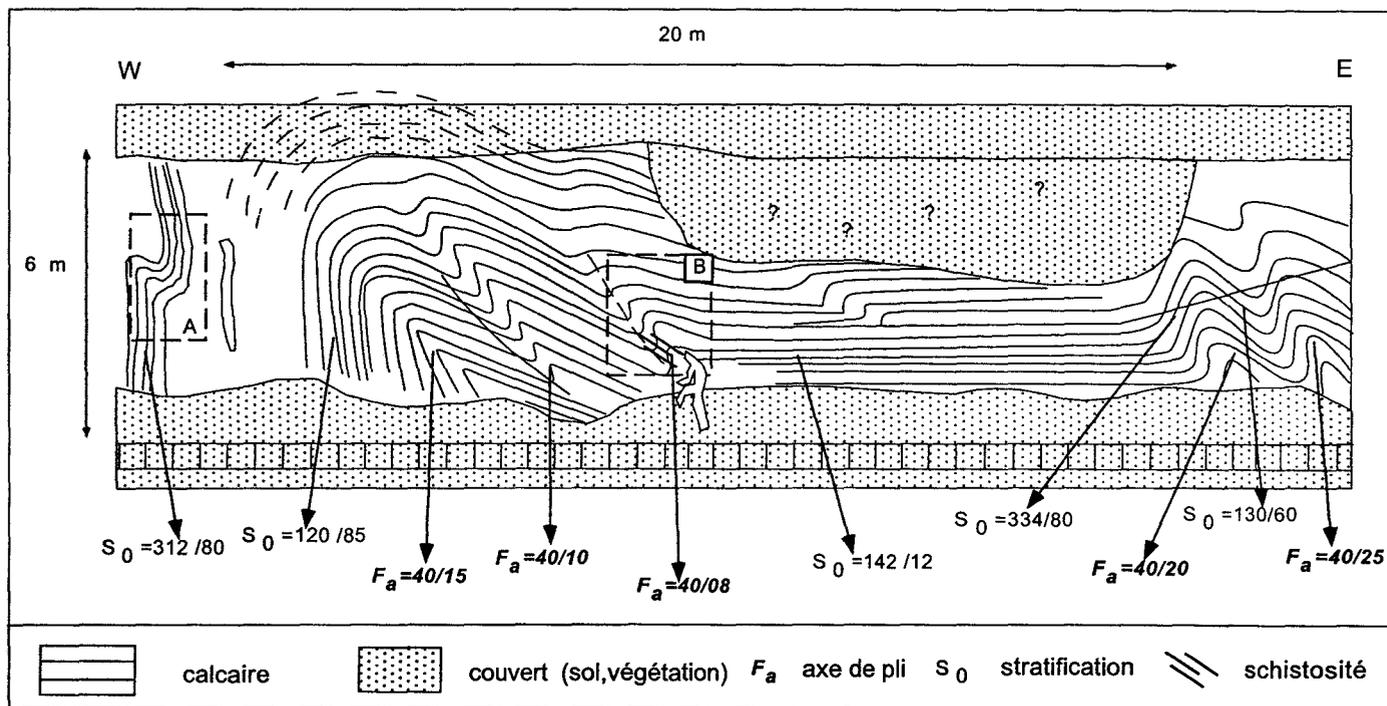


Figure 5-10 Abaliget. Structure et mesures au site 1.

Első feltárás az abaligeti út mentén.

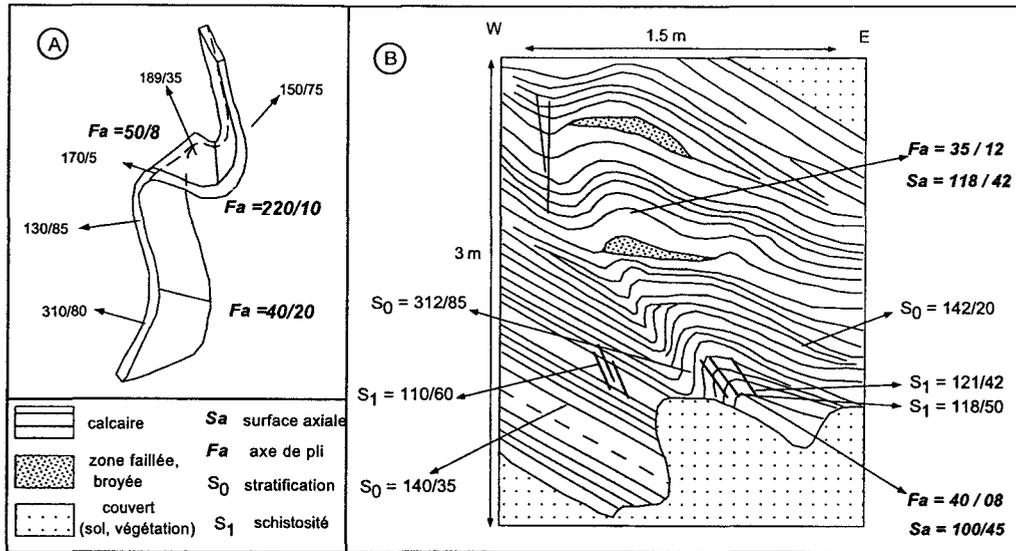


Figure 5-11 Abaliget. Détails des structures du site 1.

A, plis parasites. B, structures suggérant un décollement sous-jacent

Szelvényrészletek az első feltárásból (A, parazita redők B, gyűrődés átférmálódás egy alsóbb csúszási felület létezése miatt)

Site 2.

L'affleurement suivant se trouve après le virage opposé de la route (Figure 5-9, n° 2). On y trouve un anticlinal à sommet plat, ouvert, droit et son flanc SE de plus en plus penté (Figure 5-12). Sur le flanc SE, des petits plis parasites à vergence NW sont observés. Le pli est recoupé par une faille normale pentée vers le NW. Entre les sites 2 et 3, de affleurements plus petits se trouvent sur la route, mais la qualité de ceux-ci ne permet pas leur interprétation. Les observations sur le pendage, l'axe et le style des plis ont été néanmoins reportés sur la coupe générale plus loin. Le style de plissement ne diffère pas de celui observé par ailleurs.

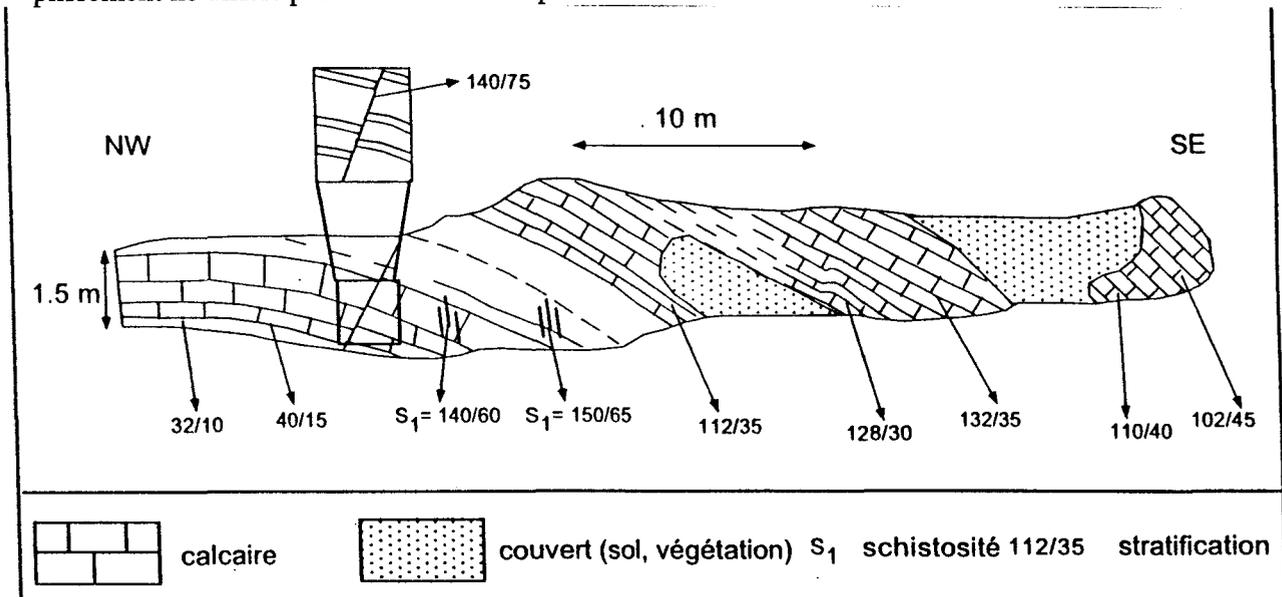


Figure 5-12 Abaliget. Structure et mesures au site 2.

Második feltáráás az abaligeti út mentén.

Site 3.

Cet affleurement-clef a déjà été partiellement décrit auparavant par Brezsnýánszky (1984). Deux compartiments, haut et bas (Figure 5-13) s'y opposent par le style de la déformation, avec au mur des couches relativement tranquilles et, au toit, des plis beaucoup plus serrés. Cette différence est rendue possible par la présence d'un faisceau de décollements (d_1 à d_n), qui sépare les deux compartiments. La structure d'ensemble est légèrement dissymétrique et déversée vers le NW.

Les couches inférieures, dans la partie NW du site 3, forment un synclinal ouvert à fond plat. Dans la zone axiale de ce pli, le rejet dû aux failles inverse est faible (Figure 5-14, A), alors que le décalage le long des accidents plats d_2 , d_3 , d_4 paraît plus important. L'accident principal d_4 fait remonter les couches sousjacentes vers le NW, et son jeu semble avoir amplifié le plissement du synclinal à fond plat, avec au SW une petite antiforme dysharmonique, alors qu'au NW on observe un redressement sur la rampe (Figure 5-13). Les plats attenants sont déplacés verticalement d'environ 2 m entre le SE et le NW. Ce grand décollement d_4 suit pour l'essentiel une seule couche, on ne recoupe les bancs au mur que très localement. Au toit, les couches deviennent plus riches en interlits argileux, et sont donc plus adaptées au plissement.

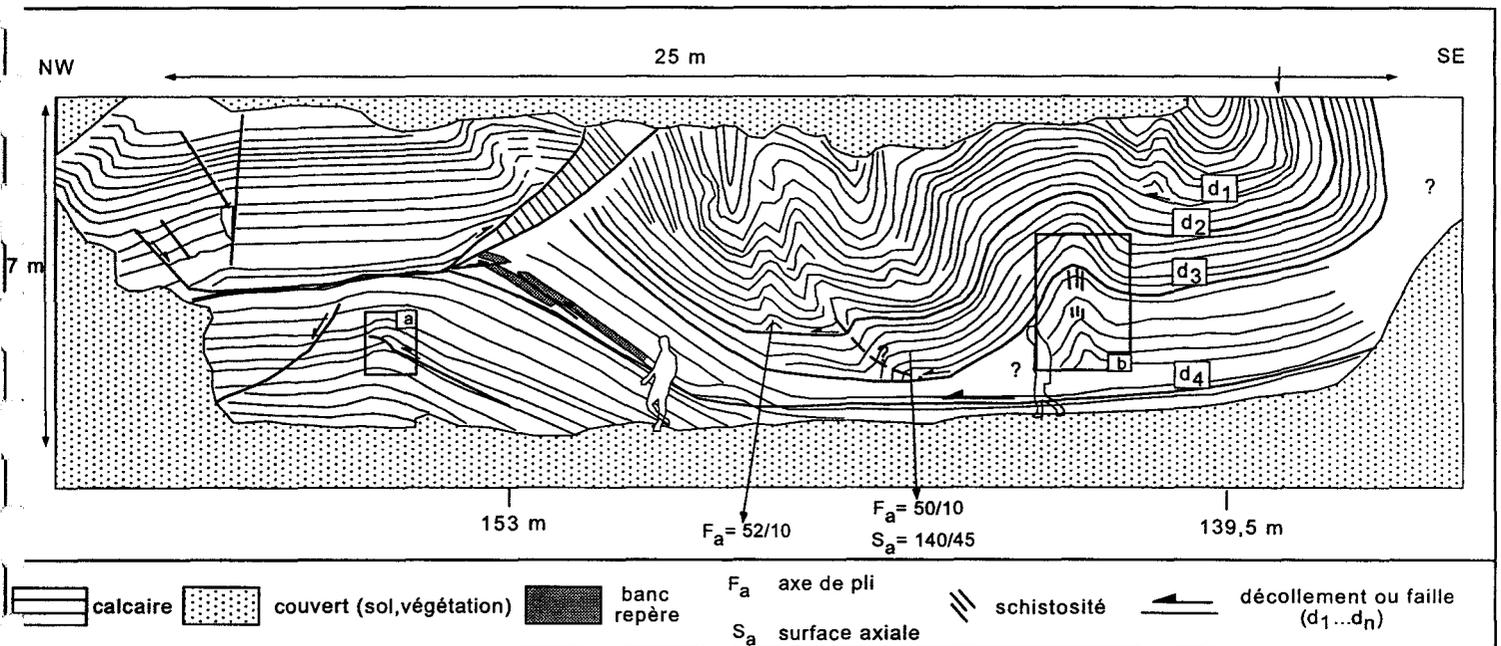


Figure 5-13 Abaliget. Structure et mesures au site 3.

Harmadik feltárás az abaligeti út mentén.

Dans le tiers NW du site 3 (à gauche), les couches du toit ont été retrochevauchées le long d'une surface issue du plat supérieur de d_4 ceci a pour origine un blocage situé plus au NW. Ce rétro-décollement à vergence SE est lui-même diverticulé, avec un petit anticlinal de rampe à plan axial penté vers le SE et, donc probablement hérité de la vergence générale NW avant cette complication secondaire. Le rétrochevauchement se branche pour produire un éventail divergent vers le haut (Figure 5-13). Il transporte le matériel vers le SE. Des rampes plus petites, embryonnaires se trouvent à l'intérieur de ce pli. Une couche particulière (indiquée par un figuré en gris sur la Figure 5-13) est déplacée vers le NW et vers le SE en même temps. La forme de cette triangle indique que le mouvement dans les deux directions est synchrone.

Dans la partie SE du site 3, les plis métriques du compartiment supérieur sont de type coffrés, isopaques et dysharmoniques. Cette dysharmonie est liée à plusieurs niveaux de décollements internes (d_1 , d_2 , d_3). Elle s'accroît au coeur des plis, surtout au-dessus du décollement majeur. Les plis dysharmoniques sont assez amples au SE et plus resserrés au centre du site et ils ont donc une fréquence croissante à proximité de la rampe de l'accident principal d_4 . Ils replissent le décollement d_2 , antérieur à d_4 . C'est aussi le cas, sans doute, pour le décollement d_3 (Figure 5-14, B). La petite antiforme qui l'affecte présente un clivage subvertical (s_1), assez fruste, visible dans les couches argileuses sur la figure Figure 5-14, B. Ce clivage se développe dans les couches argileuses comme un clivage irrégulier et dans quelques couches de calcaire comme un clivage plus espacé de fracture. Le pli à une direction axiale de 55-60°. Dans son coeur du même pli une couche argileuse a subi un bourrage important avec des mouvement vers le NW ou SW au différents niveaux (Figure 5-14, B). Le clivage se perd dans cette couche, donc on ne peut pas se prononcer sur sa nature syn- ou post- plissement. On constate sur le coté SE de la Figure 5-14, B qu'il existe une petite faille normale qui coupe la structure antérieure.

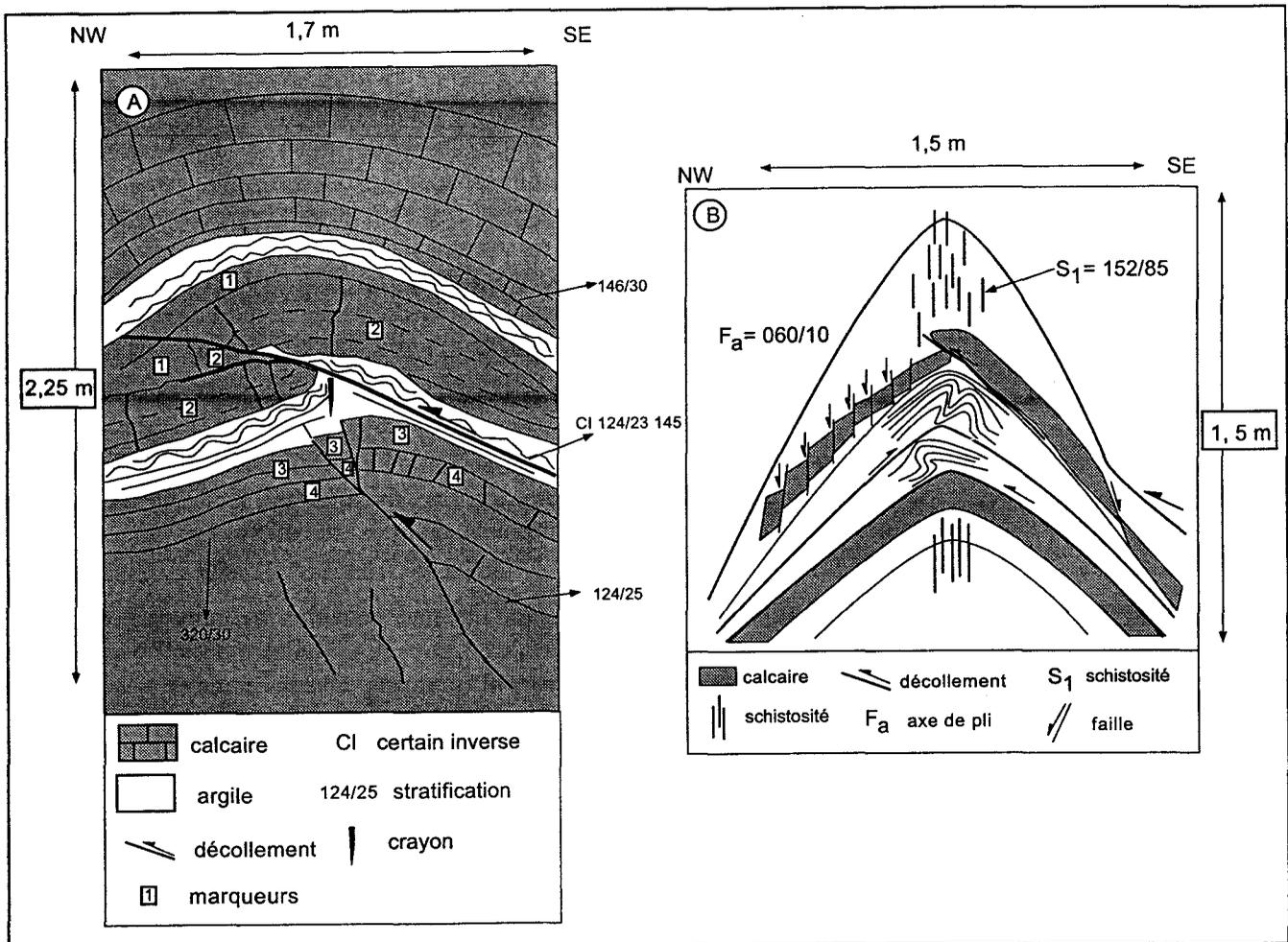


Figure 5-14 Abaliget. Site 3, détails.

A, on distingue une petite rampe à vergence NW. B, les décollements sont plissés ou faillés

Részletek a harmadik feltárásból (A, kis rámpa ENY felé. B, újra gyűrt csúszási felületek)

Ces éléments peuvent se produire lors d'une déformation progressive liée à un décollement sousjacent (sauf les failles normales postérieures).

Site 4.

Au droit de la borne 7 de la route (Figure 5-9) on observe un grand pli en chevron avec deux flancs relativement plans. Le flanc NW est subvertical, légèrement renversé (Figure 5-15). Un doublet de bancs calcaires épais, résistants, peut être suivi sur tout l'affleurement. Ces couches sont décalées de 1 m par un chevauchement, qui recoupe aussi le coeur du pli. Quelques couches plus ductiles sont entraînées dans le charriage.

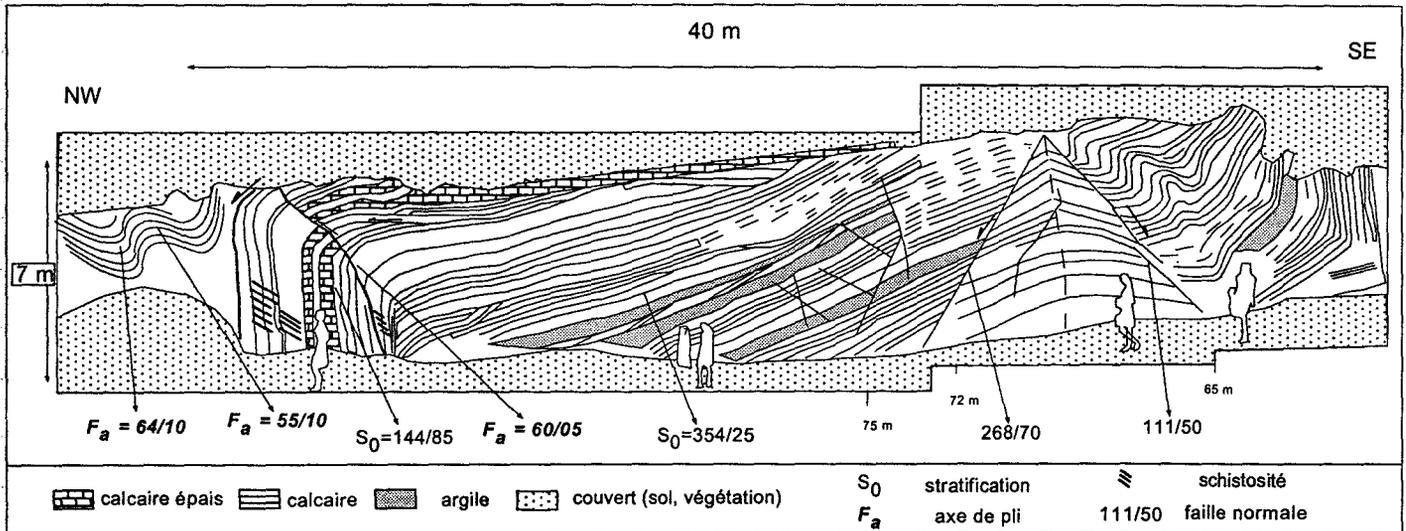


Figure 5-15 Abaliget. Structure et mesures au site 4.

Negyedik feltárás az abaligeti út mentén.

Quelques cisaillements de moindre importance sont aussi observés sur le flanc normal du pli. La plupart de ces chevauchements ont une vergence vers le NW, mais des rétrochevauchements mineurs sont également présents. Ces cisaillements recoupent quelques couches, puis épousent une couche moins compétente. Une schistosité très faible se développe sur le flanc renversé du pli majeur, il est en gros parallèle à la surface axiale du pli.

Aux deux extrémités du site 4, on observe des plis plus serrés et de plus faible longueur d'onde. Le pli au SE (à droite) montre une dysharmonie nette: sa liaison avec la synforme sous-jacente s'effectue très probablement sur d'un décollement. Le grand pli est recoupé par deux failles normales conjuguées. Ces failles ont un rejet de 1 m vers le NW et 2-3 m vers le SE.

Site 5

C'est l'affleurement situé le plus au SE (Figure 5-16). Les couches sont fortement pentées: 80° vers le SE. Deux structures plicatives y sont observées: un système de plis asymétriques dans la partie médiane de l'affleurement et la charnière d'un pli majeur à sa terminaison SE. A cet endroit des couches dolomitiques - anhydritiques ont été trouvées, qui peuvent appartenir à la série évaporitique sous-jacente, et l'on observerait donc dans ce site la base des calcaires, avec une polarité ici vers le NW, sur un flanc inverse. Les plis d'entraînement indiquent un cisaillement vers la charnière: ceci suggère également le renversement de la série (cf. Figure 5-18).

Une schistosité faible, mais d'attitude constante se manifeste dans la partie gauche (NW) de l'affleurement. Cette schistosité débite des couches argileuses et calcaires. Le clivage est moins penté que le pendage des couches, ce qui témoigne encore d'une série renversée. Cette interprétation est en accord avec les résultats sédimentologiques (Konrad, 1997).

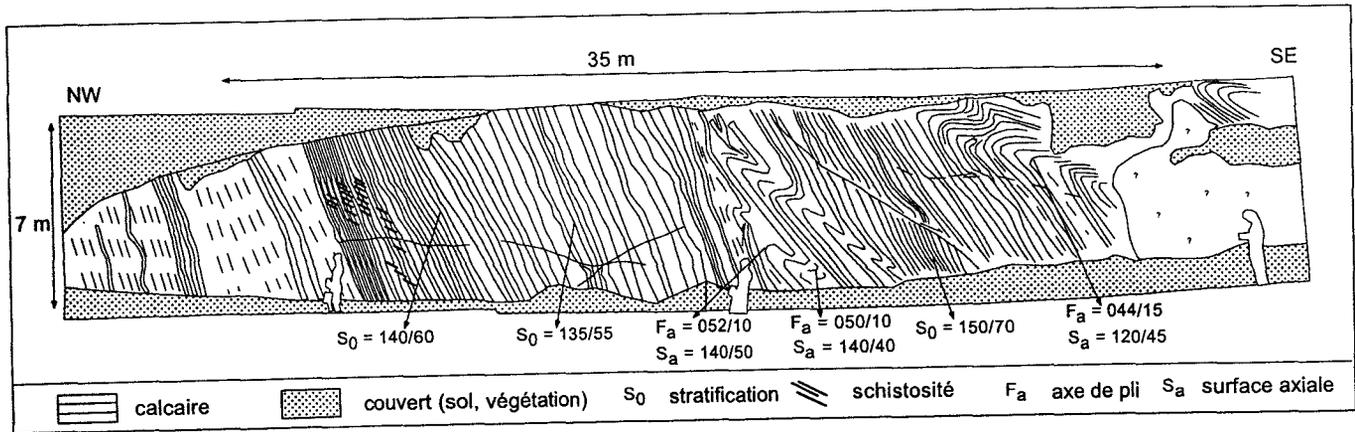


Figure 5-16 Abaliget. Structure et mesures au site 5.

Ötödik feltárás az abaligeti út mentén.

Mesures

Les mesures des éléments plicatifs et cassants ont été traitées séparément, mais lors de l'interprétation les deux familles de données ont été prises en compte. Les axes des plis majeurs sont en général orientés N050/10. Les grands plis qui présentent un clivage (sites 4, 5) ont cette orientation. La présence d'un clivage de pression-dissolution, situé en général sur les flancs redressés puis cisailés, et parallèles à la surface axiale, indique qu'il s'agit probablement d'un clivage primaire (Figure 5-17). Le clivage s'est formé dans des couches incompetentes en raison du cisaillement parallèle aux bancs, sous les conditions thermodynamiques les plus élevées (qui n'excédaient pourtant pas les conditions de la diagenèse profonde; Dunkl, 1992). La présence de flancs renversés, cisailés suggère une genèse de type du pli de propagation (Suppe, 1985).

D'autres plis parfois à des sont plutôt de style dysharmonique (sites 2, 3). Ces structures sont associées à des décollements et rampes. Ces cisaillements recourent souvent les structures antérieures. Quelques plis sont directement liés à l'activité de rampes. Tous ces plis ont une direction axiale 40/20. En tenant compte du compartiment à plis serrés du site 3 ces plis et failles associées sont probablement liés au raccourcissement progressif de plis antérieurs. Ils sont nés de problèmes géométriques locaux sur les flancs des plis postérieurs. Les données sur les chevauchements montrent que ces matériels sont transportés vers le NW. La contrainte calculée à partir de ces données indique une orientation de σ_1 NW-SE. Un clivage peut également être associé à ces plis. (Figure 5-17).

Malgré la variété dans le style des déformations plicatives, les directions pratiquement identiques et les conditions thermodynamiques peu différentes suggèrent que les diverses familles de plis se sont développées lors de la même phase tardi-crétacée.

Toutes ces structures ont été recoupées par des failles normales tardives. L'âge de cette déformation cassante est inconnu, mais probablement post-crétacé. Ces failles ont opéré sous une contrainte NW-SE extensive.

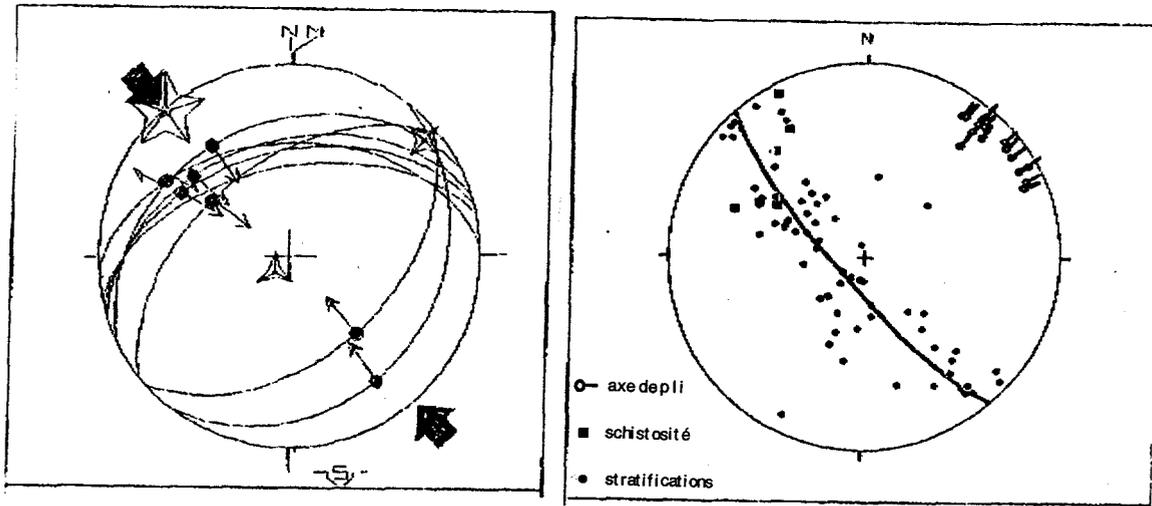


Figure 5-17 Abaliget. Ensemble des mesures
(stries, axes de plis, schistosités et stratifications)

Mérésí eredmények (vetôkarc, gyûrôdestengely, palásság és rétegzés)

On a construit une coupe d'ensemble à partir de toutes les données recueillies (Figure 5-18). La structure générale est caractérisée par des plis asymétriques pas trop serrés. Le coeur de la structure se trouve au SE, où les couches les plus anciennes sont à l'affleurement. Le train de plis montre une longueur d'onde de plus en plus importante vers le NW. Tous les membres de ce train de plis possèdent un flanc court redressé parfois renversé et un flanc long relativement plat. Les flancs normaux sont recoupés par des décollements et rampes, le long desquels le matériel est chevauchant vers le NW. Des rétrochevauchements occasionnels sont également présents. Les décollements et les rampes délimitent des compartiments à déformations plicatives contrastées. A cause de la présence d'un niveau évaporitique sous-jacent on propose que les rampes prennent naissance sur le niveau ductile. La diminution de longueur d'onde au SE la coupe pourrait s'expliquer par un cisaillement croissant vers le SE.

5.4.1.2 Dömörkapu

Dans la ville de Pécs, vers l'hôtel Kikelet, à côté de la route, il existe plusieurs petits affleurements. Ils sont assez couverts par la végétation mais en certains endroits nous pouvons observer le style de déformation. Il s'agit de calcaires de l'Anisien (Formation de Zuhányai, Membre Dömörkapu, VI) un peu plus jeunes que dans l'affleurement précédent.

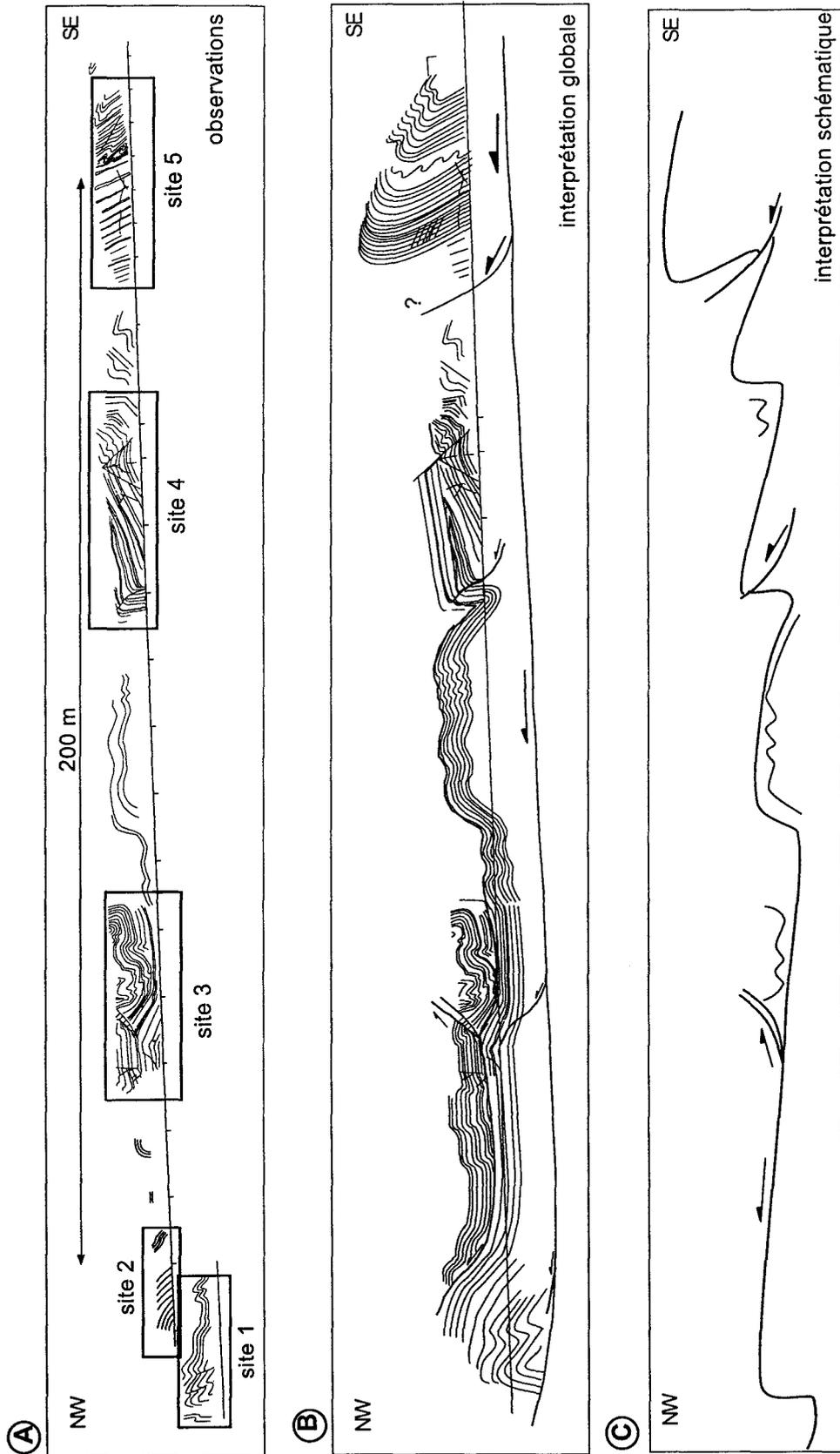


Figure 5-18 Abaliget. Vue d'ensemble.

A, affleurements. B, coupe interprétative C, structures majeures associées à la vergence NW

Ertelmezett szelvény (A, feltárások B, szerkesztett szelvény C, fő szerkezetek a mozgás irányával)

A partir des affleurements on a construit une coupe schématique (Figure 5-19, A). Ces roches sont plissées et déformées. Il s'agit d'un grand synclinal. Dans certaines couches on observe une forte déformation (plissement), mais dans d'autres on distingue seulement le pendage monoclinal. Les séries bien plissées semblent être les mêmes sur les deux flancs du synclinal. L'axe du pli est parfois visible E-W (pendage au coeur du synclinal). Ce synclinal E-W figure sur la carte géologique, mais plus à l'Est (Pécsbánya M=1:10000). Il est parallèle au grand synclinal de Pécsbánya, et probablement datent-ils du même épisode de déformation.

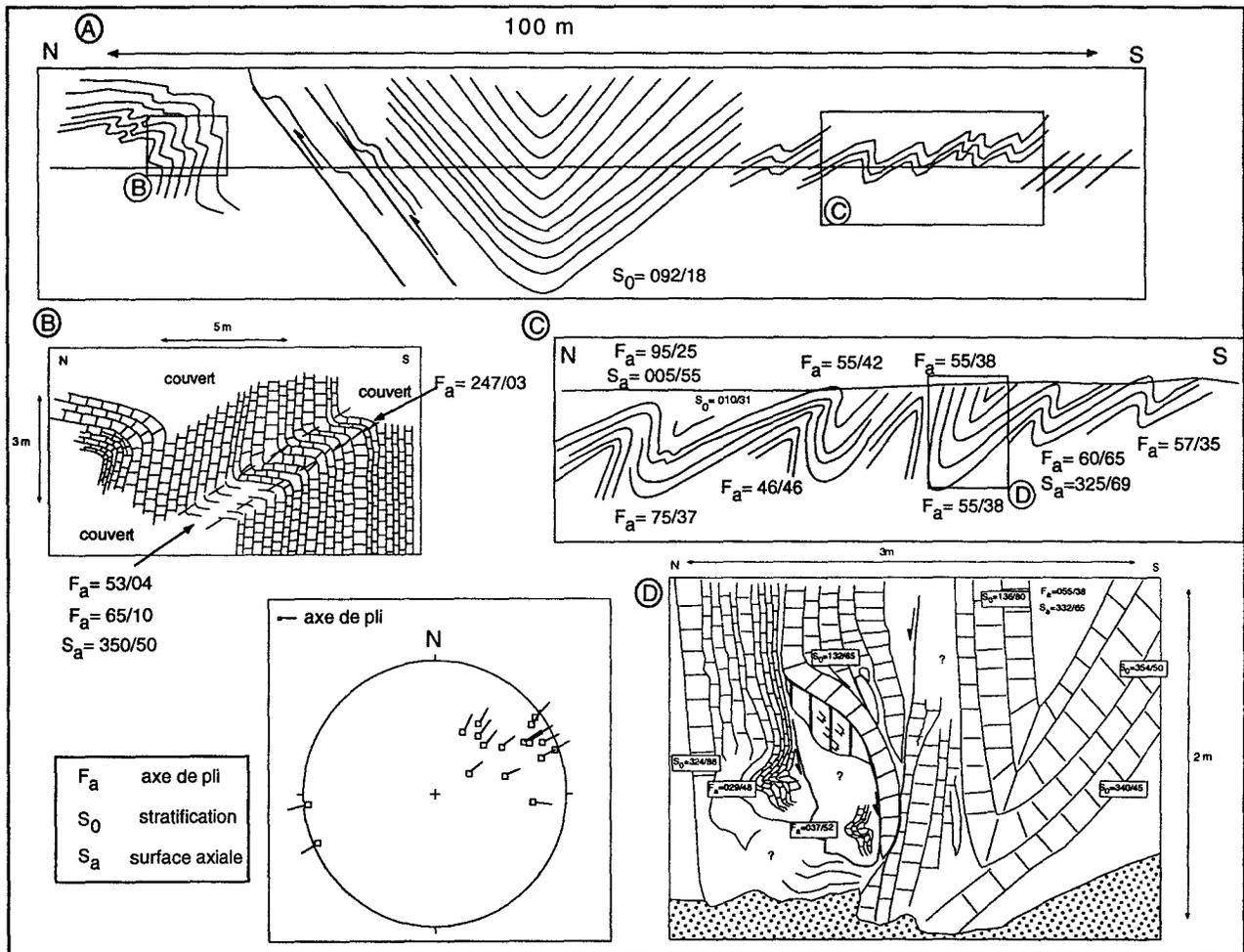


Figure 5-19 L'affleurement de Dömörkapu

A, coupe schématique. B, plis en chevron. C, plis superposés. D, structure parasite, détail.

Dömörkapui feltárás (A, egyszerűsített szelvény, B, chevron gyűrődés C, gyűrődés szuperpozíció D, parazita redő).

Dans la série à pente Sud (le flanc septentrional) on observe un pli en chevron (Figure 5-19, B). L'axe du pli est orienté NE, il a un faible plongement (53/04, 247/03). Les plis sont un peu déjetés vers le Sud indiquant une vergence Sud du cisaillement. Au Sud et au Nord ce pli en chevron disparaît rapidement. Vers le coeur du synclinal on observe quelques plis parasites. Sur ces plis on observe un cisaillement banc sur banc vers le Nord.

Sur le flanc Sud, faisant suite à après une série monoclinale, on retrouve cette série bien plissée. Dans cette série on observe plusieurs types de plissements (Figure 5-19, C). Le premier a donné des plis ouverts, asymétriques à vergence vers le Sud. Ils ont un flanc long (5 m) peu penté (20-30°) vers le Nord et un flanc court (2 m) fort penté (80-90°) vers le Sud. Ces flancs vers le Sud peuvent être renversés. Cette géométrie des plis indique un cisaillement vers le Sud. Les axes des plis sont orientés NE, avec un fort plongement, ils sont un peu dispersés (Figure 5-19, C). Le deuxième type de plissement a produit des plis quasi symétriques et serrés. Les deux flancs sont "parallèles", mais ils sont aussi un peu déjetés vers le Sud. Les axes de plis sont orientés NE, ils présentent un fort plongement.

A cet endroit on observe un événement local. Sur les flancs d'un pli déjeté vers le Sud on distingue une série plissée entre les couches subverticales (Figure 5-19, D). Si on déplie cette structure le niveau de cisaillement se trouve au dessus du pli c'est pourquoi ils sont interprétés comme des plis parasites contemporains de la formation du grand pli (axe 055/38).

Au Sud de ces séries bien plissées, le pendage devient monoclinale vers le N.

Le diagramme sur lequel on a porté les axes de plis montre qu'il existe deux grandes familles (Figure 5-19). Les axes à fort plongement correspondent au premier plissement avec des plis asymétriques et serrés. L'axe des plis de direction NE est à plongement plus faible, il s'agit de plis en chevron. Le dispersion indique, que les plis originaux ont été replissés. Vraisemblablement la direction du deuxième plissement a été assez proche de la première phase. Les mesures d'axes montrent qu'il existe quelques plis de direction E-W qui soulignent le grand axe du synclinal cartographique.

Les observations et le diagramme suggèrent qu'il y avait vraisemblablement trois et au moins deux phases de plissement. La première avec des plis déjetés vers le Sud, la deuxième avec des plis en chevron et des plis serrés et éventuellement une troisième, engendrant des plis symétriques en même temps que le synclinal E-W. Le deuxième et le troisième plissement peuvent s'être produits lors de la même phase.

Nous ne connaissons pas l'âge exact de ces déformations.

5.4.1.3 Pécsvasas (mine à ciel ouvert)

Dans l'anticlinal de Pécsvasas se trouve une grande exploitation à ciel ouvert de charbon d'âge Jurassique inférieur (pt.3 sur la Figure 5-8). La grande structure est un anticlinal. Dans la carrière, le coeur de l'anticlinal et le flanc méridional sont observables (Figure 5-20, C). Dans le coeur de l'anticlinal on observe une petite ondulation de la stratification montrant un petit synclinal au milieu. Sur le flanc sud bien penté on peut voir une grande faille normale listrique (Figure 5-20, B). En plusieurs endroits on observe des petits blocs basculés le long de ces failles normales. Il est assez difficile de déterminer le rejet exact car nous n'avons pas de marqueur évident. Les différentes couches de charbon varient latéralement. Sur la faille principale nous n'avons pas pu observer de stries. Selon la direction du plan de faille (150/20) on peut estimer une extension NW-SE. En quelques endroits les failles normales s'amortissent vers le haut et elles ne coupent pas la série au dessus. On observe aussi une structure de "plat" qui ne semble pas apparaître au dessus. Ces indices montrent que la faille est probablement synsédimentaire. Nagy (1971) à partir de l'épaississement de la série de charbon vers le Sud a suggéré la présence d'une faille synsédimentaire. Cette observation est en accord avec ce modèle qui indique une extension NW-SE pendant cette période.

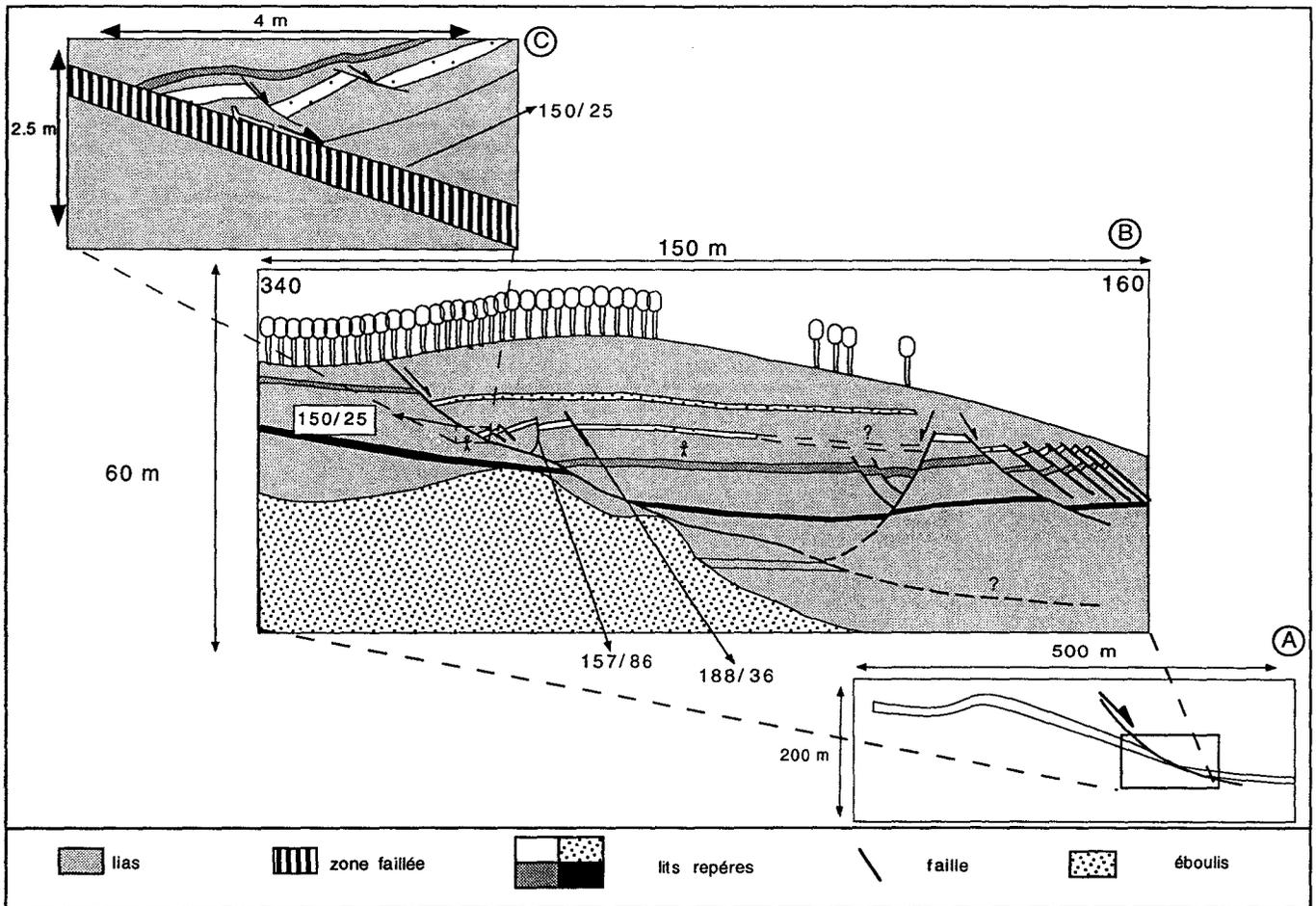


Figure 5-20 Coupe schématique de la mine de Pécsvasas.

A, coupe générale. B, faille principale. C, détail.

Pécsvasasi szénbánya szelvénye.

5.4.1.4 Les carrières de Pécsvárad

A l'Est de l'anticlinal de Pécsvasas, au Nord de Pécsvárad, il existe deux anciennes carrières du Jurassique inférieur (Figure 5-21). Elles se trouvent à l'Ouest de la rue forestière entre Pécsvárad et Mázaszászvár. Ces deux carrières ont été creusées dans la même formation (Marnes calcaires de Hosszúhetény, XIII) sur les versants occidental et oriental d'un petit sommet. Dans ces deux carrières on observe les mêmes phénomènes tectoniques.

Carrière Occidentale

La structure majeure est un grand synclinal (Figure 5-22). Au SE de la carrière le pendage est de 60-70° degrés vers le N ; au milieu il est de 40-50° et plus au Nord il passe à 20° vers le NNE. A partir de ces mesures de stratification l'axe du pli calculé est E-W (085/19) avec une légère dispersion (Figure 5-22). Cette direction de synclinal correspond à la grande structure du Mecsek Oriental.

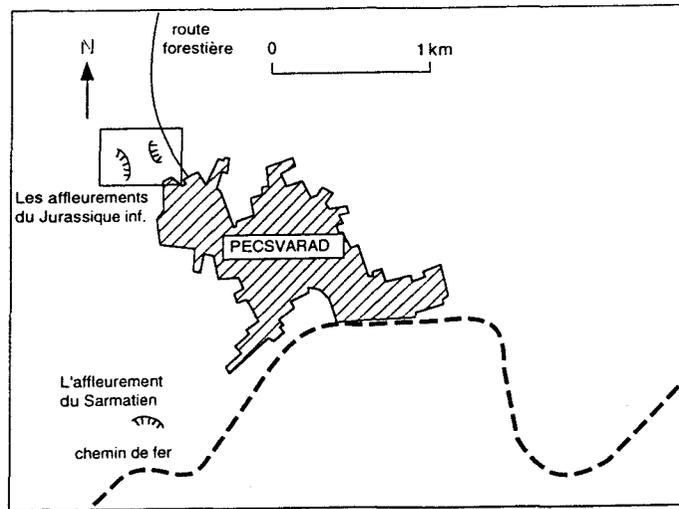


Figure 5-21 Localisation des affleurements aux environs de Pécsvárad.

Pécsváradi feltárások elhelyezkedése.

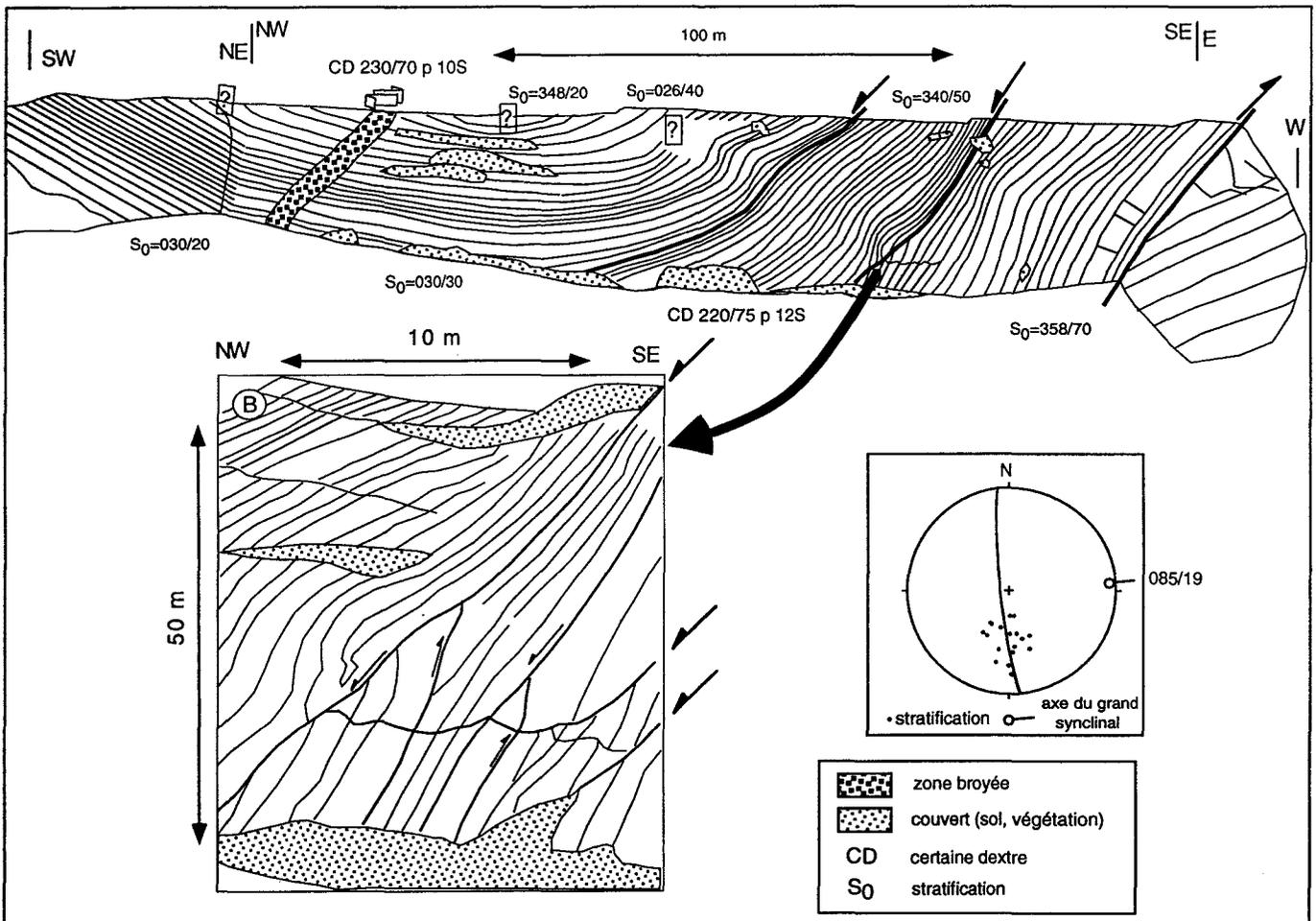


Figure 5-22 Pécsvárad, carrière W.

Pécsvárad, nyugati kőfejtő.

Dans la partie SE de la carrière, on observe un pendage différent par rapport au synclinal décrit précédemment. Il s'agit d'une série moins pentée, également vers le Nord. Entre ces deux unités on n'observe pas vraiment de limite "nette", il s'agit vraisemblablement d'une faille inverse avec chevauchement vers le Sud d'après les stries observés.

En observant le synclinal au milieu de la falaise on peut observer (Figure 5-22, B) une petite structure de rampe qui recoupe la stratification monoclinale. Cette rampe s'est formée antérieurement au basculement; c'est pourquoi il faut remettre la stratification à l'horizontale pour retrouver la structure initiale. En dessous du niveau de chevauchement on observe quelques petits retrochevauchements qui présentent un problème d'espace pendant leur formation (Figure 5-22, B). Plus au Nord, vers le haut on observe un phénomène tectonique identique. Dans la série monoclinale il existe quelques cisaillements banc sur banc le long desquels chevauchant vers le Nord. Il s'agit de quelques petits plis embryonnaires, montrant que le chevauchement a été initié, mais que la déformation n'était pas assez importante pour créer une rampe.

Postérieurement à ces structures on reconnaît une faille décrochante de direction NW-SE qui coupe la carrière dans toute sa longueur. Il s'agit un décrochement dextre associé à une zone broyée (Figure 5-22).

Selon les indices microtectoniques on peut séparer trois phases tectoniques résumées sur le Figure 5-23.

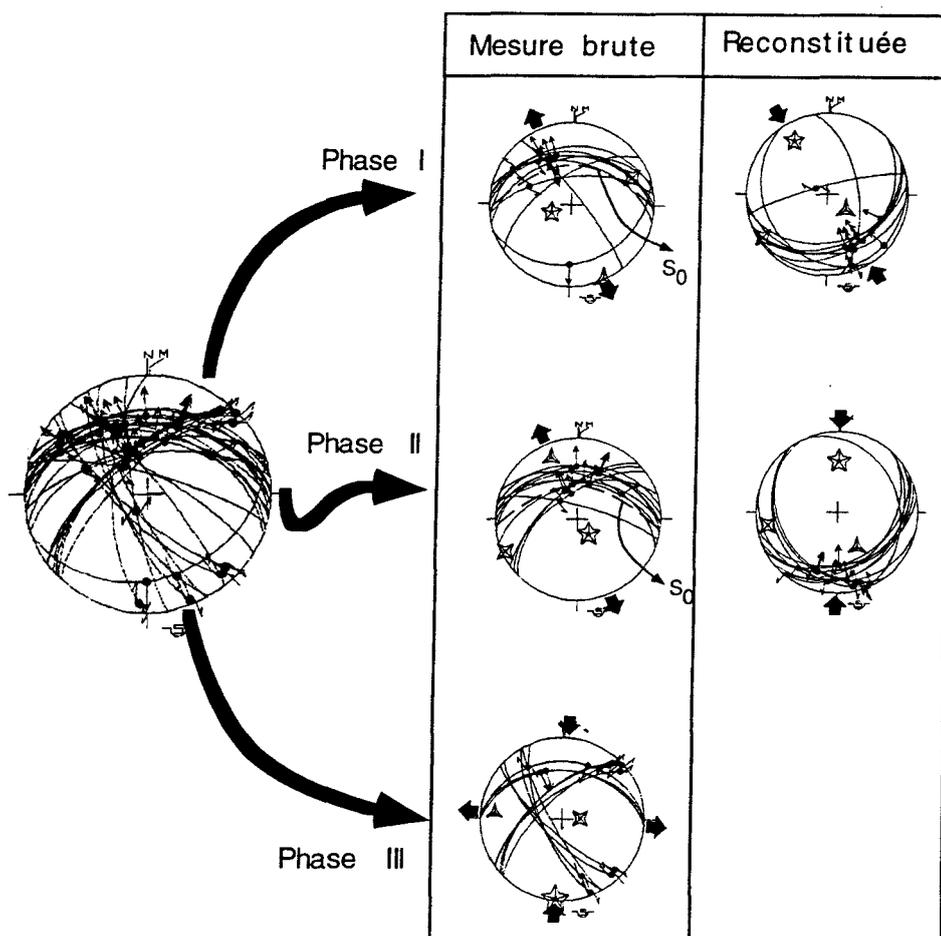


Figure 5-23 Pécsvárad W. Les principales phases selon les arguments microtectoniques.

A nyugati kőfejtő vetőkarainak szétválása.

La première crée les rampes antérieures au basculement (plissement). En position actuelle il s'agit de failles normales de direction NW-SE. Pour connaître la direction originale de la compression il faut remettre la stratification à la horizontale. On a choisi le pendage 350/70 parce que c'est le pendage le plus important. La superposition des stries permet d'établir une chronologie relative.

Les premières stries sont des stries montant un mouvement vers l'Ouest. Après avoir remis la stratification à l'horizontale, on peut déterminer une compression NW-SE (Figure 5-23). Cette direction de compression correspond celle trouvée à Abaliget montrant que cette phase a été postérieure au plissement de direction N-S.

A partir des stries en superposition, la deuxième montre aussi, en position actuelle, une extension NW-SE (Figure 5-23). Ces failles normales sont décelées par des mouvements banc sur banc qui peuvent s'être produits pendant ou après le plissement. Cependant après avoir remis la stratification à l'horizontale on constate ce qu'il s'agit d'une compression N-S. Ce mouvement banc sur banc s'est donc vraisemblablement formé pendant la formation du synclinal.

La troisième phase est une phase cassante postérieure au basculement-plissement des couches. Il s'agit d'une compression N-S associée à des décrochements conjugués. Un décrochement dextre de direction NW-SE et un décrochement senestre de direction NE-SW recoupent les anciennes structures. Cette phase est vraisemblablement accompagnée par un mouvement banc sur banc vers le Sud, car nous avons mesuré des stries inverses sur ces bancs. Cette phase est synchronisée du chevauchement vers le Sud de la partie méridionale de la carrière.

Carrière Orientale

Il s'agit d'une série pentée vers le Nord montrant quelques zones présentant des déformations spécifiques (Figure 5-24).

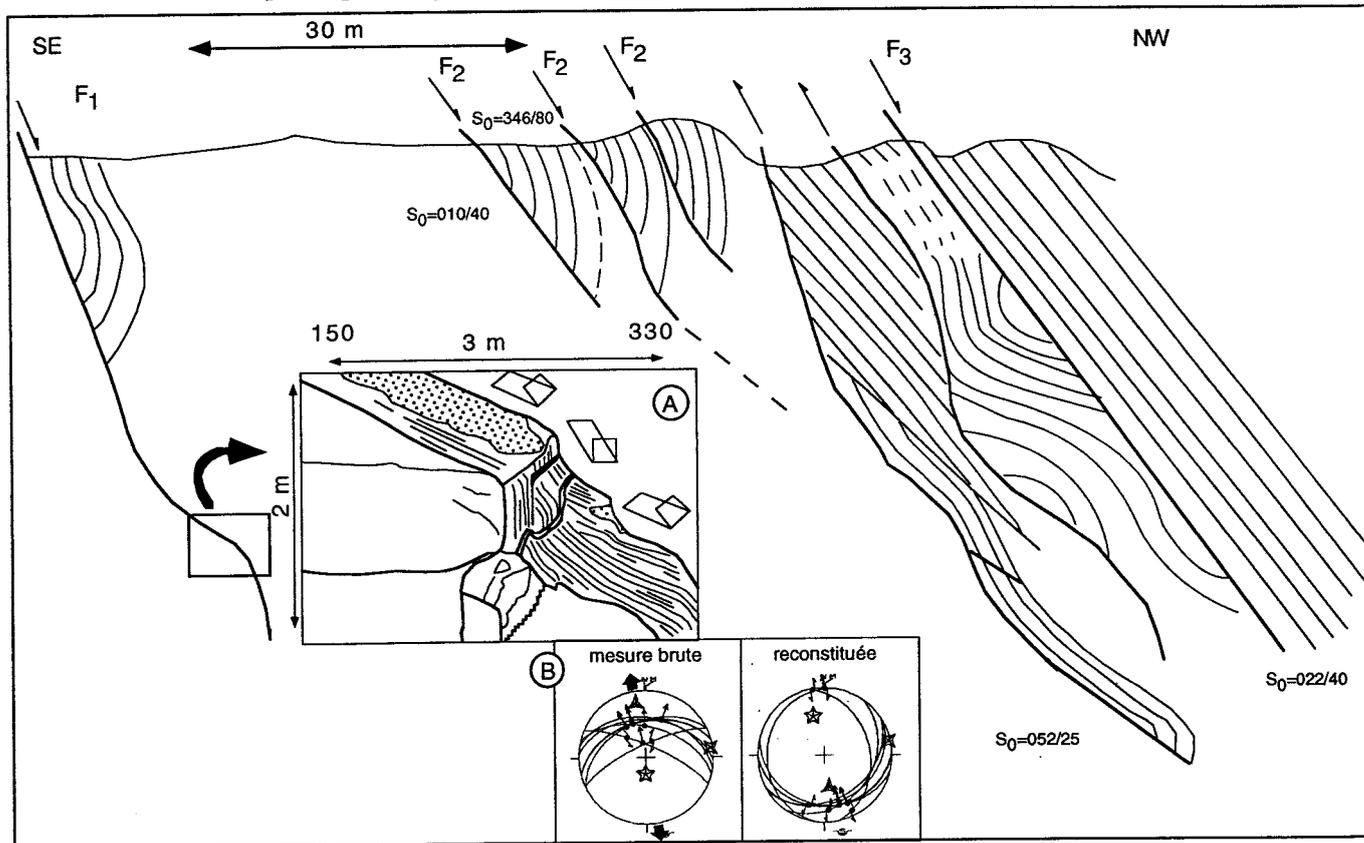


Figure 5-24 Pécsvárad carrière E.

Pécsvárad, keleti kőfejtő.

A la terminaison SE de la carrière on trouve une grande surface de stratification striée. Au dessus de cette surface on distingue une série plissée avec un cisaillement (F_1) vers le NW comme dans la carrière précédente (Figure 5-24, A). Au milieu de la carrière on observe une grande zone couverte de végétation. Vraisemblablement il s'agit là d'une série plus argileuse et plus altérée. La partie NW de la carrière est assez compliquée. Il s'agit de plusieurs petites rampes chevauchant vers le NW (F_2). Ce sont des plans moins inclinés que la stratification. Au sommet de la carrière on observe trois zones de cisaillement l'une sur l'autre.

On distingue aussi des plans plus verticaux qui semblent couper la série d'une autre façon. A côté de ces plans de faille de direction E-W on observe des stries montrant un mouvement oblique dextre- inverse. Au dessus de ces plans subverticaux on observe une série plissée, déformée. Ces séries plissées ont été ensuite tronçonnés par un mouvement banc sur banc (F_3).

A partir des mesures de banc sur banc nous pouvons retrouver la compression originale. Il s'agit une compression NNW-SSE (Figure 5-24, B).

5.4.1.5 Carrières de la route de Bükkösd

Dans le Mecsek occidental il existe plusieurs grandes carrières dans le calcaire et la dolomie d'âge anisien. Elles sont situées sur la route entre Szentlőrinc et Oroszló, près du village de Bükkösd. Elles montrent une série monoclinale avec un pendage de 30-40° vers le NE. On observe des glissements banc sur banc et des failles décrochantes postérieures qui coupent les carrières.

On observe une grande faille inverse de direction E-W (1) qui coupe la stratification indiquant ainsi un mouvement important vers le N, postérieur au basculement des couches (Figure 5-25). On observe également un grand décrochement de direction E-W (2) qui coupe la stratification avec un jeu dextre et un décrochement N-S (3) qui est aussi dextre. Selon la carte géologique (Chikán *et al.* 1984) le décrochement N-S est postérieur au décrochement E-W. Ces observations suggèrent une compression NE-SW antérieure à la compression NW-SE (Figure 5-25).

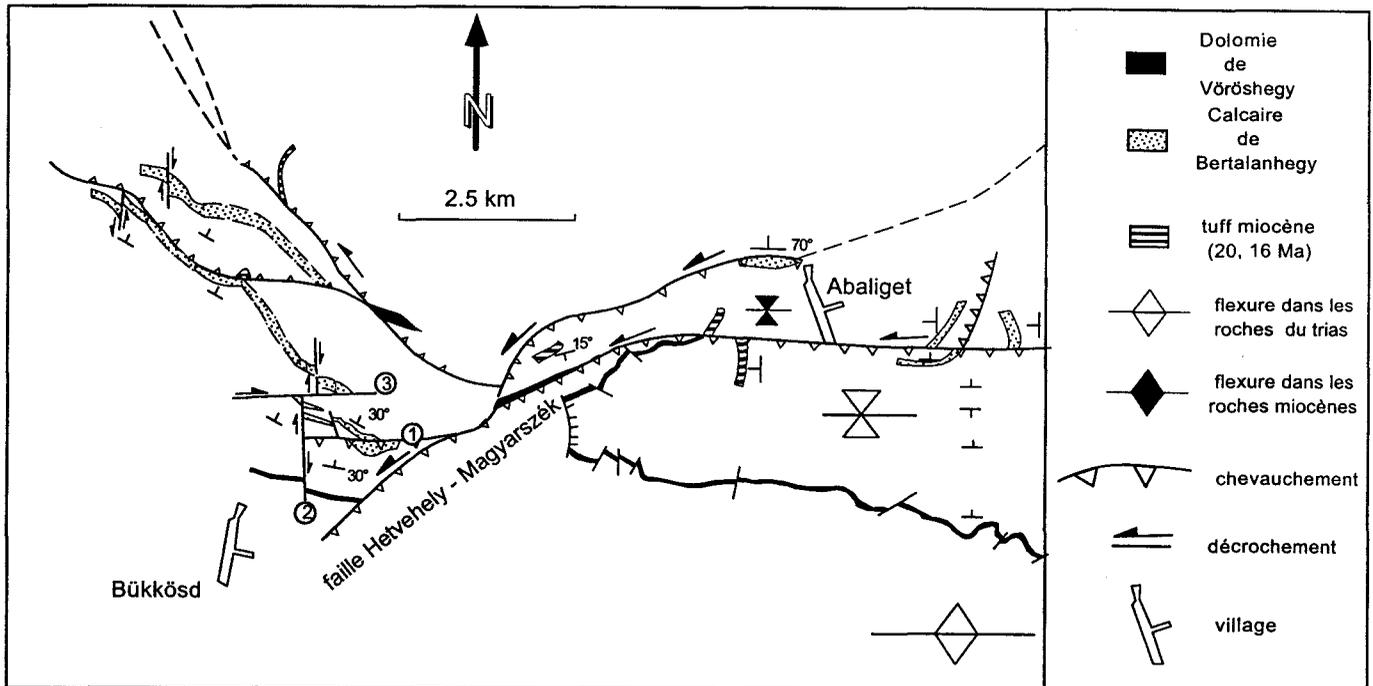


Figure 5-25 Schéma structural des Mecsek Occidental avec trois couches-repères (modifié d'après Chikán *et al.* 1:25000).

A Nyugati-Mecsek szerkezeti vázlatja három réteg (Vöröshegyi Dolomit, Bertalanhegyi Mészkö és Miocén tufaszintek) alapján.

5.4.1.6 Carrière de Kán

Dans le Mecsek occidental il existe une zone étroite de roches mésozoïques de direction NNE-SSW entourée par bassins néogènes. Dans cette zone se trouve la ancienne carrière de Kán (pt 5. sur la Figure 5-9). Elle se situe sur le chemin forestier à la bifurcation entre le village de Kán et la maison des chasseurs.

Un calcaire d'âge anisien y affleure. Le pendage reste monoclinal vers le NE comme dans les carrières de Bükkösd (045/20°). On présente les différentes structures à l'aide de plusieurs coupes portées sur la Figure 5-26.

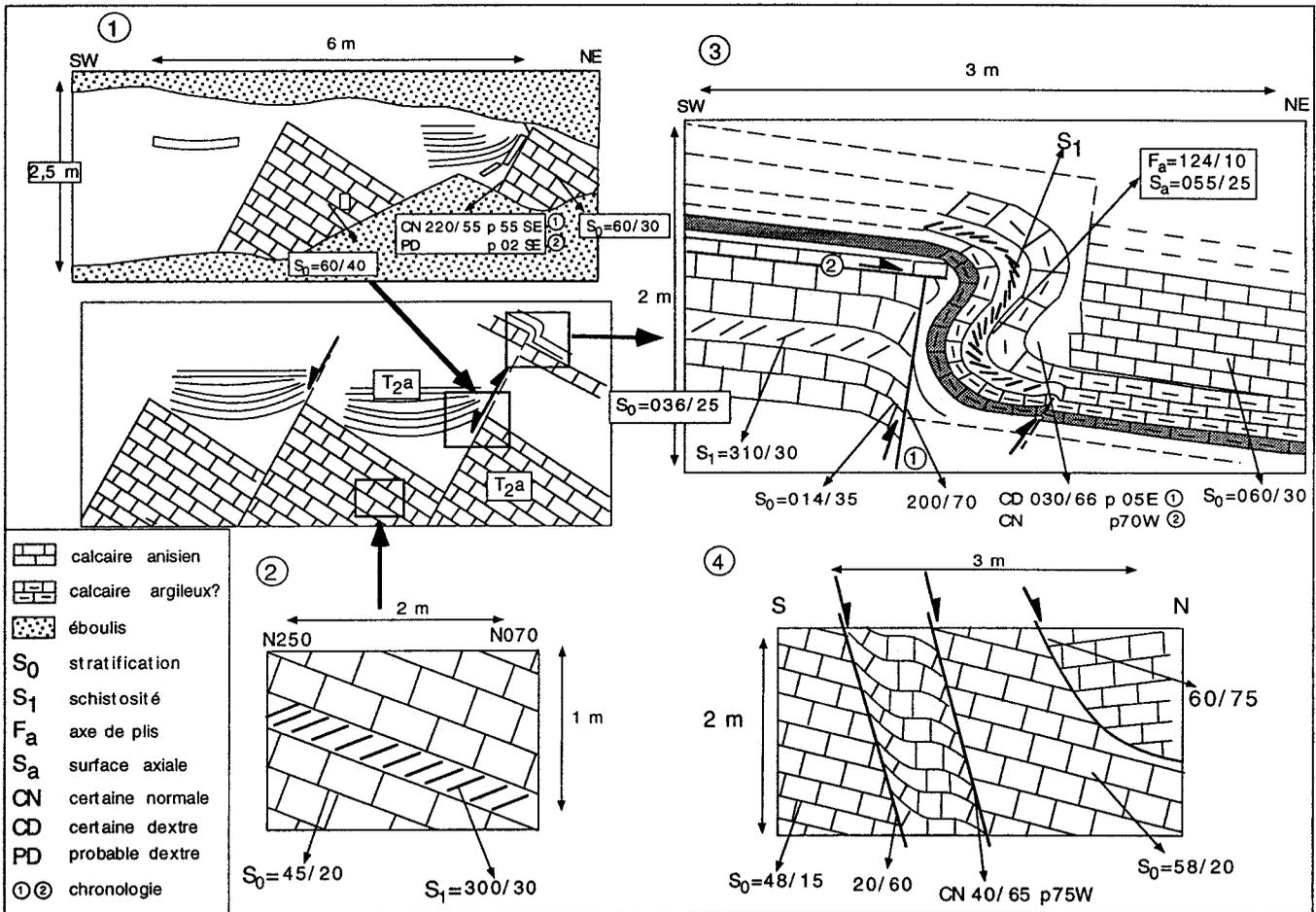


Figure 5-26 Structures et mesures dans la carrière de Kán.

1, structure synsédimentaire triasique. 2, schistosité. 3, « drape fold ». 4, failles normales tardives.

A Káni kőfejtő (anizuszi szinszediment tektonika, palásság, inverzió (drape-folds), normál vetők).

La première est constituée par une série de blocs basculés dont les creux ont été remplis par le même calcaire. (Figure 5-26, 1). Les structures de remplissage du calcaire forment un "plat" indiquant une extension synsédimentaire. D'après la direction des failles il s'agit d'une extension NE-SW. Chikán et Konrád (1982) ont déterminé un important épaissement du calcaire vers l'E ce qui n'est pas contradictoire avec cette observation.

Une schistosité apparaît en plusieurs endroits dans les couches un peu plus argileuses (Figure 5-26, 2). Cette schistosité a une direction NE-SW (300/30°). Elle peut correspondre à celle qui a été observée sur la route d'Abaliget (120/30°), créée lors d'une compression NW-SE.

Un pli ouvert, déjeté vers le NE a été observé au milieu de la carrière (Figure 5-26, 3). Il est local parce que le calcaire aux alentours reste monoclinale. Au SW de ce pli on observe la série monoclinale à pente Nord avec une schistosité normale. Au-delà de la faille verticale la série est plissée avec un flanc renversé. Les couches plissées semblent être plus argileuses et nous pouvons les suivre vers le haut. Vers le NE de ce pli les couches plus argileuses sont à nouveau normales et monoclinales. L'axe du pli est NE-SW parallèle aux deux failles le limitant. La schistosité tourne autour du pli indiquant que le plissement est postérieur. Dans le bloc SW on observe qu'à proximité de la faille les couches se courbent vers la faille. Ceci indique un mouvement inverse. On pense que ce pli s'est formé entre deux blocs stables pendant un soulèvement important à la manière de drape-folds. La direction de la faille est la même que celle de la faille synsédimentaire c'est pourquoi nous pensons ce qu'il s'agit d'une inversion (Figure 5-26). A côté du pli des stries superposées ont été mesurées indiquant deux types de mouvements sur ces failles. Le premier mouvement est un décrochement dextre avec une petite composante inverse et le deuxième un mouvement normal (Figure 5-26, 3).

Enfin, on observe plusieurs failles normales de direction ESE-WNW, et NW-SE (Figure 5-26, 4).

Selon cet affleurement nous pouvons déterminer que la direction NW-SE (WNW-ESE) semble être une direction de faille anisienne qui a été reprise plusieurs fois par la suite. Il s'agit d'une faille synsédimentaire qui a joué ensuite comme une faille inverse dans un décrochement dextre et puis à nouveau comme une faille normale. La schistosité penetrative semble s'être formée pendant une compression NW-SE, durant la phase déjà décrite dans l'affleurement d'Abaliget, antérieurement au décrochement dextre.

5.4.1.7 Résumé pour les plis antérieurs au Néogène

Selon les mesures effectuées dans la série Mésozoïque, on peut déterminer plusieurs phases tectoniques.

(1) *une phase synsédimentaire au Trias moyen* inconnue jusqu'à aujourd'hui.

(2) *une phase synsédimentaire de direction NW-SE au jurassique inférieur.* Cette observation rentre bien dans le modèle existant au lias (Nagy, 1971).

(3) nous pouvons renforcer l'idée de Wein (1967) et de Némedi Varga (1983) suggérant *qu'une forte compression de direction NW-SE avec une vergence NW* existait vraisemblablement *au Crétacé supérieur.* On a observé une clivage synchrone du premier plissement apparaissant à une température plus élevée (100-200°). *Le plissement est le résultat de mouvements banc sur banc quelquefois associés à des petites rampes.* On présente un bon exemple pour *la série renversée* qui jusqu'à ce n'était pas connu.

(4) plusieurs phases cassantes tardives affectent les séries plissées mésozoïques.

5.4.2 Les Ecailles du Nord

Données cartographiques

Les Ecailles du Nord sont très bien définies par leur morphologie et par les roches qu'elles contiennent. Géographiquement elles se situent entre les villages de Magyaregregy et de Nagymányok. Il s'agit d'une zone élevée de direction E-W, constituée de roches d'âge mésozoïque (Figure 5-27). Des couches de charbon d'âge jurassique inférieur, épaisses de 700 m, se trouvent aussi dans cette bande déformée. Plusieurs sondages et puits y ont été forés pour chercher du charbon, c'est pourquoi cette zone est assez bien connue par les géologues miniers. Il s'agit de couches fortement plissées selon un axe E-W (Maul, 1971). Il est assez difficile d'établir une coupe stratigraphique complète parce qu'il y a plusieurs formations qui manquent à cause de la tectonique importante.

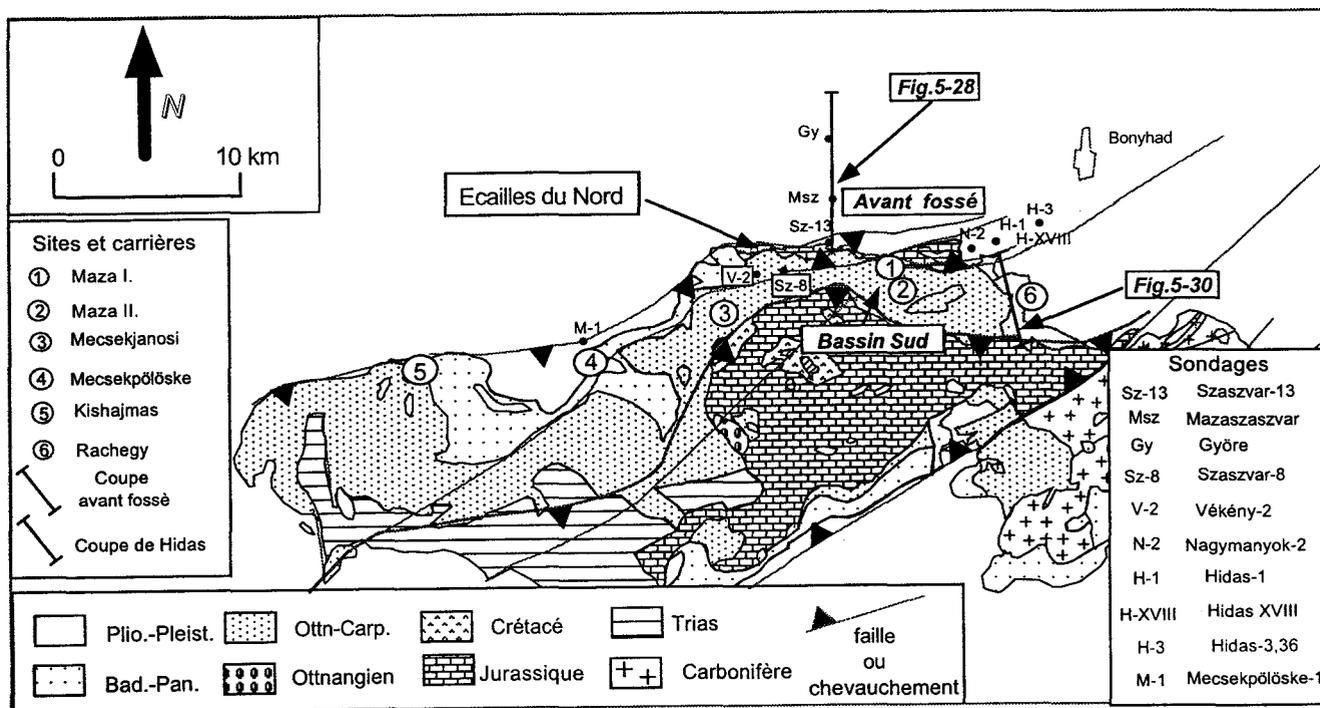


Figure 5-27 Localisation des affleurements et des sondages cités dans les Ecailles du Nord.

Az Eszaki pikkely feltárásainak elhelyezkedése.

Vers le Sud, parallèlement à cette zone élevée, un bassin néogène (Miocène inférieur et moyen) se trouve entre les Ecailles du Nord et la masse mésozoïque du Mecsek. Ce bassin est étroit, et selon les éléments cartographiques, très plissé (Wein, 1961, 1965).

L'élément le plus important pour la connaissance géologique s'avère être le sondage de Szászvár 13 (Figure 5-27, Figure 5-28). Il se situe dans le village de Szászvár, au Nord des Ecailles du Nord. Selon Kleb (1973) le sondage commence au sommet du sable Pannonien supérieur jusqu'à 87 mètres. Entre 87 m et 330 m, il traverse les volcanites d'âge crétacé inférieur. Sous une zone faillée (chevauchement) on trouve une nouvelle fois la série Pannonienne supérieure jusqu'à 640 mètres. Le sondage se termine dans le calcaire d'âge triasique moyen. Entre le Trias moyen et le Pannonien supérieur se situe un conglomérat de base indiquant la première transgression au Nord des Ecailles du Nord. Le bassin pannonien est plus épais (plus de 800 m) à proximité des écailles (Kleb 1973) et devient moins profond vers le Nord. D'après ces arguments tirés de la littérature on peut interpréter ce bassin comme un avant-fossé au front d'un chevauchement (Figure 5-28).

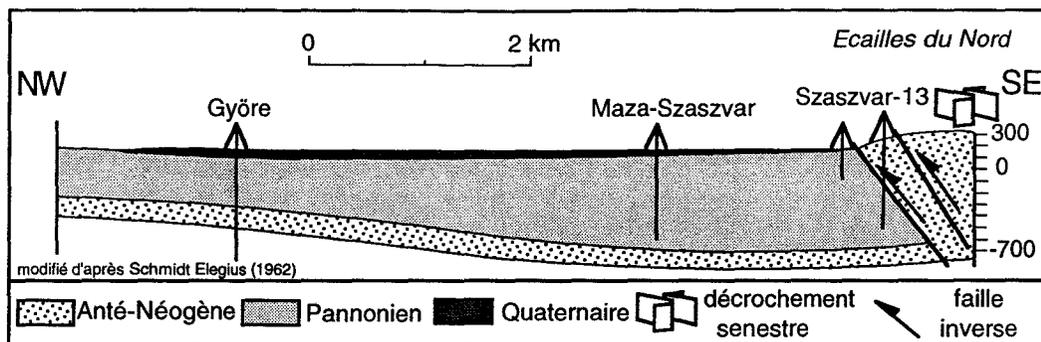


Figure 5-28 Coupe schématique de l'avant-fossé au Nord

modifié d'après Schmidt Elegius, (1962).

Az északi előmélység földtani szelvénye.

D'après sa cartographie détaillée Wein (1965) a déterminé deux directions de chevauchements: à la fois vers le Sud et vers le Nord. Il a séparé ces chevauchements dans le temps. Selon lui le premier est à vergence Sud et le deuxième à vergence Nord (Wein, 1967). A partir des éléments cartographiques il a déterminé une composante décrochante de 1 km le long des failles inverses (Wein, 1965).

Hámor (1970) a supposé que ces deux chevauchements vers le Nord et vers le Sud se sont formés au même moment (Figure 5-29, A, interprétation de Tari). L'âge de cette déformation est, selon lui, pannonien supérieur parce que dans le sondage Szászvár 13 on trouve du Pannonien supérieur basal en dessous du chevauchement (Figure 5-27, Figure 5-29). Il a trouvé aussi une composante horizontale importante. Selon lui, le rejet décrochant peut atteindre 1-2 km. Vers le Sud, à partir de plusieurs sondages dans le bassin néogène, Hámor (1970) a déterminé plusieurs chevauchements dans les couches miocènes (Szászvár-8, Vékény-2) (Figure 5-27).

Récemment Tari (1992) a donné un modèle plus général des Ecailles du Nord. Il a proposé un modèle tectono-sédimentologique où le moteur de la sédimentation est un grand décrochement senestre de direction E-W. Il a réinterprété les coupes existantes comme des structures en fleur (Figure 5-29, A) en transpression. Son modèle montre un petit bassin étroit au Miocène inférieur et moyen à côté d'un faille décrochante senestre avec une composante normal (Figure 5-29, B). A partir du Miocène supérieur cette composante a changé et elle est devenue compressive. Ces éléments compressifs sont observables jusque dans les sédiments quaternaires (Figure 5-29, C).

Malheureusement, la problématique des Ecailles du Nord est un peu plus complexe. Par exemple nous n'avons pas de réponse à la question suivante: pourquoi l'ensemble du Mecsek a-t-il chevauché vers le Nord (Figure 5-29, C) et pourquoi y-a-t-il eu ce changement dans la composante du décrochement.

A cause du manque d'affleurements il sera difficile à répondre à toutes ces questions, mais j'espère ajouter quelques informations supplémentaires à l'aide de mes observations de terrain.

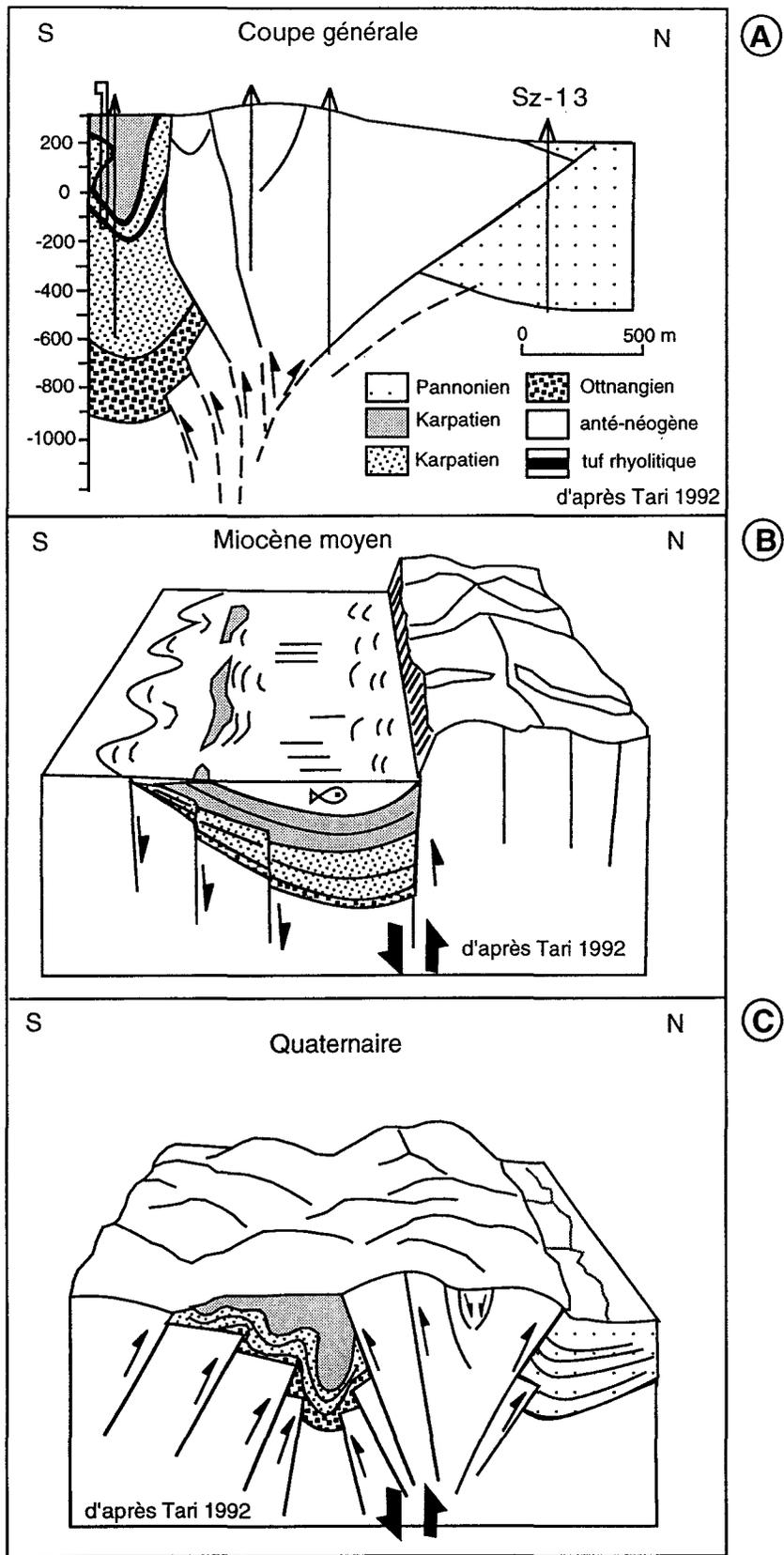


Figure 5-29 Modèle tectono-sédimentologique pour les Ecailles du Nord selon Tari, 1992.

Az Eszaki pikkely tektono-szedimentológiai modellje.

La terminaison orientale de l'expression en surface des Ecailles du Nord se trouve près d'une mine de charbon d'âge miocène moyen, qui nous donne des informations géologiques complémentaires. Földi (1966) a publié une carte géologique de la région fondée sur plusieurs dizaines de sondages et sur une cartographie détaillée. Entre le Sarmatien et le Pannonien inférieur discordants il a déterminé une première phase pllicative (Figure 5-30, coupe). L'axe des plis est E-W et ENE-WSW. Selon lui le raccourcissement le plus important s'est produit après le Pannonien inférieur selon les mêmes directions qu'auparavant. Le Pannonien supérieur transgresse sur une surface érodée. En se fondant sur des arguments topographiques il a supposé, que au sud les roches mésozoïques chevauchent le Miocène (Figure 5-30, coupe).

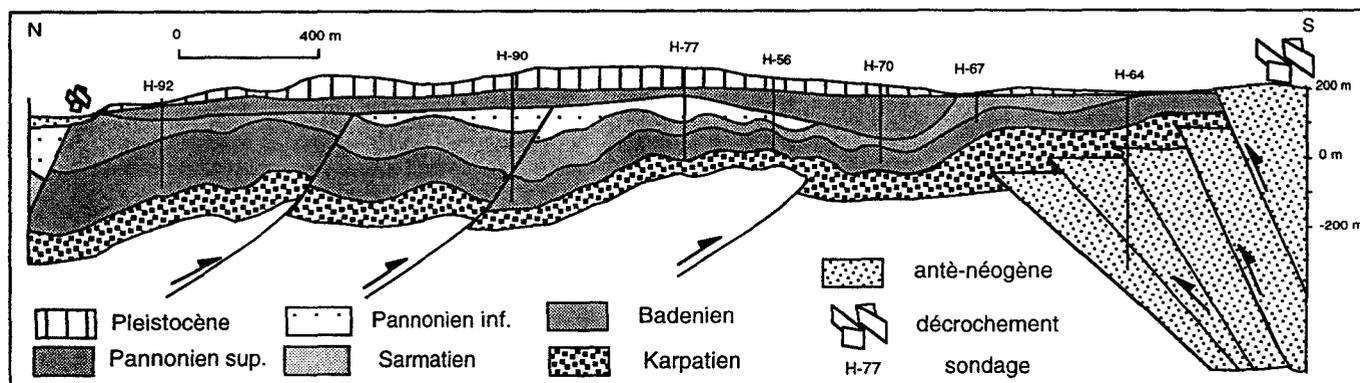


Figure 5-30 Coupe schématique du bassin au Sud des Ecailles du Nord

modifié d'après Földi (1966).

Az Eszaki pikkely déli medencéjének földtani szelvénye.

Les écailles du Nord ont continué à se soulever par rapport aux alentours, mais ces indices ne peuvent être observés qu'en sondage. Les couches mésozoïques observées dans le sondage de Nagymányok-2 à une altitude de 200 m, de Hidas-1 à une altitude de 150 m, de Hidas XVIII à une altitude 145 m montrent la disparition de cette zone vers l'Est (carte géologique M=1: 10000, 1970). Plus à l'Est, vers Bonyhád, les Ecailles du Nord se trouvent à -100 mètres d'altitude (Hidas-3, Hidas-36) (Figure 5-27).

A la terminaison occidentale, Hámor (1970) a déterminé plusieurs axes de plis de direction E-W et ENE-WSW. Il a démontré, que ces plis indiquent un chevauchement vers le N, mais il n'a donné aucune description ou exemple. Sur la carte géologique on peut tracer les chevauchements vers le Nord en suivant les éléments déformés dans le Miocène. Il existe une ligne où les couches sont verticales. On propose que les failles limitants ces écailles correspondent à cette ligne où les pentes sont subverticales. Dans le sondage de Mecsekpölöske-1 (Figure 5-27), nous observons encore ces chevauchements. La description du sondage montre que sur la série inférieure à pendage horizontal, on passe à une zone faillée de 200 m (chevauchement), puis la série plissée, et basculée qui suit. D'après la description du Mecsek Occidental par Chikán (1994) nous pouvons supposer la continuation vers l'Ouest de cette zone, mais elle apparaît de façon moins claire. Selon plusieurs auteurs cette disparition (?) des Ecailles du Nord à l'Ouest se résout par une faille NNW-SSE (Hámor, 1970, Bergerat et Csontos, 1988 et Csontos et Bergerat 1992). Cette faille peut exister dans les séries néogènes au Nord, mais la carte géologique montre qu'elle ne tranche pas les structures mésozoïques dans la continuation de la faille NNW-SSE au Sud (Lovász et Wein, 1974, Hetényi *et al.* 1982).

Etudes microtectoniques

Les observations de terrain sont présentées suivant la situation géographique des affleurements dans les Ecailles du Nord. Après la présentation de ces observations, une esquisse de l'évolution géologique de la région sera proposée.

5.4.2.1 Carrière de Máza I.

Cette carrière se trouve à la terminaison méridionale du village de Máza à l'Est du chemin forestier (Figure 5-27). Il s'agit d'une ancienne carrière de tuf rhyolitique qui se trouve dans le bassin miocène du Sud des écailles mésozoïques. L'âge radiométrique de ce tuf est environ 20 Ma (Hámor *et al.* 1980). La carrière se situe après la limite méridionale des Ecailles du Nord.

Dans la carrière de Máza, on observe des failles décrochantes dextres de direction NNW-SSE, N-S et NE-SW (Figure 5-31, toutes les mesures). Les décrochements senestres présentent des directions NNE-SSW, NE-SW et E-W. Ces failles décrochantes indiquent trois couples de décrochements conjugués (Figure 5-31). Après séparation des différentes familles conjuguées, nous pouvons déterminer les différents champs de paléo-contrainte. Nous n'avons pas pu observer de superposition de stries c'est pourquoi la séparation des failles ne donne pas de chronologie relative (Figure 5-31, A, B, C). Parfois les calculs de paléo-contrainte montrent une rotation secondaire parce qu'en général on suppose que l'axe de compression se présente entre les failles conjuguées. C'est pourquoi on a supposé une direction vraisemblable de compression selon les méthodes graphiques (les flèches blanches sur la Figure 5-31). Les axes de compression (σ_1) varient entre N-S et NE-SW. Ces rotations apparentes du champ de contrainte peuvent s'expliquer par la rotation de blocs ou par la rotation des paléo-contraintes. Pour déterminer les causes de ces rotations nous ferons appel aux résultats paléomagnétiques dans le chapitre 6.2. (Figure 5-31, D) Quelques failles inverses de direction NE-SW n'entrent aisément dans aucun des champs de contrainte déterminés. Ces failles peuvent indiquer une compression NW-SE. Il est certain que toutes ces failles ne peuvent pas se produire dans une seule zone de décrochement senestre E-W, comme cela a été supposé par Tari (1992). Par exemple nous ne pourrions pas observer dans une direction de faille des jeux décrochants différents (N020-030 à la fois dextre et senestre)(Figure 5-31). L'âge de ces déformations est post-Ottangien, mais reste peu contraint.

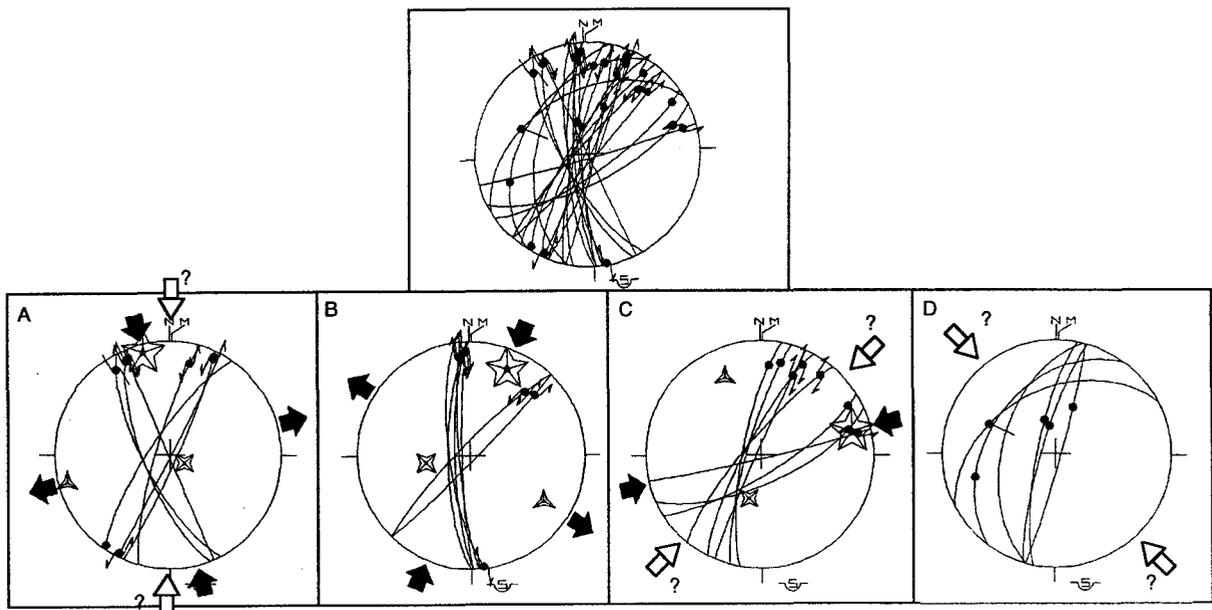


Figure 5-31 Calcul des paléo-contraintes au site Máza I.

Paleofeszültségi fázisok.

5.4.2.2 Affleurement de Máza II.

Le deuxième affleurement de Máza se situe sur le même chemin forestier, vers le sud après une grande courbe du chemin. Nous sommes là au coeur de la synforme du Bassin miocène se situant au sud des Ecailles du Nord. A cet endroit on observe des phases tectoniques anté- et post-basculément.

Dans cet affleurement des sables d'âge Miocène inférieur (ottnangien) sont exposés. L'âge de cet affleurement a été déterminé par le niveau de tuf qui se trouve en dessous. Malheureusement la qualité de l'affleurement de tuf est mauvaise pour les observations tectoniques.

Une faille divise l'affleurement en deux compartiments NW et SE. Dans le compartiment NW la série commence avec un sable moyen de couleur grise (Figure 5-32). Au dessus vient un autre sable blanc fin. Dans la partie NW, on trouve une deuxième couche mince de sable gris. Celle-ci n'apparaît pas dans le compartiment SE (Figure 5-32). Vers le haut, nous observons un troisième sable fin de couleur grise. L'affleurement se termine avec des loess. Dans le compartiment SE de l'affleurement une série « chaotique » se présente à la faveur de la faille principale (Figure 5-32). Les pendages assez forts (45°) montrent un basculement postérieur au dépôt.

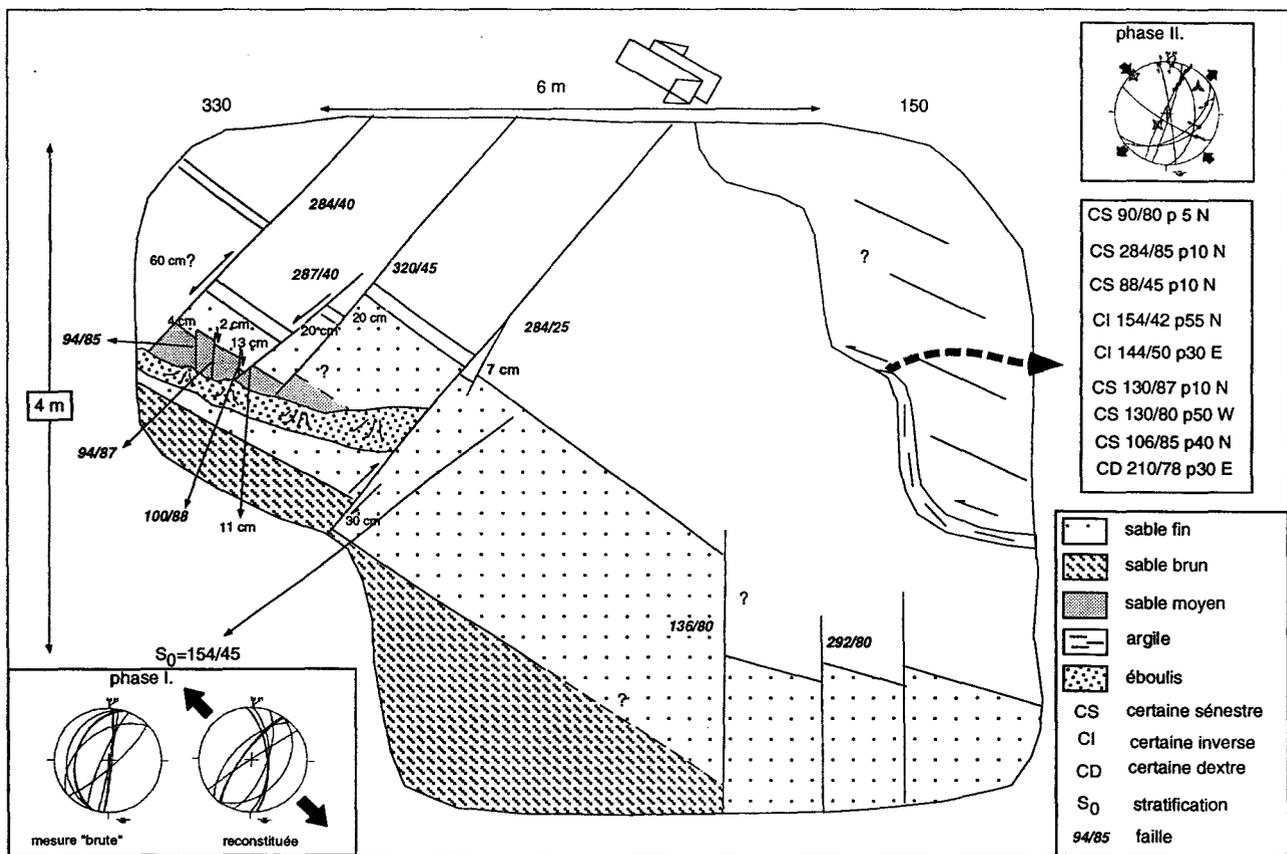


Figure 5-32 Coupe et structures de Máza II.

Máza II. feltárás.

Etude microtectonique

Plusieurs failles traversent la série sableuse. Sur ces failles une calcification s'est produite qui facilite leur observation. On distingue deux familles de failles différentes.

(1) **La première famille** de direction N-S coupe la série au dessous de la grande faille principale (Figure 5-32). Ces failles sont soit verticales soit pentées à 30-40°. Ce sont des failles conjuguées (Figure 5-32), mais basculées ultérieurement. En général, il s'agit des failles normales. Vers le NW nous observons ces petites failles normales conjuguées (Figure 5-32), mais elles disparaissent vers le haut. Nous observons aussi que l'épaisseur de la série change de part et d'autre des failles. Ces arguments montrent que l'extension anté-basculement était synchrone du dépôt des sables ottnangiens. Malheureusement nous n'avons pas pu observer de strie sur les miroirs de failles.

Les grandes failles peu pentées vers le NW (Figure 5-32, (284/40, 320/45, 284/25) ont certainement joué après cette première phase d'extension car on observe actuellement pour ces failles un rejet inverse. Elles ont donc probablement joué comme des failles inverses après leur premier jeu normal.

Après avoir remis la stratification à l'horizontale nous pouvons déterminer l'extension synsédimentaire anté-basculement. A partir du stéréogramme de failles normales conjuguées "débasculées" nous pouvons estimer une extension WNW-ESE (NW-SE) (Figure 5-32).

(2) **Le deuxième groupe de failles** se présente dans le compartiment SE de l'affleurement. Ici se trouve une zone faillée avec des failles inverses NE-SW, des failles senestres N-S et dextres NW-SE.

Le calcul du tenseur de paléo-contraintes montre qu'il s'agit de failles (Figure 5-32) caractérisant une compression NW-SE. Les failles inverses semblent recouper le loess au toit de l'affleurement, montrant ainsi un rejeu récent. L'observation de ces failles inverses correspond très bien avec la carte géologique (Wein, 1965; Hetényi *et al.* 1982) où on observe une faille inverse à peu près au même endroit et de même direction.

5.4.2.3 Affleurement de Mecsekjános

Sur le côté Nord de la route entre Mecsekjános et Kisbattyán se trouve la décharge communale de la ville de Komló. Cet affleurement est situé sur le bord SW du bassin miocène au sud des Ecailles du Nord (Figure 5-27). A cet endroit, il existe deux affleurements importants. Le premier permet d'observer le style de plissement existant dans le Badénien inférieur. Le deuxième illustre l'activité tectonique pendant le Pannonien et les mouvements gravitaires post-pannoniens.

A, Affleurement du Badénien inférieur

Le premier affleurement a été décrit stratigraphiquement par Hámor (1970). Il s'agit d'une succession régressive d'âge badénien inférieur. On y observe des argiles blanches, grises et des sables fins et moyens en alternance.

Etude microtectonique

Dans la carrière, nous observons la série avec des pendages variés. L'affleurement présente un pli de direction E-W à vergence Nord (Figure 5-33). Dans le flanc inverse, la stratification est verticale ou sub-verticale et pentée vers le Sud (Figure 5-33). Au milieu de l'affleurement le pendage sur ce flanc inverse devient complètement vertical. Dans la partie N de l'affleurement, on constate que ce flanc devient normal car la stratification est verticale ou sub-verticale (80-85°), mais alors pentée vers le N (Figure 5-33). Dans la partie Sud de l'affleurement sur le flanc normal le pendage est aussi vers le N, mais avec un pendage de 30-40°. A partir des mesures de stratification des deux flancs nous pouvons construire l'axe du pli : 282/30 (Figure 5-33).

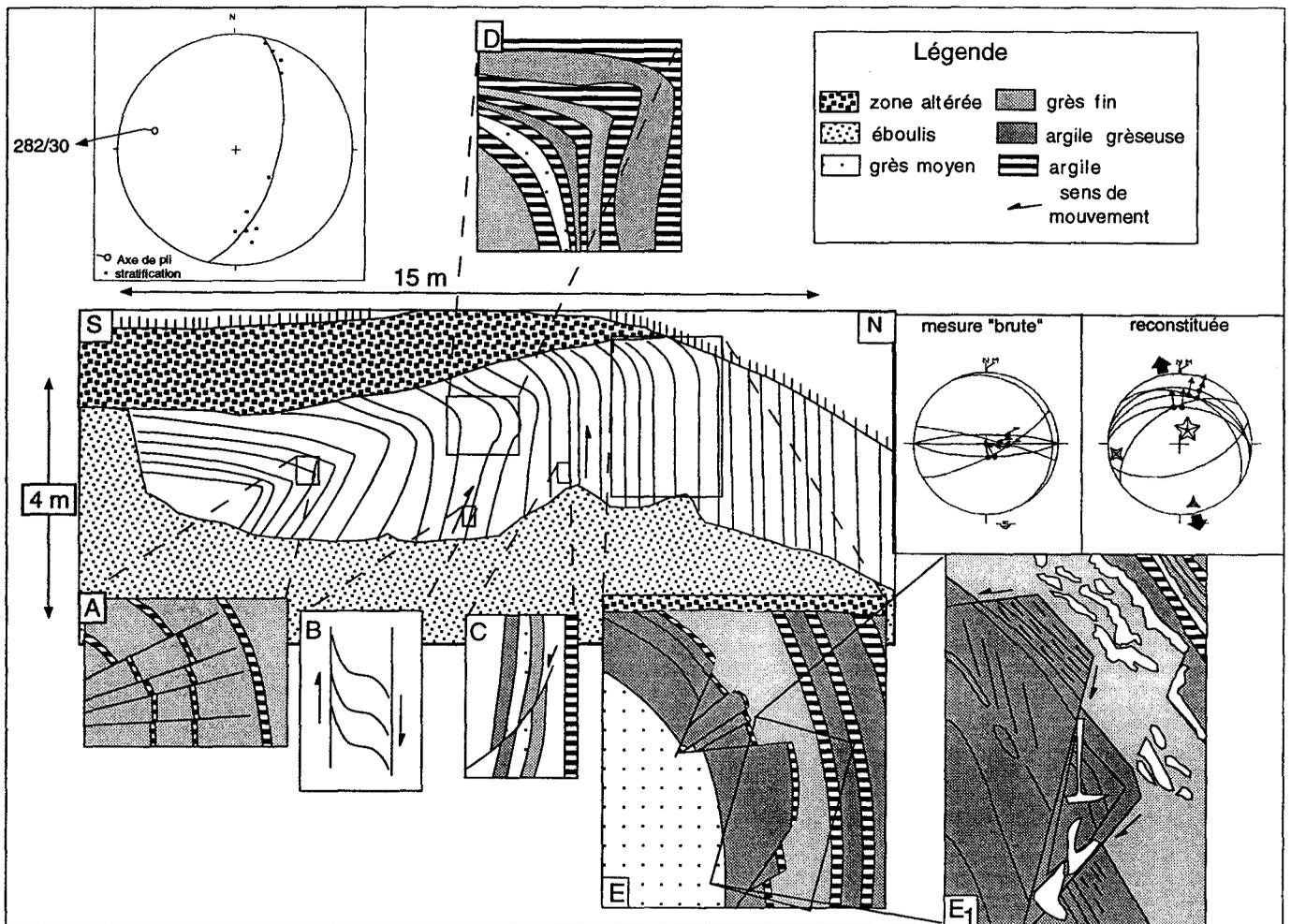


Figure 5-33 Mecsekjános. Le pli dejeté et les failles synsédimentaires.

Mecsekjános, gyűrődés és szinszediment tektonika.

Sur le front de taille on observe plusieurs microstructures liés à ce pli. Sur le détail "A" (Figure 5-33) figurent des failles au coeur de l'anticlinal. Ces failles présentent un petit rejet, mais n'affectent pas les couches d'argiles sus-jacentes. Quelquefois sur la stratification on observe un cisaillement banc sur banc indiqué par les "schistosités" de type S-C (Figure 5-33, B). A cause de ces mouvements banc sur banc des petites failles inverses recoupant la stratification se présentent également (Figure 5-33, C). Dans la charnière à cause des cisaillement sur les flancs vers le coeur, les roches bourrent (dessin détaillé "D" (Figure 5-33) et forment un pli secondaire, dysharmonique. A cause de cette accumulation le pli ouvert passe à un pli en chevron vers l'extrados.

Au centre du front de taille, sur le flanc vertical du pli, on observe des failles normales de direction E-W qui se terminent vers le haut de la série. De part et d'autre de ces failles, les épaisseurs des sables changent. Ces failles sont soit peu pentées ($0-10^\circ$) soit verticales ou presque verticales. Dans leur position actuelle, ces sont des failles normales sauf quand elles sont pentées vers le S, dans ces cas elles sont inverses (Figure 5-33, E). Sur les miroirs des failles on observe des stries « dip-slip ». Toutes ces observations montrent que ces failles sont normales conjuguées et synsédimentaires, elles sont créées avant le basculement-plissement des couches.

Après avoir remis la stratification à l'horizontale le calcul de paléo-contrainte montre une extension N-S (Figure 5-33, F). A partir des éléments présentés l'âge de cette extension est badénien inférieur.

B, Affleurement de Pannonien

Plus proche de la route, au même endroit, existe un deuxième affleurement. Dans celui-ci se trouve un sable fin, quelquefois intercalé avec des bancs de grès. Ces grès sont identiques aux sables, mais ils ont été lithifiés postérieurement par la calcite. Selon Kleb (1973) l'âge de ces sables est Pannonien supérieur. Dans le sable on trouve des galets et blocs affaissés (Figure 5-34) de 10-15 cm de diamètre arrondis. Ces blocs sont composés de couches argileuses, sableuses, similaires en lithologie à l'affleurement badénien inférieur visité précédemment. Le matériel de ces blocs suggère qu'ils n'ont pas été pas beaucoup transportés. Ces observations montrent que pendant le Pannonien supérieur les roches d'âge badénien inférieur constituaient la falaise du lac pannonien supérieur. Puisque les roches des badénien inférieur s'érodent très vite, on suppose une morphologie accentuée due au plissement juste avant ou synchrone du dépôt du Pannonien supérieur.

Parallèlement au plan de taille principal (Figure 5-34), on observe une faille normale qui rejette les roches vers le N (coupe A-B). Le long du plan de faille on observe des argiles rouges. Nous n'avons pas pu déterminer le rejet exact parce que de l'autre côté de la faille les roches ne sont pas observables.

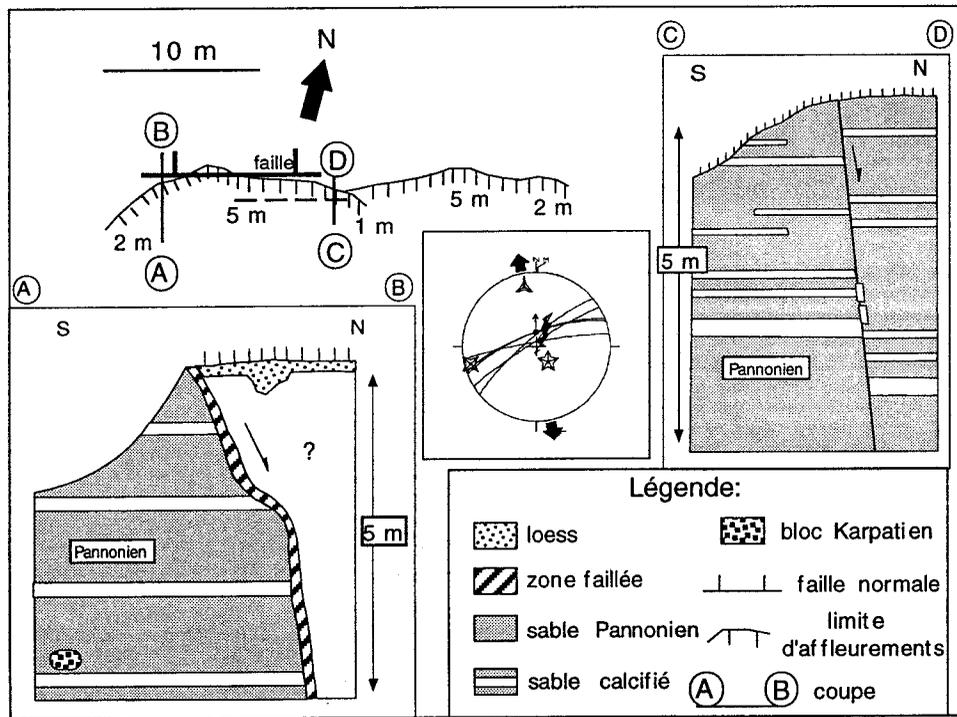


Figure 5-34 Mecsekjánosi, structures dans le Pannonien.

Mecsekjánosi pannon homokbánya.

Il existe aussi des failles normales dans la série sableuse (Figure 5-34, coupe C-D). Elles sont parallèles à la grande faille décrite ci-dessus et elles rejettent les couches de 30 à 50 cm. Le long de ces failles nous observons des blocs exotiques (Figure 5-34, coupe C-D). Sur la falaise on distingue des mouvements gravitaires en plusieurs endroits. Il est probable que ces failles normales n'ont pas une origine purement tectonique. Les mesures de failles montrent qu'il s'agit des failles verticales ou sub-verticales avec des stries « dip-slip ». Ces observations renforcent l'hypothèse d'un mouvement gravitaire récent, car il semble affecter le loess et l'argile rouge (Figure 5-34, coupe A-B).

5.4.2.4 La terminaison Occidentale

La continuation des Ecailles du Nord vers l'Ouest est douteuse. On présente ici deux affleurements qui peuvent être situés dans l'axe de cette zone.

Affleurement de Mecsekpölöske

Derrière la première maison du village Mecsekpölöske, le long de la route venant de Komló, on observe un petit affleurement (pt.4 sur la Figure 5-27). L'affleurement commence par un sable fin et moyen qui a été exploité par le propriétaire de la maison (Figure 5-35). Sur ce sable repose un conglomérat avec des galets quartzeux arrondis. Vers le haut nous observons des sables rouges induits de limonite. La série se continue après un deuxième lit de conglomérat avec des cailloux différents (quartz, calcaire, volcanite). Enfin elle se termine par des loess. Le pendage est vers le Nord (350/20). Il démontre un basculement postérieur au dépôt original. D'après Chikán (1991) l'âge de cet affleurement est pannonien supérieur.

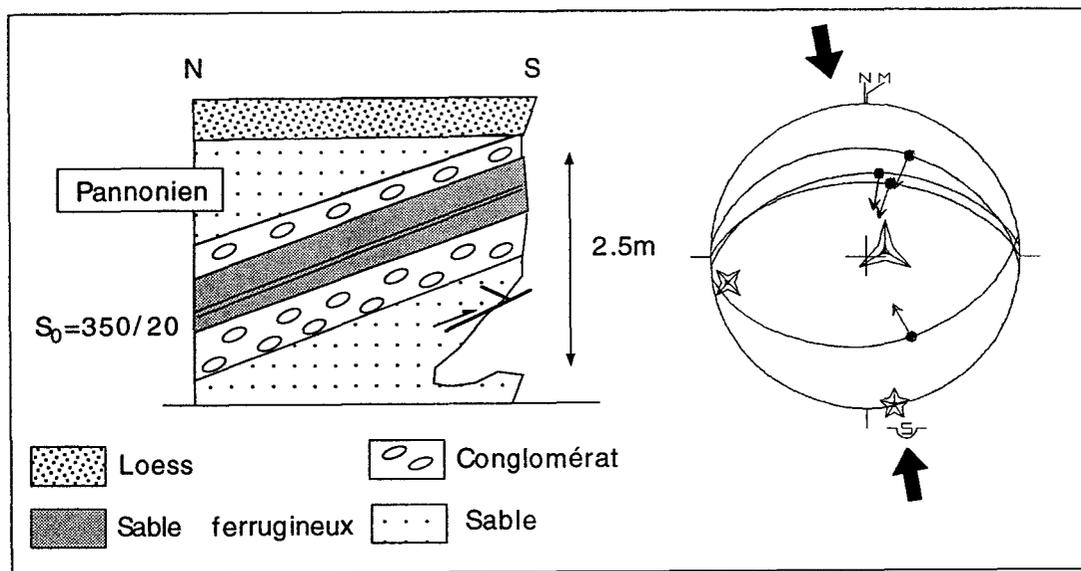


Figure 5-35 Stratigraphie et structure de l'affleurement de Mecsekpölöske.

Mecsekpölöske komlói út menti feltárás.

Etude microtectonique

Sur la partie W de l'affleurement on observe quelques petites failles inverses. Le sens du glissement a été déterminé à partir des traces d'objets striateurs. D'après les mesures de failles il s'agit d'un système conjugué, mais sans basculement (Figure 5-35) L'axe de la compression est N-S. Il s'agit donc de failles inverses postérieures au Pannonien supérieur.

En conclusion, on peut donc dire qu'après le Pannonien supérieur ces roches ont été d'abord basculées, car les couches ne sont pas horizontales et qu'elles ont été ensuite faiblement déformées par une compression N-S.

Affleurement de Kishajmás

Le deuxième affleurement est d'importance pour la détermination de l'âge de la déformation pllicative. Jusque la on a observé une forte déformation des roches d'âge ottnangien et badénien inférieur et une faible déformation du Pannonien supérieur. Cet affleurement semble déterminer l'âge d'un important plissement.

Il s'agit d'une ancienne exploitation d'argile utilisée pour la faïence situé au Nord du village de Kishajmás juste à côté de l'ancienne route nationale entre Szentlőrinc et Oroszló. L'affleurement est situé sur le bord septentrional du bassin miocène exposé dans le Mecsek occidental (pt. 5 sur la Figure 5-27).

Dans cet affleurement, on observe des calcaires gréseux pentés ($30-50^\circ$) vers le NE. L'âge de ce calcaire gréseux est badénien. Sur sa surface érodée repose une argile grise et noire. Le pendage de l'argile est beaucoup moins fort ($060/5^\circ$) que celui du calcaire. Dans cette argile, on observe des fossiles. D'après les fossiles échantillonnés l'âge de l'argile est pannonien supérieur (Müller, 1996). Ces observations montrent que le basculement (plissement) de roches badéniennes s'est effectué avant le Pannonien supérieur et qu'ensuite il y a eu un léger basculement à cet endroit. Une synthèse de ces observations est présentée par une coupe théorique (Figure 5-36).

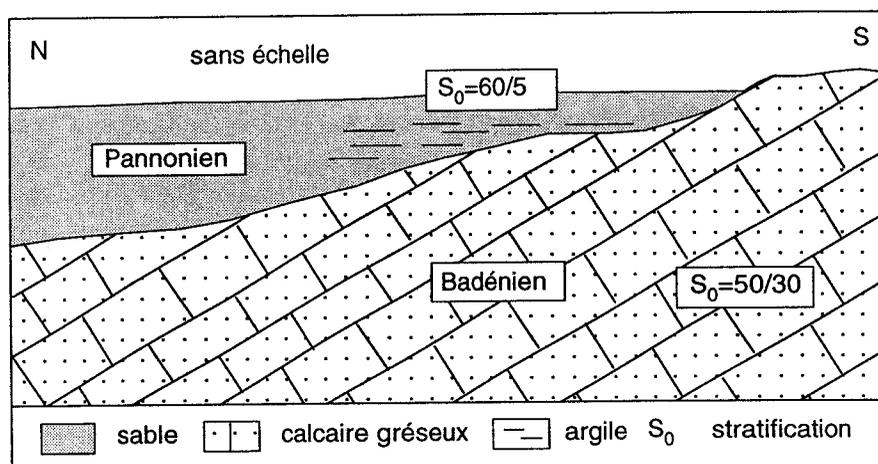


Figure 5-36 Kishajmás. Coupe schématique.

Kishajmás szerkezeti interpretációja.

5.4.2.5 La terminaison Orientale

Carrière de Ráchegy

Le prochain affleurement se situe sur le bord oriental du bassin néogène à l'est des Ecailles du Nord. En face de la station service, sur le côté Est de la route Nationale 6, avant d'arriver à Mecseknádasd se trouve une ancienne carrière de sable (pt.6 sur la Figure 5-27). On y trouve du sable jaune intercalé avec des argiles grises. Vers le haut de la série on observe un accroissement de la taille des grains pour former plus haut un conglomérat. Selon la carte géologique de Földi (1966) l'âge des roches de cette carrière est Pannonien supérieur

L'exploitation du sable s'est produite sur deux niveaux différents. Le premier, le niveau haut, est à peu près sans failles. Ici on observe un pendage important vers le SE ($120/30^\circ$). Dans le niveau bas de la partie SE on observe plusieurs familles de failles.

La coupe relevée a été construite suivant deux directions (Figure 5-37). La première est NW-SE: on y voit les couches basculées (direction perpendiculaire au pendage). La deuxième est dirigée NE-SW, parallèlement au pendage.

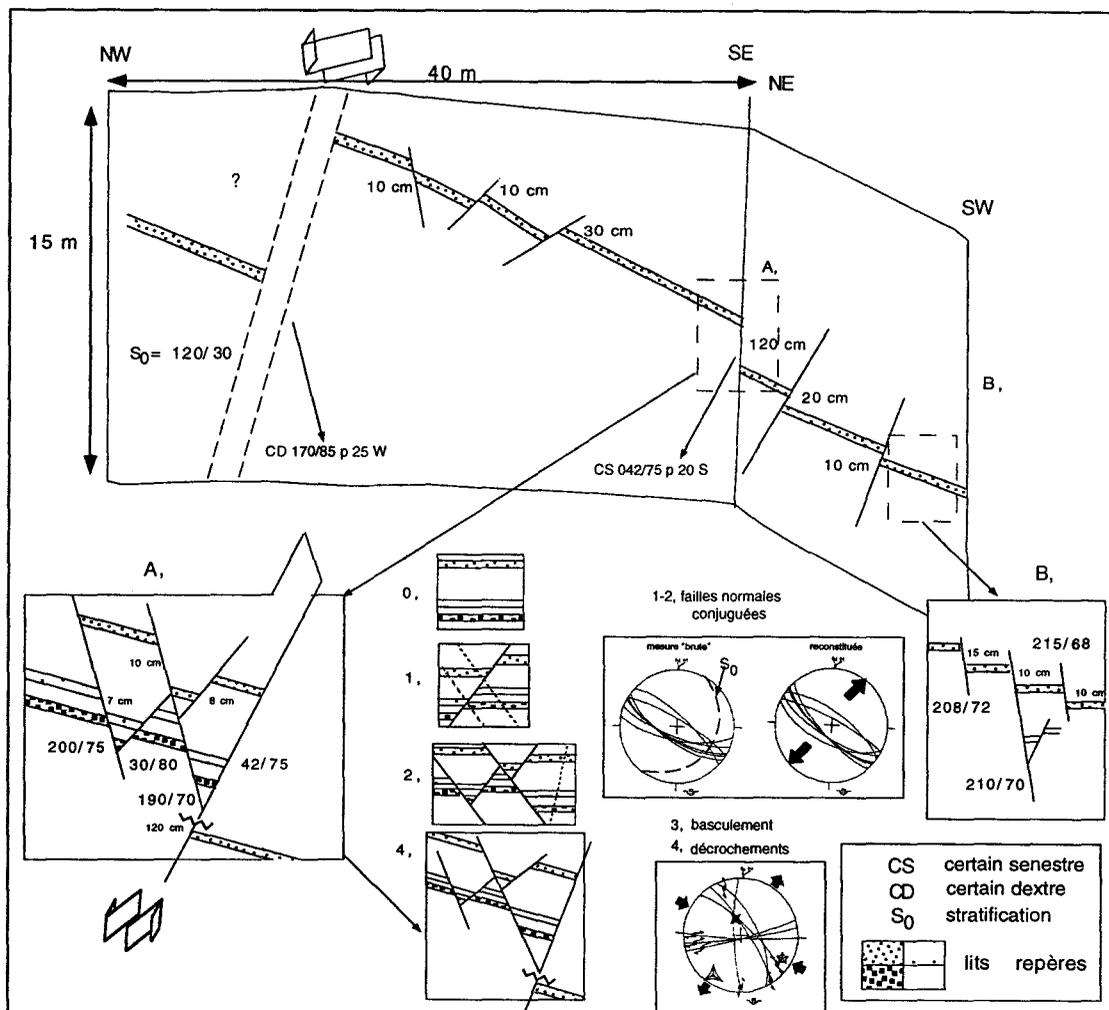


Figure 5-37 Carrière de Ráchegy. Séparation des phases tectoniques.

Ráchegyi homokbánya tektonikai fázisai.

Dans la partie NW de l'affleurement, on observe une grande faille normale avec un rejet important d'environ 5 m. Le miroir de la faille porte des stries décrochantes dextres (pitch 25°). Cette faille semble recouper toute la série affleurante. Vers le SE on observe une série de failles (Figure 5-37, A). Un ordre chronologique a été construit pour ces failles (Figure 5-37, 0-4 étapes).

Les premières sont des failles normales conjuguées qui sont maintenant basculées. Ces failles normales rejettent la série de quelques centimètres (Figure 5-37, A). Elles décalent un lit-repère, mais disparaissent vers le haut. Ces observations indiquent une extension synsédimentaire au cours du Pannonien supérieur. Malheureusement sur les miroirs de faille nous n'avons pas pu observer de stries. Après avoir remis la stratification à l'horizontale nous avons pu estimer la direction d'extension (Figure 5-37, étapes 1 à 2). Il s'agit d'une extension NE-SW.

Succédant à ces failles anté-basculément, on observe une faille inverse qui coupe la série dont le rejet est d'environ 120 centimètres (Figure 5-37, A). Sur le miroir de cette faille, on observe des stries horizontales senestres (pitch 20°). Au milieu de la carrière on remarque une grande faille dextre normale avec un rejet de plusieurs mètres. La faille senestre-inverse et cette grande faille dextre-normale sont des failles conjuguées selon leur direction. Cette dernière supposition a été vérifié par un

calcul de tenseur de paléo-contraintes (Figure 5-37, étape 4). Le calcul montre qu'il s'agit d'un épisode de décrochement avec compression NW-SE et extension NE-SW post-basculément. Puisque les directions des contraintes principales sont identiques à la phase précédente nous pouvons poser l'hypothèse que les événements anté-basculément (extension) et post-basculément (décrochement) se sont formés pendant la même phase de déformation avec permutation de σ_1 et σ_2 .

Ce basculément des roches se serait effectué lors de la dernière phase de déformation. Il a probablement été lié à un faible plissement des roches d'axe NE-SW.

5.4.2.6 Résumé pour les Ecailles du Nord

Après une longue période de lacune, *la sédimentation commence* au Miocène inférieur vers 21 Ma (Eggenburgien) entre les Ecailles du Nord du Mecsek et la masse Mésozoïque. La sédimentation est *lacustre et fluviale* avec une direction axiale du bassin E-W (Háamor, 1970). Vers 20 Ma se dépose le premier horizon de tuf rhyolitique. Pendant ce temps le long de petites failles normales *syndépendantes* (Máza I.) on observe *une extension NW-SE* qui peut correspondre à une zone de transtension le long d'un *décrochement senestre E-W* (Tari, 1992). Vers 17 Ma (Karpatien) une transgression importante a lieu dans le bassin (Háamor, 1970). A Komló, dans les sédiments du Badénien inférieur, on observe *une deuxième phase d'extension syndépendante de direction N-S* (Mecsekjánosi). Pendant cette période se déposent les sédiments littoraux vers le S (Háamor, 1970).

La forme du pli de Komló indique, qu'il y a eu *une forte compression N-S* après le badénien inférieur. Dans plusieurs sites nous observons les indices de cette compression (Máza I, Hidas, Kishajmás). D'après les structures levées dans le bassin houiller de Hidas, il a existé une première compression faible (plissement) au Sarmatien, mais *la phase compressive la plus importante s'est déroulée au cours du Pannonien*. Le plissement des roches miocènes est régional parce qu'il a fait partout basculer la série (Kishajmás). Le relief produit par les couches miocènes a formé des falaises et brèches d'abrasion sur les rives du lac pannonien supérieur (Mecsekjánosi).

La sédimentation dans l'avant-fossé au Nord des Ecailles du Nord commence au Pannonien supérieur avec un conglomérat de base (Kleb, 1973). Ces sédiments marquent le premier mouvement vers le Nord. Le chevauchement se termine à la base du Pannonien supérieur d'après le sondage de Szászvár-13 (*phase intra-pannonienne*, Háamor, 1970). Selon Müller (1996) l'âge de la fin du mouvement compressif est environ 7 Ma d'après les fossiles cités par Háamor (1970).

D'après ces arguments et observations nous pouvons suggérer qu'au *début du Pannonien supérieur un important décrochement senestre* s'est développé dans les Ecailles du Nord (Máza I, carte géologique (1961, 1985), Tari 1992). Ce décrochement a pu débuter au Sarmatien à l'Est (Hidas), mais le mouvement plus important s'est déroulée entre 8.4 Ma et 6-7 Ma environ. L'amplitude des mouvements horizontaux est d'au moins 1-2 km d'après Háamor (1970).

D'après les affleurements de Ráchehy, il existe *une phase syndépendante en extension NW-SE pendant le Pannonien supérieur*. C'est la phase qui suit la formation des plis pannoniens. Après permutation de σ_1 et σ_2 , elle devient décrochante avec un mouvement dextre selon la direction E-W et senestre selon la direction NNW-SSE. C'est pourquoi nous pouvons supposer que le grand décrochement E-W des Ecailles du Nord est dextre pendant cette période. Les affleurements de Máza I et Máza II renforcent cette hypothèse.

Durant la période récente cette direction de compression existe encore d'après des éléments morphotectoniques et microtectoniques (Moldvay, 1964, 1966; Lovász, 1977; Chikán, 1977; Máza II.). Les directions principales des ruisseaux sont E-W montrant l'héritage tectonique et *l'activité tectonique récente*.

5.4.3 L'ensemble principal des Monts Mecsek

Cette zone est constituée par des roches permo-mésozoïques et néogènes. Parallèle à la grande faille limitrophe vers le Sud (Faille de Pécs), elle est allongée en direction E-W et NE-SW. (Figure 5-38). La structure générale est composée de plis de direction E-W plongeant vers l'Est de 10-15° (Vadász, 1935). En conséquence les roches les plus anciennes se trouvent dans la partie occidentale. Il existe quatre grands plis en échelon différents : l'Anticlinal de Kövágószőlős, le Synclinal de Pécsbánya, l'Anticlinal de Pécs-Vasas, et le Synclinorium de Kisújbánya (Figure 5-38). La partie orientale du dernier pli a été soulevée, c'est pourquoi sa forme ressemble à un fuseau.

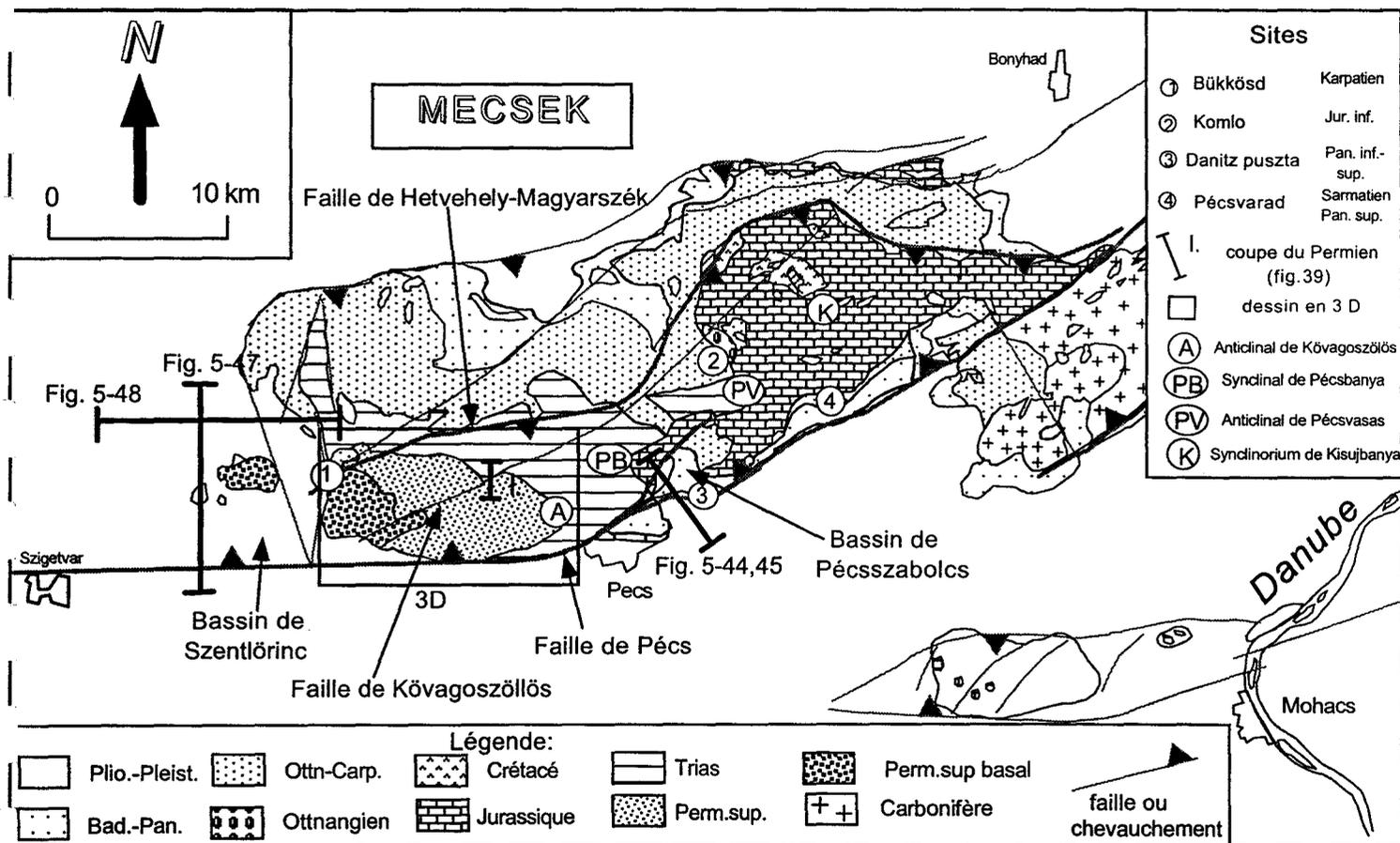


Figure 5-38 Carte structurale et localisation des principaux sites dans l'ensemble principal des Monts Mecsek.

A Központi Mecsek tektonikai térképe és feltárásainak elhelyezkedése.

5.4.3.1 Mecsek Occidental (Données cartographiques)

La partie méridionale du Mecsek Occidental est essentiellement constituée par un grand pli de direction E-W (Anticlinal de Kövágószöllös). Il est formé de roches sédimentaires paléozoïques et triasiques. Celles-ci sont recouvertes par des sols et des loess. La présence d'une mine d'Uranium permet une meilleure connaissance de la structure d'ensemble. Pour la formation de cette antiforme il existe plusieurs hypothèses proposant le soulèvement d'un butoir granitique (Balla, 1965) ou de serpentinite (Wéber, 1977).

La partie septentrionale du Mecsek Occidental est constituée d'un deuxième pli de direction E-W. Il est difficile à reconnaître parce qu'il a été découpé postérieurement par des failles (cf. 5.4.1.5). Plus au Nord on trouve la série néogène. Il s'agit d'une grande synforme nommée par Chikán (1991) : synforme de Bodolyabér. Au cœur de cette synforme se trouvent les calcaires sarmatiens, montrant une compression post-Sarmatienne. Quelques plis de direction E-W ont été décrits dans ce calcaire oolithique d'âge sarmatien (Fogarasi et Köhler, 1990; Chikán, 1991). Il faut souligner que l'affleurement de Kishajmás (cf. 5.4.2.4) se situant dans la synforme renforce l'âge de cette compression.

Etudes microtectoniques

Dans la partie Paléozoïque on présentera une coupe qui traverse un accident majeur de direction ENE-WSW (faille de Kövágószöllös) et une carte du socle montrant la grande structure. Ensuite on présentera la relation existant entre les séries paléozoïques et cénozoïques.

5.4.3.1.1 Faille de Kövágószöllös

Sur la carte géologique (Wein, 1974, Chikán *et al.* 1984) on observe une zone étroite d'environ 600 mètres qui coupe la terminaison occidentale du cœur de l'anticlinal de Kövágószöllös. Il s'agit d'une zone qui d'après la carte géologique semble être associée à un décrochement senestre, mais n'a jamais été décrite. D'après la nouvelle cartographie de la région il s'agit d'une zone fortement déformée avec des plis déjetés parfois avec des flancs renversés (Konrád, 1997a). La continuation de cette zone vers l'Est a été observée dans une galerie souterraine de la mine d'Uranium.

Coupe de la Galerie

La galerie a été creusée dans le cadre d'un projet national afin d'étudier les propriétés pétrophysiques des silts d'âge permien supérieur. Pour les essais *in situ* cette galerie est réalisée dans un niveau situé à 1000 mètres de profondeur. La longueur de ce tunnel est aujourd'hui de 400 mètres. Les observations tectoniques constituent une part très importante de ce projet.

Les géologues miniers ont dessiné chaque jour la coupe frontale et les coupes latérales de la galerie. Ils ont pris plusieurs centaines de photos pendant l'avancement du creusement. A partir de 300 mètres d'avancée leur travail a été complété par des mes propres observations tectoniques. Avec la permission du géologue du projet (Hámos G) j'ai interprété les mesures tectoniques sur toute la longueur du tunnel. Finalement à partir des dessins, des photos quotidiennes et des observations, on a pu construire une coupe structurale simplifiée (Figure 5-39).

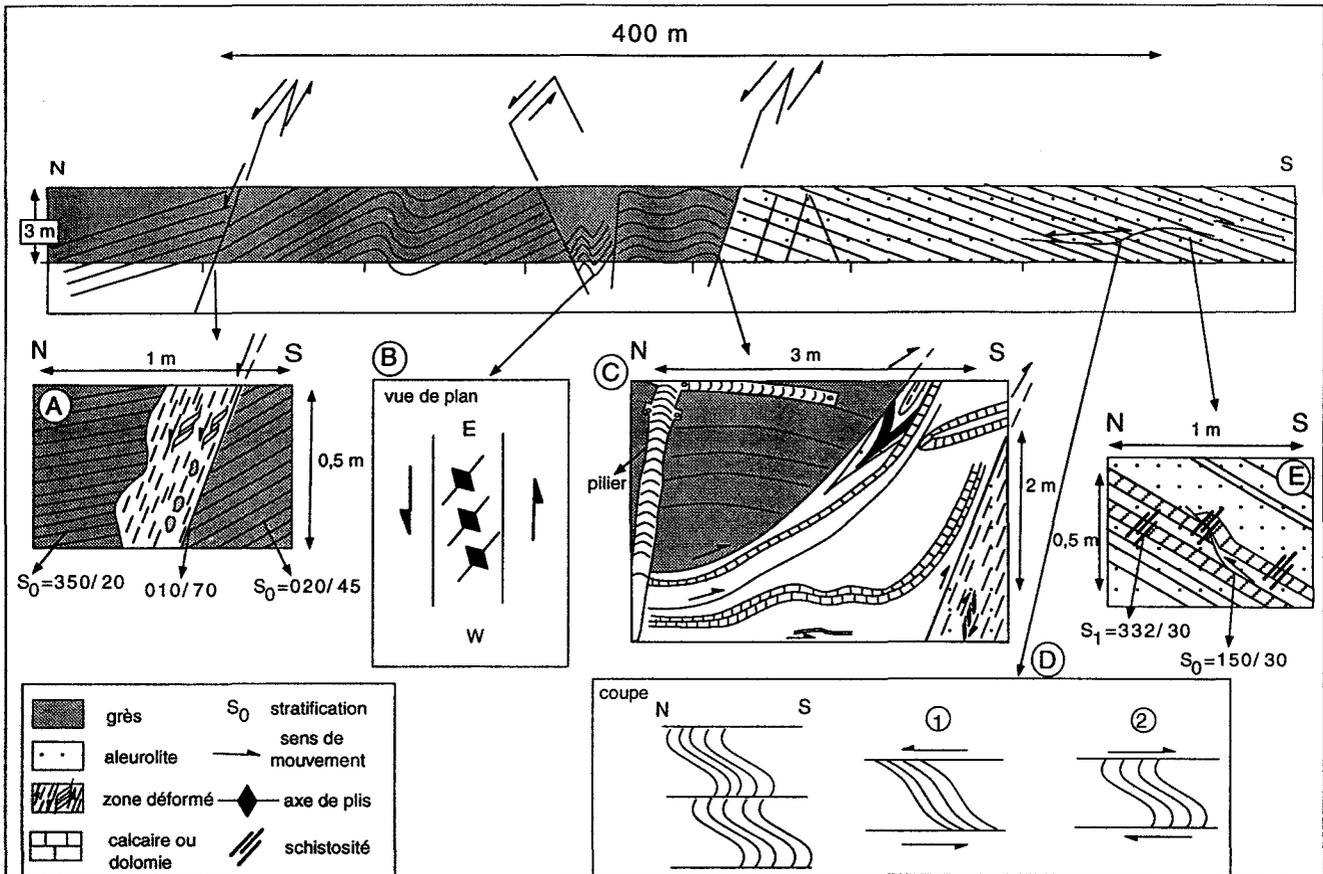


Figure 5-39 Mine d'uranium. Coupe générale et détails.

Az uránbánya vágatának tektonikai vázlata.

La coupe révèle deux formations plissées différentes dans une antiforme faillée en son cœur. La première est constituée de grès et d'argile en alternance; la deuxième formation est composée de silt (aleurolite). Toutes les deux appartiennent au Permien supérieur. Dans la succession normale le grès repose sur les silts. La structure d'ensemble est une grande antiforme dont le cœur a été déformé et faillé (Figure 5-39). C'est pourquoi aujourd'hui sur les deux flancs on observe deux formations différentes.

A, Etude tectonique dans la série de grès (0-200 m)

Les premiers 200 mètres de la galerie sont creusés dans un grès gris et vert intercalé dans des argiles. Dans cette série nous pouvons distinguer 4 grands compartiments tectoniques séparés par des failles.

unité tectonique I. (0-50 mètres)

C'est une série monoclinale. Elle est peu pentée (10-20°) vers le N, et montre quelques failles normales parallèles à la stratification.

A 50 mètres du début de la galerie on observe une zone cataclasée. La direction de cette zone est E-W, elle est pentée vers le Nord. D'après les éléments déformés dans la cataclasite, il s'agit d'une faille normale. Au nord de cette faille, le pendage du grès augmente, il passe à 30-40° toujours vers le Nord (Figure 5-39, A).

unité tectonique II. (50-160 mètres)

La deuxième unité tectonique se trouve entre 50 et 160 mètres. Il s'agit d'une grande antiforme et d'une synforme. D'après des deux coupes latérales du tunnel, l'axe de l'antiforme et de la synforme est E-W, horizontal ou à faible plongement vers l'est. L'antiforme est un peu déjetée vers le Sud car le pendage du flanc méridional est plus fort (5-10° de plus) que celui du flanc septentrional.

La deuxième grande faille se trouve à 160 mètres de l'entrée. La direction de cette faille est aussi E-W, elle est pentée vers le Sud. A partir des photos et des prélèvements du géologue miniers, elle présente aussi une zone cataclasée, déformée.

unité tectonique III. (160-180 mètres)

Au Nord de cette faille on observe une zone fortement plissée. Ce sont des plis en forme de "Z", indiquant un mouvement important vers le Sud. Le pendage est souvent vertical. Cette structure plissée ne se présente qu'à cet endroit dans la galerie c'est pourquoi on suppose qu'elle s'est formée en relation avec la grande faille. D'après des coupes latérales, l'axe des plis est N110, penté vers le W (290/10-15°). Selon la nature des plis associés la faille pourrait être un décrochement senestre (Figure 5-39, B).

unité tectonique IV. (180-200 mètres)

Après cette zone fortement plissée, l'unité suivante est composée un grès peu plissé présentant des ondulations de la stratification.

Vers 200 mètres, on observe la limite entre les deux lithologies différentes. C'est une limite complexe. Il s'agit d'une zone déformée qui commence par une faille « en cuillère » (Figure 5-39, C). Au dessus de cette faille on observe les grès "durs" qui ont été décrits dans la quatrième unité. Ils semblent peu déformés. La stratification des grès s'infléchit vers la faille « en cuillère » indiquant un mouvement inverse (Figure 5-39, C). Au-dessous de cette faille on observe des roches déformées intensément. Dans cette zone se trouvent quelques lits calcaires utilisés comme marqueurs de la déformation. La stratification est horizontale au Nord, ensuite vers le Sud elle se redresse vers le haut jusqu'à la verticale. On observe aussi un pli isoclinal et quelques petites structures de glissement banc sur banc vers le sud (Figure 5-39, C). Dans cette zone déformée on observe des morceaux de silt dans un deuxième pli isoclinal. En résumé toutes ces observations indiquent un mouvement important inverse vers le Sud.

A la limite entre les grès et les silts on observe aussi une zone broyée. Cette zone, de direction E-W, est pentée de 80° vers le Nord. On y observe deux stries superposées. La première est une strie décrochante senestre (pitch 10° vers l'Est) et la deuxième est une strie inverse (pitch 80°). A partir des éléments déformés (structures en poisson) dans la zone broyée, on observe aussi ce mouvement inverse qui est cohérent avec l'observation des stries.

D'après ces observations, en résumé, une faille senestre inverse met en contact les deux roches. Ensuite la roche la plus jeune a chevauché vers le Sud la roche la plus ancienne. Cette zone ENE-WSW (ici E-W) est très importante parce qu'à l'échelle régionale elle représente le décrochement qui coupe l'anticlinal de Kövágószölös.

B, Etude tectonique dans la série silteuse (200-400 m).

On trouve la série silteuse rouge d'âge permien supérieur dans les derniers 200 mètres. On n'a pas observé de grandes failles traversant la série c'est pourquoi on présente tout ensemble. Cependant, il faut souligner que le manque de faille n'est peut être qu'apparent et il peut être du à l'homogénéité de cette série. Il y a en effet moins de lits marqueurs que nous pouvons repérer. La série semble être "monoclinale", pentée vers le Sud de 20-30°.

D'après les observations tectoniques on peut séparer différents épisodes de déformation.

1, A 330 et à 350 mètres on observe la série pentée vers le sud, mais il y a quelques couches calcaires intercalées. Dans ces couches calcaires on observe une petite rampe chevauchante en direction du nord (Figure 5-39, E). Le rejet est seulement de quelques centimètres et la rampe n'affecte pas la série sus jacente.

2, Au même endroit, on a observé une faible schistosité de direction NW. Cette schistosité, qui traverse la stratification, est vraisemblablement liée aux premiers plis. La schistosité traverse la rampe montrant l'âge syn ou post tectonique de la schistogenèse par rapport au pli de rampe.

On peut envisager deux hypothèses.

(1) Dans la première, la rampe a été formée avant le basculement et ensuite basculée par le plissement.

(2) La deuxième possibilité est que, pendant le plissement, il y a eu des cisaillements banc sur banc. En quelques endroits ces cisaillements ont coupé la stratification formant ainsi une petite rampe. Cette structure est bien connue dans la littérature (Suppe, 1985; Twiss et Moores, 1992; Mansy *et al.*, 1995).

3, Vers 300 mètres une faille peu pentée (parfois horizontale) apparaît, coupant et rejetant la stratification. C'est une faille ondulée avec une zone broyée. Dans cette zone on observe une schistosité de type C-S (Figure 5-39, E). En plusieurs endroits cette schistosité montre le cas "normal" indiquant un mouvement vers le Nord. C'est à dire que la terminaison de la schistosité se plie au niveau du cisaillement (Figure 5-39, E, 1). Mais, assez souvent, on observe à la terminaison de la schistosité une rotation contraire. Ce changement de terminaison peut être interprété comme un mouvement postérieur vers le Sud sur le même plan de cisaillement.

4, Les failles normales de direction E-W, pentées vers le nord de 60° apparaissent à 360 mètres. Elles rejettent la série de silt de 1 mètres. Ces failles indiquent une extension postérieure au basculement de direction N-S.

5. Parallèlement à la galerie une faille verticale, avec des stries presque horizontales, indique le dernier épisode observé. Il s'agit d'un décrochement dextre de direction N-S indiquant une compression NE-SW. Il recoupe une faille normale E-W (4^{ème} épisode) avec un rejet de 3 mètres. Le long de cette faille, on observe des écailles de calcites en taille millimétrique.

Selon les observations tectoniques relevées dans la galerie on a déterminé la succession des épisodes suivants :

- a, vraisemblablement une déformation compressive avant le basculement (plissement) de la roche (structure de rampe).
- b, un raccourcissement NNE-SSW qui engendre la grande antiforme d'axe ESE-WNW. L'âge de cette déformation est probablement crétacé supérieur.
- c, le coeur de l'antiforme est rejeté par un décrochement senestre et le flanc septentrional vient chevaucher le flanc méridional. C'est à dire aujourd'hui les deux flancs du plis majeur sont donc constitués par deux roches différentes.
- d, une extension N-S après le basculement (plissement).
- e, une compression NE-SW qui constitue la phase ultime observée (failles décrochantes qui recourent tout).

5.4.3.1.2 Dessin 3D

A partir de plusieurs centaines de sondages effectués par la compagnie minière, les géologues ont construit une carte du toit du silt. Par l'intermédiaire de Hámos Gábor on a eu la possibilité de travailler sur cette carte. La carte originale est encore confidentielle, mais j'ai obtenu le droit de publier le dessin 3D qui est une modification de la carte originale. Naturellement, il existe plus de failles que celles indiquées mais, j'ai reporté seulement les failles les plus importantes le long desquelles j'ai déterminé les mouvements principaux (Figure 5-40).

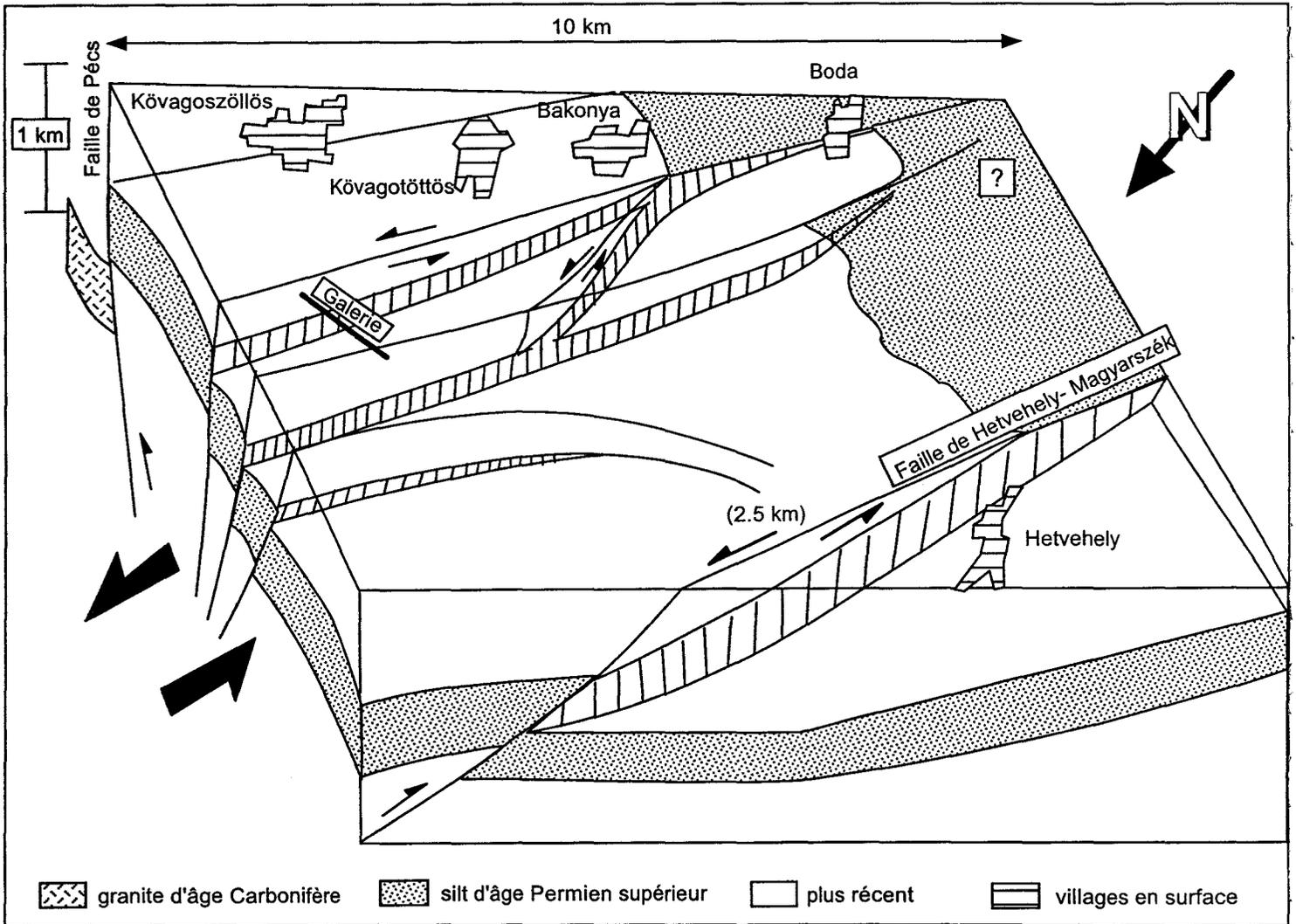


Figure 5-40 Interprétation 3D de l'Anticlinale de Kövágószőlös.

A Kövágószőlösi Antiklinális három dimenziós vázlata.

Le décrochevauchement septentrional est appelée la Ligne Hetvehely-Magyarszék. Ce chevauchement a été décrit par Wéber (1977). Celui-ci a déterminé, à partir des sondages, un mouvement vertical de 750 mètres. En analysant la carte géologique le rejet horizontal mesuré sur les roches du Trias inférieur et moyen est au moins de 2,5 km. C'est pourquoi il est probable que ce chevauchement avait une composante décrochante. Dans le sondage (VII) on constate que la série Paléozoïque et Mésozoïque est chevauché aussi par le Miocène. Le long de cette ligne on observe des falaises fossiles indiquant un dénivelé important pendant le Badénien (Chikán et Konrád, 1982).

Le décrochevauchement méridional est constitué par la Faille de Pécs (cf stratigraphie etc.). Comme on l'a déjà indiqué, elle a joué pendant le Permien et le Jurassique inférieur en tant que faille normale. Elle a ensuite joué comme décrochement inverse pendant le Pannonien (Vadász, 1935).

Les deux décrochevements coupent la série Néogène, cette structure plicative a donc au moins joué pendant le Néogène. Sur la base de ces arguments le dessin devient interprétable. Il s'agit d'une grande structure en fleur avec l'inversion du bassin dans une zone de décrochement senestre. Au coeur de l'antiforme la structure est complexe (cf. la galerie) mais les flancs sont peu déformés. Cette structure complexe est un couloir de décrochement qu'on a observé dans la galerie et en surface.

5.4.3.1.3 La continuation de la faille de Kövágószőlös

Sur la carte géologique, cette zone de décrochement commence à disparaître vers l'Est près de la vallée de Szuádó à 1,5 km (Chikán *et al.*, 1984). Dans les niveaux de gypse et d'anhydrite du Trias inférieur, on observe quelques petites failles senestres, mais la zone de décrochement n'est plus observable. Par contre 2 kilomètres plus à l'Est on observe de nouveau cette zone. La carte géologique montre un bassin étroit du Trias supérieur entouré par des roches du Trias moyen. Normalement ces roches se trouvent sur le flanc septentrional du deuxième grand pli en échelon (Synclinal de Pécsbánya). Ce bassin étroit (600 mètres) et long (4 km) se poursuit jusqu'à la couverture miocène. Il a été limité par les failles normales. On le considère comme la continuation du décrochement senestre au milieu des Monts Mecsek. Malheureusement, les affleurements de la région sont très rares c'est pourquoi on n'a pas pu effectuer de mesures satisfaisantes.

Pour la disparition de cette zone vers la surface de cisaillement constitué par le gypse on peut envisager trois hypothèses :

- (1) Selon la première hypothèse, la structure est en relai, c'est à dire qu'elle n'impose pas de décrochement important.
- (2) Selon la deuxième le décrochement s'incurve dans une zone de cisaillement évaporitique (route d'Abaliget).
- (3) Enfin selon la troisième hypothèse, la carte géologique n'est pas exacte.

A partir des observations actuelles nous n'avons pas de réponse définitive pour à cette question.

5.4.3.1.4 La relation entre les décrochements- chevauchements et les séries Néogènes

Carrières de sable de Hetvehely

Les deux flancs de la structure en fleur chevauchent la série Néogène (Vadász, 1935; Wéber, 1977) à Kövágószőlös et à Pécs. Nous pouvons observer des indices micotectoniques dans les rares carrières de sable. Les premiers affleurements se trouvent dans la continuation de l'accident majeur de Hetvehely-Magyarszék (Figure 5-38).

A l'Ouest de la gare de Hetvehely, très proche de la grande carrière de calcaire Triasique moyen se trouvent deux petites carrières de sable d'âge Karpatien (Chikán *et al.*, 1984, Horváth *et al.* 1994). Le faciès est lacustre et les couches s'amincissent et s'épaississent latéralement. Les cailloux des conglomérats sont composés de granite, gneiss et grès carbonifère (Horváth *et al.* 1994).

5.4.3.2 Mecsek Oriental (Données cartographiques)

Le Mecsek Oriental est constitué de trois grands plis de direction E-W (Synclinal de Pécsbánya, Anticlinal de Pécs-Vasas, Synclitorium de Kisújbánya)(Figure 5-38). Ils sont constitués par des roches mésozoïques sédimentaires et volcaniques (Vadász, 1935). Plusieurs mines de charbon se trouvent dans le Mecsek Oriental, creusées dans les couches d'âge jurassique inférieur. C'est pourquoi la structure est bien connue par les géologues miniers. Il s'agit de plis qui cartographiquement ont une en forme de « S » qui proviennent d'interférence d'axes de plis pentés en coulissage avec la topographie (Figure 5-38). Ces couches se suivent sur le terrain il semble donc que "la grande faille" de Szalatnak -Villány tranchant le Mecsek en deux parties (Occidental et Oriental), décrite par la plupart des auteurs (Hámmor, 1970; Kassai, 1977) soit douteuse. Pour la genèse de cette structure en "S" il existe plusieurs idées (Wein, 1967; Némedi Varga, 1967, 1983; Csontos et Bergerat, 1992). Wein (1967) a supposé la formation de ces plis au Crétacé inférieur lors d'une compression N-S. Némedi Varga (1983) a posé l'hypothèse que ces plis se sont formés dans un grand décrochement senestre à côté de la Faille de Pécs, mais il n'en a pas donné la preuve. Csontos et Bergerat (1992) renforcent l'hypothèse d'un mouvement senestre le long de cette grande faille.

Les roches d'âge néogène se situent sur le flanc de ces plis. Le bassin néogène dans la partie septentrionale a été déjà décrit dans le chapitre précédent (Ecailles du Nord). A l'Ouest se trouve le bassin Néogène avec la synforme de Bodolyabér (Mecsek Occidental). Au Sud se situe un bassin appelé bassin de Pécsszabolcs, son histoire sera présentée dans la partie suivante (Faille de Pécs).

5.4.3.2.1 La continuation de la faille de Kövágószöllös

Dans la série néogène nous n'avons pas d'information sur l'existence de la faille de Kövágószöllös. Mais dans les roches mésozoïques (recouvertes par 2 km de formation néogène) cette zone NE-SW est bien connue. Elle change un peu de direction dans la partie orientale elle est NE-SW. Ce changement semble être parallèle au changement de direction de la Faille de Pécs (Figure 5-38). Vadász (1935) a déterminé que la partie occidentale du synclitorium de Kisújbánya montre un changement de direction des plis par rapport à celle E-W. Il y a déterminé des axes NW-SE. Dans le synclitorium de Kisújbánya on observe des plis droits en général de longueur kilométrique, mais dans cette zone on observe des plis déjetés, renversés vers le NW. A partir des plis déjetés et renversés Wein (1965) a suggéré un mouvement vers le NW. L'âge de ce plissement a été déterminé par analogie avec les Monts Apuseni comme étant Crétacé supérieur (Wein, 1967).

La meilleure description de cette zone a été publiée par Némedi Varga (1983). Il a déterminé que cette zone est étroite (1.5-2 km) et longue (8 km). Il a aussi considéré ce plissement comme appartenant à la première phase de plissement des Monts Mecsek. Il a décrit la continuation de cette zone dans la mine de charbon de Komló. Malheureusement cette mine est en train de fermer c'est pourquoi il faut s'appuyer sur les travaux et les coupes antérieurs.

5.4.3.2 Coupe du charbonnage de Komló

En observant la coupe (Figure 5-42, a) publié par Wein (1952), et par Lippi (1978) on peut envisager deux histoires tectoniques.

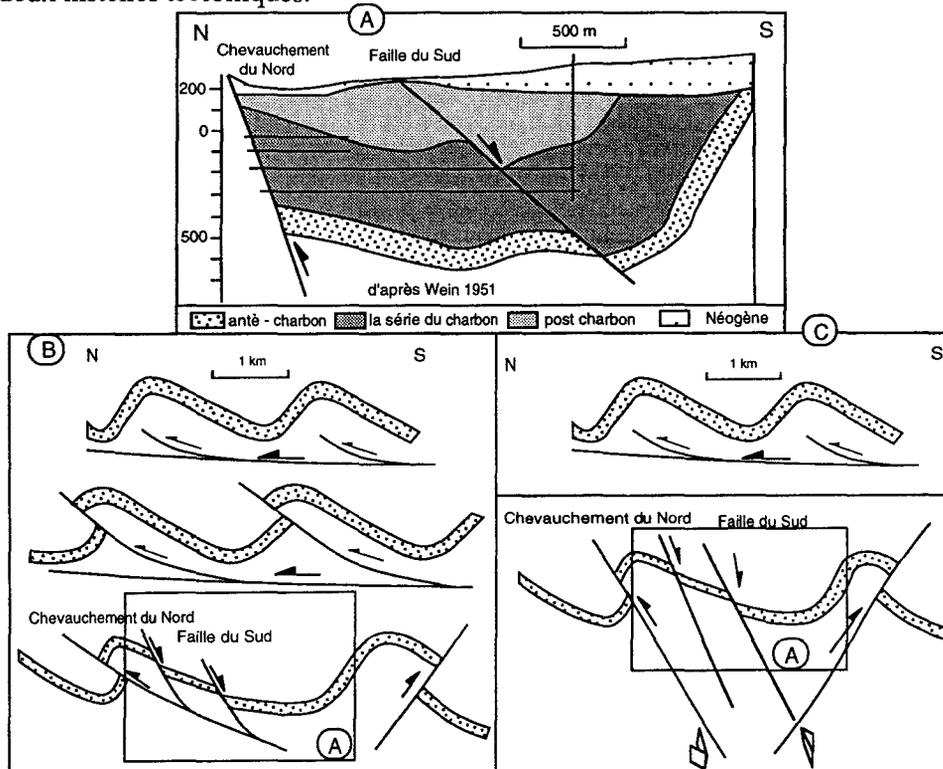


Figure 5-42 Mine de Komló. Coupe et interprétations (B et C).

A Komló szénbánya földtani szelvénye és értelmezései.

La première est conforme à l'idée de Némedi Varga (1995) légèrement modifiée.

a, la formation de plis de direction NE-SW dans la première étape. Il s'agit de plis dissymétriques. Les flancs SE sont fortement pentés (60-70°) et les flancs NW sont peu pentés (20-30°). Ces plis dissymétriques indiquent un cisaillement vers le NW (Figure 5-42, B).

b, pendant la deuxième étape, une zone de cisaillement plus développée recoupe les plis avec des mouvements inverses opposés (Figure 5-42, B).

c, dans la troisième étape des failles normales de direction NE-SW se sont formées. Ces failles normales on pu se former en même temps que les chevauchements (Figure 5-42, B). donc les deux derniers étapes peuvent être une synchrones. Ces deux ou trois étapes se sont déroulées pendant le Crétacé supérieur.

Le deuxième histoire tectonique est différente: après l'étape "a" : un décrochement se forme avec un structure en fleur au milieu des failles normales (Figure 5-42, C) à la manière d'un pop-up.

(1) Wein (1952, 1961) a déterminé que les deux compartiments de la faille normale du Sud ne sont pas tout à fait les mêmes. Il faut souligner aussi que le chevauchement du Nord semble recouper toute la série. Le pendage de ce chevauchement, qui est assez bien connu par les nombreuses puits et galeries, est trop penté pour un pli-faille.

(2) Cette zone se trouve dans la continuation de la faille de Kövágószöllös qui a été considérée jusqu'ici comme un décrochement sénestre.

Selon ces deux arguments il me semble préférable d'accepter le deuxième hypothèse.

5.4.3.2.3 Carrière d'andesite de Komló

La carrière d'andesite de Komló se trouve dans la partie SE de la région de Komló. D'après Arva-Sós et Ravasz (1978) l'âge absolu de cette intrusion laccolitique est 20 Ma.

Selon les observations de Némedi Varga (1983) dans le Miocène il existe des décrochements dextres de direction NW-SE. Il a même observé des failles de direction NNW-SSE coupant le Pannonien dans la région de Komló. Bergerat et Csontos (1988) ont déjà effectué une étude microtectonique dans cette carrière. Selon eux, il existe des failles dextres de direction NW-SE et des failles senestres de direction NE-SW. Ils y ont déterminé une compression N-S post-Miocène inférieur. Ces mesures correspondent bien avec les observations de Némedi Varga (1983).

En 1996, pendant les échantillonnages paléomagnétiques on a revisité cette carrière. Dans la partie Sud de la carrière on a observé des failles décrochantes non mesurées jadis. Il s'agit d'une grande faille senestre de direction E-W et des failles conjuguées dextres de direction NE-SW. Le tenseur de paléocontraintes indique une compression ENE-WSW. D'après ces mesures nous pouvons déterminer deux phases cassantes après le Miocène inférieur : une compression N-S et une autre ENE-WSW. Malheureusement on n'a pas pu observer des stries superposées c'est pourquoi nous n'avons pas d'information concernant l'ordre chronologique entre ces phases.

5.4.3.3 Résumé pour l'ensemble principal des Monts Mecsek

A partir des observations effectuées *dans la mine d'Uranium* on reconnaît *au moins cinq phases tectoniques différentes*.

Les premières sont des phases plicatives vraisemblablement d'âge Mésozoïque. Il s'agit des petites rampes vers NW avec une faible schistosité. Plus au Sud, en Croatie on observe aussi cette déformation synschisteuse selon Jamicic (1995, b).

Le grand anticlinal de Kövágószöllös est le résultat d'une structure en fleur dans le Mecsek Occidental. Elle a été active lors *d'une compression N-S* pendant le Karpatien selon les observations de Bükkösd mais *son activité majeure apparaît au Pannonien*. Il s'agit d'un grand décrochement senestre, chevauchant le Pannonien, avec un âge intra-pannonien (Vadász, 1935, Kleb, 1973).

Une zone de décrochement senestre (ENE-WSW puis NE-SW) a été reconnue traversant la masse du Mecsek. Il s'agit d'une zone complexe d'abord décrochante puis inverse (faille de Kövágószöllös). Enfin une compression NE-SW a été identifiée par les observations dans la mine et dans la carrière de Komló.

5.4.4 La zone de la Faille de Pécs (fossé du Sud du Mecsek)

Données cartographiques

La Faille de Pécs limite les Monts Mecsek au Sud et à l'Est. La direction de cette faille est E-W entre Szigetvár et Pécs, mais à l'est de Pécs elle tourne pour prendre une direction NE-SW (Figure 5-6, Figure 5-38). Ce changement de direction a été accepté par la plupart des auteurs (Vadász, 1935, Wein, 1967, Némedi Varga, 1983, Bergerat et Csontos, 1988, Csontos et Bergerat, 1992). Selon les études paléogéographiques du Paléozoïque Barabás (1993) a proposé une scission de la faille principale à l'Est de Pécs: l'une continuant en direction E-W et l'autre tournant selon la direction NE-SW.

A l'Est la Faille de Pécs se situe entre le granite paléozoïque et les roches mésozoïques. Des sables et des conglomérats d'âge pannonien supérieur reposent sur ce contact tectonique (Kleb, 1973). Un bassin d'âge pannonien se situe au S SE de cette faille (Kleb, 1973). C'est un bassin de type avant-fossé relié à la grande faille. Un autre bassin se situe au Nord de cette faille : le bassin de Pécsszabolcs.

Malheureusement il n'y pas beaucoup d'affleurements des roches néogènes. C'est pourquoi l'histoire du Néogène de l'avant-fossé sera présentée dans le chapitre sur l'analyse de bassin à partir des cartes isopaques de différents âges (cf.5.4.8). Vadász (1935) a décrit en détail qu'à côté de la Faille de Pécs les successions Mésozoïques chevauchent le Pannonien dans la ville de Pécs. Kleb (1973) a renforcé cette observation en l'illustrant avec des photos ; ces affleurements sont comblés aujourd'hui.

5.4.4.1 Carrière de Danitz

Il existe plusieurs carrières de sable d'âge Pannonien supérieur. A la sortie orientale de la ville de Pécs, le long de la route nationale 6, se trouve la plus grande carrière de sable de la région de Pécs (Figure 5-38). Cette carrière de Danitz se situe dans la partie Sud du bassin de Pécsszabolcs. Elle est très importante parce que la phase intra-Pannonienne y a été décrite (Vadász, 1935, Hámor, 1970, Kleb, 1973). On y trouve une succession sédimentaire pannonienne inférieure et supérieure. Le Pannonien inférieur se présente sous forme de marnes et d'argiles blanches. Le Pannonien supérieur est composé des sables à grain fin et moyen.

Etudes microtectoniques.

Il existe deux contacts différents entre le Pannonien supérieur et inférieur. Le premier est un contact sédimentaire. Le deuxième est de nature tectonique. Auparavant un pendage sub-vertical a été décrit dans cette carrière par Kleb (1973) qui remarque que cette structure semble être locale parce qu'en quelques dizaines de mètres les mêmes couches montrent des pendages plus faibles (15°) Malheureusement il s'agit d'une carrière en activité et ces couches ne sont plus observables aujourd'hui. Récemment un synclinal ouvert d'axe ESE-WNW a été observé (Csontos *et al.* 1992).

Grâce à une photo prise en 1958 (Véghné, 1996) on peut étudier un premier ensemble vertical (Figure 5-43). D'après la description de Kleb (1973) on sait que la partie septentrionale est constituée par la succession pannonienne inférieure. Le pendage de cette succession est premièrement vers le Nord (80-85°) donc la succession a été un peu renversée. Vers le Sud le pendage devient vertical puis penté vers le Sud. La succession d'âge intra pannonien est également incluse dans cette série fort pentée. Vers le Sud on observe aussi que le pendage de la série devient graduellement moins penté (40-50°). Le pli résultant montre une ressemblance frappante avec le pli de Mecsekjánosi (cf. Figure 5-33).

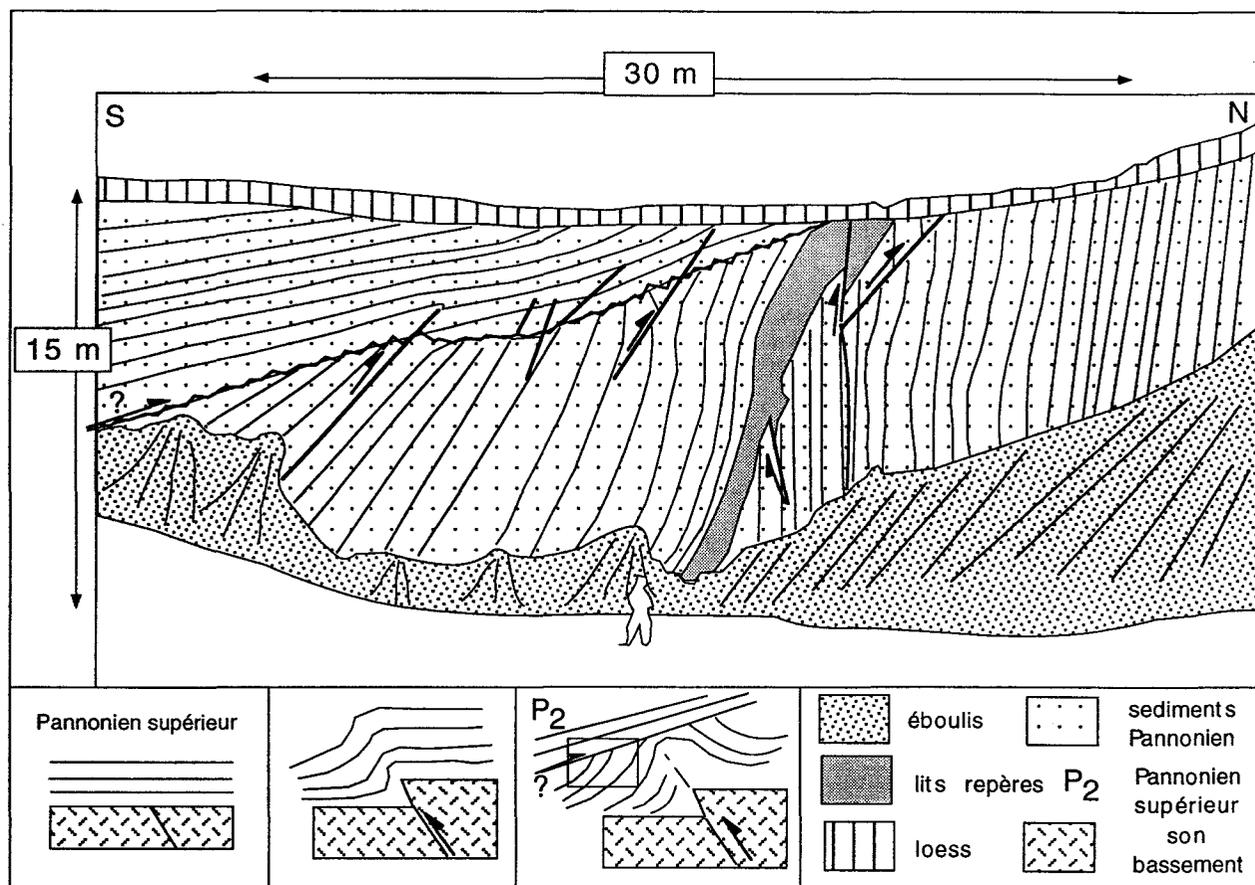


Figure 5-43 Carrière de Danitz, schéma et interprétation des structures.

A Danitz-pusztai homokbánya és értelmezése.

Un deuxième ensemble d'âge pannonien supérieur repose sur le premier par l'intermédiaire d'une surface érodée. Le synclinal observable aujourd'hui se situe dans cette série.

Sur la photo on observe plusieurs petites failles inverses qui coupent la série. Quelquefois le mouvement se présente comme un jeu banc sur banc. Le mouvement a été déterminé par Kleb (1973) comme un écaillage inverse vers le Sud. Il a aussi décrit une zone avec des éléments étirés indiquant une composante décrochante pour ce mouvement.

Depuis ces observations on peut envisager que pendant le Pannonien inférieur et le Pannonien supérieur basal, la succession clastique s'est déposée normalement, avec un pendage horizontal ou sub-horizontale (Figure 5-43, A). Dans le Pannonien supérieur (phase intra-pannonienne) la partie Nord a commencé à être intensément soulevée et chevauchée vers le Sud. C'est ce soulèvement et chevauchement qui renverse les couches du Pannonien inférieur et supérieur basal (Figure 5-43 B). Les couches verticalisées sont érodées à leur tour et un deuxième ensemble Pannonien supérieur se dépose avec des discordances progressives. Enfin, une faible compression apparaît causant des plis ouverts dans les deux ensembles avec un soulèvement plus récent au Nord.

5.4.4.2 Le bassin de Pécsszabolcs

Dans ce bassin, les roches ottnangiennes à pannoniennes inférieures affleurent (Figure 5-38) (Hámor, 1970; Kleb, 1973). Un synclinal de direction ENE-WSW se trouve au milieu du bassin; ce synclinal s'infléchit en direction NE-SW vers l'Est (Hámor, 1970).

Sur la coupe publiée par Hámor (1966) et reprise par Kleb (1973) on peut distinguer plusieurs phases tectoniques (Figure 5-44).

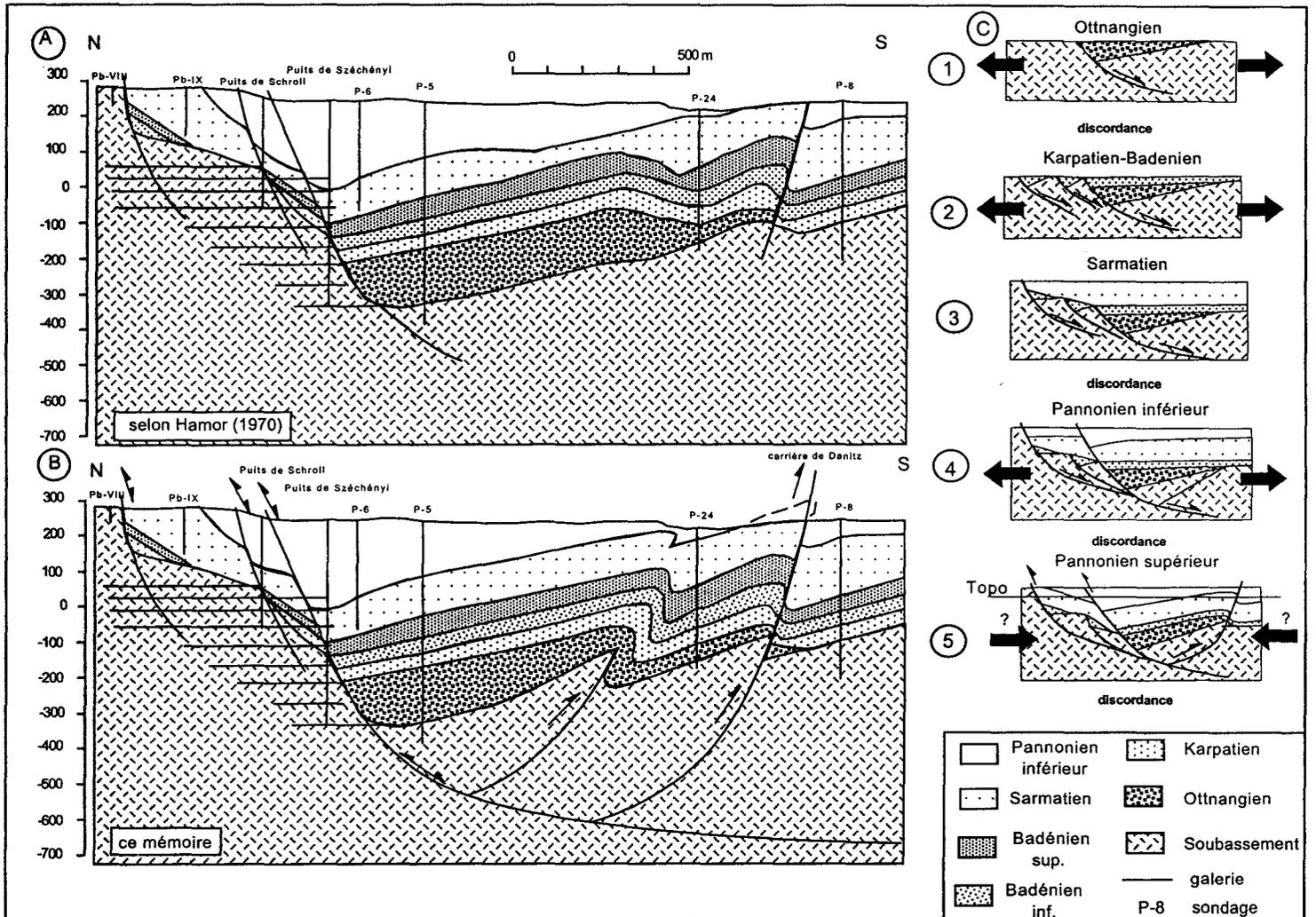


Figure 5-44 Coupes de la mine de Pécsszabolcs et reconstitution retrotectonique.

A Pécsszabolcsi medence földtani szelvénye és újra értelmezése.

Phase I.

La coupe montre que la première succession d'âge ottnangien (conglomérats lacustres) repose sur une surface érodée (Hámor, 1970). A cause de son amincissement vers le Sud (30 m à 150 m) on peut dire qu'il s'agit d'un bassin asymétrique bordé par une faille listrique synsédimentaire normale (Figure 5-44, C, 1). D'après de la carte géologique (1 :10000) la direction de cette faille est NE-SW.

Entre l'Ottngien et le Karpatien une érosion et une discordance ont été décrites par Hámor (1970).

Phase II.

La première succession marine se dépose pendant le Karpatien (Háamor, 1970). Selon la coupe il s'agit d'une nouvelle période d'extension créant deux petits bassins asymétriques au Nord de la première faille (même direction, NE-SW). Dans ces petits bassins les failles sont actives pendant le dépôt. Dans le bassin au Sud du bassin original, l'épaisseur des roches karpatiennes et badéniennes semble être constante (Figure 5-44, C, 2).

Dans le Sarmatien l'extension continue, on n'observe pas de discordance entre le Badénien et le Sarmatien (Háamor, 1970). L'épaisseur des roches sarmatiennes est constante dans l'ensemble des domaines (Figure 5-44, C, 3).

Phase III.

Le Pannonien inférieur repose en plusieurs endroits sur une surface érodée et basculée (Kleb, 1973) qui peut indiquer une première activité compressive. Mais, sur la coupe, on observe une nouvelle manifestation d'extension montrant un bassin asymétrique bordé par la première faille préexistante (Figure 5-44, C, 4). Entre le Sarmatien et le Pannonien inférieur cette faille a été observée dans différentes galeries de mine.

Le Pannonien inférieur est érodé, mais l'asymétrie est encore visible.

Phase IV.

Enfin, une phase compressive est indiquée sur la Figure 5-44, C, 5. par la coupe. Entre le Pannonien inférieur et le Pannonien supérieur un important changement de paléoenvironnement s'est produit (Kleb, 1973). Le bassin évolue d'un type transtensif vers un type bassin transpressif.

D'après les observations dans la carrière Danitz cette phase est d'âge intra-Pannonien, elle est caractérisée par un soulèvement et un chevauchement vers le Sud. Sur la coupe on a figuré ces failles inverses chevauchantes comme antithétique de la faille listrique normale.

L'interprétation de ce bassin est légèrement modifiée et complétée par l'ajout du soubassement et de l'avant-fossé plus au Sud. La coupe originale a été publiée par Háamor (1966) (Figure 5-45).

La Faille de Pécs se trouve entre le granite et les calcaires triasiques. A côté du Trias moyen sont juxtaposées des séries jurassiques inférieures. Ces différents éléments mésozoïques confirment que cette zone est la continuation de la zone décro-chevauchante.

Si on retourne à l'analyse de la coupe on observe que le bassin asymétrique ottangien est un peu modifié, car après le bassin de Pécsszabolcs une nouvelle succession épaisse se dépose plus au Sud. Nous pouvons envisager deux hypothèses pour expliquer cet aspect.

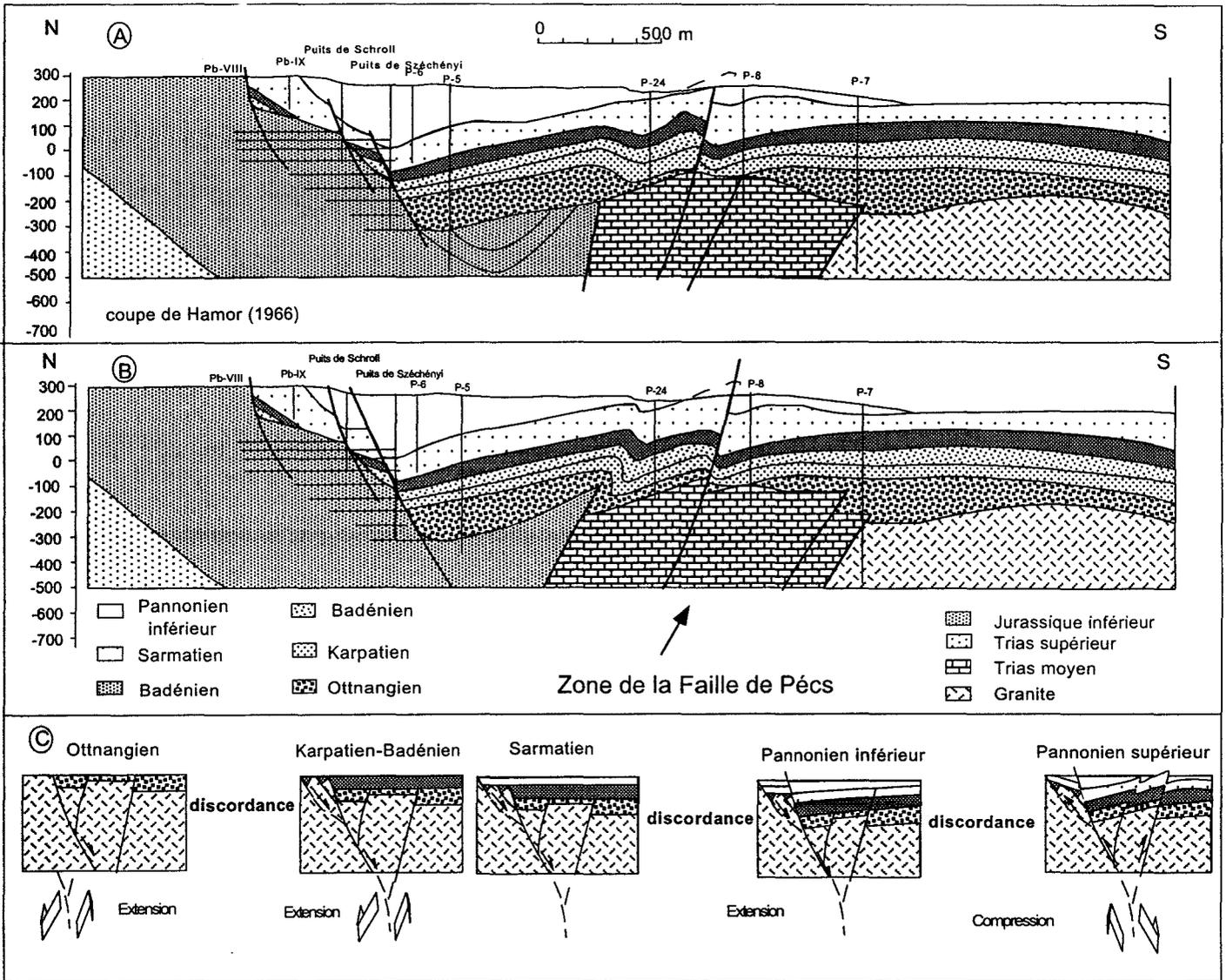


Figure 5-45 Coupe de la région de Pécsszabolcs. Ancienne et nouvelle interprétations.

A Pécsszabolcsi medence kiegészített földtani szelvénye.

(1) Premièrement, deux bassins asymétriques existaient. Le premier serait le bassin de Pécsszabolcs et le deuxième se trouverait au sud de la Faille de Pécs (transtension).

(2) Dans la deuxième hypothèse il n'y aurait qu'un seul bassin, mais après l'Ottnangien, le bloc triasique se serait soulevé et les roches ottnangiennes auraient été érodées. C'est pourquoi on ne peut pas observer ces roches dans le sondage P-8 alors que l'on observe leur amincissement dans le sondage P-24.

Pour choisir entre les deux hypothèses nous n'avons pas suffisamment d'information, sauf que la phase Ottnangienne et Karpatrienne est extensive et que nous n'avons pas d'éléments compressifs. Ces deux interprétations seront reprises lors de l'analyse globale des bassins autour des Monts Mecsek et Villány.

Les autres phases d'évolution semblent être acceptables, sauf que dans la coupe précédente une faille listrique normale est le moteur de la sédimentation mais en ajoutant le soubassement cette faille normale est un élément d'une structure en fleur.

5.4.4.3 La continuation de la zone chevauchante vers l'Est

Selon les observations de Kleb (1973) la zone de soulèvement-chevauchement vers le Sud continue en direction ENE. Il a décrit, dans la carrière de Kulcsos, une succession du Pannonien supérieur. Le pendage est de 58° à la base de cette succession, mais au dessus, après une discordance, on trouve une série moins pentée de 28°. Cette observation permet de l'interpréter comme la suite de la zone qui a été décrite dans la carrière de Danitz. Aujourd'hui cet affleurement est recouvert par la végétation.

Il faut souligner un aspect très important. Sur la carte géologique, dans la plupart des cas, on observe des couches néogènes qui reposent sur le soubassement penté vers le bassin ou avant-fossé (Figure 5-46). Cette observation montre qu'il n'y pas de failles normales entre le Mésozoïque et le Néogène car s'il y en avait le pendage devrait être vers le soubassement. C'est pourquoi il faut supposer, dans la plupart des cas, qu'une faille inverse soulève le soubassement (Figure 5-46). Quelquefois cette faille inverse se termine dans le Néogène (carrière de Danitz, carrière de Kulcsos, recoupant de l'Ottngangien jusqu'au Pannonien supérieur basal). Parfois on a des juxtapositions du soubassement et des séries néogènes (Vadász, 1935, Pécs). Cette idée semble apparaître sur la carte tectonique schématique de Hámor (1966), mais sur la carte géologique publiée ensuite (Hetényi *et al.* 1982) elle a disparu.

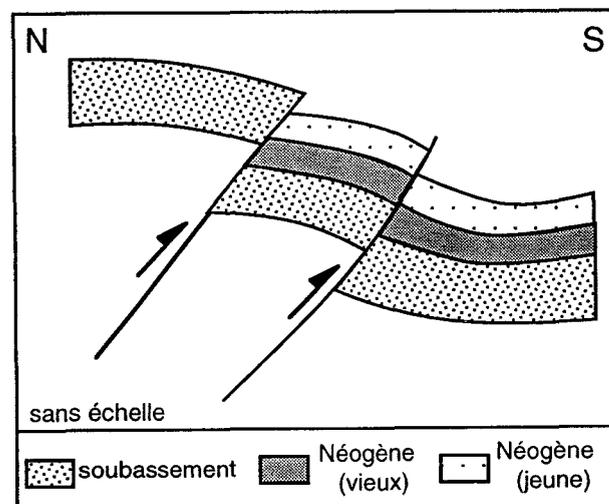


Figure 5-46 Ecailles du Sud, schéma explicatif du soulèvement tardif du Pannonien.

A déli pikkelyöv követésének lehetősége a létező földtani térkép alapján.

En tenant compte des coupes levées près de Pécsszabolcs, de celle levées dans la carrière de Danitz et de la structure en fleur du Mecsek occidental on considère ces éléments cartographiques comme des failles inverses chevauchantes. Le soulèvement, encore actif, est indiqué par les différents niveaux de terrasse et d'autres indices comme des disparitions des anciennes routes romaines (Szabó, 1955, Moldvay, 1964, 1966).

5.4.4.4 *Les environs de Pécsvárad*

Carrière de Sarmatien

A l'Ouest de Pécsvárad, dans le grand virage du chemin de fer (Figure 5-20, Figure 5-38) il existe une falaise d'un calcaire gréseux sarmatien. Le pendage du calcaire est de 20° vers le Sud (190/20) montrant un basculement postérieur à son dépôt. Dans ce calcaire on observe une famille de plans conjugués avec des jeux décrochants qui indiquent une compression N-S postérieure au Sarmatien.

Les carrières de sable Pannonien supérieur

Le long de la route N6 il existe plusieurs grandes carrières de sable du Pannonien supérieur (Hird, Csokoládé puszta, Pécsvárad I., Pécsvárad II). Dans la plupart des cas ces sables représentent une succession deltaïque et un comblement rapide du bassin.

Dans la carrière de sable de Pécsvárad I qui se situe au Nord de la route N6 Kleb (1973) a décrit quelques petites failles inverses sans donner la direction de ces structures. Ces failles ne sont pas observables. Dans la deuxième carrière qui se situe de l'autre côté de la route on a pu observer des failles normales. Nous n'avons pu observer aucune strie, mais d'après la direction des failles normales nous pouvons estimer l'extension comme étant NE-SW.

5.4.4.5 *Le bassin de Szentlőrinc*

Dans la partie occidentale de la Faille de Pécs, un nouveau bassin se trouve aux environs de Szentlőrinc (Figure 5-38). Il s'agit d'un bassin avec dépôts paléogènes et miocènes. La succession Paléogène a été observée dans un seul sondage (cf.5.2.2.3.1). C'est une succession deltaïque avec une direction de transport qui va du sud vers le Nord selon Jámbor et Szabó (1961).

Vraisemblablement entre les deux avant-fossés : le Bassin de Pécsszabolcs et le Bassin de Szentlőrinc, il n'y avait pas de relation directe pendant le Miocène inférieur et moyen parce qu'en plusieurs sondages le Pannonien supérieur repose directement sur la surface érodée anté-Néogène (Kleb, 1973). Malheureusement en surface il y a peu d'affleurements c'est pourquoi on doit travailler à l'aide des sondages.

A partir de plusieurs sondages les géologues de la mine d'Uranium ont construit des coupes N-S et E-W traversant la Faille de Pécs et ses environs (Figure 5-38).

Sur la Figure 5-47 la coupe originale se trouve en haut et ma reinterprétation en bas. Sur la coupe de Barabás et Csicsák (1990) les failles normales sont les éléments principaux. Sur ma version j'ai donné de l'importance à la fois aux failles inverses et normales.

Sur la coupe on observe qu'il y avait deux périodes de sédimentation importante: des dépôts se sont accumulés à l'Ottongien - Karpatien ? (Miocène inférieur) et pendant le Pannonien.

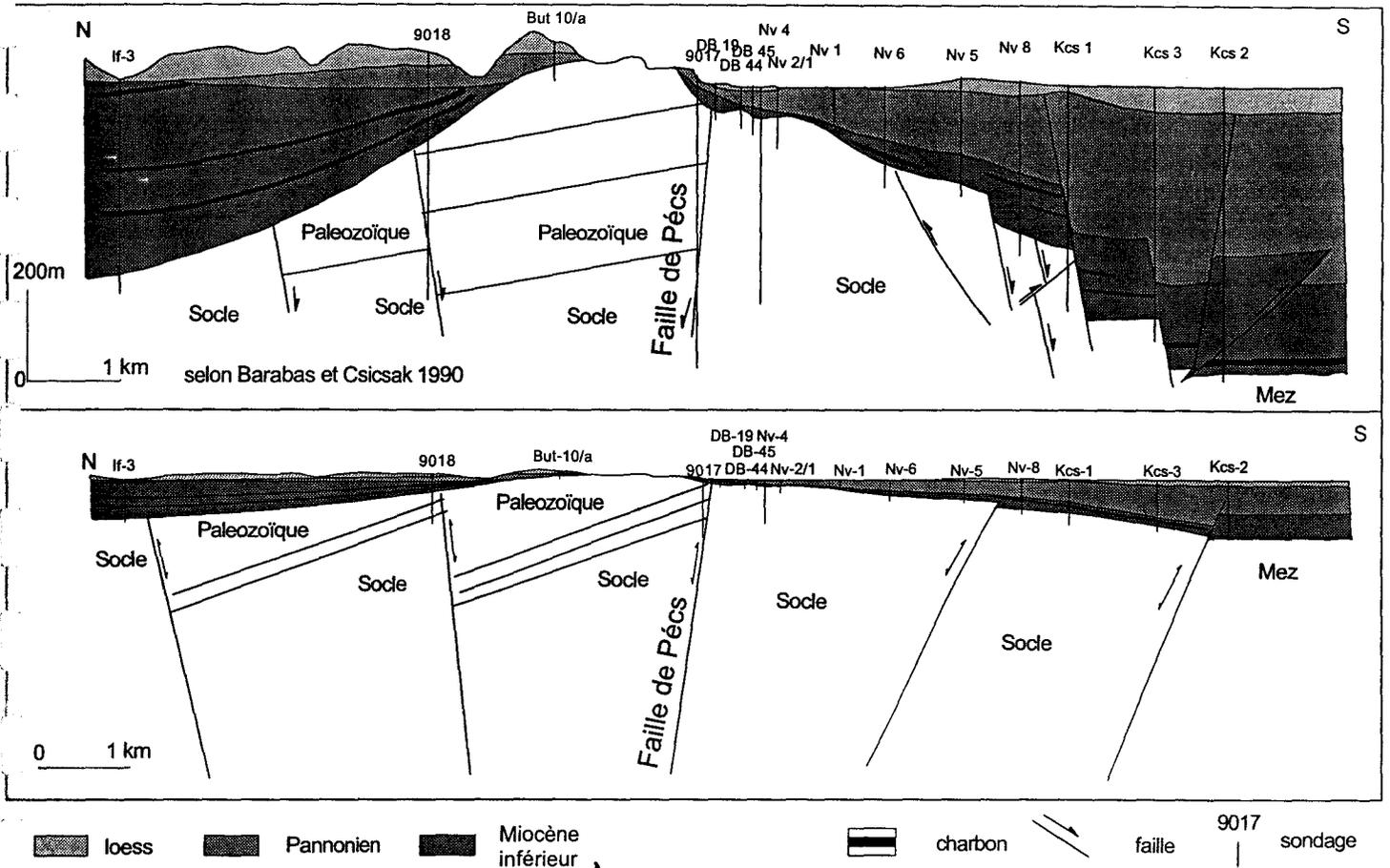


Figure 5-47 Coupes N-S du bassin de Szentlőrinc. Ancienne et nouvelle interprétations.

A Szentlőrinci medence E-D-i földtani szelvénye.

La Faille de Pécs se situe entre les sondages 9017 et Db-19 où le socle (granite, schiste) est juxtaposé à côté du Permien. Il est important de noter que plus au Sud ce socle chevauche sur le Mésozoïque et Néogène entre les sondages Kcs-3 et Kcs-2. Dans le bassin du Sud on observe une seule couche de charbon Ottnangienne. Cette couche a été repérée comme un niveau marqueur sur la deuxième coupe.

L'épaisseur du loess d'âge Pléistocène est plus importante au Nord que au Sud là où le Permien affleure. Cette observation nous indique qu'aujourd'hui le loess est en train d'être érodé. La limite entre le loess et le Pannonien est soulevée près du socle. Ceci souligne aussi le soulèvement au Pléistocène du Permien par rapport du granite. Pour retrouver la situation originale il faut remettre toutes ces surface érodées à l'horizontale.

Après avoir remis la surface érodée à l'horizontale, on observe deux sous-bassins Pannoniens situés sur le côté Nord et Sud par rapport à la zone soulevée aujourd'hui. Les couches pannoniennes sont tronquées au Nord du Permien. On observe aussi que les couches pannoniennes s'épaississent graduellement à partir de la troncature vers le Sud, jusqu'à la faille de Sud entre le socle et Mésozoïque. En conséquence elle joue comme une faille normale listrique pendant le Pannonien. Ces observations indiquent que le socle affleurant aujourd'hui a été recouvert pendant le Pannonien. C'est

pourquoi le soulèvement associé à un chevauchement vers le Sud s'est formé après le Pannonien. Szabó (1955) a montré un soulèvement très important après l'invasion des romains.

Au sud de la faille située en peu plus au Sud, dans le Miocène on observe un important épaissement. Cet épaissement indique que la faille était active à cette époque. C'est un épaissement qui est dû pour l'essentiel aux conglomérats situés à l'aplomb de la faille. Cette faille a joué comme faille inverse pendant cette période.

Dans le bassin au Nord, le bassin du Mecsek Occidental montre une activité moins importante. Le chevauchement a été actif pendant le Miocène inférieur ceci est indiqué par des faciès littoraux au Nord. Ce chevauchement (Faille de Pécs) disparaît pendant le Pannonien pour redevenir à nouveau une faille inverse.

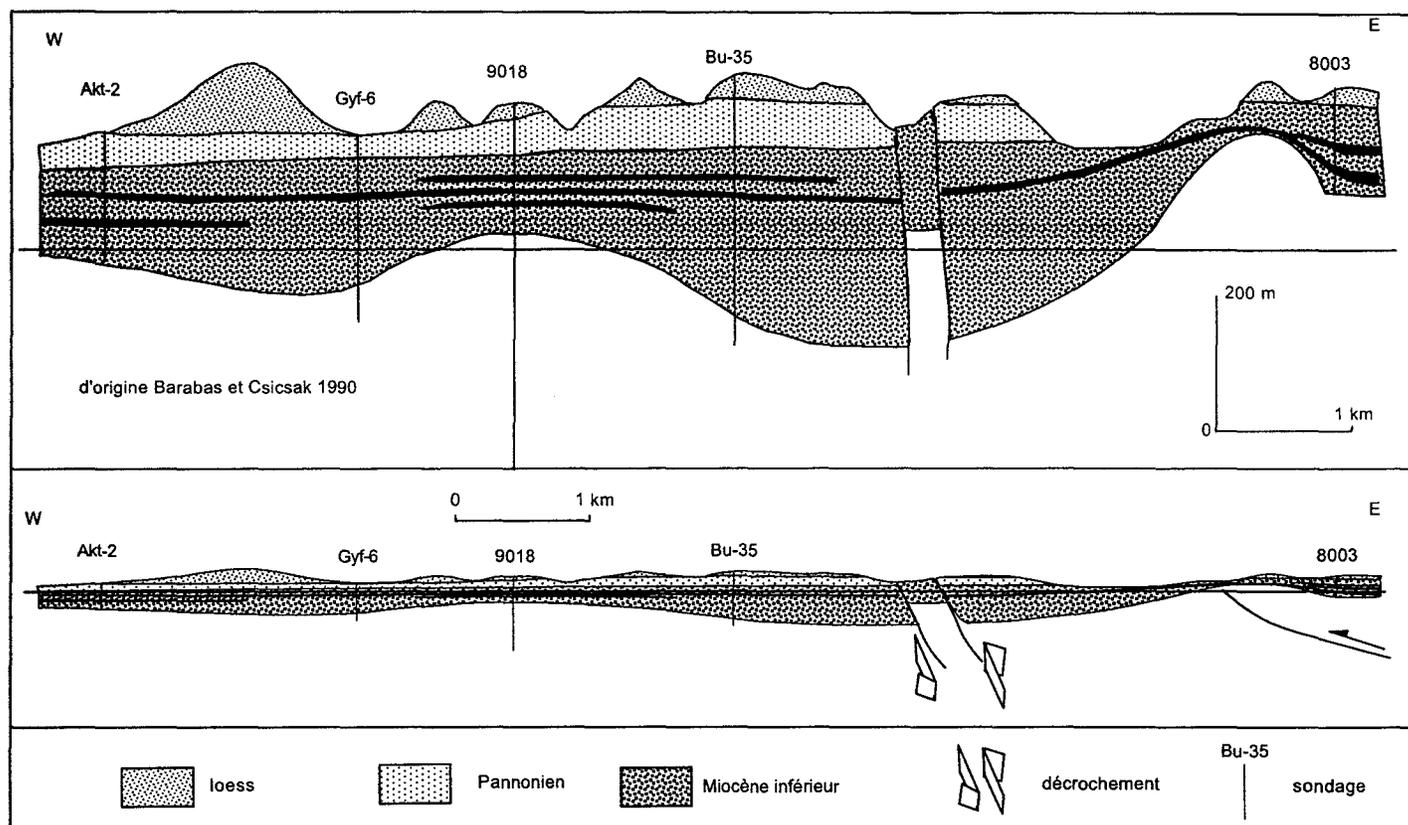


Figure 5-48 Coupes E-W du bassin de Szentlőrinc.

A Szentlőrinci medence K-Ny-i földtani szelvénye.

Sur la coupe transversale dans la direction E-W (Figure 5-48) on observe que pendant le Miocène et Pannonien il n'y pas de faille traversant le bassin. Après le Pannonien, une faille de direction N-S (NNW-SSE) traverse le bassin et donnant un horst triasique étroit. Il s'agit d'une faille décrochante positive associée à un structure en fleur. Cette structure traverse tout le Mecsek Occidental. Elle soulève les roches mésozoïques (cf. carrière de Kán, 5.4.1.6). Ces observations montrent que la faille transversale joue postérieurement au Pannonien.

D'après la répartition des épaisseurs des roches Pléistocènes, on peut proposer un soulèvement plus important à l'Est qu'à l'Ouest. Les loess sont beaucoup plus épais vers l'Ouest. Ce basculement avec un soulèvement à l'Est a été déjà supposé par Hámos (1997). Il a observé dans un fossé de direction E-W que le même niveau de terrasse est présent toujours de plus en plus haut vers l'Est. A partir de ces deux observations nous pouvons déterminer que le soulèvement est plus important à Pécs qu'à Szentlőrinc.

5.4.4.6 Résumé pour la Faille de Pécs

Pour expliquer le mouvement proche de la Faille de Pécs on a construit un schéma tectonique explicatif (Figure 5-49). Une phase extensive commence à partir du Miocène inférieur selon les coupes de Pécsszabolcs et Szentlőrinc. Cette extension produit par un décrochement senestre situé à coté de la Faille de Pécs. Une nouvelle transtension s'est produite au Karpatien-Badénien peut-être associées avec quelques éléments compressifs (coupe de Szentlőrinc) proche de la direction E-W. Au Pannonien inférieur une nouvelle extension a été observée dans les deux bassins étudiés indiquant un rejeu du à un décrochement senestre (Figure 5-49).

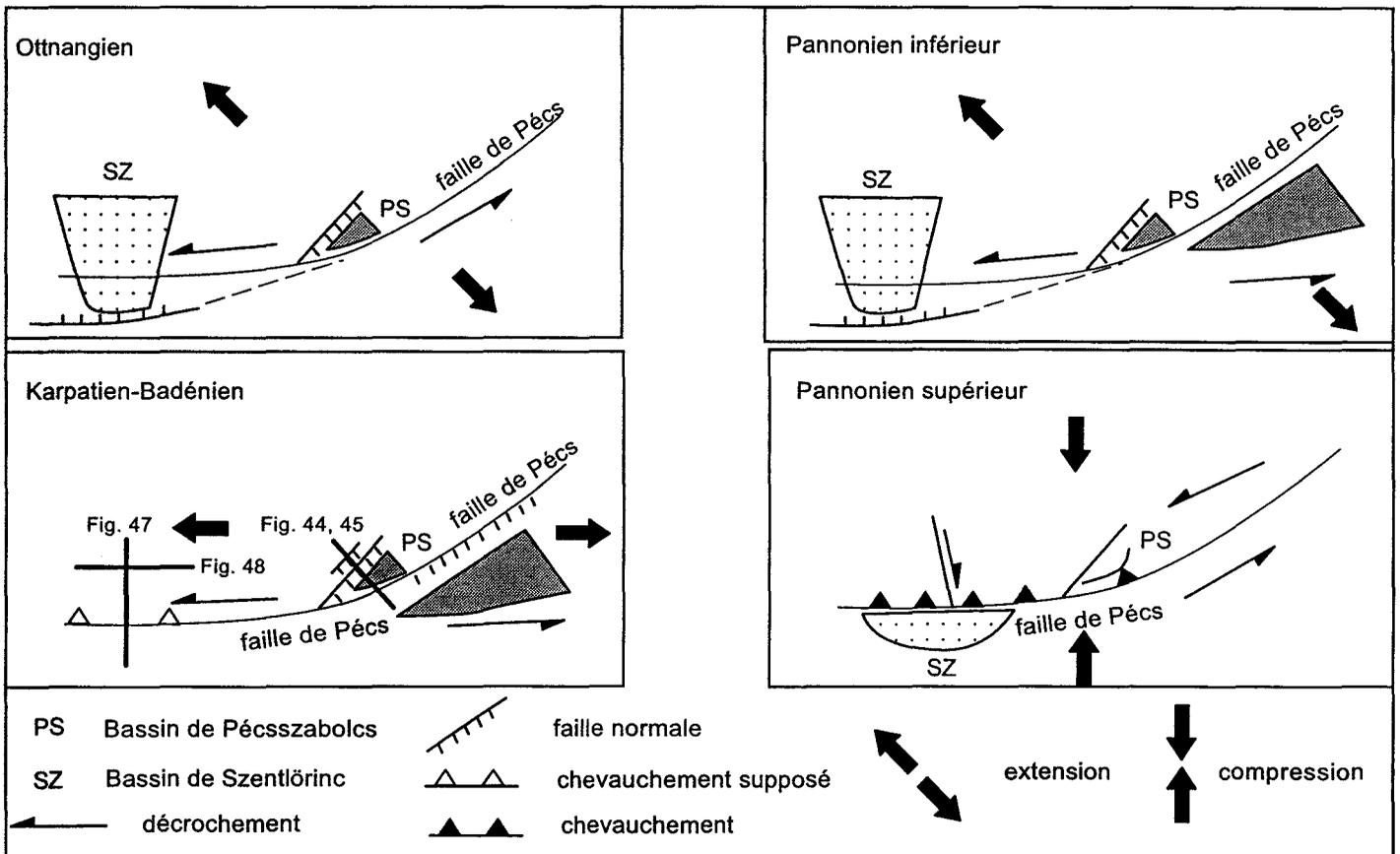


Figure 5-49 Schéma tectonique pour la Faille de Pécs.

Egyszerűsített tektonikai vázlata a Pécsi vetőre (Mecsek-alja vonal).

Une phase intra-pannonienne est caractérisée par un important soulèvement-chevauchement à vergence Sud à coté de la Faille de Pécs (Danitz, Kulcsos). Il s'agit une compression N-S (carrière sarmatienne de Pécsvárad) indiquant des décrochements senestre de ENE-WSW (NE-SW) et dextre WNW-ESE (cf. Figure 5-48). Dans le Pannonien supérieur se présente une extension de direction NE-SW (carrière pannonienne de Pécsvárad), suivie probablement d'un faible plissement-soulèvement (carrière de Danitz) montrant que les mouvements vers l'avant-fossé ne sont pas terminés.

5.4.5 La zone du Granite

Données cartographiques

Nous pouvons diviser les roches d'âge paléozoïque en deux grands groupes: les roches magmatiques et les roches sédimentaires. Les roches magmatiques (plutoniques) affleurent dans la partie orientale du Mecsek. On y trouve une masse de granite carbonifère allongé selon la direction NE-SW (Figure 5-50, Zone IV.) entourée d'affleurements néogènes. Elle est couverte avec du loess et du sol (Janstky, 1975). On peut l'examiner grâce à l'exploitation du granite dans différentes anciennes carrières. Deux domaines excavés par de nombreuses carrières existent aux deux terminaisons NE et SW du massif granitique.

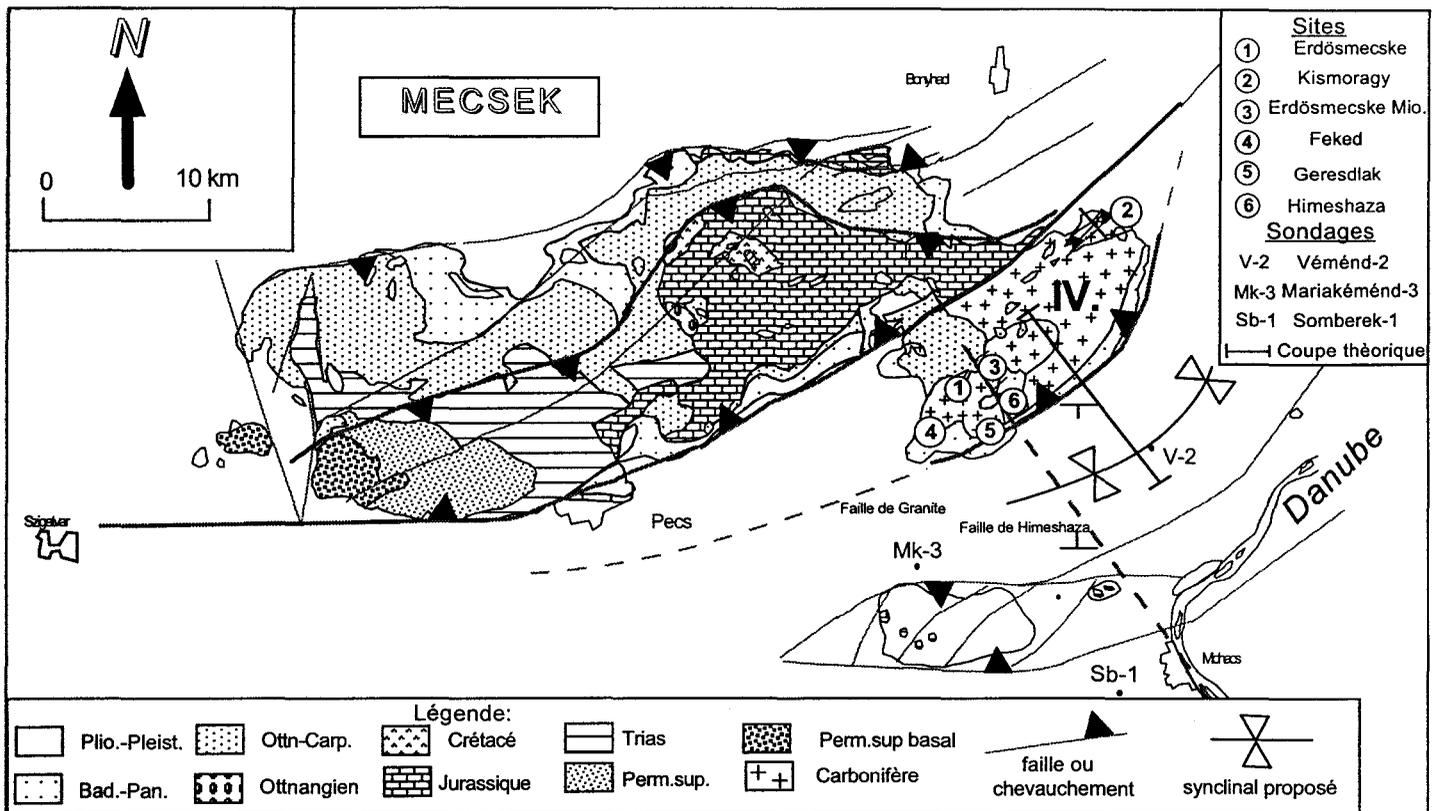


Figure 5-50 Localisation des sites étudiés dans la zone du granite.

A feltárások elhelyezkedése a gránit területén.

5.4.5.1 Erdősmecke

La terminaison SW du massif granitique se situe dans la région d'Erdősmecke (pt.1 sur la Figure 5-50). La carrière présente un granite porphyroblastique avec de grandes orthoses (3-5 cm) roses. Nous y observons seulement de la déformation cassante. On ne voit pas de traces de déformation ductile, mais à partir des mesures d'anisotropie magnétique, on peut poser l'hypothèse qu'il y a eu une déformation de type ductile (cf.6.3).

Etudes microtectoniques

La plupart des failles sont décrochantes avec quelques failles normales et inverses. La direction de failles la plus importante est ESE-WNW avec une forte pente (80°) vers le NNE et des jeux senestres et dextres. On n'a pas pu observer de chronologie relative entre ces systèmes décrochants. Il existe également des décrochements dextres de direction NE-SW et senestres de direction NW-SE ainsi que quelques failles N-S avec des stries obliques (30-40°).

Les calculs de paléo-contrainte caractérisent deux phases décrochantes avec des axes σ_1 horizontaux WNW-ESE et NE-SW. L'âge de ces déformations reste obscur dans cette carrière.

5.4.5.2 Kismórágy

La terminaison NE de la masse granitique représente la deuxième région de carrières (Figure 5-50).

Village de Mórógy

Dans le village de Mórógy (Figure 5-50) le granite montre à peu près le même comportement tectonique que dans la carrière d'Erdösmecske. Il s'agit de déformations cassantes, sans déformation ductile. Le granite y est de même type, sauf l'orthose qui devient grise. Dans cette carrière la direction principale des failles est aussi ESE-WNW. Nous observons également des jeux dextres et senestres sur les miroirs de failles, mais avec un ordre chronologique relatif, le premier mouvement étant le décrochement senestre. Ceci indique que la compression ENE-WSW ou NE-SW a été la première et la compression NW-SE la seconde. Il existe aussi quelques failles normales de direction NNW-SSE.

Carrières de la Gare de Kismórágy

Les autres carrières sont situées vers le NW à proximité de la grande faille limitrophe (Faille de Pécs). Nous observons dans cette région plusieurs petites carrières et une plus grande.

Carrière au Sud de la Gare

C'est une petite carrière à coté du chemin de fer. Dans cette carrière, le granite se présente sous deux formes. La première est un granite altéré et la seconde est un granite frais. Ils sont séparés par une surface peu pentée (30°) vers le NW, de direction NE-SW. Cette surface est parallèle à la direction de l'accident majeur du Mecsek S (Faille de Pécs). Sur cette surface nous avons observé des stries indiquant un jeu inverse. Autrement dit le granite altéré a chevauché le granite frais.

Carrière de la Gare

Celle-ci se trouve très proche de la faille limitrophe de Pécs. C'est une grande carrière où on observe plusieurs types de granites. (Figure 5-51). Ils ont été décrits comme des granites porphyroblastiques et des dykes microgranitiques. Des sills de microgranite s'allongent en direction NE-SW parallèlement à la faille principale. Dans la falaise on observe les différents granites séparés par des surfaces bien déterminées. Sur une telle surface à l'entrée de la carrière on mesure des stries, mais les sens ne sont pas déterminables. La direction des surfaces est parallèle à celle décrite auparavant: Il s'agit de surfaces peu pentées (30-40°) vers le NW, de direction NE-SW.

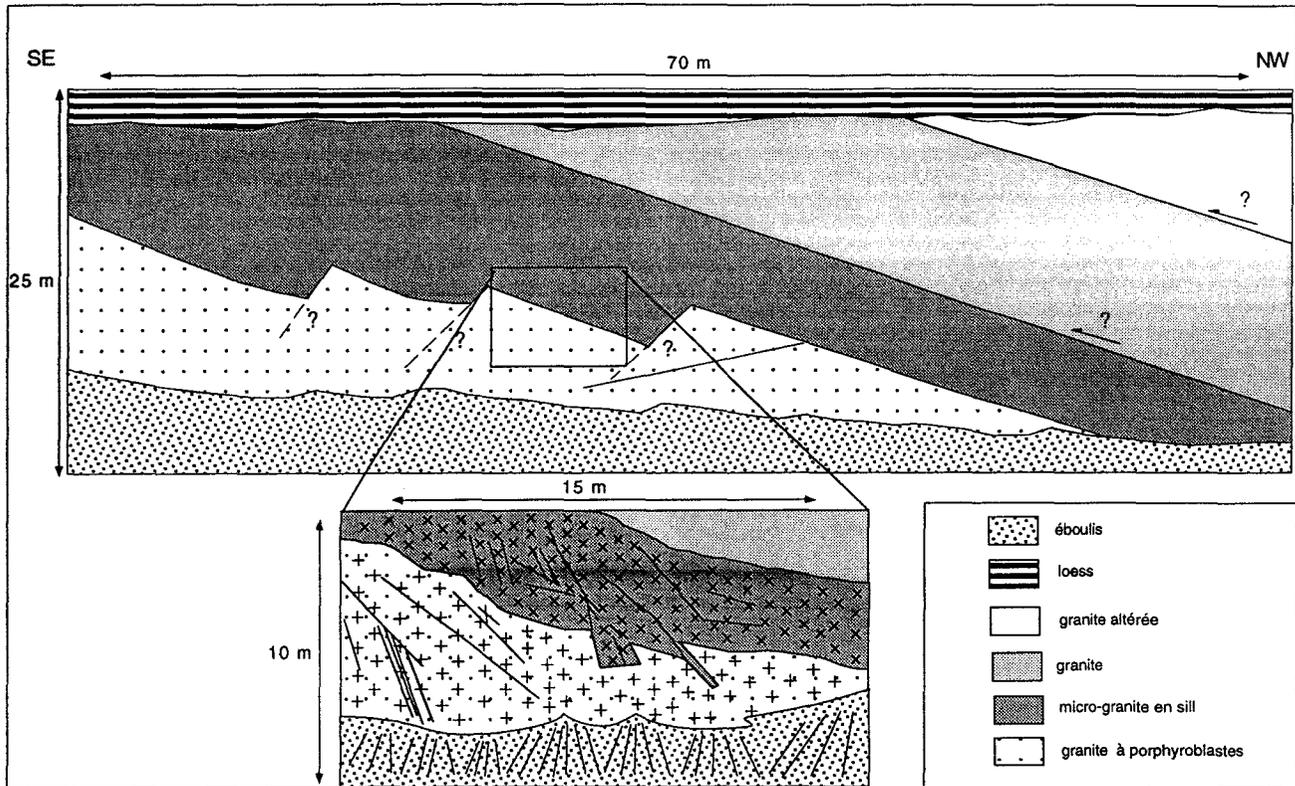


Figure 5-51 Carrière de la gare de Mórágý. Schémas de la fracturation du granite.

A gránitot felszabdalo törések.

Le granite porphyroblastique est plus faillé avec des familles de failles qui ne semblent pas pénétrer le microgranite. Elles sont de direction N-S et E-W, mais sans aucune strie déterminable. Il y a des familles de failles qui pénètrent le microgranite avec des jeux normaux (Figure 5-51, dessin détaillé). On observe sur ces miroirs quelques stries obliques normales (pitch 55°).

5.4.5.3 Affleurements plus récents

Les roches d'âge miocène reposent sur le granite. Dans quelques sondages :Máriakéménd-3 et Somberek-1 sur la Figure 5-50) réalisés aux alentours on observe aussi de minces reliquats de Mésozoïque et de Permien reposant sur le granite. Ces sondages indiquent que, très vraisemblablement, ces formations recouvraient partout le granite, mais qu'elles ont été ensuite érodées. Les affleurements dans le Miocène sont très rares. Quelques anciennes exploitations de sable font exception à cette règle. Celles-ci se trouvent aux alentours du granite.

Erdösmecke

Entre la gare du chemin de fer d'Erdösmecke et la gare de Feked, le long des voies ferrées, on trouve des roches d'âge miocène sur le talus (Figure 5-50). Il s'agit d'un sable fin, blanc, jaune et gris dans lesquels il existe deux bandes (20 cm) de grès plus lithifiées par un induit calcitique. Dans ces bandes on a observé des fossiles qui sont d'après Kókai (1996):

Congéria boeckhi Wenz

Ferebithynia vadászi (Wenz)

Gyranlus sp

Ces fossiles donnent un âge est Karpatien (Miocène inférieur) à cet affleurement. Le faciès est lacustre ou semi-marin. Ce faciès pourrait représenter la première couverture sédimentaire du granite au cours du Tertiaire.

Dans cet affleurement on observe deux failles qui recoupent toute la série.

La première est une faille presque verticale (75-80°) de direction N 020. Sur le miroir de faille, on observe des stries horizontales montrant un jeu dextre normal (pitch 10°). Son rejet est de 30 centimètres.

La deuxième faille est pentée de 60° vers l'Est et possède l'une direction N-S. D'après les stries observées, il s'agit d'une faille senestre normale avec des stries pentées à 30° vers le Nord. Ces deux failles ne peuvent pas avoir joué ensemble. C'est pourquoi il faut supposer deux phases cassantes pour les créer.

Carrière de Feked

A la terminaison SE du village de Feked (Figure 5-50), sur le côté Est de la rue principale vers Geresdlak il existe une grande carrière de sables et des conglomérats d'âge Miocène. A la base du front de taille nous observons d'énormes galets de granite (longueur de 30-50 cm) surmontés de sable sur trois mètres d'épaisseur et d'une fine couche d'argile verte (chlorite). Celle-ci a été attribuée à une couche de tuf altéré par Magyari *et al.* (1989). Au dessus de ce niveau vert on trouve un deuxième lit de galets de granite, d'une taille de 10-20 cm, puis on observe des sables fins blancs, épais de deux mètres. On observe des grès calcifiés avec des fossiles au dessus de la couche verte. D'après Kókai (1996) les fossiles sont les suivants:

Chlamys cfr *solarium* Duj (juv.)

Flabellipecten sp. (juv.)

Codakia leonina (Bast) subjuv.

Trachycardium cfr. *multicostatum* (Brocc.)

Venus sp.

Conus sp.

Turitella sp.

Anomia ephippium L. subjuv.

Corallinacea

D'après ces fossiles l'âge de cet affleurement est Badénien inférieur (Miocène moyen). Le faciès est marin. La roche étudiée a été formée au bord de la mer badénienne où, plusieurs fois, d'énormes galets de granite sont apparus. C'est pourquoi il existait vraisemblablement une falaise de granite sur le littoral de la mer.

Ces deux derniers affleurements indiquent que la transgression de la mer sur le granite a commencé après le Karpatien, au début du Badénien, à environ 16 Ma.

L'affleurement situé au village de Geresdlak

Dans le village de Geresdlak, dans le virage de la rue principale, derrière une maison de paysan (pt. 5 sur la Figure 5-50, Figure 5-52). Un affleurement montre une série fortement pentée (35°) vers le Sud. Il s'agit de sables et d'argiles blanches et grises. Il existe aussi quelques niveaux calcaires. Il est certain que cette formation s'est déposée horizontalement (argile, calcaire fins). Autrement dit ces couche ont été basculées après leur formation. La détermination des ostracodes (Monostori, 1989) confère un âge Pannonien inférieur. Les Ostracodes montrent aussi qu'une faune d'âge Sarmatien y a été resédimentée. Le basculement des couches s'est donc produit après le Pannonien inférieur.

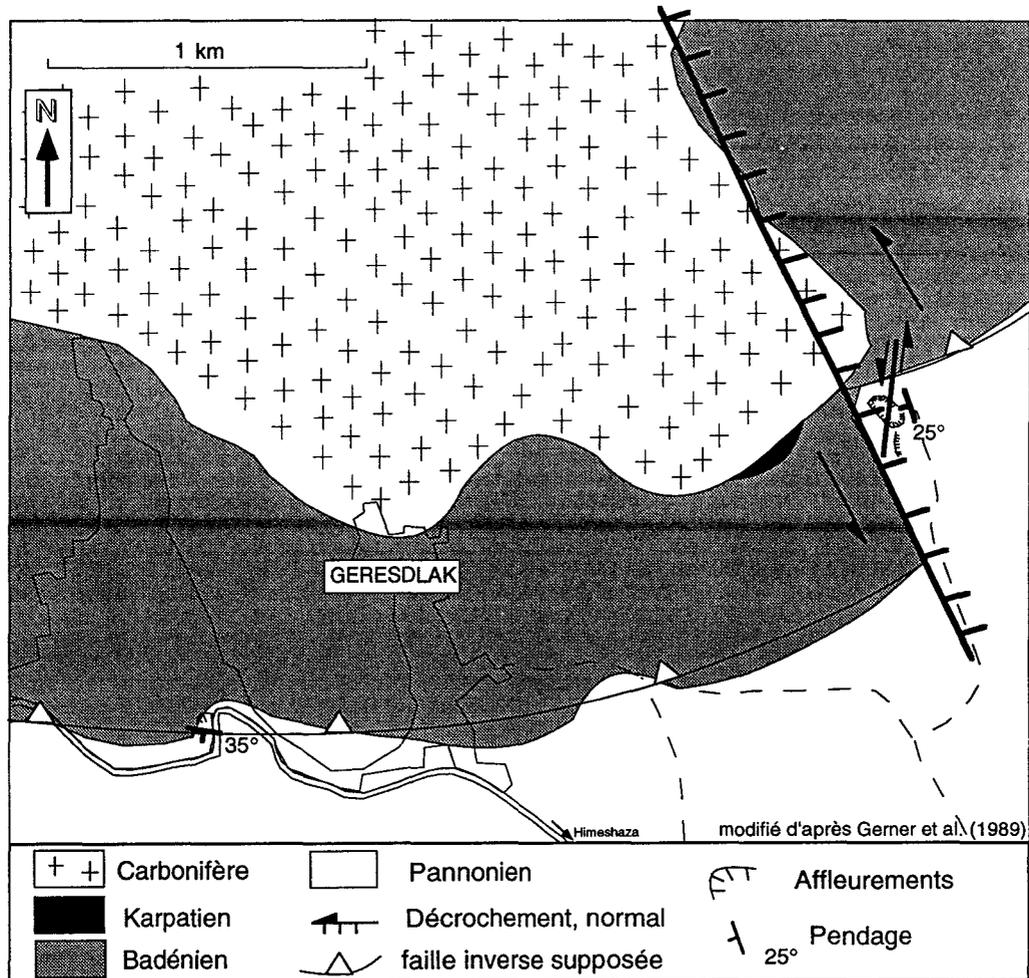


Figure 5-52 Carte géologique et localisation des affleurements au bord Sud du granite.

A gránit déli elöterének földtani térképe és feltárásai.

Il y a peu de failles et diaclases qui affectent ces roches. On a trouvé une seule faille N-S presque verticale qui indique un jeu horizontal. Les stries indiquent un mouvement senestre.

Deux hypothèses semblent être acceptables pour le basculement des roches.

Selon la première, une faille normale listrique de direction E-W située au Sud de cet affleurement fait basculer la série vers le Sud (Figure 5-53, A). Le problème de cette faille normale est qu'elle est pentée vers le granite, ce qui semble peu compréhensible parce qu'en général les failles sont pentées plutôt dans la direction opposée à la masse "stable". De toute manière cette faille devrait affecter aussi le granite. Le deuxième problème est que pour éroder les roches jusqu'au granite il faut supposer un abaissement important du niveau de la mer / lac post-pannonien.

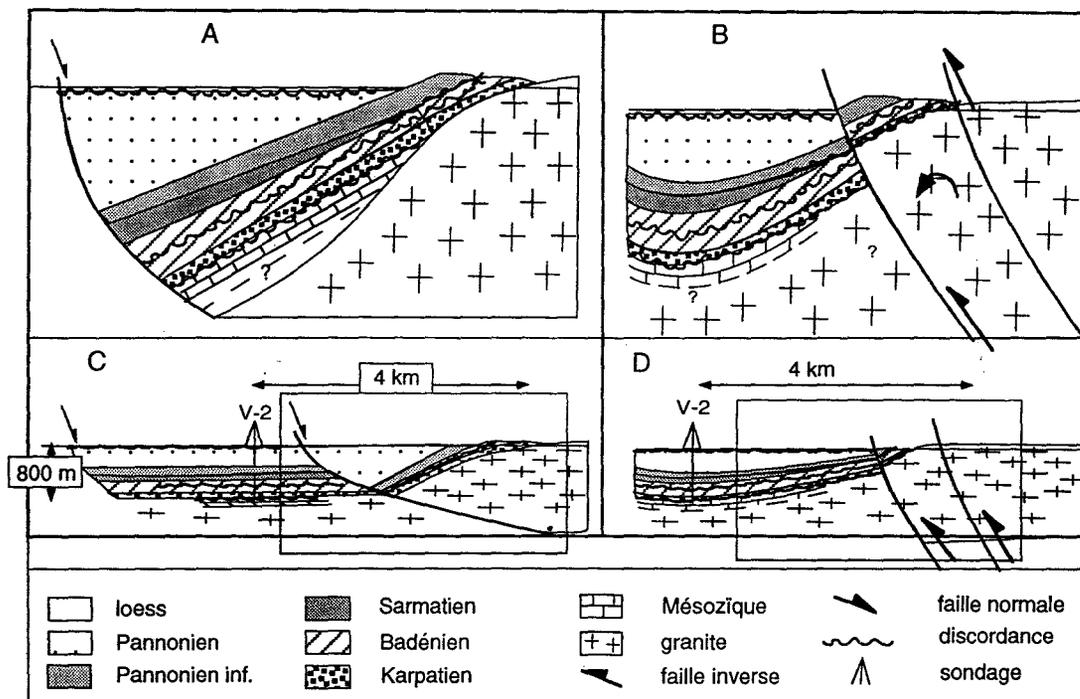


Figure 5-53 Interprétations des basculements de la couverture du granite.

A,C faille normale listrique. B,D faille inverse.

A gránit elhelyezkedésének szerkezeti vázlatja (normál vető, feltolódás).

Selon la deuxième hypothèse le granite s'est soulevé et a basculé avec les roches qui le recouvrent (Figure 5-53, B). Pour créer ce soulèvement important avec basculement des roches (30°), il faut faire intervenir des failles inverses. Ces failles inverses peuvent faire subir une rotations à la série originellement horizontale. En même temps ces failles inverses remplissent la série sédimentaire existante (Figure 5-53, B), il faut donc supposer l'existence un petit bassin en synforme avant la faille inverse.

Dans le bassin au Sud du granite existe un sondage (Véménd-2, V-2).

Selon la description de Hum (1996) ce sondage traverse toute la série néogène et se termine dans le calcaire mésozoïque. La série néogène commence avec 80 mètres de couches karpattiennes. Le faciès de cette formation est encore terrestre et lacustre. Sur le Karpatrien repose le Badénien épais de 200 mètres. Le faciès est marin, mais vers le haut il est régressif avec une discordance dans le Badénien. Après le Badénien suivent 100 mètres de roches d'âge sarmatien. Entre le Badénien et le Sarmatien on n'observe pas de limite. La série du Pannonien, épaisse de 400 mètres, repose au dessus en discordance. Le sondage se termine par 15 mètres de loess.

Le pendage rencontré dans toute la série traversée est presque horizontal. Il y peu de failles verticales dans les roches d'âge pannonien supérieur.

Retournons maintenant à nos hypothèses de départ (Figure 5-53, C, D).

Dans le premier cas, il faut supposer que la grande faille normale se trouve entre le sondage et les affleurements basculés. Cette grande faille qui bascule toute la série, n'a pas été trouvée. C'est pourquoi cette hypothèse est peu acceptable (Figure 5-53, C).

Dans le deuxième cas, nous avons deux possibilités.

La première possibilité (Figure 5-53, D) est que des plis se soient développés localement seulement au dessous et en dessus des failles inverses profondes. Il est certain qu'à proximité de la faille nous avons observé plus de roches basculées-plissées. Le sondage de V-2 se situe dans les couches non déformées.

Selon la deuxième possibilité nous plissons tout le bassin. Dans ce cas le sondage peut se situer au coeur d'une synforme. Sur la carte géologique publiée par Lovász et Wein (1974) les mesures de stratification des couches d'âge pannonien supérieur correspondent à cette synforme. C'est pourquoi cette deuxième possibilité semble raisonnable.

Cette hypothèse impliquant des failles inverse est possible si on fait une analogie avec les Ecailles du Nord. Il faut aussi dire qu'un sondage récemment réalisé traverse le granite dans lequel on a trouvé à 250 mètres une zone faillée et broyée, mais le sondage se termine aussitôt après. Cette zone peut correspondre à la faille inverse qui soulève le granite.

5.4.5.4 Carrière de sable de Himesháza

Elle se trouve entre les villages de Geresdlak et Himesháza (Figure 5-52). C'est une grande carrière de sable avec plusieurs types de roches affleurantes. La carrière a des dimensions imposantes: plus de 100 mètres de long et quelquefois plus de 50 mètres de haut.

La série commence par des calcaires verts qui renferment des fossiles datés du Badénien par Gerner *et al.* (1989).

Au dessus de ce banc de calcaire vert on observe d'épaisses couches de sable (Figure 5-54). L'épaisseur de cette série est d'au moins 20 mètres. Elle est jaune et un peu rose. La couleur rose provient de l'orthose qui s'y trouve en grande quantité (environ 15%). C'est un sable arkosique issu de l'altération du granite. Vers le haut de cette série on trouve un ou deux bancs de grès bruns. Ces bancs peuvent être utilisés dans cette carrière comme horizons marqueurs. Vers le SW de la carrière ces bancs bruns disparaissent, nous ne pouvons pas donc les utiliser comme marqueurs régionaux. Ce grès ferrugineux est riche en fossiles. D'après Müller (1996) l'âge de cette formation est pannonien supérieur (environ 7 Ma).

Vers le haut on observe une deuxième série sableuse. Elle est plus fine et plus rose (plus d'orthose). On voit, que la stratification est horizontale et finement laminée. Par analogie on suppose qu'elle est aussi d'âge pannonien supérieur comme dans la grande carrière de Danitz (cf. 5.4.4.1, Kleb, 1973). Vers le sommet de la falaise, sur une surface érodée, du loess repose sur les sables pannoniens. Le loess se trouve vers le N seulement dans les endroits abrités; par contre vers le S il se présente avec une épaisseur de 1-2 mètres. Ces observations indiquent que l'érosion se propageait vers le Sud. Les couches des sables pannoniens supérieurs sont pentées vers l' W-WSW de 30°, indiquant un basculement postérieur à leur dépôt.

Tout d'abord il existe une grande faille normale au milieu de la falaise qui rejette le sable rose et le juxtapose au sable jaune (Figure 5-54, A). Elle est de direction N-S. Son rejet est d'au moins 5 mètres. On a systématiquement mesuré les failles sur la falaise. On constate qu'il existe au moins deux familles de faille. La première famille est orientée N045 (1) et la deuxième est orientée N090 (2). La famille N045 est toujours la première, et recoupée par la famille orientée N090 (Figure 5-54). C'est pourquoi il faut séparer ces deux directions.

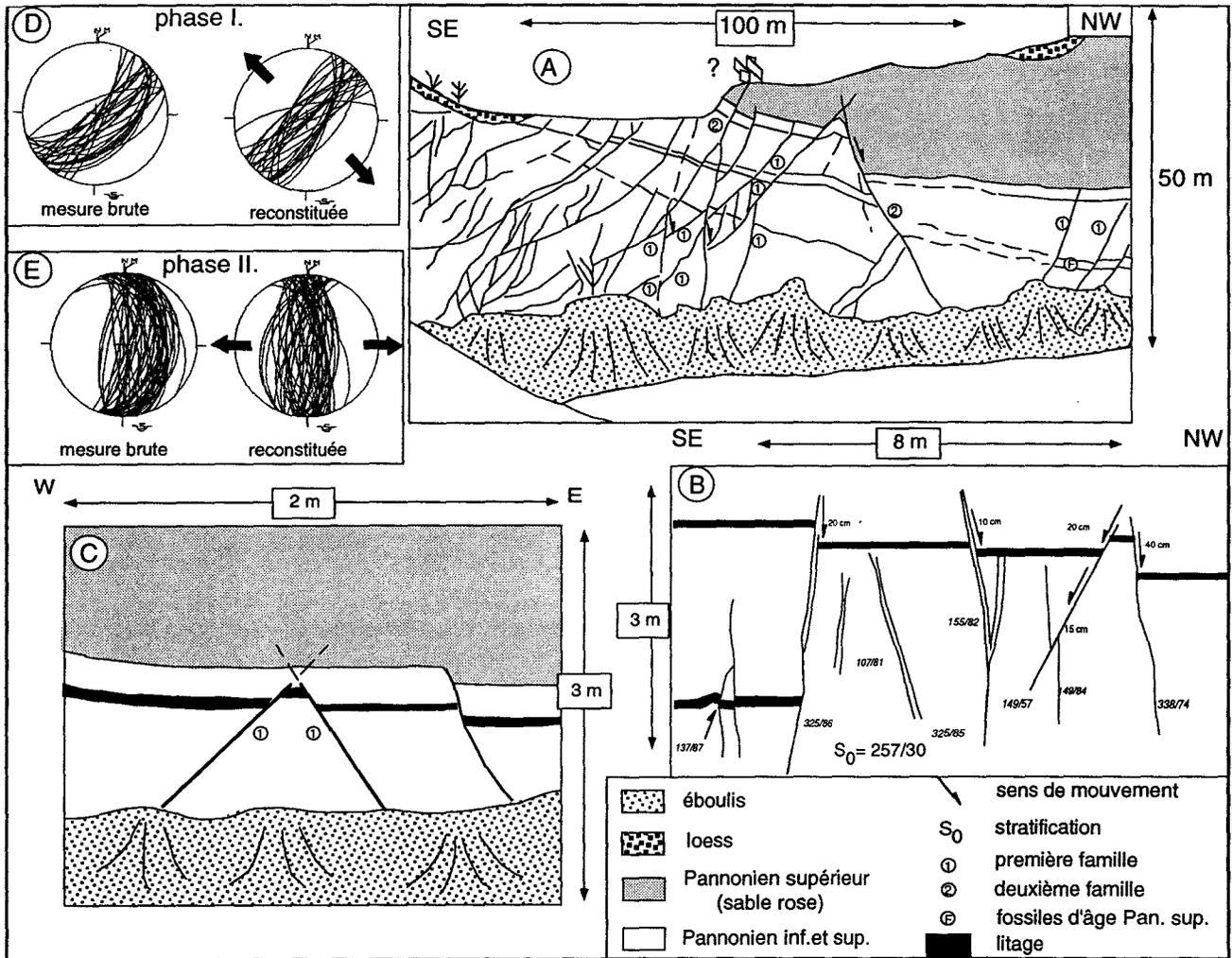


Figure 5-54 Carrière de Himesháza, fracturation anté et post basculement

A, coupe. B, détail des fractures. C, faille synsédimentaire. D, E stéréogrammes.

A Himesházi homokbánya (metszet, tőrészlet, szinszediment tektonika, sztereogrammok).

La famille N045 est divisée en deux sous-groupes selon la valeur du pendage. Ces failles sont soit verticales soit pentées à 40-50°. En général elles ont des jeux normaux, sauf si les failles deviennent "renversées" vers le NE: dans ce cas on a un rejet inverse apparent (Figure 5-54, B). Ces arguments montrent qu'il s'agit d'une famille de failles conjuguées normales qui ont été basculées ultérieurement. Les mêmes faits ressortent de l'analyse des mesures effectuées au laboratoire. Le groupe des premières failles a été séparé et il montre ces deux pendages anormaux (Figure 5-54, D). Après la remise à l'horizontale de la stratification on constate que les failles deviennent une famille de failles normales conjuguées. Ceci revient à déterminer la phase anté-basculément. Il s'agit d'une extension NW-SE (Figure 5-54, D). Ces failles s'arrêtent toujours sur la surface limitant les deux sables (Figure 5-54, C); l'âge de cette extension est donc pannonien inférieur et pannonien supérieur basal (phase intra-pannonienne).

La deuxième famille de failles est de direction N-S. Ces failles sont nombreuses et elles recoupent la première famille (Figure 5-54, A). Leur pendage est différent. Il s'agit de failles verticales, pentées à 60° et pentées à 40-50°. Dans la plupart des cas il s'agit de failles normales, mais néanmoins il y a des failles qui ressemblent à des failles de décrochement (Figure 5-54, A). Le pendage de ces failles normales pourrait indiquer aussi qu'elles ont été basculées (Figure 5-54, E). Les failles verticales "décochantes" semblent être postérieures au basculement.

La falaise de direction E-W a été affectée par des centaines de lithoclasses. Celles-ci sont facilement observables parce qu'elles ont été conservées grâce à un enduit ferrugineux qui a été précipité le long des failles. En général elles ont des directions N045 et N090. Elles montrent la même relation en deux groupes que ceux-ci de la falaise précédente.

Dans cet affleurement nous n'avons pas observé de stries. Si on observe la carte géologique détaillée (modifiée d'après Gerner *et al.* 1989), on constate que les roches badéniennes et le granite semblent être rejetées de façon senestre le long d'une faille N-S (NNW-SSE) (Figure 5-52). Il s'agit d'une faille qui est aussi indiquée par la topographie. Le pendage de la carrière de sable correspond bien avec cette faille normale senestre qui coupe toute la série à partir du granite jusqu'aux sables pannoniens.

Dans la continuation de cette direction de faille sur le côté septentrional du granite on trouve l'affleurement du Karpatien d'Erdösmecske. On souligne que dans cet affleurement on a observé deux stries différentes qui ne semblent pas avoir joué ensemble. (1) Les premières appartiennent à un décrochement dextre de direction N020 qui indique une phase de décrochement en compression NE-SW et une extension NW-SE qui correspondent très bien à la phase observée dans la carrière de Himesháza (phase antébasculément). (2) Les deuxièmes stries correspondent à une phase qui a engendré une faille normale oblique senestre de direction N-S qui correspond bien à la grande faille de Himesháza synchrone et postérieure au basculement. Cette faille de direction N-S (NNW-SSE) existait sur la carte de Wein (1967), mais sans aucune description, ni détermination de sens ou d'âge. Cette faille N-S (NNW-SSE) semble aussi couper la faille inverse proposée limitant au Sud la zone de granite (Figure 5-52).

5.4.5.5 Résumé pour la zone du Granite

Selon les différents éléments microtectoniques dans la région du granite (Zone IV) nous pouvons déterminer l'évolution microtectonique et géologique comme suit:

Le granite *ne montre pas de déformation ductile apparente*. Il montre deux déformations cassantes importantes avec un ordre chronologique relatif (carrière de Mórágy). *La première est une phase décrochante avec un axe σ_1 NE-SW*. D'après les mesures effectués sur les roches néogènes, elle est probablement d'âge pannonien inférieur - pannonien supérieur basal (phase intrapannonienne selon Vadász, 1935). *La deuxième est une phase décrochante-normale avec un axe σ_1 NW-SE*. D'après les mesures effectués sur les roches d'âge néogène, celle-ci semble être active pendant et après le Pannonien supérieur (carrière de Himesháza).

Au Néogène la sédimentation commence avec un faciès lacustre, semi-marin dans le Karpatien (affleurement d'Erdösmecske, sondage V-2) et avec *une transgression au Badénien inférieur* (affleurement de Geresdlak, sondage V-2). On n'observe pas de *roches sarmatiennes* sur les flancs du bassin, mais, d'après les Ostracodes (affleurement du village de Geresdlak), elles ont existé et *ont été érodées* par la suite. Dans le bassin, *au Badénien on observe une discordance* qui devrait exister sur les flancs, mais à cause du manque d'affleurement nous n'avons pas pu l'observer. Les roches d'âge sarmatien du bassin reposent sans discordance, montrant que l'érosion sur les flancs n'était pas régionale. Après *une nouvelle transgression au Pannonien inférieur, le granite a été soulevé à la faveur de failles inverses* et a basculé les roches d'âge Pannonien inférieur de 30-40° (affleurement du village de Geresdlak). Ces basculements correspondent très vraisemblablement au changement de la direction de compression et se sont donc produits après le *Pannonien supérieur basal (phase intra-pannonienne, carrière de Himesháza)*. La *faille de direction NNE-SSW* (Himesháza) correspond probablement au ruisseau de Csele, montrant peut-être *une réactivation de cette faille récente*, car même le fleuve Danube se courbe à côté cette faille

5.4.6 La zone de Villány (Ecailles des Monts Villány)

Données cartographiques

Les Ecailles des Monts Villány sont très bien définies par la morphologie et par les roches qu'elles contiennent. Il s'agit d'une zone élevée de direction E-W constituée de roches d'âge mésozoïque (Figure 5-55). Dans cette zone élevée après une longue période de lacune reposent les roches du Pannonien supérieur (Wein, 1969). Ces roches ont recouvert les Monts Villány car on observe des traces de falaises fossiles sur les sommets (Wein, 1969).

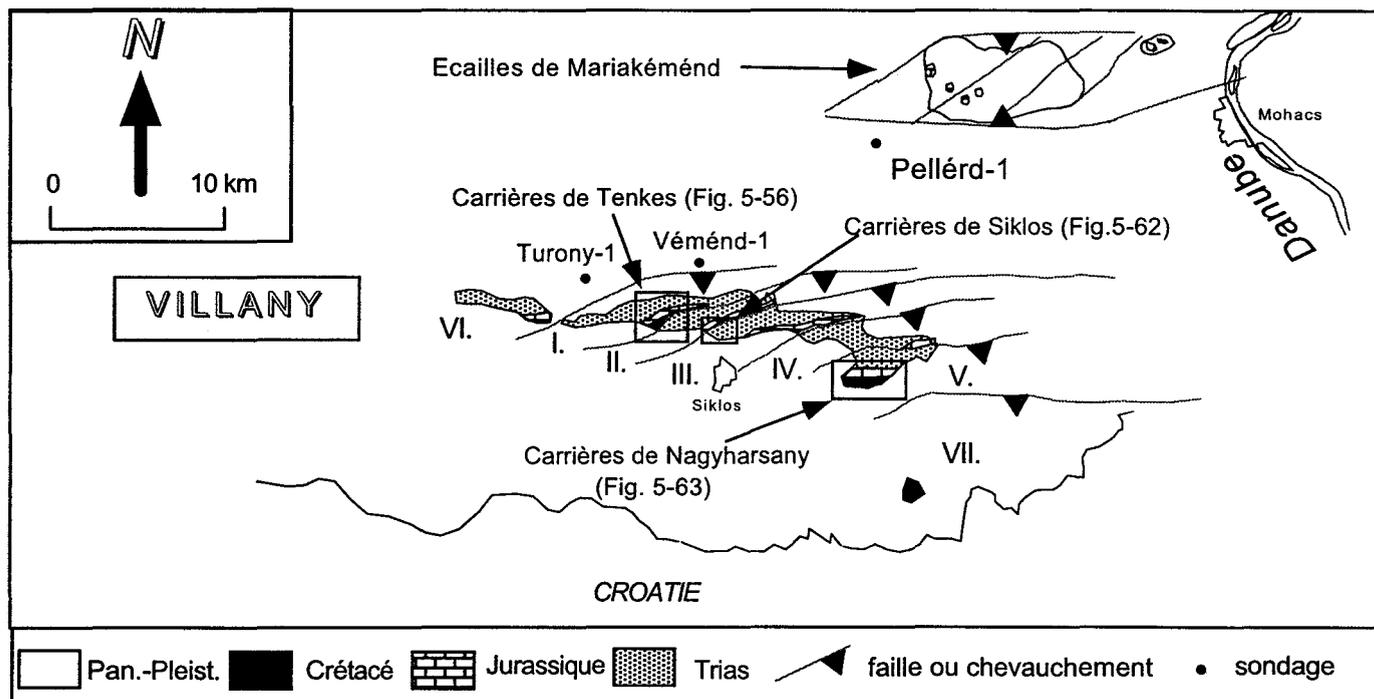


Figure 5-55 Les écailles des Monts Villány avec les carrières et les sondages cités.

A Villány hegység fontosabb kőbányái és fúrásai.

Les Monts Villány sont composés de 5 grandes écailles visibles en surface (Figure 5-55, I-V). En se fondant sur les études de sondages, Wein (1969) a reconnu deux autres écailles plus au Nord et plus au Sud (VI-VII). Dans les différentes écailles, on observe que la série est monoclinale (Rakusz, 1937). On y trouve des roches à partir du Trias moyen jusqu'au Crétacé inférieur (moyen). Il y a beaucoup de hiatus ($T_2^a - J_2$) et de discordances ($J_3 - Cr_1$) dans la série (cf. chapitre stratigraphie). Ces hiatus sont probablement des hiatus sous-marins parce que les roches ont un faciès de haut-fond et de plate-forme calcaire.

L'âge de ces chevauchements est discutable. Selon plusieurs auteurs (Lóczy, 1912; Rakusz et Sztrausz, 1953; Noszky, 1957; Wein, 1967, 1969) le chevauchement est crétacé supérieur (vraisemblablement albien), mais selon Némedi Varga (1983) et Csontos et Bergerat (1992) le chevauchement est pannonien.

Les arguments pour les déformations crétacées sont les suivants:

- a, les roches les plus récentes dans les différentes écailles sont d'âge crétacé supérieur (Aptien-Albien).
- b, les déformations sont très importantes (au moins 7 écailles présentant 33% de raccourcissement, (Wein, 1969))
- c, en général la déformation plicative s'est formée dans la majeure partie de la région au Crétacé supérieur.

Les arguments pour les déformations pannoniennes sont les suivants (d'après Némedi Varga, 1983):

- a, la direction de la zone de Villány est E-W (alors que la direction des structures principales d'âge crétacé supérieur est NE-SW)
- b, dans le sondage de Pellérd-1, entre les écailles triasiques on observe des sables pannoniens. Mais cette argument est très discutable car il faut souligner que ce sondage se situe à 16 km! du NNW de la zone du Villány, et vraisemblablement il a traversé une autre zone chevauchante vers le Sud, la zone de Máriakéménd (Figure 5-55).

Les affleurements naturels sont très rares à cause de la couverture végétale importante (vigne). Pour établir une coupe tectonique on a visité plusieurs carrières exploitées.

5.4.6.1 Carrières de Tenkes

Dans les environs du sommet de Tenkes il existe trois carrières. Elles sont creusées dans des roches différentes appartenant à la première écaille. (Figure 5-55). La première carrière, située à l'Ouest du sommet, est creusée dans un calcaire anisien. La deuxième se situe au Sud - Ouest du sommet et exploite un calcaire du Jurassique supérieur (Figure 5-56). La troisième se trouve au Sud, dans les roches d'âge Jurassique supérieur et Crétacé inférieur. Dans cette troisième carrière on trouve la limite entre la première et la deuxième écaille (Figure 5-56). Cette limite se présente comme un décrochement senestre (Galácz et al., 1990) qui s'amortit sur le chevauchement frontal. Sur la carte géologique, on observe un synclinal dans les roches du Trias moyen, qui disparaît après quelques centaines de mètres vers l'Ouest. Les roches à proximité de la faille senestre dans la première écaille sont aussi plissées.

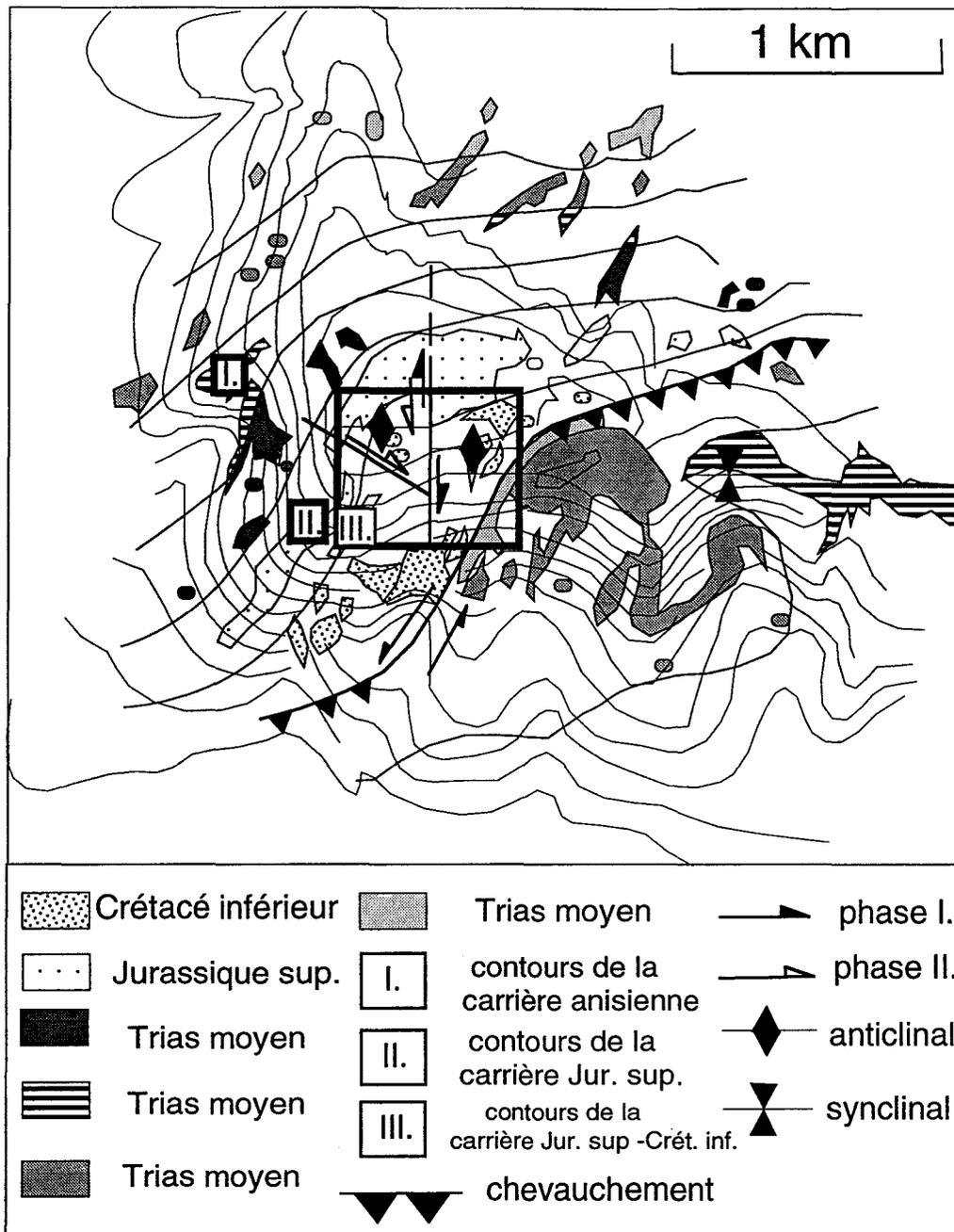


Figure 5-56 Carrières de Tenkes, carte géologique d'ensemble.

A Tenkes-hegy földtani térképe és környékének kőbányái.

Carrière de Csarnota (Trias moyen, Carrière I., Figure 5-56)

Sur la route entre Turony et Harkány se trouvent deux anciennes carrières. Elles sont situées dans la première éaille du Nord, à l'Ouest du sommet de Tenkes. Ce sont des carrières de calcaire Triasique moyen. Le calcaire est gris et possède d'un faciès lagunaire (Galács *et al.* 1990).

Etude microtectonique

En général, on observe une série pentée vers le Sud ($20-40^\circ$). La coupe A (Figure 5-57) présente l'ensemble de la carrière constituée à partir des photos et des observations de terrain. On peut voir au moins trois niveaux de décollement, qui peuvent être parallèles à la stratification, mais aussi la recouper. Les mouvements de décollement indiquent un chevauchement vers le Nord. Au dessus du niveau de décollement le plus élevé la série semble un peu plissée. Ce sont de petit plis ouverts avec des ondulations de la stratification (Figure 5-57, A).

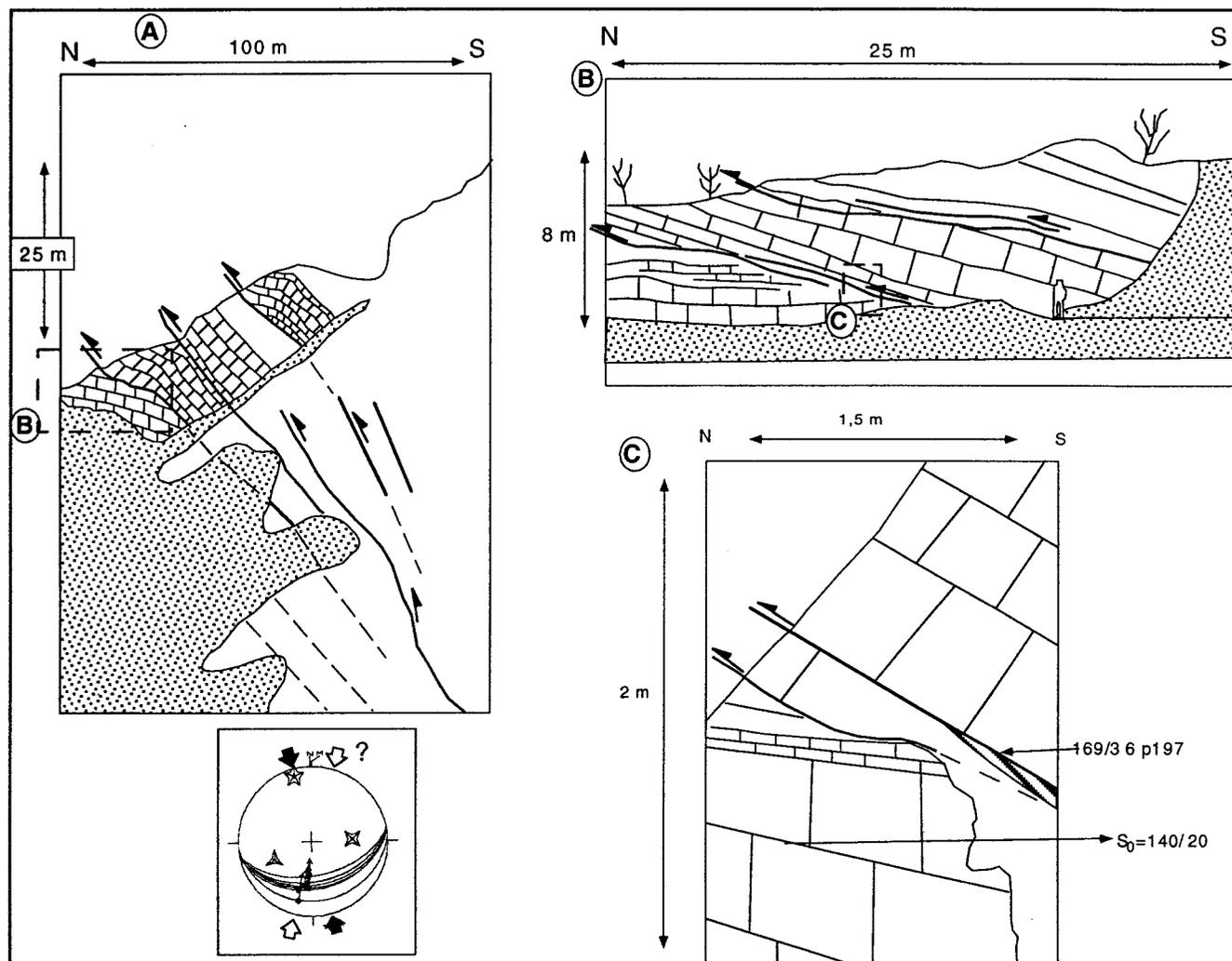


Figure 5-57 Tenkes, carrière de Csarnota, rampes.

Csarnotai kôbánya râmpa tektonikával.

Les niveaux de décollement du bas ont été détaillés sur la Figure 5-57, B. Ici on observe un niveau de décollement à peu près parallèle à la stratification et un niveau de décollement plus bas qui recoupe la stratification. Celui-ci est une rampe, car en dessous de ce niveau on observe une série moins pentée (20°) tandis qu'au dessus la série est plus pentée (40°). Sur ce niveau de décollement plusieurs stries ont été observées indiquant un mouvement inverse légèrement oblique. Une argile rouge déformée se trouve aussi à côté de ce niveau (Figure 5-57, C).

D'après la direction des failles, la direction de compression serait NNW-SSE. Si on se réfère aux stries, la direction de compression est plutôt N-S ou NNE-SSW. Cependant, à cause du manque de failles conjuguées le tenseur de paléo-contrainte est mal contraint.

Carrière de Tenkes (Jurassique supérieur, carrière II., Figure 5-56)

La deuxième carrière se situe au Sud - Ouest du sommet de Tenkes. C'est une petite carrière avec quelques puits d'observation hydrologiques. Le calcaire du Jurassique supérieur affleure dans cette carrière.

Etudes microtectoniques

On observe une succession monoclinale avec quelques mouvements banc sur banc. Ces mouvements banc sur banc sont des failles inverses et indiquent une compression NNE-SSW comme dans la carrière précédente. Il y a une famille de failles qui tranche cette série monoclinale. Elles sont subverticales avec des stries horizontales (20-25°). Ces failles de direction NW-SE jouent en décrochement dextre. On en déduit une compression NNW-SSE, postérieure au basculement des couches.

Carrière de Vizügyi (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, carrière III., Figure 5-56)

C'est une énorme carrière avec plusieurs éléments d'intérêt géologique. On y observe les roches d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de la première écaille septentrionale et les roches du Trias moyen de la deuxième écaille, sus-jacente vers le sud.

Le premier intérêt est la limite stratigraphique entre le Jurassique et Crétacé car il y a près d'un siècle qu'il existe une polémique entre les géologues hongrois sur cette limite attribuée à une discordance ou une discontinuité (Lóczy, 1912). Méhes (1965) pense que le dépôt des roches crétacées commence seulement avec l'Albien et Fülöp (1966) a précisé que sur cette limite on observe une argile rouge avec des foraminifères albiens. Fülöp a également observé que les roches du Jurassique supérieur semblent avoir été fracturées antérieurement au dépôt du calcaire crétacé inférieur. Selon lui il n'y a pas de discordance angulaire entre les deux formations. A un autre endroit Wein (1969) a décrit une discordance angulaire et il a supposé qu'un premier plissement faible se serait déjà produit avant le Crétacé inférieur.

Dans la carrière du niveau supérieur on observe facilement la couche rouge argileuse qui repose sur la surface jurassique supérieur (Figure 5-58). Quelques fentes E-W, ouvertes lors du dépôt, et remplies par des argiles rouges existent sur cette surface. Les épontes sont anguleuses, cassantes. Bien qu'ailleurs dans le massif il y ait une karstification importante entre le dépôt des deux formations ces fentes, d'orientation fixe et de nature cassante, ne sont pas des poches de dissolution. Les directions de fentes sont parallèles à l'axe du grand pli mesuré (voir après), indiquant qu'il existe probablement un premier plissement avec une ouverture de fentes de tension pendant la formation sur l'extrados des plis (Figure 5-58). Sur la paroi des fentes on observe deux stries superposées. La première est une strie inverse et la deuxième est une strie dextre. La strie inverse correspond probablement à la première phase compressive. Nous n'avons pas pu observer de discordance angulaire bien exprimée entre les deux formations.

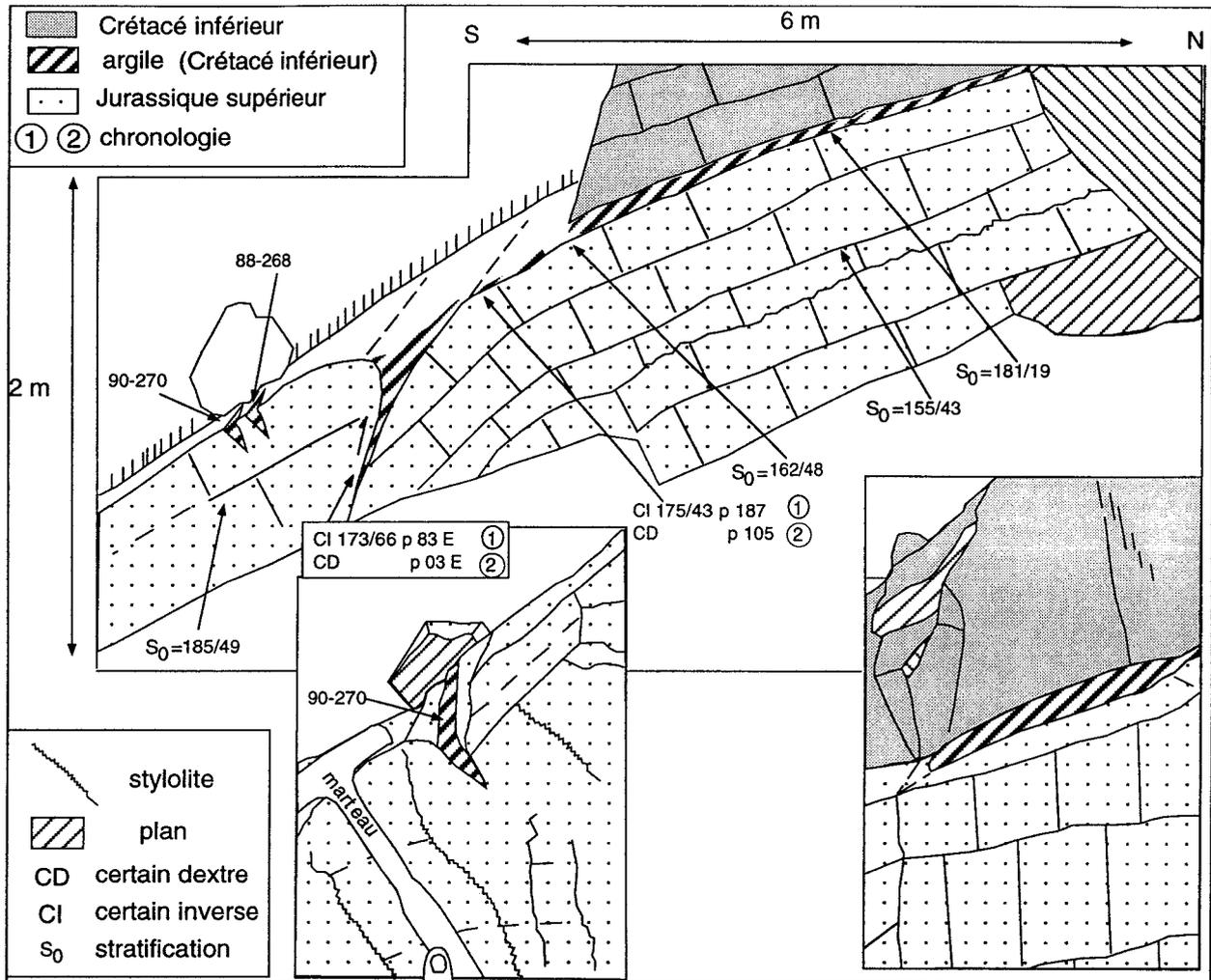


Figure 5-58 Tenkes, carrière de Vizügyi, contact Jurassique sup.- Crétacé inf.

A Vizügyi kőbányában a felső jura és alsó kréta határ.

L'autre partie de la carrière est présentée par différentes coupes dont la localisation se trouve sur la carte de la Figure 5-59. Il existe deux niveaux d'exploitation. Entre ces deux niveaux la différence est environ dix mètres. Les coupes I et II se trouvent sur le niveau haut et la coupe III se trouve sur le niveau bas.

La partie septentrionale de la carrière montre un grand pli ouvert (Figure 5-59). L'axe de ce pli est E-W (085/09). Le plissement a été accompagné par des mouvements inverses banc sur banc. Le calcul de paléocontrainte caractérise un axe de compression orienté NNW-SSE. A partir des stries observées on opterait plutôt pour une compression N-S ou NNE-SSW. Cette compression correspond bien avec les résultats obtenus dans les carrières précédentes.

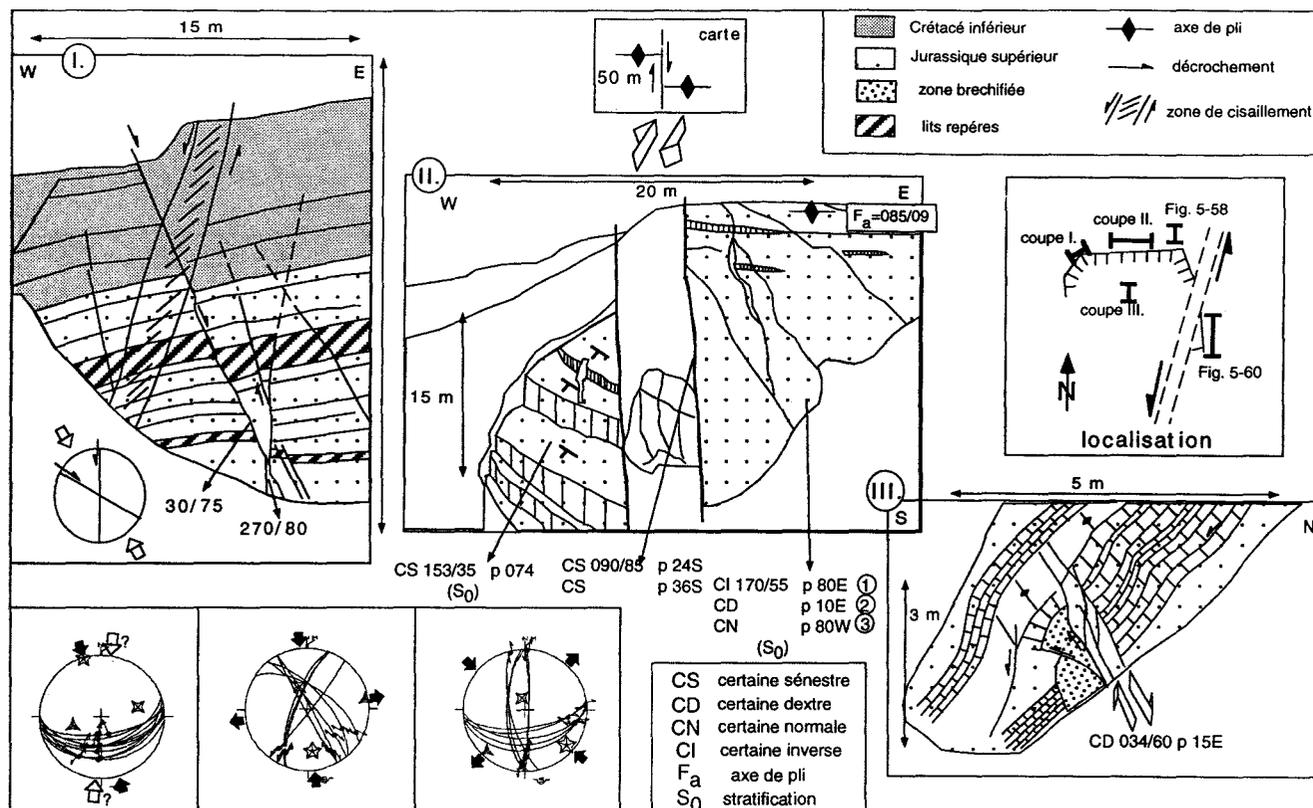


Figure 5-59 Tenkes, carrière de Vizügyi, détails

I, failles normales conjuguées. II, pli décalé en dextre. III, chevauchement aveugle.

A Vizügyi kőbánya szerkezeti (normál vetők, jobbosan elvetett redőtengely, vak feltolodás).

Le grand pli est bien visible sur le côté oriental de la carrière, alors que sur le côté occidental séparé par une faille on observe des couches beaucoup moins pentées (Figure 5-59, II coupe). Ceci nous indique que l'axe du pli a été déplacé par une faille décrochante de direction N-S. Le rejet de la charnière indique un mouvement dextre d'au moins 50 mètres (Figure 5-59, II coupe, carte). Sur le miroir de cette faille on n'observe pourtant que des stries senestres, qui indiquent un rejeu après le mouvement dextre. Cette faille a été figurée sur la carte de Wein (1969) qui a aussi indiqué son estompage après quelques centaines de mètres.

Plus à l'Ouest on peut voir (Figure 5-59, coupe I.) une très belle famille de failles normales conjuguées. Ces failles de direction N120 présentent un rejet de l'ordre de 1-2 mètres. Sur les failles de direction N-S on n'a pas pu observer de rejet aussi important. Nous n'avons pas pu observer de stries sur ces failles, mais leur direction indique une compression NW-SE. Les failles de direction N120 ont joué avec un mouvement dextre normal et les failles de direction N-S ont joué avec un mouvement senestre.

Sur les plans de stratification on observe souvent une deuxième famille de stries. Ce sont des stries décrochantes indiquant un mouvement dextre. Ces surfaces et stries peuvent fonctionner dans une compression NW-SE. Cette phase crée également les grandes failles conjuguées de la partie occidentale de la carrière. Cette compression a réutilisé les failles préexistantes de direction N-S (faille rejetant le pli). On peut observer, rarement, une troisième strie indiquant un glissement normal sur les surfaces de stratification.

Sur la coupe III. (Figure 5-59) on observe une petite faille inverse qui semble couper le pli, mais s'arrête vers le haut. Ceci indique une faille inverse aveugle. Cette faille est accompagnée d'une zone broyée, bréchifiée.

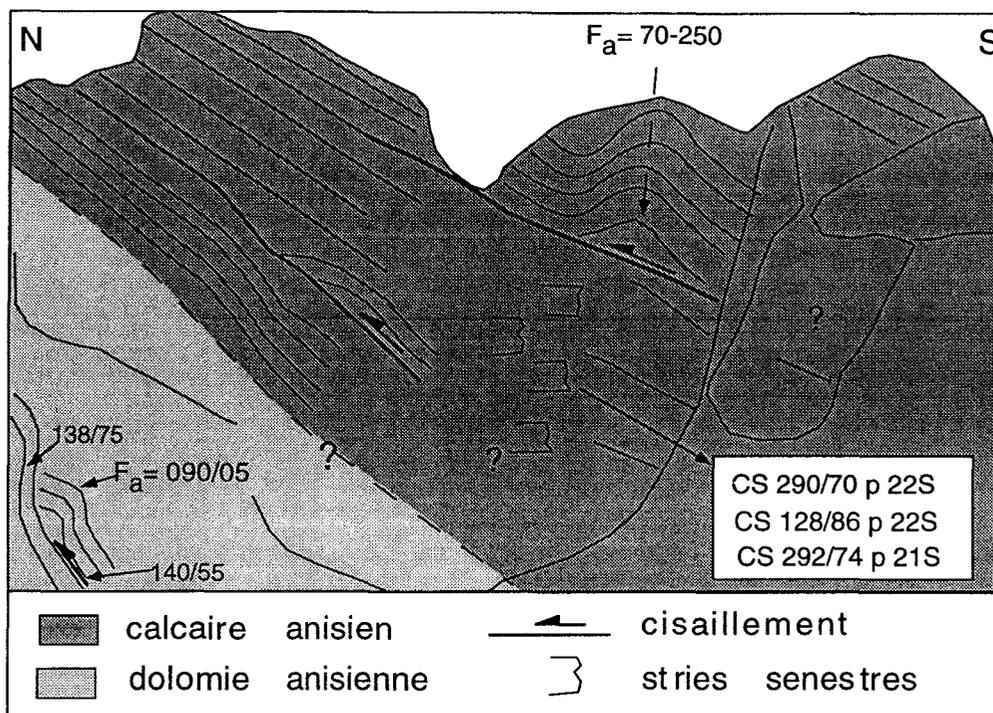


Figure 5-60 Tenkes, carrière de Vizügyi, plis dans la deuxième écaille.

Vizügyi kôbánya, gyûrôdések a második pikkelyben.

La deuxième écaille est exposée à la faveur d'une grande faille senestre. Le long de cette faille on observe une dolomie et un calcaire anisiens. La coupe montre le comportement différent entre les deux roches. (Figure 5-60). La dolomie semble être moins déformée; on observe seulement un petit plissement au Nord de la coupe. Il est difficile d'observer la stratification dans la dolomie car il y a peu de lits repères. Le calcaire est bien stratifié et montre plusieurs niveaux de cisaillement (Figure 5-60). Ces niveaux sont parallèles à la stratification et séparent la série plissée au dessus. L'axe des plis est E-W, indiquant une compression N-S pendant la déformation; ces axes correspondent à l'axe de pli de la carte géologique (Figure 5-56). Les plis ont ensuite été coupés par une faille de direction N020-030 qui porte plusieurs stries senestres. Cette faille a été interprétée par Galácz *et al.* (1990) comme un décrochement senestre postérieur à la déformation plicative, probablement du Pannonien. Ce décrochement senestre s'arrête sur le chevauchement frontal. A l'Ouest ou l'Est de ce décrochement on observe des plis qui semblent être locaux. Dans la deuxième écaille on observe sur la carte géologique que le plissement est local aussi. Il y a deux failles qui coupent le grand pli dans la première écaille, mais elles s'arrêtent après. Toutes ces observations rendent probable une structure préexistante qui a été reprise lors de la compression NW-SE. Cette structure peut être à l'origine une rampe latérale, qui plisse les structures de l'écaille normale. Cette hypothèse est présentée sur le bloc-diagramme de la Figure 5-61.

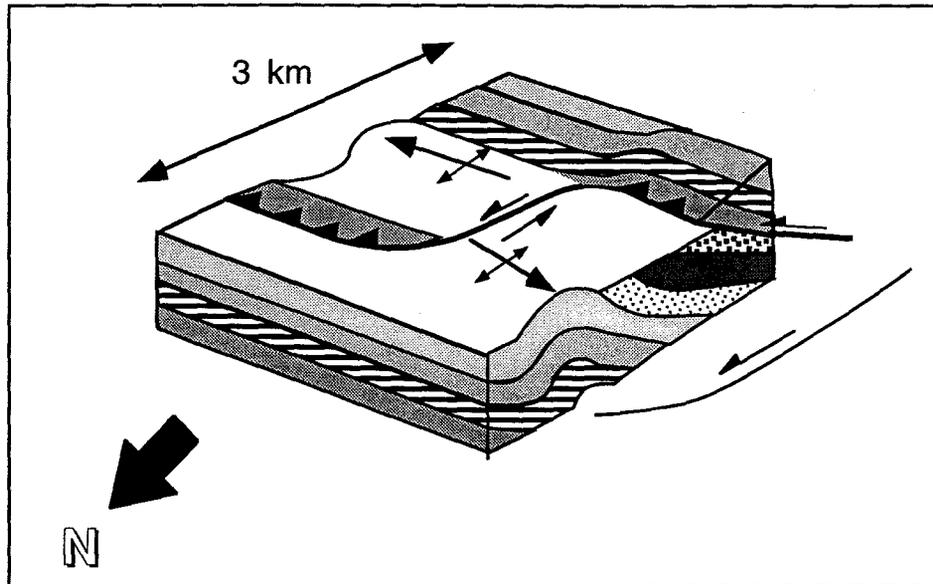


Figure 5-61 Dessin 3D de l'hypothèse de rampe latérale à Tenkes. La légende se trouve sur la Figure 5-56

A Tenkes-hegy három dimenziós geológiai modellje.

5.4.6.2 Carrières de Siklós

A la limite de la deuxième et de la troisième éaille, se situent plusieurs anciennes carrières (Figure 5-55). Elles exposent une série monoclinale avec un chevauchement entre les deux éailles (Galácz et al., 1990) (Figure 5-62). Ce chevauchement se trouve dans le fossé, entièrement couvert. Dans les carrières, on observe des mouvements banc sur banc qui se sont formés en même temps que les éailles. Les indices et les stries indiquaient qu'un mouvement dextre postérieur à l'écaillage. Ces mesures indiquent une compression NE-SW (Galácz et al., 1990).

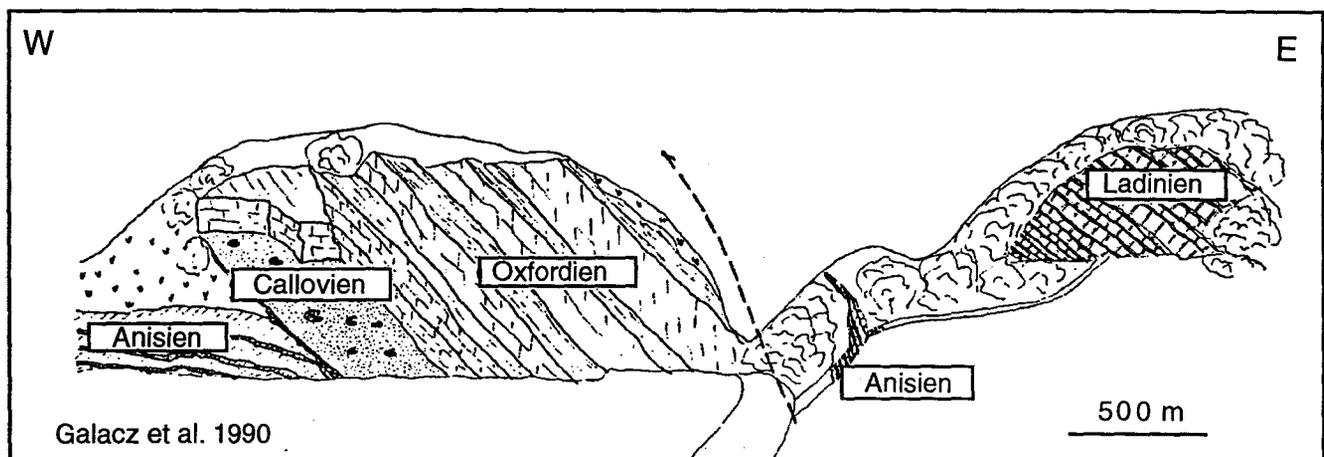


Figure 5-62 Carrières de Siklós, limite entre les éailles

selon Galácz et al. (1990).

A siklósi kőbányák a következő pikkelyhatárral.

5.4.6.3 Mont de Nagyharsány

Le mont de Nagyharsány est un des plus hauts sommets (plus de 400 mètres) des Monts Villány, ils se situent dans l'échelle la plus méridionale (Figure 5-55). Il est allongé dans une direction E-W sur deux kilomètres et a une largeur de 600 mètres selon l'axe N-S (Figure 5-63). Dans les terminaisons occidentale et orientale se trouvent également deux grandes carrières mésozoïques.

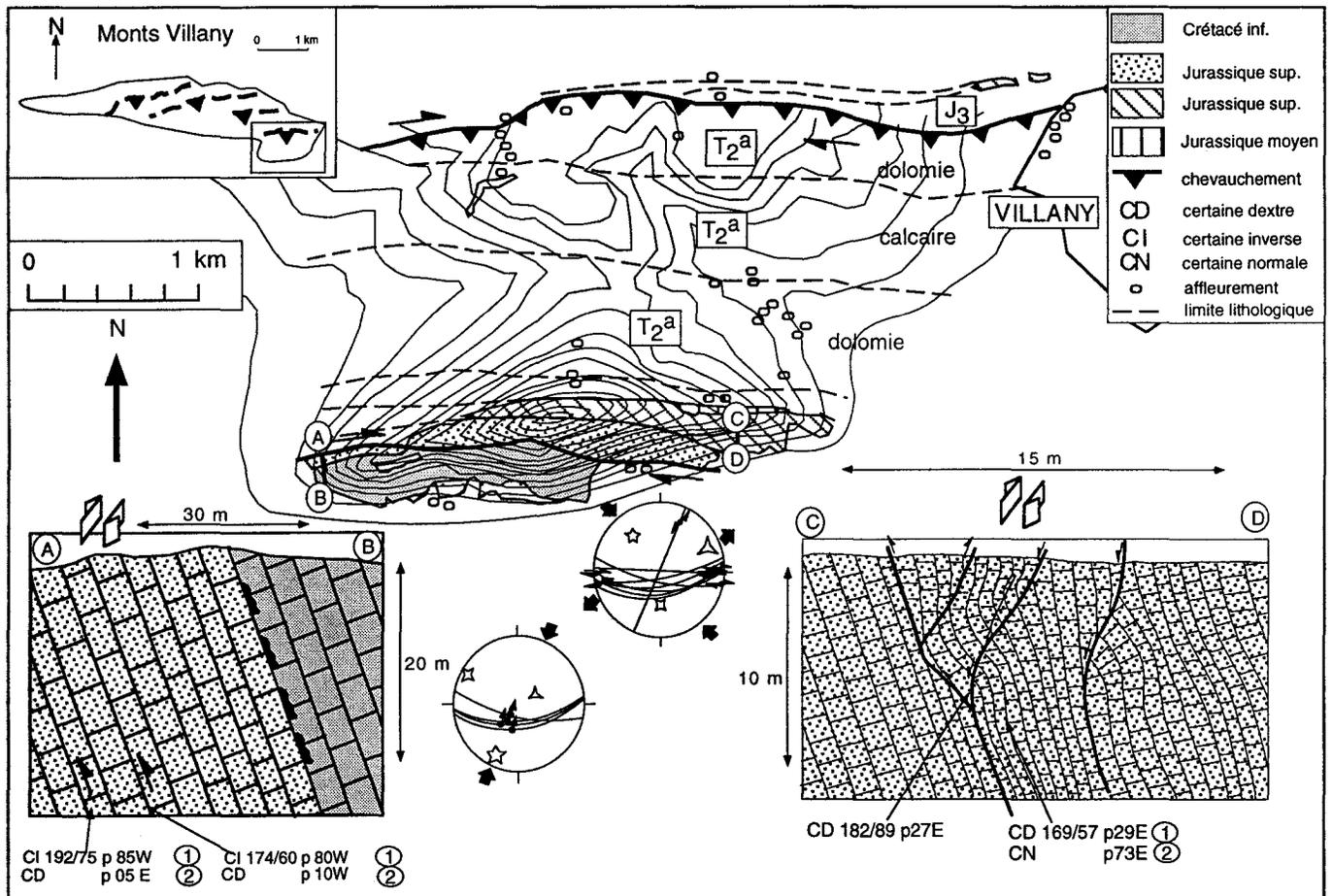


Figure 5-63 Mont Nagyharsány, schéma structural, styles de déformation

carte d'après Rakusz et Strausz (1953).

Nagyharsány szerkezeti újraértelmezése.

Carrière de Nagyharsány (carrière occidentale)

C'est une énorme carrière en pleine exploitation dont les roches sont utilisées pour le ciment. On y observe des roches d'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur. Entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur se présente un niveau de bauxite caractérisant un soulèvement et une érosion à cette limite (Fülöp, 1966). Ce soulèvement a été interprété comme résultant d'une activité tectonique soulignée par plusieurs auteurs (Rakusz, 1937; Fülöp, 1966; Wein, 1969). Les couches sont fortement pentées (60-75°) vers le Sud par rapport aux autres échelles où elles sont pentées seulement de 30-40°. Celui-ci nous indique que les échelles sont imbriquées.

Etude microtectonique

En général, les couches sont monoclinales et on n'observe pas de failles traversant la stratification. Sur plusieurs plans de stratification on observe deux stries en superposition. Ces indices montrent que le mouvement se fait banc sur banc. La direction de stratification a été réutilisée par une nouvelle phase tectonique.

La première strie indique un glissement de type « dip-slip » (pitch 80-85° vers l'est), il s'agit donc d'une faille inverse dans une compression N-S (NNE-SSW)(Figure 5-63). Cette direction est parallèle avec la direction de la faille limitant les écaïlles (Figure 5-63). C'est pourquoi nous pouvons poser l'hypothèse que ces failles inverses correspondent probablement à la formation des écaïlles. C'est à dire que les écaïlles se sont formés lors d'une compression N-S.

La deuxième strie indique un mouvement horizontal (pitch 5-10°) dextre, postérieur à la formation des écaïlles. Ces glissements horizontaux ont été observés sur plusieurs plans de stratification. Vers le Nord de la carrière une grande zone faillée a été observée (Török, 1996).

Carrière des Statues (carrière orientale)

C'est une ancienne carrière dans le calcaire du Jurassique supérieur. Aujourd'hui un parc de statues se trouve dans cette carrière. Les roches sont également fortement pentées (65°-70°), dans la même direction que dans la carrière précédente (Figure 5-63).

Etude microtectonique

En général les couches sont parallèles dans la carrière, mais au milieu du front de taille on observe des pendages anormaux. Ces structures "bizarres" montrent un changement par rapport à la structure monoclinale (Figure 5-63). Sur les miroirs des ces failles on observe aussi deux générations des stries.

Les premières sont des stries décrochantes dextres et les deuxièmes sont des stries normales. D'après ces observations nous pouvons interpréter l'ensemble comme une structure en fleur liée à une zone de décrochement. Après ce décrochement, ces failles ont joué comme des failles normales.

A partir de ces deux affleurements et de la carte géologique du mont Harsányhegy nous pouvons identifier une zone de décrochement de direction E-W. (Figure 5-63). Ce décrochement est postérieur à la formation des écaïlles, mais antérieur à une phase extensive. D'après la carte géologique ce décrochement peut atteindre 400-500 mètres de rejet. La direction de compression est NW-SE, comme cela avait déjà été déterminé par Bergerat et Csontos (1988).

L'âge de ce mouvement dextre n'est pas identifiable à cause du manque de sédiments plus récents en surface. Mais si nous n'avons pas d'information de surface (comme dans les Monts Buda) nous pouvons essayer trouver des éléments de datations souterrains. Heureusement, il existe plusieurs grottes connues dans le mont de Nagyharsány (Kordos, 1984). Le remplissage de ces grottes (Kretzoi, 1955) nous donne des informations supplémentaires. Pendant le Pléistocène, il y avait deux groupes de fentes remplies. La première était une direction WNW-ESE et la seconde ouverture se trouvait orientée NNW-SSE. Ces directions correspondent très bien avec une famille de décrochements conjugués. On observe que les fentes dans ces deux directions sont remplies par des dépôts de deux âges différents dans le Pléistocène inférieur. La première ouverture de direction WNW-ESE est remplie par du Pléistocène inférieur basal. La deuxième ouverture de direction NNW-SSE a un remplissage plus récent. Il a été observé aussi que le remplissage des fentes WNW-ESE est recoupé par des décrochements. A partir ces arguments nous pouvons suggérer que pendant le Pléistocène une compression NW-SE existait avec des failles conjuguées. Elles ont été ouvertes dans des directions différentes. La direction de la faille WNW-ESE est une direction qui est encore active si on se fonde sur l'interprétation du séisme de 1909 (Réthly, 1952).

5.4.6.4 Les bassins des alentours

Au Nord des Monts Villány, dans le bassin les premiers sédiments sont des roches d'âge pannonien supérieur d'après plusieurs sondages (Turony-1, Véménd-1, Figure 5-55). L'axe ce basin est parallèle aux Monts de Villány. L'épaisseur du Pannonien supérieur est plus importante à proximité des monts qu'ailleurs mais elle n'atteint pas 150 mètres. C'est à dire que ce bassin est aussi un avant fossé comme dans les Ecailles du Nord ou près de la faille de Pécs. Mais devant les Ecailles du Nord les sédiments sont épais de plus de 800 mètres (Szászvár-13) et devant les Ecailles du Sud (K-1589) l'épaisseur est au moins de 600 mètres. Cette différence dans l'épaisseur des sédiments suggère que cet avant-fossé a été beaucoup moins important que les autres. Cet argument explique aussi pourquoi nous n'avons pas pu observer les chevauchements sur le Pannonien en plusieurs endroits plus proche des Ecailles du Monts Villány. A partir de ces éléments, nous pouvons poser l'hypothèse que la formation des Ecailles de Villány s'est déroulée pendant le Crétacé supérieur. Elles ont été reprises dans le Pannonien supérieur (avec des chevauchements) dans un décrochement dextre comme cela a été suggéré par Csontos et Bergerat (1992).

5.4.6.5 Résumé pour les Ecailles des Monts Villány

D'après les différentes carrières des Monts Villány et les informations qu'apportent à la fois les sondages et les grottes nous pouvons déterminer le scénario tectonique suivant :

Le mouvement le plus important s'est produit pendant le Crétacé supérieur quand les différentes écailles se sont structurées *dans un ensemble imbriqué* car les pendages sont plus élevés dans l'écaille méridionale alors qu'ils diminuent vers le Nord. *En conséquence l'écaille Sud s'est formée d'abord et le transport s'est effectué de façon passive sur les écailles septentrionales* (piggy-back). Vraisemblablement elle a aussi créé une rampe latérale visible dans les carrières de Tenkes.

L'étape suivante s'est déroulé pendant le Pannonien supérieur quand les Monts Villány se sont soulevés pendant un grand décrochement dextre qui engendre une avant-fosse. Le décrochement a réutilisé les structures existantes (carrière de Nagyharsány) et il a aussi repris les chevauchements antérieurs.

Enfin, ce décrochement a été actif pendant le Pléistocène (Kretzoi, 1955) et l'est vraisemblablement encore à notre époque (Réthly, 1952).

5.4.7 Résumé des études microtectoniques

Les mesures effectuées dans les différentes successions néogènes permettent de construire un tableau récapitulatif des événements tectoniques (Tableau II.)

Dans ce tableau on trouve les différents affleurements situés par ordre chronologique avec toutes les mesures afférentes. On a figuré les failles observées et les calculs de paléocontraintes par localité. Pour connaître la chronologie relative entre les différentes failles on a marqué par un "s" les failles interprétées comme synsédimentaires. Le signe "b" indique que la famille conjuguée a été basculée ultérieurement.

La plupart des tenseurs de paléocontraintes calculés à partir des données sur les failles sont de type décrochant. Des failles normales peuvent être associées à ces régimes décrochants par exemple en phase transtensive. Les plis et chevauchements peuvent être aussi impliqués dans un régime décrochant lors d'un régime en transpression.

L'ensemble des mesures a permis de séparer 5 phases principales dans les Monts Mecsek et Villány pendant le Néogène. Ces phases sont reliées aux grands événements sédimentaires, l'âge de ces phases est donc fondé sur les grandes discordances observées dans la région.

La première phase est une phase extensive ayant une direction de σ_3 NW-SE. Elle a été caractérisée par des failles synsédimentaires, l'âge de cette déformation est assez bien contraint il est *ottnangien* (Máza I.). On n'a pas assez d'éléments pour déterminer s'il s'agit d'une phase régionale ou locale, mais on y reviendra dans le chapitre concernant l'analyse des bassins et les conclusions.

La deuxième phase est de nature décrochante. Il s'agit de *failles dextres de direction NW-SE et senestres de direction NE-SW.* Dans la plupart des cas elles sont transtensives (Bükkösd, Komló), mais on observe aussi des éléments transpressifs (Bükkösd). Elle est caractérisée par des *failles synsédimentaires actives pendant le dépôt du Karpatien* (Bükkösd). C'est une phase omniprésente, qu'on observe dans le Mecsek Oriental (Máza II., Komló, Pécsvárad) et Occidental (Bükkösd, Kovácsszénaja).

Dans la carrière de Mecsekjánosi on observe une extension N-S d'âge Badénien inférieur. Cette extension semble être locale, mais nous n'avons pas encore assez d'informations pour en dire plus.

La troisième phase est une phase décrochante transtensive. Il s'agit de *failles normales de direction NE-SW, de failles senestres de direction E-W et dextres de direction NNE-SSW.* Cette phase semble être d'âge *pannonien inférieur à pannonien supérieur basal* (Himesháza). On observe dans ce dernier endroit, des failles synsédimentaires.

La quatrième phase est compressive selon la direction N-S. Il s'agit de *plis de direction E-W* dans une grande zone de décrochement senestre. Cette phase a replissé les Monts Mecsek. On a marqué dans le tableau seulement les endroits où nous avons observé les plis dans les roches néogènes.

La dernière phase semble être ubiquiste. Il s'agit d'une phase *extensive de direction NE-SW qui, après permutation de σ_1 et σ_2 , devient décrochante-compressive* (Ráchehy). Des failles senestres de direction NNW-SSE et des failles dextres de direction E-W sont actives lors de cette phase, qui joue à partir du Pannonien supérieur basal (Ráchehy), pendant le Pléistocène (Nagyharsány) et jusqu'à la période récente (Réthly, 1952, Máza I.).

Affleurements	âge	phase I.	phase II.		phase III.		phase IV.	phase V.
		Ottnangien	Carpathien-Sarmatien		Pannonien inf.-Pannonien sup.		Pannonien sup.	Pannonien sup.-Actuel
Pécsvarad	Pannonien supérieur							
Rachegy	Pannonien supérieur							
Mecsekpölöske	Pannonien supérieur							
Kulcsos	Pannonien supérieur							
Mecsekjanosi	Pannonien supérieur							
Danitz	Pannonien inf. - sup.							
Himeshaza	Pannonien inf. - sup.							
Geresdlak	Pannonien inférieure							
Kovacsszénaja	Sarmatien							
Pécsvarad	Sarmatien							
Mecsekjanosi	Badénien inf.							
Erdősmecke	Carpathien							
Bükkösd	Carpathien							
Kisbeszterce	Carpathien							
Maza II.	Ottnangien							
Komló	Ottnangien							
Maza I.	Ottnangien							
	faille normale		faille de décrochement		structure synsédimentaire après basculement			
	faille inverse		axe de plis		rotation virtuelle			

Tableau II. Synthèse des mesures microtectoniques

A mikrotektonikai mérések összefoglalása

5.4.8 Analyse des cartes d'isopaques

Après avoir reconnu les principales phases tectoniques on analyse les cartes isopaques de la région des Monts Mecsek et Villány. Ces cartes en isopaques indiquent l'épaisseur des couches Eggenburgiennes - Ottnangiennes, Karpatiennes -Badéniennes, Sarmatiennes, elles ont été réalisées par les géologues de la mine d'Uranium. Les cartes tectoniques du Pannonien inférieur, du Pannonien supérieur basal et du Pannonien supérieur - Actuel ont été construites en prenant en compte les œuvres de Lendvai (1966), Hámor (1966,1970), Kleb (1973). Les observations et les réinterprétations sont personnelles. Naturellement, comme toutes les cartes à petite échelle, elles sont légèrement simplifiées.

Les cartes isopaques des formations les plus anciennes portent les traces des déformations les plus récentes c'est pourquoi on a essayé de distinguer les effets tectoniques de la forme originale. Dans un premier temps on décrira les cartes en isopaques et ensuite on indiquera les failles qui semblent actives pendant chaque période. Pour déterminer la direction des failles limitrophes on a utilisé également la carte gravimétrique et celle de l'anomalie magnétique à l'échelle 1:200000.

5.4.8.1 Eggenburgien - Ottnangien (20 - 17 Ma)

D'après les études sédimentologiques (Jámbor et Szabó, 1961; Hámor, 1970, Barabás, 1996) la direction de transport des sédiments était vers le Nord et la sédimentation lacustre (Hámor, 1970).

Sur la carte d'isopaques des formations Egenburgiennes - Ottnangiennes on observe qu'une sédimentation importante affectant au Sud des Ecailles du Nord et dans la partie Occidentale des Monts Mecsek (400 m). Les directions E-W et NE-SW sont préférentielles sur la carte. Au Sud du Mecsek on observe trois bassins.

Le premier est le bassin de Pécsszabolcs et son avant-fossé. On observe qu'il y a deux lignes parallèles de direction NE-SW qui contrôlent la sédimentation. C'est pourquoi sur la coupe de Pécsszabolcs (cf. Figure 5-44) nous suggérons qu'il y ait deux petits bassins asymétriques. Ce bassin semble aussi être allongé en direction E-W.

Le deuxième bassin est le bassin de Szentlőrinc. Une faille de direction E-W (Faille de Pécs) semble limiter ce bassin au Nord.

Le troisième bassin est un petit bassin au front des Monts Villány. Entre le Mecsek méridional et le Mecsek septentrional il existe un fossé, le Fossé de Bükkösd direction NNW-SSE séparant différents segments mais selon la coupe de Szentlőrinc E-W (cf Figure 5-48) cette structure est postérieure (pannonienne).

A partir des observations dans la carrière de Maza II une phase synsédimentaire d'âge Ottnangien a été déterminé. C'est une phase extensive de direction NW-SE. Selon la carte d'isopaques c'est une phase régionale. Les failles de direction NE-SW sont des failles normales et les failles de direction E-W sont des décrochements senestres (transtension). Les mesures de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique complètent cette analyse avec quelques modifications (cf. 6.3).

Plus au Sud en Croatie selon la carte de Prelogovic *et al.*(1995) on observe des décrochements senestres de direction ENE-WSW pendant la même période.

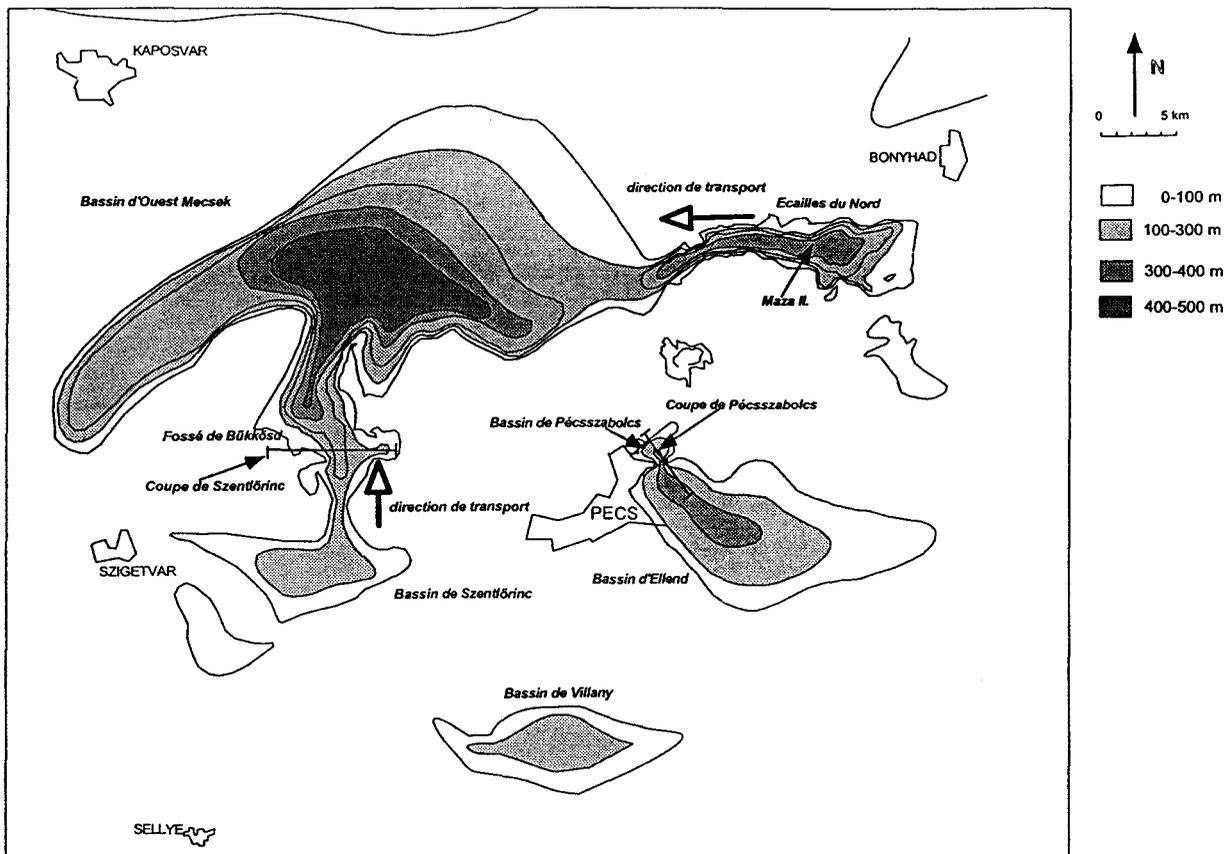


Figure 5-64 Carte d'isopaques de l'Eggenburgien-Ottangien.

Vastagságtérkép az eggenburgi-ottnangi idején.

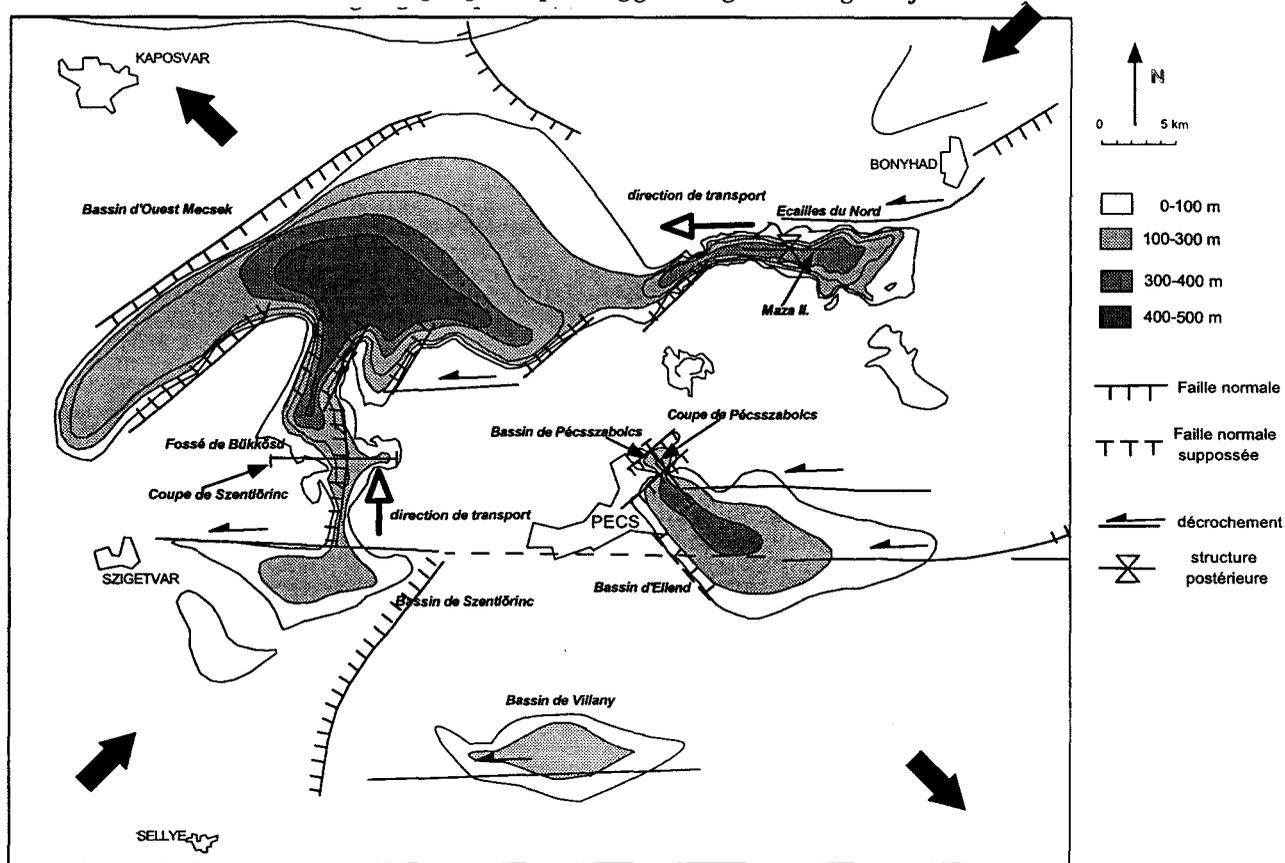


Figure 5-65 Interprétation de la carte d'isopaques de l'Eggenburgien-Ottangien.

Tektonikai vázlat az eggenburgi-ottnangi idején.

5.4.8.2 Karpatien - Badénien (17 - 13 Ma)

La sédimentation marine a commencé au Karpatien dans les Monts Mecsek (Hármor, 1970). Au voisinage du granite elle a commencé au début de Badénien (cf. 5.4.5.5, Nagymarosy, 1985).

Sur la carte d'isopaques des roches karpatiennes - badéniennes (Figure 5-66) on observe plusieurs changements par rapport à la carte précédente. Le bassin au Sud des Ecailles du Nord semble avoir disparu, il y a seulement des dépôts aux deux terminaisons des ces écailles (Bassin de Hidas, Bassin de Mecsek Occidental). Le bassin du Mecsek Occidental est plus épais et semble être de direction E-W. Le fossé de Bükkösd montre une direction préférentielle NNW-SSE.

Au Sud, le bassin de Szentlőrinc est moins épais, mais dans le bassin d'Ellend il y a beaucoup plus de sédiments. Ce bassin montre un changement important selon la direction NE-SW (aux alentours du granite). Au Sud de Pécs il y a un petit bassin de direction E-W.

L'étude microtectonique indique une phase transtensive avec une compression N-S et une extension E-W. Des failles conjuguées NE-SW et NW-SE avec des composantes décrochantes se forment (Bükkösd, Komló) (Figure 5-67). Quelques failles inverses de direction E-W ont peut-être aussi joué à cette époque (Bassin de Szentlőrinc, Faille de Pécs). L'extension N-S observée à Mecsekjánosi semble être locale, mais il existe peut-être quelques failles normales de direction E-W dans le bassin du Mecsek Occidental.

Sur cette carte on observe la superposition de deux phases qui est bien caractérisée. Plusieurs plis de direction E-W qui contiennent les roches d'âge karpatien et badénien (sarmatien, pannonien inférieur) montrent cette direction, mais la formation des plis est due à une phase plus récente.

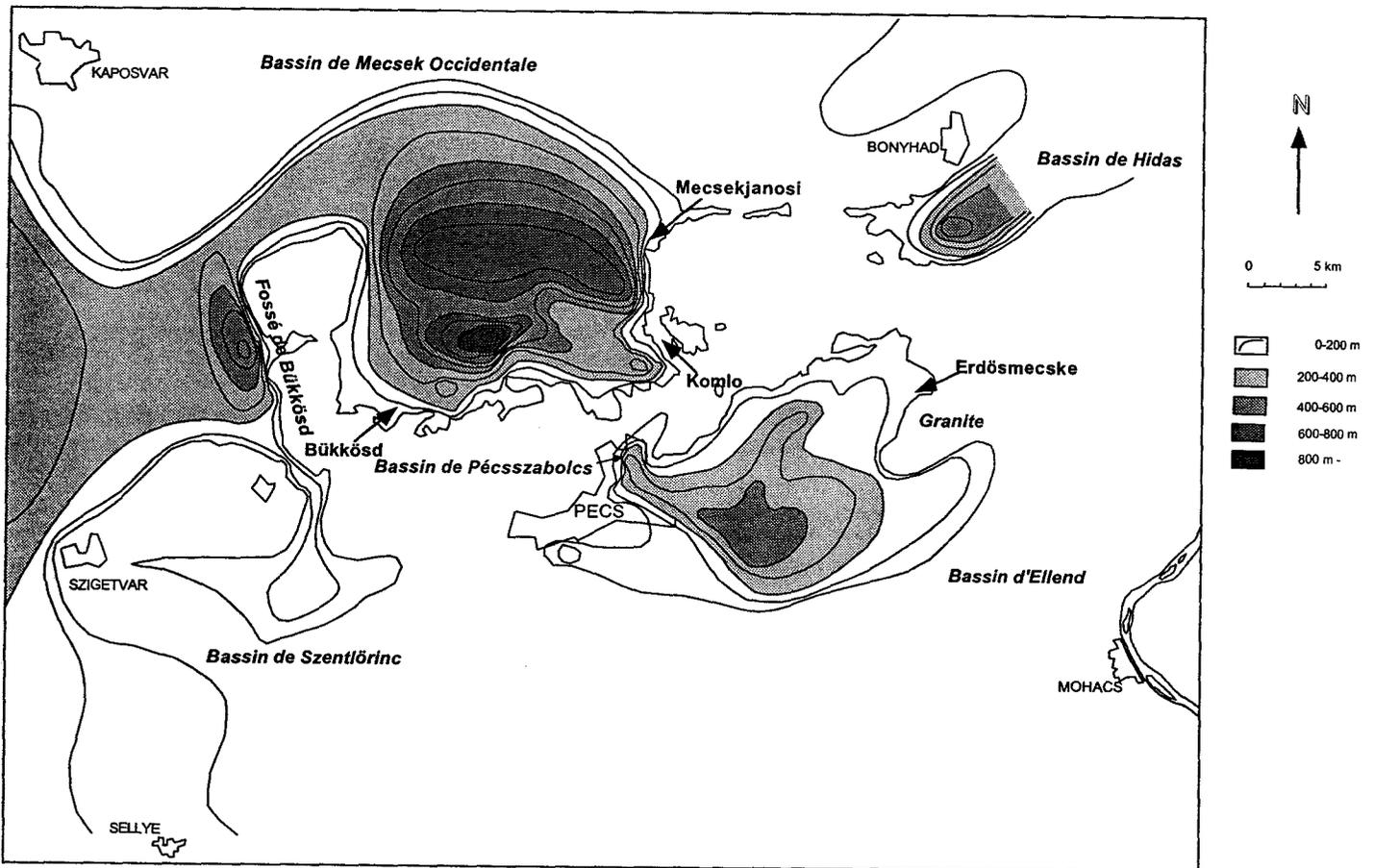


Figure 5-66 Carte d'isopaques de Karpatien-Badénien.

Vastagságtérkép a kárpáti-bádeni idején.

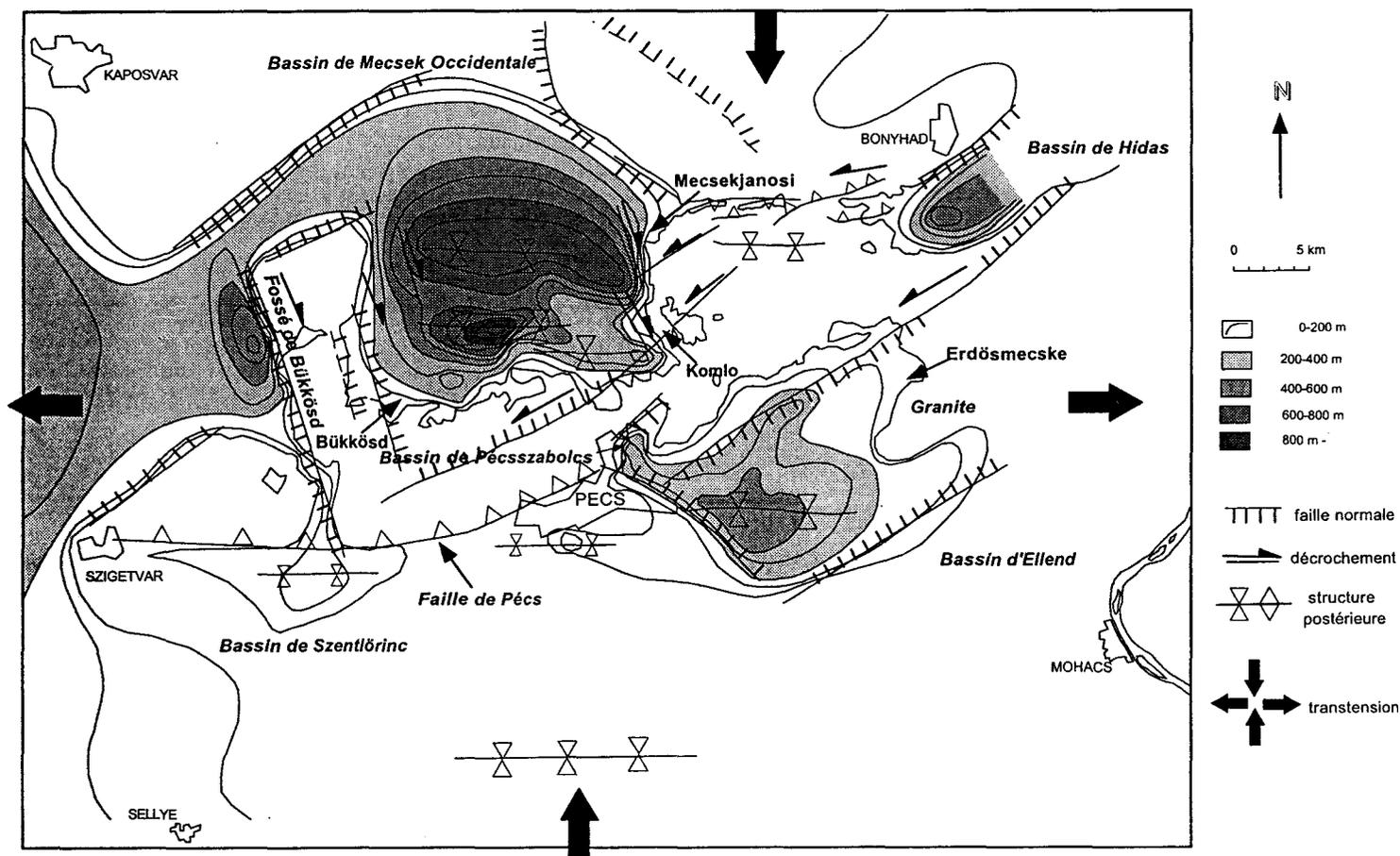


Figure 5-67 Interprétation de la carte d'isopaques du Karpatien-Badénien.

Tektonikai vázlat a kárpáti-bádeni idején.

5.4.8.3 Sarmatien (13 - 11 Ma)

Les sédiments calcaires et quelques sédiments argileux se trouvent dans ces bassins. Ils reposent en continuité sur les roches badéniennes (Hámor, 1970).

Le Sarmatien constitue une succession qui renferme peu de sédiments. Au Nord il y a des sédiments seulement dans le bassin de Hidas et dans une petite partie du bassin du Mecsek Occidental (Figure 5-68). Cette dernière forme le coeur de la Synclinal de Bodolyabér, c'est à dire que les sédiment Sarmatiens ont été érodés sur les flancs. Au Sud le bassin d'Ellend fonctionne. Le centre de dépôt est maintenant changé: il se trouve au sud de Pécs. Il semble exister des directions d'allongement NE-SW et E-W. Un nouveau bassin est ouvert à côté de Mohács, nommé par Lendvai (1966) bassin de Bóly.

La direction des paléocontraintes semble être inchangée au cours du Sarmatien mais on constate que la direction NE-SW semble être préférentielle. Une phase transtensive avec des failles normales de direction de NE-SW la caractérise peut-être avec des décrochements senestres de direction E-W (Figure 5-69).

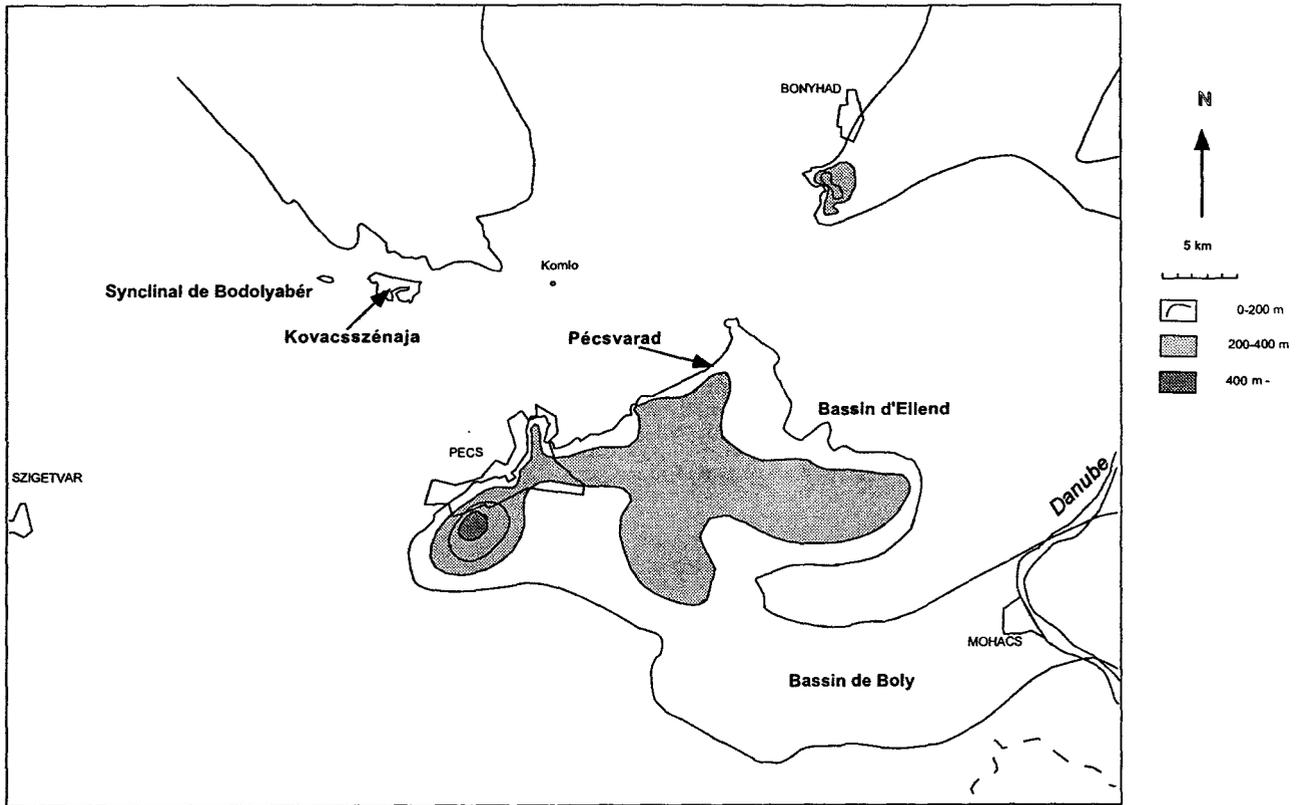


Figure 5-68 Carte d'isopaques de Sarmatien.

Vastagságtérkép a szarmata idején.

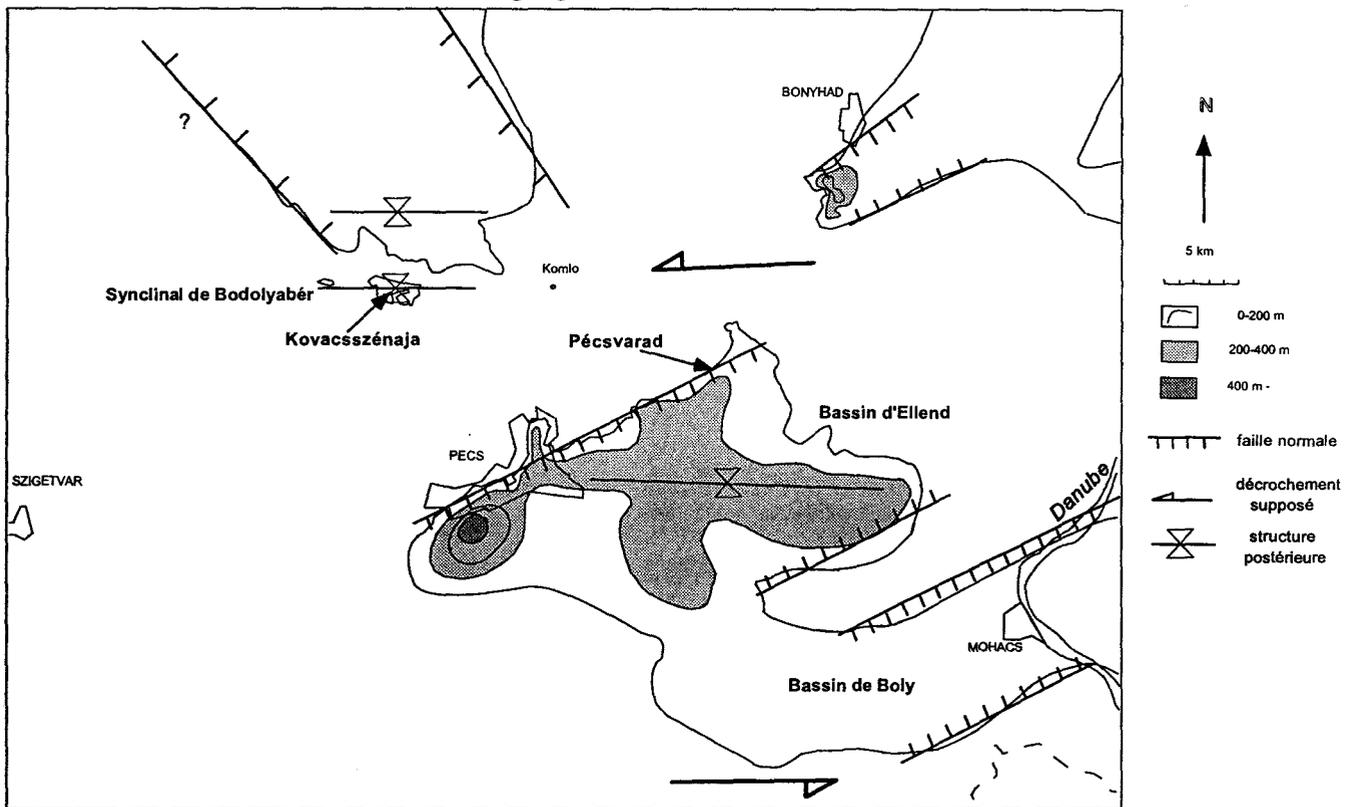


Figure 5-69 Interprétation de la carte d'isopaques de Sarmatien.

Tektonikai vázlat a szarmatában.

5.4.8.4 Pannonien inférieur (11 - 7.5? Ma)

Le Pannonien inférieur ne montre pas beaucoup de changement par rapport au Sarmatien (Figure 5-70). Sur les flancs on observe des discordances matérialisées par des séries basculées (Kleb, 1973), mais dans les bassins les sédiments restent inchangés (Vémend-2, cf.5.4.5.3). Le bassin d'Ellend montre peu de transport vers le Mecsek (Kleb, 1973). La sédimentation est tranquille (marne, argile blanche). Dans le bassin de Hidas on observe une première phase de plissement (Földi, 1966), mais les sédiments reposent en quelques endroits sans discordance (Hámor, 1970).

La carte montre que les bassins précédents continuent à exister. Le paléo-champ de contrainte est caractérisé par une phase transtensive avec des failles normales de direction NE-SW. Ces failles sont jouées dans une transtension créée par un décrochement senestre ENE-WSW. Ce décrochement nous pouvons le suivre vers au NE sous la Grande Plaine Hongroise (Fodor *et al.*, 1997) de même vers le Sud en Croatie on peut le continuer vers le Sud, selon la carte de Prelogovic *et al.* (1995).

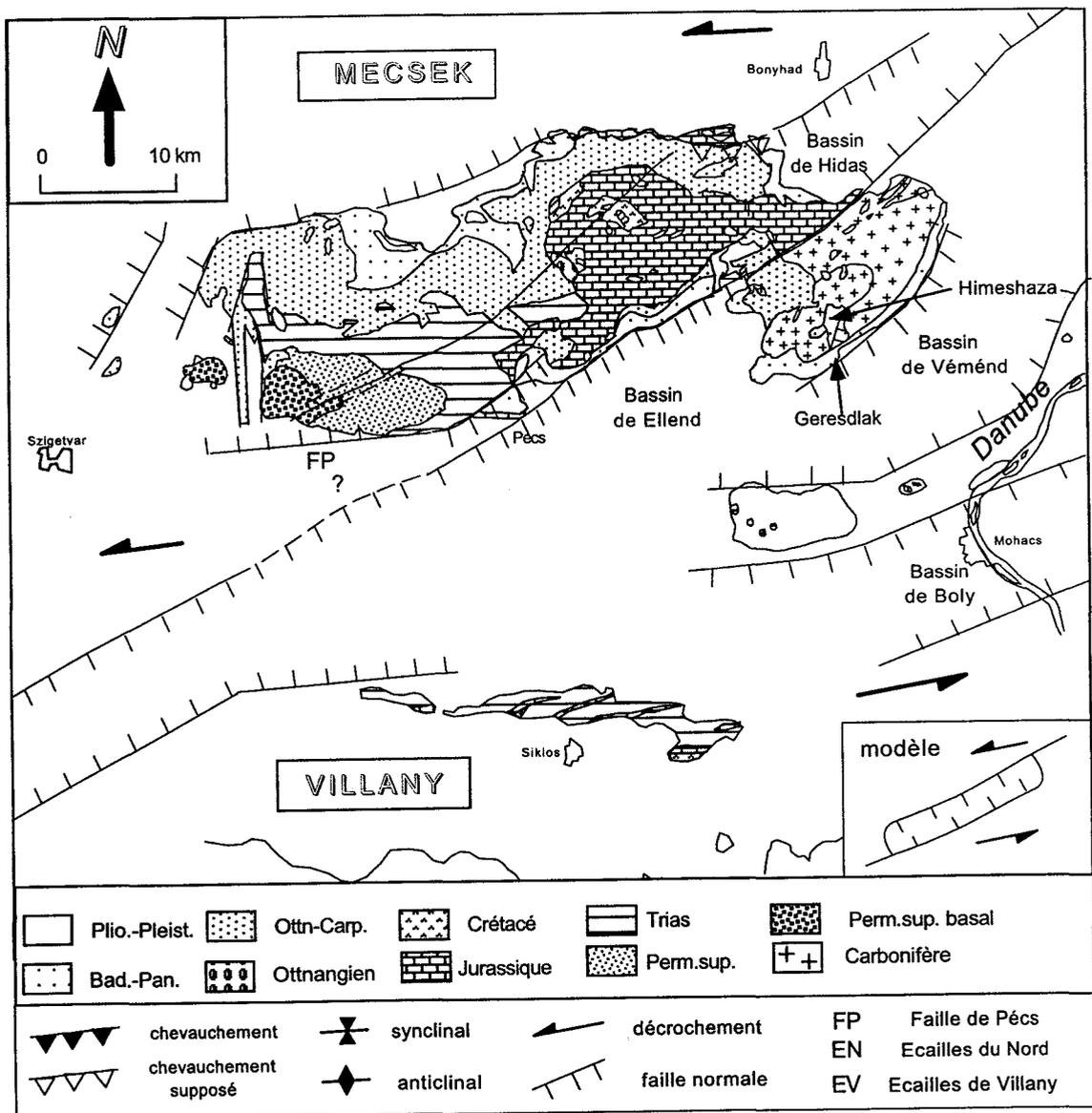


Figure 5-70 Reconstitution des structures au Pannonien inférieur.

Tektonikai vázlat az alsó pannonban.

5.4.8.5 Intra-pannonien (7.5?- 6 Ma)

Le Pannonien supérieur commence par un changement important (Figure 5-71). La tranquillité de la sédimentation a disparu et les sédiments s'accumulent rapidement dans les bassins (Kleb, 1973). Par exemple dans le bassin d'Ellend il n'y pas de composants provenant du granite pendant le Pannonien inférieur. Alors que durant le Pannonien supérieur des clastes altérés de granite (arkose) apparaissent brusquement. En même temps la sédimentation commence au front de plusieurs écailles (Ecailles du Nord, Faille de Pécs, Ecailles du Villány). Ces avant-fossés montrent que les chevauchements-décrochements sont actifs. La direction de compression est N-S. Pendant cette phase se forment les 4 grands plis en-échelon qui indiquent un mouvement important le long de la Faille de Pécs. Différent plis de direction E-W (ENE-WSW, ESE-WNW) sont alors constitués. Cette phase replisse les plis antérieurs du Crétacé supérieur. Nous pouvons considérer le Mecsek dans son entier comme une grande structure en fleur au cœur d'une zone transpressive senestre. On remarque nettement le changement de dépôt sur le dessin construit par Kleb (1973). On observe que pendant le Pannonien inférieur les failles de direction NE-SW ont joué dans la direction de la Faille de Pécs. Ensuite, après le Pannonien inférieur le centre des dépôts se déplace. Il se trouve la partie E-W, mais il y des sédiments sur toute la longueur de la Faille de Pécs.

A peu près au même style de structure (transpression) a été décrit plus au Sud dans les Monts Papuk (Prelogovic *et al.*, 1995, Jamicic, 1995a). On observe aussi les séries permo-mésozoïques chevauchants sur le Pannonien. Cette zone est aussi une structure positive en fleur.

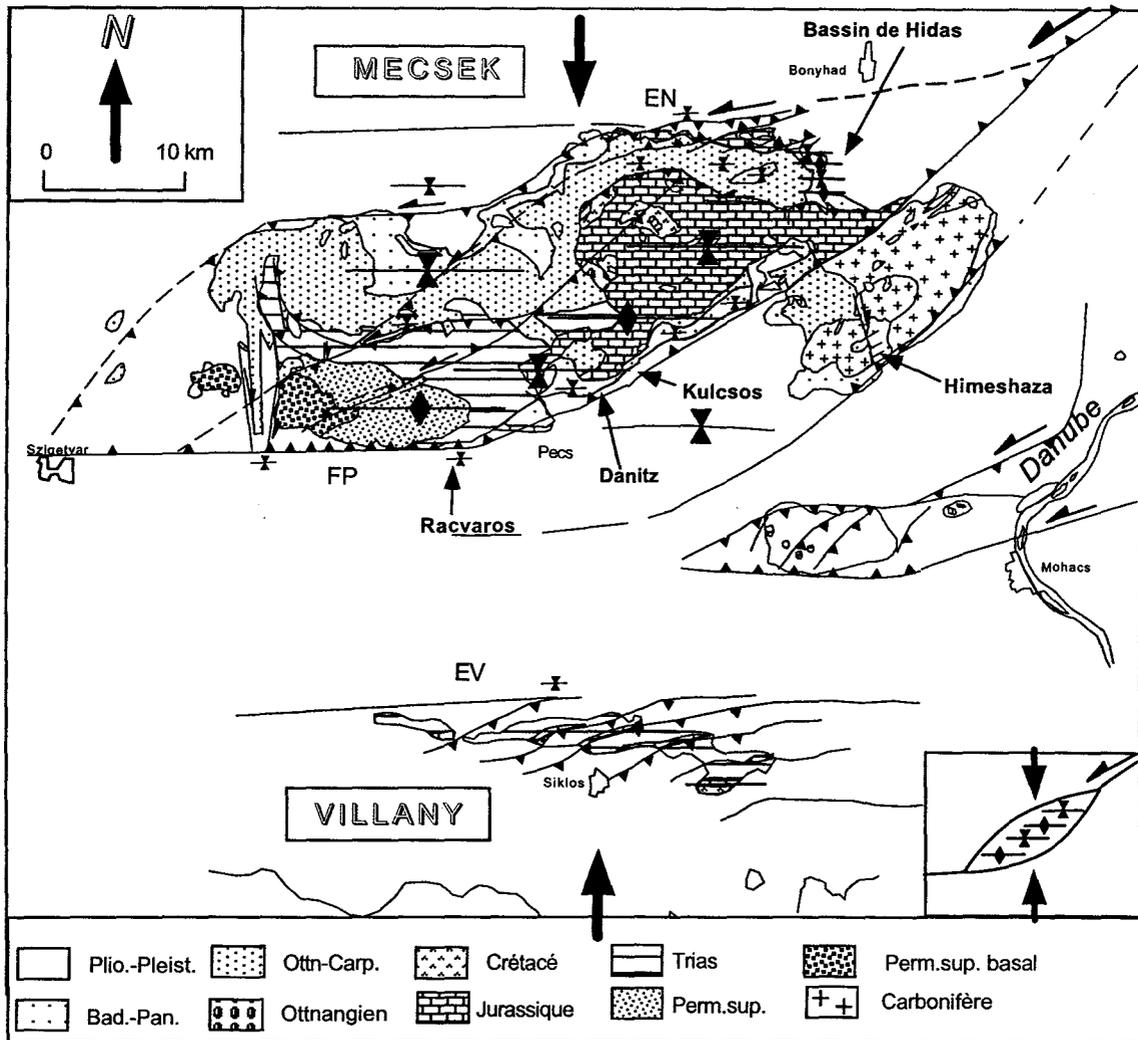


Figure 5-71 Reconstitution des structures Intra-pannoniennes.

Tektonikai vázlat a felső pannonban

5.4.8.6 Pannonien supérieur (6 Ma - 0 Ma)

Dans le Pannonien supérieur la direction de compression a encore changé. Elle est devenue NW-SE (NNW-SSE). Les failles de direction E-W ont joué comme des décrochements (Figure 5-72). Dans la direction NE-SW on observe quelques failles inverses (Máza II).

Les Ecailles de Villány et des Ecailles du Nord sont actives. Le remplissage des grottes (Kretzoi, 1955) et les tremblements de terre (Réthly, 1952) sont les témoins de cette activité. Il faut aussi souligner que la direction du Danube à côté de Mohács semble être contrôlée par la faille de Himesháza qui joue vraisemblablement encore de nos jours. La carte (Figure 5-72) montre les structures actives probables pendant cette période.

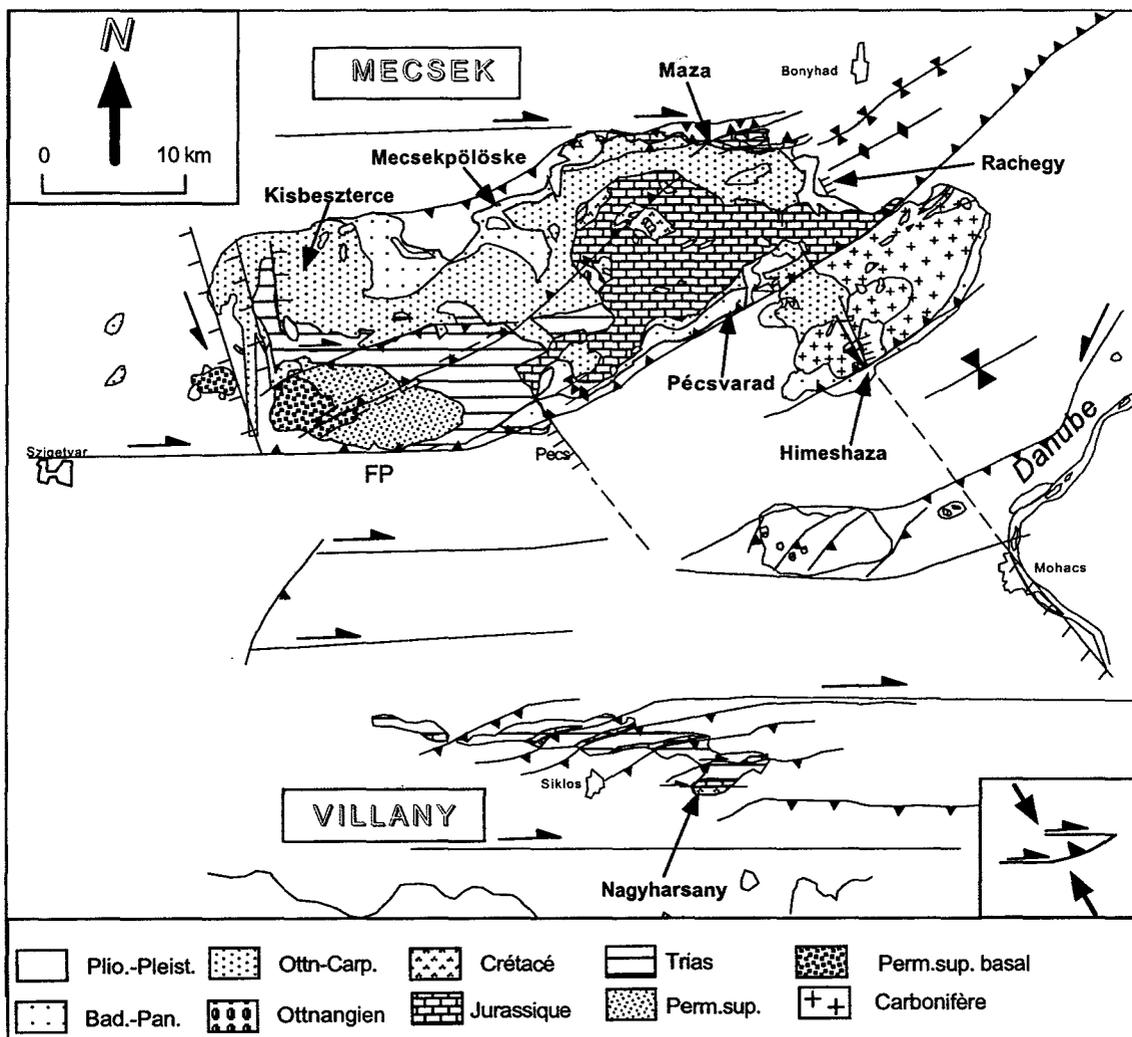


Figure 5-72 Reconstitution des structures du Pannonien supérieur à l' Actuel.

Tektonikai vázlat a felső pannon után.

5.4.9 Conclusions pour les Monts Mecsek et Villány

Selon les observations microtectoniques et les arguments sédimentologiques on peut diviser l'évolution tectonique des Monts Mecsek et Villány en 11 étapes à partir du Carbonifère.

Au Permo-Mésozoïque, il existe trois étapes certaines et une autre peut-être, quand la tectonique semble contrôler la sédimentation.

La première étape majeure correspond au changement d'épaisseur des sédiments *au Permien supérieur* (Wéber, 1977). Il s'agit *un fossé asymétrique limité par des failles synsédimentaires* situées à côté de la Faille de Pécs (Galácz *et al.*, 1990) (Figure 5-73, Perm. sup.). La paléo-contrainte reste mal définie mais c'est *vraisemblablement une extension NW-SE*.

Dans la carrière de Kán (cf.5.4.1.6) on constate que *pendant le Trias moyen* il existe aussi *une phase synsédimentaire*. La direction de cette extension est NE-SW mais malheureusement on n'a pas assez de données pour déterminer une phase synsédimentaire régionale.

Selon Nagy (1971) et les observations dans la mine de Pécsvasas (cf. 5.4.1.3) on constate *pendant le Lias* que les sédiments se sont déposés dans *un fossé asymétrique* une nouvelle fois (cf. Faille de Pécs). A partir des mes observations la direction *d'extension est NW-SE* (Figure 5-73). A cette époque le lieu de dépôt principal des Monts Villány se situait sur un haut-fond plus au sud (Galácz *et al.*, 1990).

Le premier raccourcissement s'est produit *au cours du Crétacé supérieur*, en utilisant les sondages décrits sous la Grande Plaine Hongroise il *semble d'âge pré-sénonien* (Szentgyörgyi, 1978). Durant cette phase les couches permo-mésozoïques ont été plissées selon des *directions NE-SW avec une vergence vers le NW* (Wein, 1967, Némédi Varga, 1983) (Figure 5-73). Elle a engendré des *plis déjetés et même quelquefois renversés* (cf. 5.4.1.1). Ce sont des plis-failles avec des *mouvements banc sur banc et des petites rampes*. En raison de la Faille de Pécs préexistante cette direction de compression est vraisemblablement courbée vers le N-S dans la partie Sud (Figure 5-73). Cette phase compressive se traduit par *des écailles imbriquées dans les Monts Villány*. L'écaille méridionale (Ecaille de Nagyharsány) s'est formée dans un premier temps puis les écailles septentrionales se mettent en place. Cette migration orogénique indique une vergence Nord. La direction de compression observée dans les Monts Mecsek est différente de celle des Villány (Figure 5-73) suggérant une rotation postérieure entre les deux ensembles (cf. 6.2.2).

Cette phase majeure a été suivie par *un soulèvement et une érosion importantes* et elle n'a pas été recouverte ultérieurement par une sédimentation épaisse car le paléo-thermomètre (méthode de fission-track) indique une température de moins de 100° (Dunkl 1992).

Au Néogène on distingue six grandes phases. Les quatre premières sont de phases transtensives associées a des créations de bassins.

(1) *La première est caractérisée par une transtension liée à des décrochements senestre*. Elle est assez mal définie car nous n'avons pas pu l'observer en beaucoup d'endroits. Les résultats de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique dans l'andésite (l'âge 20 Ma) indiquent une tectonique *synchrone de la formation de l'andésite* (cf.6.3).(Figure 5-73, ottnangien).

(2) *Au Karpatien-Badénien* il existe aussi *une phase transtensive* marquée par *une extension E-W et de la compression N-S*. Il s'agit des *decrochements senestre-normal NE-SW et dextre-normal NW-SE* (Figure 5-73, karpatien-badénien).

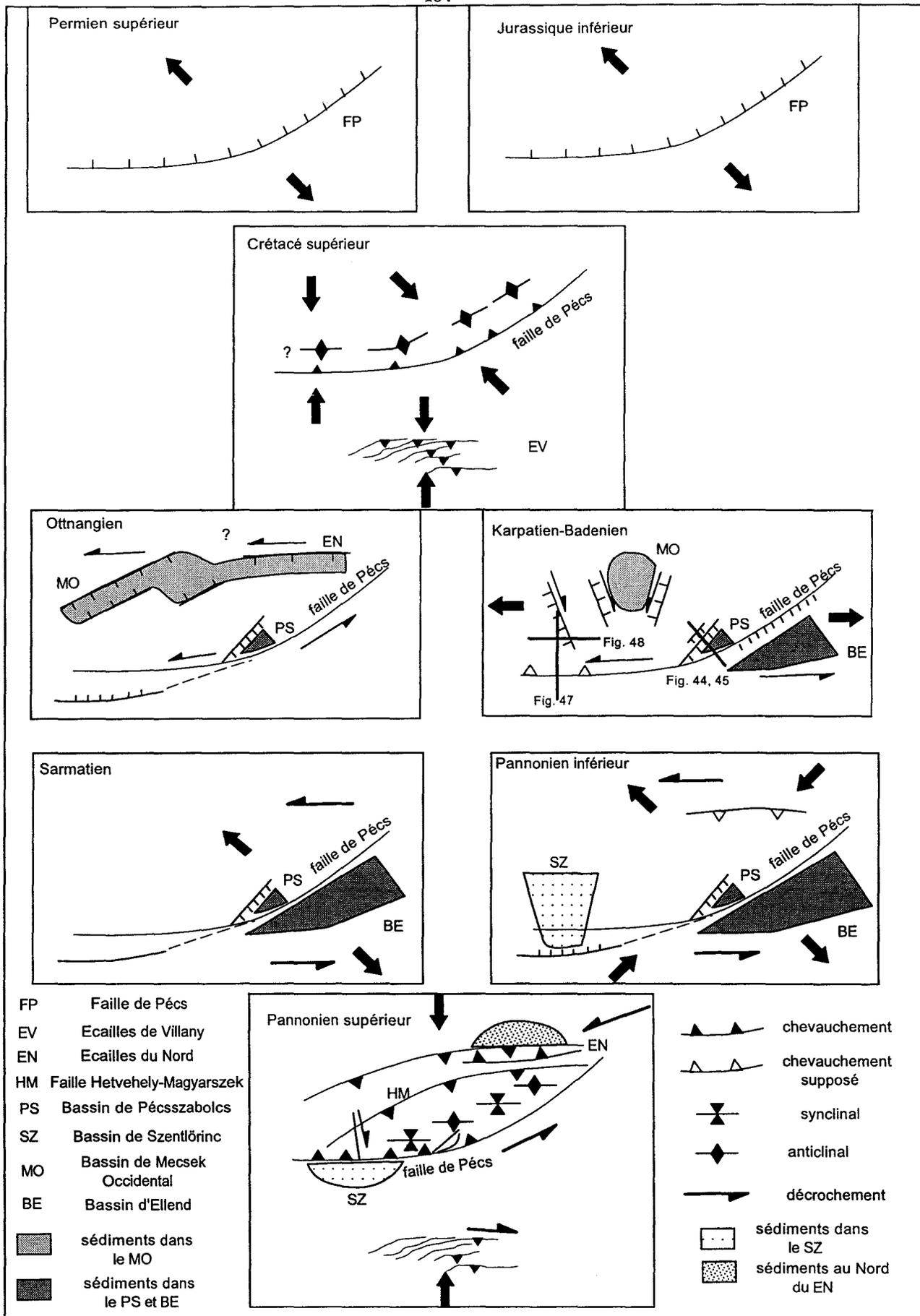


Figure 5-73 Schéma d'évolution tectonique majeure des Monts Mecsek et Villány.

Mecsek és Villány hegység tektonikai vázlat.

(3, 4) Au *Sarmatien et au Pannonien inférieur des failles normales de direction NE-SW* se sont développées (Figure 5-73, sarmatien, pannonien inférieur). Elles sont *plus importantes au Pannonien inférieur* comme l'indiquent l'épaisseur et l'extension des sédiments. Vraisemblablement il s'agit d'une phase de *décrochements senestres de direction ENE-WSW*.

(5) *La deuxième phase de raccourcissement* s'est produite au cours du *pannonien supérieur basal* (Figure 5-73, phase intra-pannonienne). Il s'agit *d'une phase compressive N-S* créant une zone de transpression avec une grande structure en fleur adjacente à la Faille de Pécs (cf. 5.4.3.1.2). Elle a engendré des plis en échelon et plusieurs couloirs de décrochement senestre de direction ENE-WSW. Il apparaît aussi *trois avant-fossés* devant les Ecailles du Nord, la Faille de Pécs et les Ecailles de Villány.

(6) Récemment *une compression NW-SE ou NNW-SSE* s'est produite et elle est liée à des failles dextres de direction E-W et senestre NNE-SSW (cf. Figure 5-72). Ces failles sont encore actives selon les études de tremblement de terre récents (Réthly, 1952).

Ces phases tectoniques ont divisé la région Sud de la Hongrie au moins en quatre régions structurellement distinctes: les Ecailles du Nord, le domaine principal, la zone granitique et les écailles des Monts Villány.

Sur la coupe récapitulative schématique on a indiqué cette longue histoire (Figure 5-74). Sur la coupe on observe très bien *la grande inversion avec une structure en fleur associée* à un décrochement senestre qui chevauche sur ses avant-fossés. On peut voir aussi plusieurs phases synsédimentaires (P_3 et J_1) et des plis engendrés par la compression du Crétacé supérieur. On observe aussi que le côté méridional des Monts Mecsek est peut-être différent par le côté septentrionale à côté de la zone de Kövágószőlös.

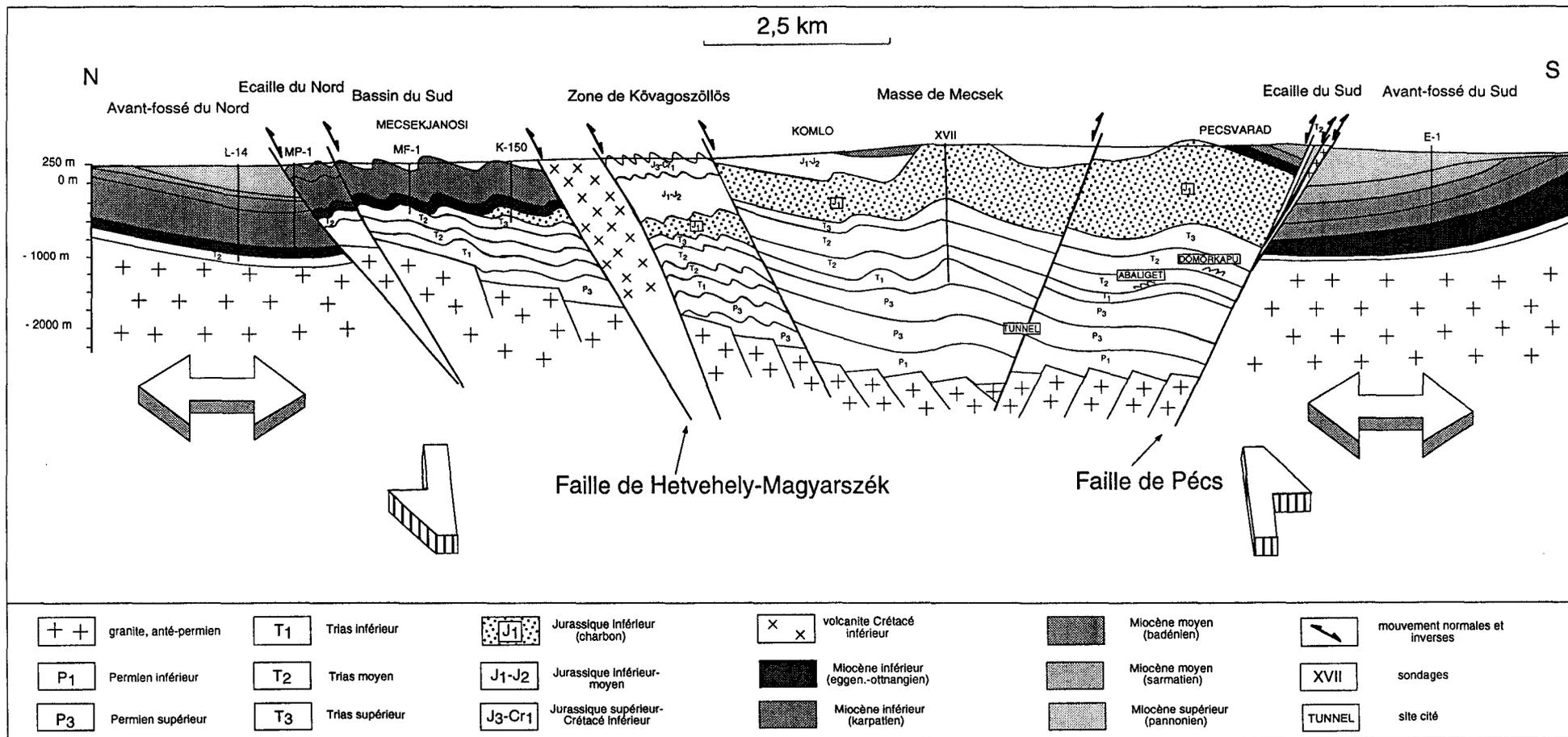


Figure 5-74 Coupe tectonique des Monts Mecsek.

Földtani szelvény a Mecsekhegységben.

6. Apports du magnétisme des roches à la compréhension de l'histoire tectonique

Après une présentation succincte du magnétisme des roches, ce chapitre expose les résultats des mesures de paléomagnétisme et d'anisotropie de la susceptibilité magnétique acquises dans le cadre de différents projets internationaux et nationaux (Balaton, OTKA) regroupant les universités de Lille et Budapest et l'Institut de Géophysique hongrois. Au sein de ces programmes, 6 missions de terrain ont été organisées permettant l'échantillonnage de 15 sites dans les Monts Mecsek. Les mesures paléomagnétiques ont été faites au laboratoire de Paléomagnétisme de Budapest par M^{me} Márton; les analyses de fabrique magnétique ont été menées au laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique à Lille par O. Averbuch et à Budapest au laboratoire précédent. Ces différentes données sont intégrées dans le schéma général d'évolution tectonique des Monts Mecsek.

6.1 Généralités sur le magnétisme des roches

6.1.1 La susceptibilité magnétique en champ faible et son anisotropie (ASM)

Toute roche soumise à un champ magnétique développe une aimantation induite, en général très faible, dont le sens et l'intensité peuvent être quantifiée par un paramètre, la susceptibilité magnétique. En champ faible, cette dernière relie linéairement le champ appliqué à l'aimantation créée. Son intensité au sein d'une roche dépend, en première approximation, de la concentration relative et de la nature des minéraux présents dans cette roche. A cet égard, on peut définir trois principaux types de comportement magnétique:

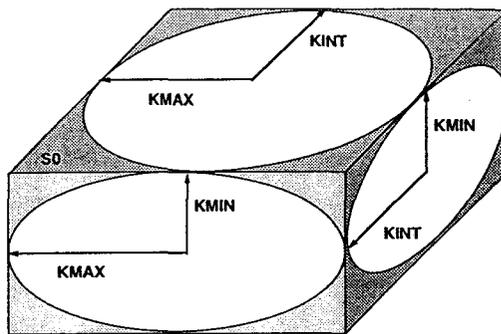
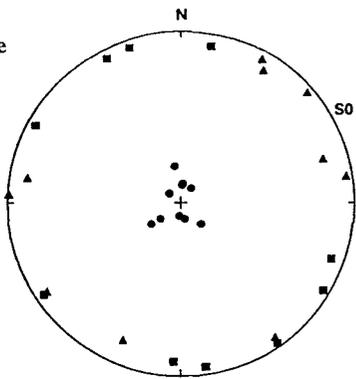
(1) Le premier comportement caractérise toute matière exempte de fer; il s'agit du diamagnétisme. Les minéraux diamagnétiques (les plus importants sont la calcite, le quartz et les feldspaths) présentent sous champ un moment magnétique très faible en sens opposé au champ appliqué; leur susceptibilité magnétique est donc très faible et négative (environ $-15 \cdot 10^{-6}$ SI). On peut noter, par ailleurs, que cette aimantation est indépendante de la température.

(2) Le deuxième comportement correspond au paramagnétisme. Les minéraux paramagnétiques (par exemple la biotite, l'illite, les amphiboles et pyroxènes) présentent une susceptibilité magnétique plus forte (de l'ordre de 100 à 1000 $\cdot 10^{-6}$ SI) et positive. De plus, elle dépend de la température.

(3) Le troisième comportement est de loin la plus importante contribution au magnétisme d'une roche. Il s'agit du comportement ferromagnétique *sensu lato*. Il est du dans les roches à la présence de minéraux riches en fer tels que les oxydes de fer (par exemple magnétite, hématite) ou les sulfures de fer (pyrrhotine, greygite). Ces minéraux présentent une susceptibilité magnétique très forte (de l'ordre de 1 à 1000 $\cdot 10^{-3}$ SI) et positive. L'aimantation ferromagnétique *s.l.* dépend de l'intensité du champ appliqué (phénomène de saturation en champ fort) et de la température (toute aimantation disparaît au delà d'une certaine température caractéristique du minéral, la température de Curie).

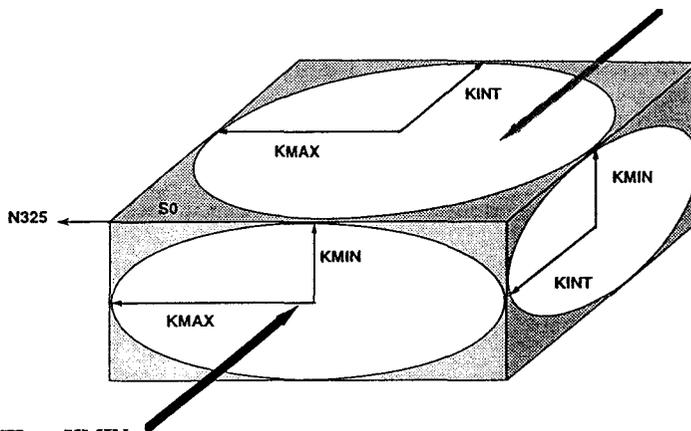
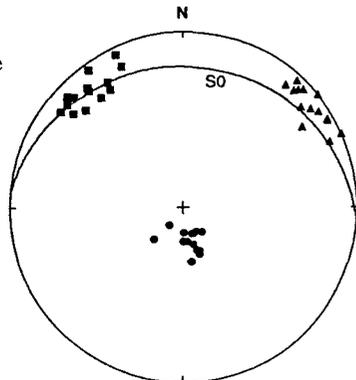
Outre ces variations relatives à la nature des minéraux, la susceptibilité magnétique possède la propriété de varier dans les roches en fonction de la direction du champ appliqué. Ce caractère anisotrope traduit l'orientation préférentielle de forme ou de réseau des minéraux présents dans la roche (essentiellement en champ faible les minéraux para- et ferromagnétiques). Lorsque le signal de susceptibilité d'une roche est assez conséquent, la mesure de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) caractérise donc la fabrique magnétique de la roche. Il a ainsi été montré qu'elle était un excellent marqueur de leur déformation interne (par exemple Kligfield *et al.*, 1981; Averbuch, 1993). C'est à ce titre que cette méthode a été développée dans nos études.

A: fabrique sédimentaire



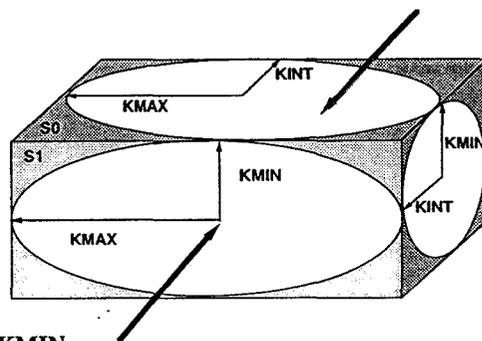
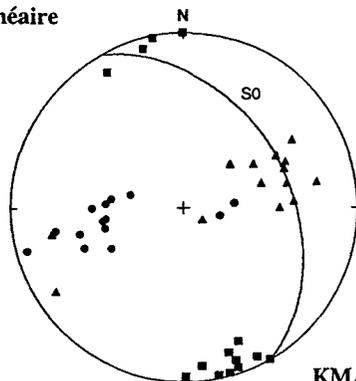
$KMAX = KINT \gg KMIN$

B: fabrique sédimentaire et linéation tectonique



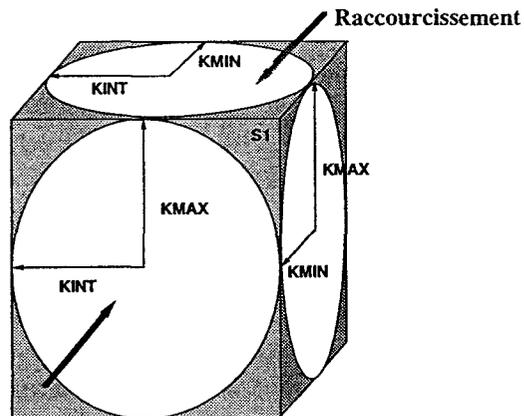
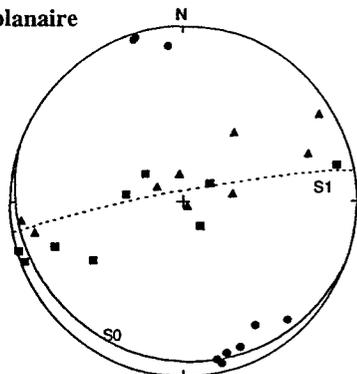
$KMAX > KINT \gg KMIN$

C: fabrique linéaire tectonique



$KMAX \gg KINT \approx KMIN$

D: fabrique planaire tectonique



$KMAX \approx KINT \gg KMIN$

Figure 6-1 Evolution de la fabrique magnétique au cours de la déformation progressive d'une roche sédimentaire. Sur les diagrammes les carrés correspondent au Kmax, les triangles au Kint et les ronds au Kmin (Averbuch, 1993).

Üledékes kőzetek mágneses belső szerkezetének változása deformáció során (Averbuch, 1993)

L'ASM peut être décrit par un tenseur de rang 2, dont les vecteurs propres caractérisent les axes principaux K_{\max} , K_{int} , K_{\min} de l'ellipsoïde d'ASM. Ceux-ci sont définis en orientation dans le repère géographique et en intensité.

Lorsque les axes de susceptibilité minimale (K_{\min}) sont groupés sur le site, la foliation magnétique est définie comme le plan perpendiculaire au groupement des axes K_{\min} . Quand les axes K_{int} et K_{\max} sont répartis aléatoirement dans le plan de foliation magnétique, la fabrique est planaire (Figure 6-1 A, D).

Dans le cas des roches sédimentaires faiblement déformées, cette foliation correspond en général à la stratification; on l'appelle fabrique sédimentaire, car elle est le résultat du dépôt et de la compaction (Figure 6-1 A). Lorsque les directions de K_{\max} sont groupées sur le site, elles définissent une linéation magnétique. Si les axes K_{int} et K_{\min} se répartissent dans le plan perpendiculaire à cette direction, la fabrique est linéaire (Figure 6-1, C). Ceci indique un fort allongement de la roche dans la direction de la linéation magnétique. Lorsque les trois axes présentent un bon groupement, la fabrique est dite triaxiale (Figure 6-1 B).

Dans le cas des roches sédimentaires déformées, les axes permettent d'accéder aux axes de l'ellipsoïde de la déformation finie. La direction moyenne des axes principaux et la quantification de leur distribution a été évaluée à partir d'une méthode statistique tensorielle décrite par Jelinek (1978). Les rapports d'intensité des différents axes traduisent la forme (paramètre de linéation $L=K_{\max}/K_{\text{int}}$ et de foliation $F=K_{\text{int}}/K_{\min}$) et le degré d'anisotropie ($P=K_{\max}/K_{\min}$) de la fabrique.

6.1.2 Le paléomagnétisme

Contrairement aux minéraux dia- et paramagnétiques, les minéraux ferromagnétiques sont capables d'enregistrer une aimantation lorsqu'ils ne sont plus soumis à un champ magnétique (aimantation rémanente). Ce phénomène n'intervient cependant que pour une certaine catégorie de minéraux (minéraux de petite taille de type mono- ou pseudomonodomaines) et en dessous d'une certaine température (la température de blocage, inférieure ou égale à la température de Curie). Ainsi, les minéraux ferromagnétiques des roches magmatiques acquièrent une aimantation dans le champ ambiant lors de leur refroidissement (aimantation thermorémanente). Libéré après érosion, ces minéraux seront susceptibles de s'orienter à nouveau dans le champ terrestre lors du dépôt des roches sédimentaires permettant l'acquisition d'une aimantation détritique.

Ainsi, les roches sont capables d'enregistrer le champ géomagnétique régnant lors de leur formation et de le conserver si elles ne sont pas soumises postérieurement à des effets de réaimantations. Ces propriétés magnétiques des roches ainsi que la persistance d'un champ géomagnétique dipolaire géocentrée constituent les bases de la méthode paléomagnétique permettant de déterminer les déplacements en latitude et les rotations autour d'axes verticaux d'unités structurales de dimensions variées (plaques, microblocs, nappes de charriage, écaïlle tectoniques). La mesure d'**inclinaison** de l'aimantation d'une roche permet de retrouver la **paléolatitute** du site où s'est formée la roche dans un cadre de reconstitution géodynamique à grande échelle. La **déclinaison** de l'aimantation qui représente l'angle entre le paléoméri dien et la direction N-S de référence constitue une mesure directe du déplacement **rotationnel** total subi par la roche. Afin de préciser les déplacements de l'unité mobile envisagée (par exemple les microblocs ALCAPA et TISIA), il convient alors de comparer les données d'inclinaison et de déclinaison par rapport à une courbe référence relatant les déplacements du continent stable pendant la même période (l'Europe stable).

En général, les roches ont subies différentes étapes de réaimantation au cours de leur histoire (diagenèse, déformation). Pour remonter à l'aimantation primaire, on procède à des désaimantations progressives en champ nul. Pour une description plus précise de la méthodologie, le lecteur peut se référer à Márton dans différents articles (par exemple Márton (1985) ou Márton et Márton (1996)).

6.2 La situation paléomagnétique des unités ALCAPA et TISIA

Comme il a été décrit dans le chapitre 2, les deux grands unités montrent une différence très importante en ce qui concerne les directions paléomagnétiques. Les roches d'âge mésozoïque et pour partie d'âge cénozoïque de l'unité ALCAPA montrent une rotation antihoraire. Au contraire, dans l'unité TISIA, elles ont subi globalement une rotation horaire (par exemple Márton, 1985; 1986, 1987, 1994).

6.2.1 L'unité ALCAPA

6.2.1.1 Données paléomagnétiques

Récemment, les arguments paléomagnétiques ont été précisés par Márton et Fodor (1995), Mauritsch et Márton (1995) et Márton et Márton (1996) dans l'unité ALCAPA comme suit (Figure 6-2) :

1, jusqu'au Crétacé supérieur, l'ALCAPA a subi le même mouvement tectonique que les Alpes Méridionales ;

2, après le Crétacé supérieur, l'ALCAPA s'est échappé vers le Sud (premier échappement) ;

3, au Miocène inférieur, il a subi une rotation en deux étapes :

3.a, la première rotation d'environ 50° antihoraire a été produite à environ 18 Ma (Ottangien) vraisemblablement de façon synchrone avec un deuxième échappement vers l'Est (Figure 6-2) ;

3.b, la deuxième rotation d'environ 30° antihoraire a été produite à environ 16 Ma (Badénien inférieur) (Figure 6-2) ;

4, postérieurement au Miocène inférieur, des rotations locales ont pu être observées (Márton, 1997).

Ces derniers résultats miocènes ont été mesurés sur des roches du NE de la Hongrie. Pour préciser ce scénario, un travail sur les roches cénozoïques de la Montagne Transdanubienne (partie occidentale) est en cours.

6.2.1.2 Implications tectoniques

Márton et Fodor (1995) ont montré que ces rotations résultent d'une rotation d'ensemble de l'unité Alcapa à laquelle se superposent localement diverses rotations liées à la déformation interne de l'unité (rotations plus ou moins rigide de blocs, voir par exemple Tari (1991)). Ils ont par ailleurs suggéré que les variations des directions de paléocontraintes (par exemple Csontos et al., 1991,1992) sont en majeure partie le résultat de la rotation de l'unité.

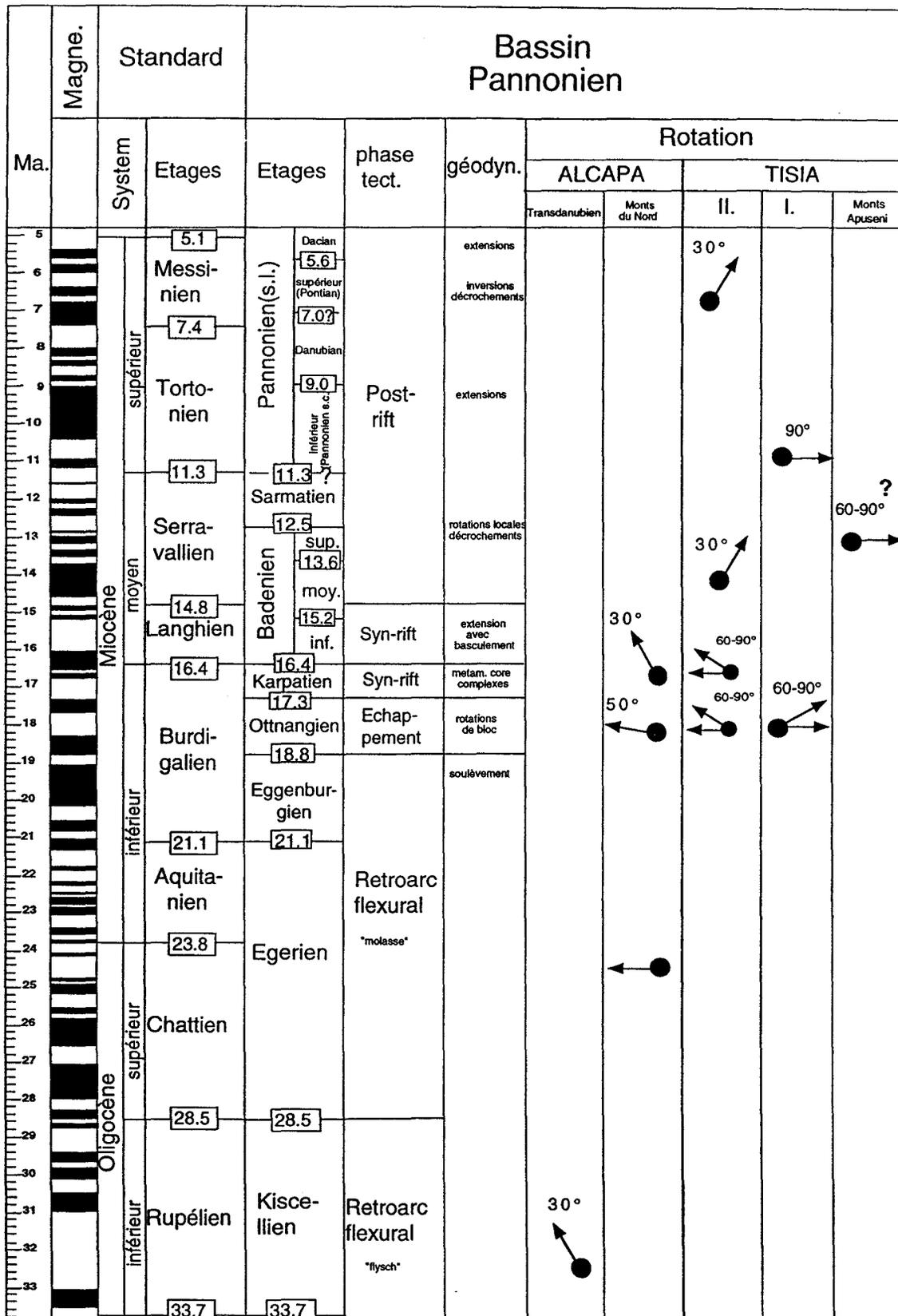


Figure 6-2 Tableau récapitulatif sur les résultats paléomagnétiques selon leurs âges avec la situation géodynamique (d'après Tari et Weir, 1995).

A paleomágneses eredmények összefoglaló táblázata a geodinamikai értelmezéssel

6.2.2 L'unité TISIA

6.2.2.1 Données paléomagnétiques

Les études paléomagnétiques dans l'unité TISIA ont été menées par Kotasek *et al.* (1969), Márton et Márton (1975), Márton (1985, 1997), Bazhenov *et al.* (1992) et Patrascu *et al.* (1990, 1992, 1994). Ces études vont être précisées par l'étude paléomagnétique en cours dans les Monts Mecsek et Villány.

De façon générale on peut résumer les données paléomagnétiques existantes comme suit:

1, l'unité TISIA était solidaire de la Téthys septentrionale (Marge Européenne) au cours du Mésozoïque précoce ;

2, elle a subi une rotation antihoraire (environ 90°) après le Crétacé inférieur (Hauterivien) ;

3, elle a subi une rotation horaire (environ 90°) après le Miocène inférieur.

Les résultats acquis récemment permettent de préciser les événements miocènes dans les Monts Mecsek (Figure 6-2):

3. A, les mesures faites dans les ignimbrites d'âge Miocène inférieur des Ecailles du Nord (Balincza, Kisbeszterce, Horváthertelend etc..) indiquent une rotation tout à fait inattendue en sens antihoraire d'environ 90° (Figure 6-3). Dans la masse principale des Monts Mecsek (Komló), par contre les résultats montrent une rotation en sens opposé horaire (d'environ 90°) (Figure 6-2, Figure 6-3). En conséquence, selon les études paléomagnétiques, il faut diviser les Monts Mecsek en deux sous-unités (I.II.) ayant subi des rotations importantes en sens contraire (Figure 6-3).

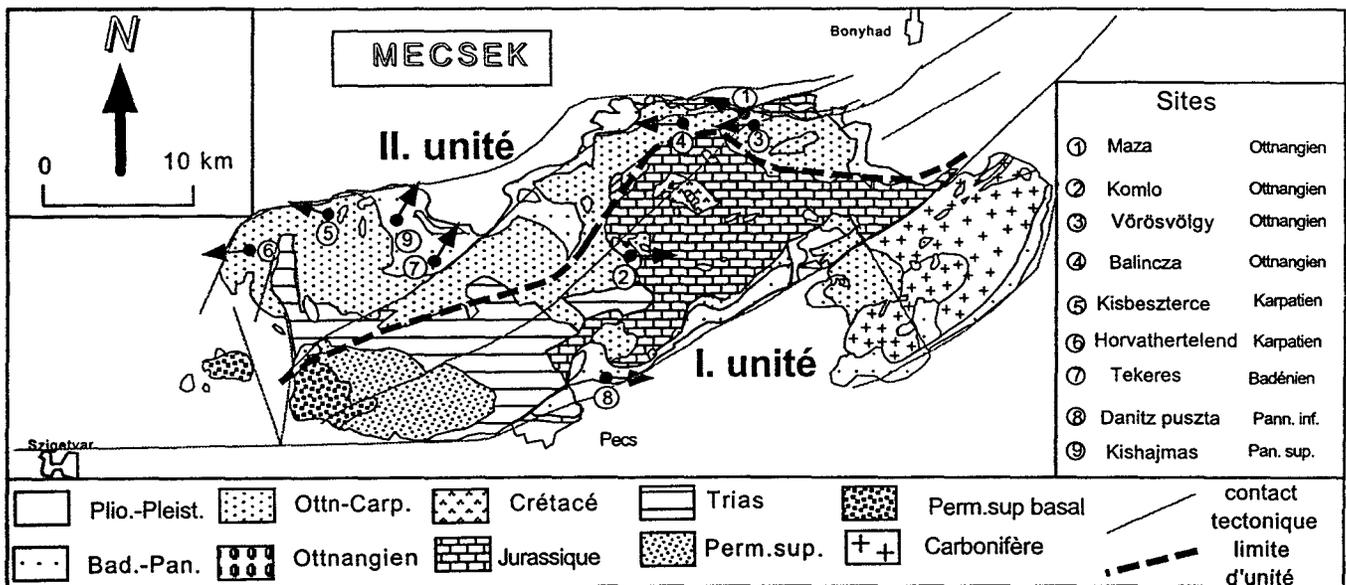


Figure 6-3 Résultats paléomagnétiques dans les Monts Mecsek indiquant deux différents unités (au moins).

A Mecsek hegység paleomágneses eredményei a két különböző alegységgel.

3.B, Les roches plus jeunes (du Badénien au Pannonien supérieur basal) montrent dans l'unité Nord une rotation horaire (d'environ 30°) (Tekeres, Kishajmás) (Figure 6-3). Dans les Ecailles du Sud (Faille de Pécs), les roches (Sarmatien-Pannonien inférieur) montrent une rotation horaire (d'environ 90°)(Figure 6-3).

6.2.2.2 *Interprétation tectonique*

Il est difficile d'expliquer actuellement ces différentes rotations en sens opposés et leur succession dans les Monts Mecsek. On peut envisager deux hypothèses principales:

(1) la première met en jeu une altération du signal paléomagnétique lors de la déformation de ces séries pendant l'épisode transpressif du Pannonien supérieur basal. On peut en effet remarquer que la direction des paléoaïmantations anté-badéniennes correspond à l'axe des plis (E-W) observés dans les Monts Mecsek. Les résultats d'anisotropie de la susceptibilité magnétique (cf.6.3) montrent que les taux d'anisotropies sont relativement faibles dans les formations en question (voir par exemple le site de Balinca) et en aucun cas ne permettent d'expliquer une telle réorientation du signal paléomagnétique. Ces données nous incitent à rejeter une telle hypothèse.

(2) la seconde hypothèse conduit à envisager, comme dans le cas de l'unité ALCAPA, une succession complexe d'événements rotationnels (Figure 6-2):

A., des rotations d'ensemble importantes (de l'ordre de 90°) en sens opposés de deux sous-unités Nord et Sud séparés un contact faillé (Figure 6-3) ; ces rotations interviennent probablement au cours du Badénien inférieur, le niveau de tuff rhyolitique II de Kisbeszterce, Horváthertelend étant impliqué dans ces rotations. Il est à noter qu'il s'agit d'une différence notable par rapport à l'unité ALCAPA pour laquelle seul le niveau de tuff rhyolitique I montre une telle rotation. Des mouvements rotationnels aussi importants de microblocs impliquent des structures extensives et compressives assez importantes au niveau de leurs bordures tels un bassin profond ou un chevauchement entre les deux sous-unités. De telles structures n'ont pas été mises en évidence au contact de ces deux blocs ce qui laisse encore un certain nombre de problèmes non résolus.

B., des rotations locales en sens horaire post-badéniennes (de l'ordre de 30°) probablement associées à l'épisode transpressif du Pannonien supérieur ; ces rotations sont probablement accommodées par les contacts décrochevauchants séparant les différentes écaïlles comme cela semble le cas pour les écaïlles situées à l'ouest d'Abaliget (voir par exemple Figure 5-25).

En conclusion, le point le plus significatif de cette étude paléomagnétique est que l'unité Tisia ne peut être considérée comme un bloc rigide ayant subi une rotation d'ensemble en sens horaire au Miocène inférieur. Il faut plutôt considérer cette unité comme un ensemble de microblocs mobiles les uns par rapport aux autres, et subissant des rotations en sens différent, résultants du mouvement aux limites du bloc. Ce mécanisme est très semblable à ce qui a été montré pour l'unité Alcapa même s'il en diffère par l'âge des rotations.

6.3 L'anisotropie de la susceptibilité magnétique dans les Monts Mecsek

Ces études sont les premières de la sorte réalisées dans les Monts Mecsek. Elles se sont concentrées principalement sur les formations magmatiques et volcano-sédimentaires d'âge carbonifère (granitoïdes de la partie SE des Mecsek) et miocène inférieur et moyen (andésites de Komlo et tufs rhyolitiques) pour lesquelles l'analyse microtectonique est moins aisée qu'en domaine sédimentaire. Deux sites ont également été analysés dans les formations sédimentaires argileuses miocènes inférieure et moyenne. Les résultats sont présentés dans le tableau 3 ci-dessous et dans la Figure 6-4.

Sites/ roche/âge	K max. (dec/ inc)	K int. (dec/ inc)	K min. (dec/ inc)	Linéation (Kmax/Kint)	Foliation (Kint/Kmin)	Taux d'Anisotropie (Kmax/Kmin)
(I.)Komlo andesite Miocène inf.	30/-5	104/74	121/-15	1.032	1.070	1.104
(I.)Moragy granite Perm. Sup	57/-27	125/35	355/42	1.013	1.020	1.033
(II.)Balinca tuf rhyolit. Miocène inf.	80/7	348/16	193/72	1.008	1.031	1.039
(II.)Vörösvölgy tuf rhyolit. Miocène inf.	84/10	350/17	203/69	1.016	1.018	1.035
(II.)Arpadtető sédiments Miocène inf.	83/11	354/-9	303/75	1.005	1.008	1.014
(II.)Tekeres sédiments Miocène moy.	~265/15	~357/15	~130/75	~0-0.6	~1.02	~1.02

Tableau III. Résultats de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.

A mágneses szuszceptibilitás anizotrópia eredményei

Deux principaux types de fabrique peuvent être dégagés par cette étude : (Figure 6-4).

- **Groupe I** : le premier type de fabrique correspond aux formations magmatiques d'âge paléozoïque et miocène inférieur (granitoïdes et andésites). Chacune de ces formations présente une anisotropie bien définie (taux d'anisotropie supérieur à 1,03 pour les granites et de l'ordre de 1,1 pour les andésites) quoique non observable à l'oeil nu. Elle est caractérisée par une fabrique à dominante triaxiale (andésites de Komló) voire plutôt linéaire (granites de Mórágý). En conséquence, ces niveaux présentent une linéation bien marquée et selon la même direction : la direction NE-SW (N030 pour les andésites, N057 pour les granites) qui correspond à la direction principale des failles.

En ce qui concerne les andésites, la foliation magnétique est subverticale, de direction NE-SW. Différents débits planaires ont été relevés à ce site (un orienté environ E-W vertical présentant souvent des jeux en décrochement sénestre, un autre environ N020 vertical présentant parfois des stries à jeu dextre, un dernier subhorizontal) mais aucun d'eux ne montre une pénétrativité pouvant expliquer cette foliation très bien définie. Il est donc peu probable que la foliation magnétique résulte d'un raccourcissement postérieur à la mise en place de la roche. Cette fabrique apparaît plutôt comme le résultat de la mise en place des andésites (à environ 20 Ma). Ainsi, ces andésites pourraient s'être formées au sein d'un champ de déformation impliquant un allongement horizontal NE-SW; dans le contexte géologique de l'époque (Eggenburgien-Ottangien, (Figure 5-64), elles correspondent probablement à des remontées magmatiques au niveau de zones faillées transtensives sénestres d'orientation NE-SW.

La foliation est peu nette dans le cas des granitoïdes, les axes Kmin étant répartis dans le plan perpendiculaire à la linéation magnétique. Ce type de fabrique est probablement, comme dans le cas des roches sédimentaires (Figure 6-1), d'origine tectonique, il induit un raccourcissement orienté NW-SE et un allongement NE-SW ; il s'agit là d'une fabrique qu'on peut tout à fait trouver au sein d'une zone décrochante transpressive (ici orientée NE-SW).

Groupe II : Ce groupe contient les tufs rhyolitiques et les sédiments d'âge néogène (Figure 6-4, B). Ceux-ci sont généralement moins anisotropes et présentent une fabrique à tendance nettement plus planaire. La foliation magnétique est bien définie (bon groupement des axes Kmin) et correspond toujours au plan de stratification (fabrique d'origine sédimentaire). Les axes de susceptibilité maximum Kmax sont assez bien groupés dans le plan de stratification. Cette linéation magnétique est systématiquement E-W, parallèle aux axes de plis dans lesquels sont impliqués ces niveaux. Elle résulte de la superposition d'un raccourcissement tectonique N-S sur une fabrique initialement aplatie suivant la direction verticale (voir la Figure 6-1, B). Cette fabrique est le signe d'une tectonique en compression N-S postérieure au Miocène moyen.

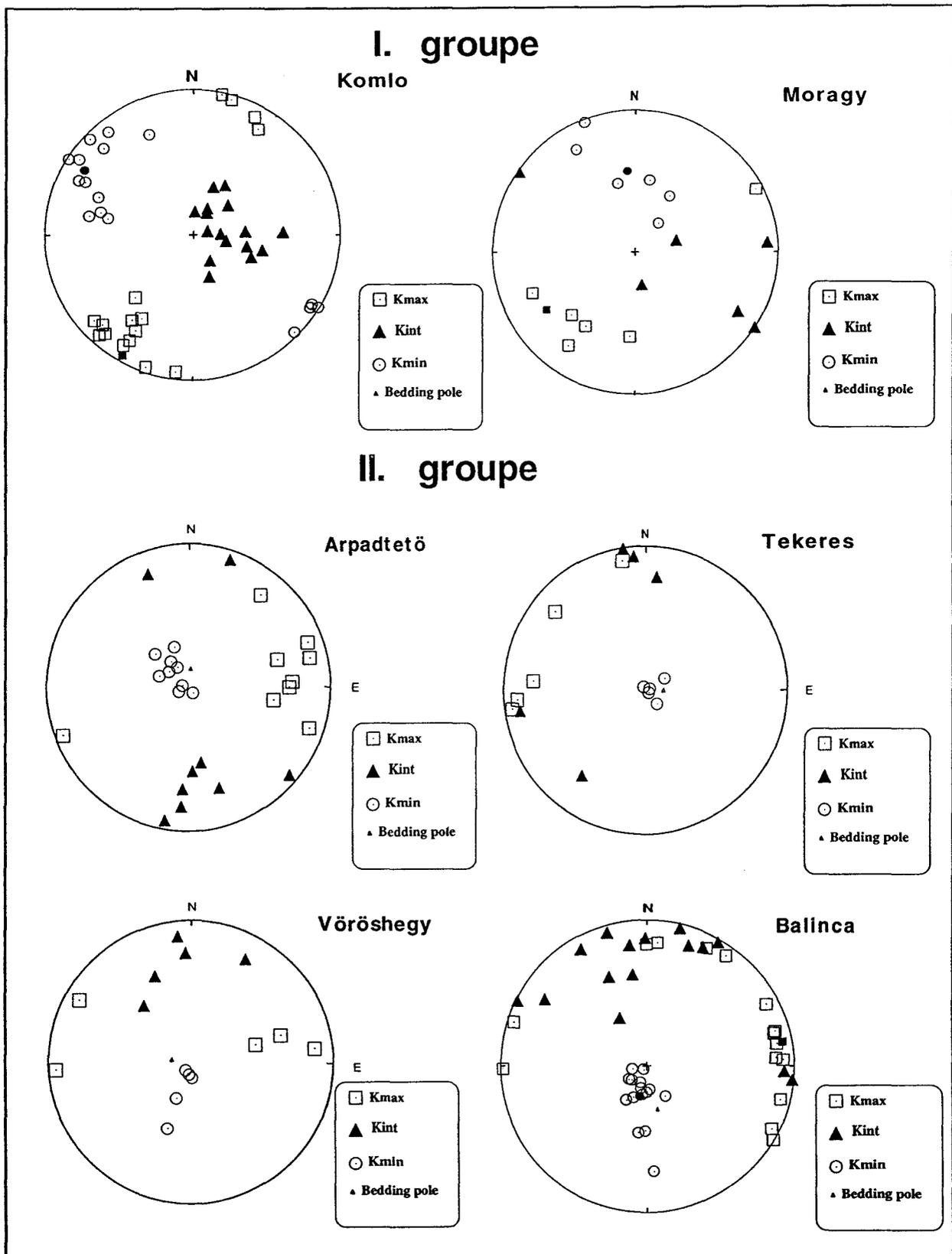


Figure 6-4 Anisotropie de la susceptibilité magnétique des Monts Mecsek

I. groupe andesite, granite

II. groupe sédiments et tufs néogènes.

A Mecsek hegység anisotrópia eredményei.

7. Modèle Géodynamique (Néogène)

Récemment plusieurs modèles ont été proposés pour contraindre la géodynamique des Carpathes et du Bassin Pannonien. Aujourd'hui, il est évident que le Bassin Pannonien est constitué par deux blocs mésozoïques (microcontinents) majeurs d'origine différente. Ces blocs se trouvaient à plusieurs centaines de kilomètres l'un de l'autre au Mésozoïque (Kovács, 1982, Vörös et Csontos, 1992). Le premier bloc est d'origine Alpine (ALCAPA, "Alpino-type") et l'autre est d'origine Européenne stable (TISIA, "Germano-type"). Ces deux grandes unités ont été réunies au cours du Miocène inférieur (Balla, 1984, Márton et Márton, 1989, Csontos, 1995).

S'il existe trois hypothèses différentes pour expliquer la juxtaposition de ces deux blocs (Csontos, 1995) mais il existe certains éléments ont été acceptés par tous.

(1) Les trois modèles de reconstruction des Carpathes (Oszczypko et Zytko, 1985, Roure *et al.*, 1993, Roca *et al.*, 1995) tiennent compte d'une place « libre » de 300-500 km vers l'Est. La croûte de ce terrain peut être océanique ou bien continentale amincie, mais cette question fait encore l'objet d'une polémique entre les différents auteurs. Il est certain que ce terrain a dû être subducté des éléments des Carpathes, car on ne connaît aucun élément de la croûte originale. On connaît seulement les éléments flyschoïdes et la chaîne volcanique néogène du domaine interne de cette zone de subduction.

(2) Au cours du Miocène supérieur, il y a plus de place pour l'unité Tisia laissant libre cours à des décrochements senestres entre les deux blocs principaux dans les domaines internes. Dans le domaine externe on observe une activité volcanique très récente et la création de l'avant fossé d'aujourd'hui (fossé du Sud-Est, 600 m de Quaternaire, Ratschbacher *et al.*, 1993, Hippolyte, 1995).

La première hypothèse a été proposée par Kázmér et Kovács (1985), elle a été développée par la suite par Csontos *et al.* (1992) (Figure 7-1, A). Ils suggèrent un grand décrochement dextre entre les deux unités principales. Cette idée est fondée à la fois sur des preuves paléobiogéographiques et sur les mesures microtectoniques. Ces auteurs proposent un échappement important vers l'Est créé par un raccourcissement N-S. Ce raccourcissement correspond au grand rapprochement entre l'Europe et l'Afrique au cours du Néogène. Pendant le mouvement de l'Apulie vers le NE (Dercourt *et al.* 1994) ou le NNW (Le Pichon *et al.* 1988), l'unité Alcapa s'est échappée vers l'Est. Cet échappement a été accompagné d'une extension E-W. Selon ces auteurs, l'échappement se forme à partir de l'Eocène supérieur jusqu'au Miocène inférieur et il est contemporain d'un mouvement de décrochement dextre le long de la ligne Médio-Hongroise (Figure 7-1, A 35 et 25-20 Ma). L'échappement n'est possible que grâce à une subduction de la croûte carpathique externe sous les unités du Bassin Pannonien (Alcapa, Tisia). Au Miocène supérieur, l'extension continue vers l'Est mais il n'y a plus d'espace pour l'unité Alcapa (la plus grande partie de la croûte « océanique » Est-Carpathique est déjà subductée) c'est pourquoi cette unité est bloquée. En même temps l'unité Tisia s'est déplacée vers l'Est et on observe un décrochement senestre entre les deux blocs principaux (Figure 7-1, A 15-10 Ma). *Le problème de ce modèle est qu'il ne prend pas les résultats paléomagnétiques connus en considération.*

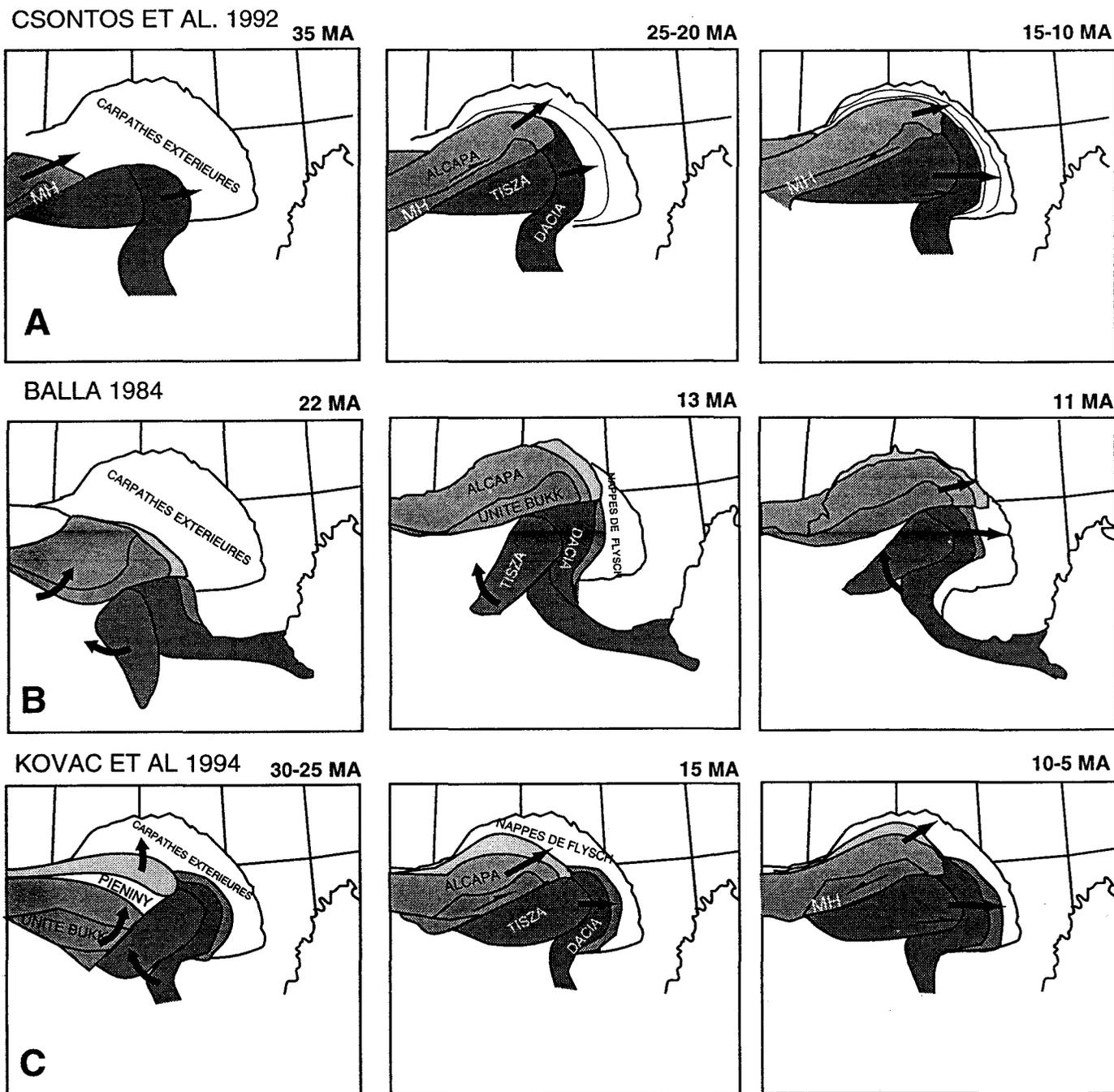


Figure 7-1 Récents modèles de tectonique des plaques (Csontos, 1995).

A jelenlegi geodinamikai modellek (Csontos, 1995).

Le deuxième modèle géodynamique suit un autre chemin (Balla, 1984, 1988a, b, c) (Figure 7-1, B). Il utilise les résultats paléomagnétiques donnés par Márton (1967-84). A partir de ces mesures, il suppose l'existence de deux grands blocs qui ont tourné en sens opposé. Il suppose aussi que le mouvement de l'Apulie vers le N (cf. paragraphe précédent) était le moteur de ces rotations. Au Miocène inférieur se produit une rotation de 90° en sens opposé des deux blocs (Figure 7-1 B 22 Ma), mais au Miocène supérieur seul le bloc de Tisia indique une rotation (Figure 7-1 B 13 Ma). A la fin du Miocène supérieur on observe un déplacement de tous les blocs vers l'Est et une rotation de l'unité Tisia seule (Figure 7-1 B 11 Ma). *Le problème de ce modèle est que l'âge de la rotation n'est pas très exact car les résultats paléomagnétiques n'étaient pas assez nombreux au moment où le modèle a été proposé.*

Le troisième modèle, est synthétique, il utilise les résultats paléomagnétiques et les mesures de paléocontraintes (Kovac *et al.*, 1994, Csontos, 1995, Fodor *et al.*, 1997). Selon Kovac *et al.* (Figure 7-1, C) à l'Eocène-Oligocène, il existait un bassin profond et étroit entre les différentes sous-unités d'Alcapa (Figure 7-1 C 30-25 Ma). Au cours du Miocène moyen, il s'est produit un grand décrochement dextre entre les deux blocs principaux (Alcapa-Tisia) avec une extension importante NE et E (Figure 7-1 C 15 Ma). Enfin au Miocène supérieur, l'extension continue avec un décrochement senestre entre les deux blocs (Figure 7-1 C 10-5 Ma). L'élément le plus discutable de ce modèle est que *les données géologiques d'aujourd'hui ne permettent pas d'identifier ce bassin étroit et on ne sait pas pourquoi le mouvement décrochant le long de la Ligne Médio-Hongroise a changé de sens.*

Les nouveaux résultats paléomagnétiques ont confirmé qu'il y avait au moins (voir ci-dessous) deux microblocs dans le Bassin Pannonien (Márton, 1989). On sait aussi que l'unité Alcapa a tourné pendant deux périodes bien distinctes mais très courtes (cf. 6.2.1.2). La première a été datée de 18-17 Ma avec une rotation de 50° et un mouvement vers le Nord (échappement). La deuxième est datée de 16 Ma avec une rotation de 30°. C'est pourquoi dans la reconstitution nous pouvons modifier les mouvements de l'unité Alcapa issus du modèle de Balla (1984).

Notre travail a confirmé l'existence de la rotation horaire de l'unité Tisia, mais les résultats préliminaires indiquent aussi qu'il y a eu une autre rotation antihoraire. En conséquence, *nous ne pouvons pas accepter l'idée d'une rotation uniforme.* On suggère ici deux possibilités :

(1) on divise en deux sous-unités différenciées par la rotation horaire et la rotation antihoraire de l'unité Tisia et donc il existe plusieurs sous-unités avec des rotations homogènes (cf. Figure 6-3). L'unité Tisia doit être séparées en plusieurs microblocs, car les mesures de Sárszentmihály (cône volcanique néogène près de la Ligne Médio-Hongroise) montrent la même rotation antihoraire que l'unité Nord des Monts Mecsek, rendant cette hypothèse acceptable.

(2) La plupart des résultats paléomagnétiques proviennent de la grande zone de décrochement en transpression reconnue au Pannonien supérieur. Il apparaît donc que dans les Monts Mecsek on a peu de données régionales utilisables pour l'unité Tisia. Cependant les résultats paléomagnétiques et l'anisotropie de la susceptibilité magnétique qui sont été mesurés dans l'andésite ont une valeur régionale. Ces résultats indiquent une rotation régionale horaire de 90° après le Miocène inférieur (20 Ma).

Il me semble que ces deux éléments suggèrent deux sous ensembles pour l'unité Tisia. C'est à dire qu'il y a plusieurs microblocs (deux ont été reconnus dans ce mémoire), mais il est certain aussi qu'il y des mesures paléomagnétiques qui ont été modifiées postérieurement par le grand décrochement. En conclusion, la grande rotation de bloc semble être d'âge Miocène moyen car le deuxième niveau de tuf rhyolitique montre encore une rotation de 90° (dans Alcapa seule la première est montrée), mais ensuite une rotation plus récente (pannonien, cf. 6.2.2) provient d'un mouvement local en transpression.

Histoire géodynamique néogène proposée

A, 21 - 17, 17-16 Ma (Miocène inférieur)

En retournant aux trois grands modèles existants nous pouvons donc dire que le modèle de Balla semble être le plus acceptable pour la période proche de 20 Ma pour l'unité Alcapa, en le modifiant avec les nouveaux résultats paléomagnétiques signalés précédemment (deux rotations séparées). Il faut cependant souligner qu'il existe plusieurs zones de décrochements de direction ENE-WSW et E-W selon les résultats de Fodor *et al.* (1992, 1994, 1997) et ce mémoire (cf. Zone de Ferenc-hegy) dans l'unité Alcapa. Ces décrochements sont liés à la Ligne Médio-Hongroise de direction ENE-WSW, à ses accidents parallèles (ENE-WSW) et à ses fractures de Riedel (E-W). Ils jouent aussi vraisemblablement pendant le Miocène inférieur c'est pourquoi ils sont liés à la première rotation d'Alcapa (Figure 7-2, 21-17 Ma).

Dans l'unité Tisia, on observe une extension NW-SE qui est probablement liée avec des décrochements senestres. La direction de ce décrochement est E-W. Il joue pendant l'Éggenburgien-Ottangien en créant des bassins en transtension c'est pourquoi il est évident qu'il faut le relier aux structures de l'unité Alcapa décrite précédemment. Vraisemblablement la rotation de 90° pour cette unité Tisia se présente postérieurement car on observe encore cette rotation sur le deuxième niveau de tuff (Figure 7-2, 17-16 Ma).

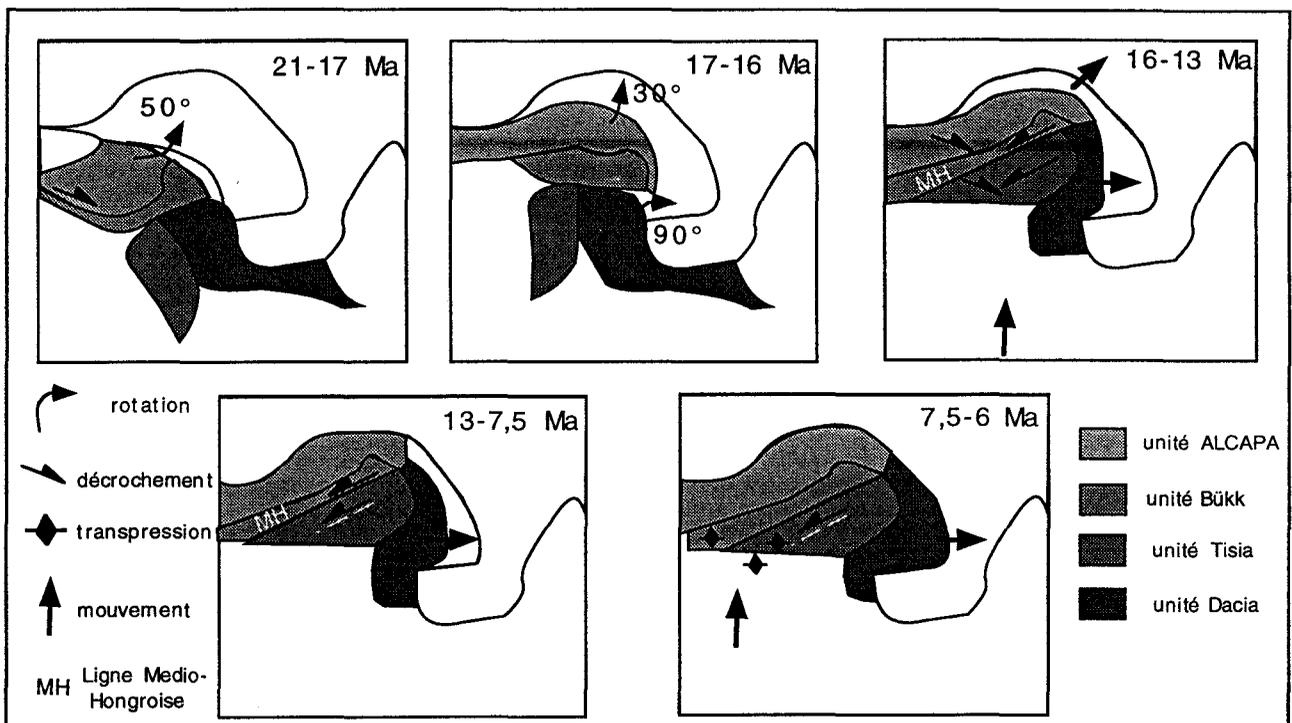


Figure 7-2 Histoire géodynamique néogène proposée .

Egy lehetséges geodinamikai modell a forgások figyelembe vételével.

B, 16 - 13 Ma (Miocène moyen)

Dans l'unité Alcapa les filons de barite se développent d'abord lors d'une compression NE-SW puis dans une compression N-S et une extension E-W. C'est pourquoi on pense que pendant la

formation des volcanites du Miocène moyen il existe un changement dans la direction de compression. Ce changement a été déjà signalé par Csontos *et al.* (1991) et Fodor *et al.* (1991).

On trouve les mêmes axes de compression N-S et d'extension E-W formant les différents bassins en transtension le long des failles NE-SW et NW-SE dans les Monts Mecsek et Villány (cf. la carte d'isopaques Karpatien-Badénien). Les mesures microtectoniques montrent aussi des décrochements selon ces deux directions. En conséquence une importante extension de direction E-W est observable à cette époque pour les deux unités (Figure 7-2, 16-13 Ma). Cette extension a été déjà signalées par plusieurs auteurs (Horváth et Rumlper, 1984; Bergerat, 1989, Csontos *et al.* 1991, Fodor *et al.* 1997 etc.)

C, 13 - 7.5 Ma (Miocène supérieur)

Dans l'unité Alcapa, on connaît des événements tectoniques synsédimentaires datant de cette époque sur le plateau de Tétény (Bergerat *et al.* 1983, Fodor *et al.* 1992, 1994). Ils suggèrent une compression NE-SW et une extension NW-SE avec des failles en transtension (ENE-WSW senestre et NNE-SSW dextre). Dans la région des grottes (Szemlő-hegy, Mátyás-hegy), on trouve cette phase associée à des failles normales de direction NE-SW, mais elle a peu d'importance.

Un grand décrochement senestre NE-SW joue dans l'unité Tisia à cette époque. Selon la carte en isopaques du Sarmatien, il semble qu'il soit peu actif pendant le Sarmatien, mais au Pannonien inférieur il devient plus actif. Ce décrochement senestre ouvre différents petits bassins en transtension (Bassin de Bóly, Bassin de Vémend), bien connus avec les coupes sismiques de la Grande Plaine Hongroise (Fodor *et al.* 1997). Ils montrent la continuation de cette zone vers le NE ou SW en Croatie selon les résultats Pregolovic (1995). En conséquence, nous pouvons supposer que la ligne Médio-Hongroise a eu de valeur de décrochement senestre et donc que l'unité Alcapa est bloquée au Nord et que seul le bloc Tisia se déplace vers l'E ou ENE (Figure 7-2, 13-7.5 Ma).

D, 7,5 - 6 Ma (fin du Miocène supérieur)

A partir des observation des Monts Buda on ne peut pas connaître l'âge exact de la phase tectonique suivante. On a observé une compression E-W qui selon Peresson et Decker (1997) devrait être d'âge Pannonien inférieur, mais cette phase est encore mal définie.

Dans l'unité TISIA, on observe une très importante déformation. Cette déformation provient d'une compression N-S qui crée un décrochement senestre NE-SW en transpression. Les structures en fleur sont bien visibles dans la plupart des coupes présentées. Le même type de déformation est observable dans plusieurs Monts (cf. Monts Papuk) au Sud et sur les coupes sismiques (cf. coupe sismique de Görgeteg-Babócsa) indiquant que cette compression N-S a été active, rapide et régionale. Cette compression peut-être expliquée par une rotation antihoraire du bloc Adria qui pousse vers le Nord l'unité Tisia, mais selon les connaissances géologiques actuelles elle affecte peu l'unité Alcapa (coupes sismiques sous le lac Balaton). Il faut donc supposer que ce mouvement vers le Nord commence à disparaître vraisemblablement sur la Ligne Médio-Hongroise (Figure 7-2, 7.5-6 Ma).

E, 6 - 0 Ma (fin Miocène supérieur - Actuel)

Les derniers résultats obtenus dans le Pleistocène (cf. labyrinthe du château partie Buda ; affleurement de Ráchehy, analyse de carte de la partie Mecsek) indiquent une compression NNW-SSE ou NW-SE à cette époque. Cette direction est parallèle à la direction de compression actuelle mesurée en Europe Occidentale et en Hongrie occidentale (Müller *et al.* 1992 and Gerner *et al.* 1997). Ces résultats semblent indiquer que la direction de compression locale reconnue au cours du Miocène disparaît et que la compression affectant l'Europe stable devient prédominante dans le Bassin Pannonien.

8. Conclusions et perspectives

Monts Buda

A partir des résultats microtectoniques obtenus dans les différentes grottes nous avons observé deux directions de compression anté-éocène. Une direction NW-SE avec des plis déjetés caractérisant la compression forte et une compression NE-SW, qui donne en général des plis ouverts des à une faible compression.

Nous avons montré aussi qu'un grand décrochement dextre E-W postérieur à l'Oligocène inférieur a pu créer les principales fractures le long des différents couloirs (cf. Figure 3-27). Ce décrochement est parallèle aux zones de Budaörs et Csillaghegy décrites par Fodor *et al.* (1992, 1994) et Magyari (1996). Il coupe la limite tectonostratigraphique-faciologique (Ligne de Buda). Ces zones de décrochements sont aussi parallèles à la ligne Médio-Hongroise qui se trouve à la limite des deux microcontinents. C'est pourquoi l'hypothèse de cette zone active pendant le Miocène inférieur est très vraisemblable. Il faut souligner dans les Monts Buda que les phases tectoniques cassantes postérieures n'ont pas été assez fortes pour créer une nouvelle génération de failles. C'est à dire qu'on observe assez souvent des stries en superposition.

Perspectives

La détermination de l'âge absolu des minéralisations (barite, calcite en dent de cochon) pourrait compléter et permettre de vérifier l'histoire tectonique proposée dans les différentes grottes.

La détermination des relations chronologiques entre les différents niveaux de travertin pourrait également apporter plus d'information sur l'histoire tectonique récente.

Monts Mecsek et Villány

On a montré que les roches mésozoïques ont été déformées premièrement par une compression NW-SE. Cette compression forte a créé des plis déjetés et même renversés (cf. route d'Abaliget). Une schistosité (cf. route Abaliget, Dömörkapu, Kán) s'est développée pendant cette phase dans les roches triasiques avec une température élevée de 100 à 200° selon Dunkl (1992), due à un recouvrement important. La vergence de ce mouvement a été vers le NW. L'âge de cette compression est vraisemblablement sénonien (Crétacé supérieur) selon les sondages connus sous le Bassin Pannonien (Szentgyörgyi, 1978).

Au Néogène, plusieurs phases transtensives ou transpressives ont été enregistrées. Premièrement, une grand décrochement extension de direction NW-SE s'est développé à l'Éggenburgien ?- Ottnangien.

Pendant le Karpatien - Badénien une extension E-W s'est produite, suivie par une transtension senestre de direction NE-SW pendant le Sarmatien, et avec une activité majeure au Pannonien inférieur.

Postérieurement à cette extension, une nouvelle compression apparait associée à une phase de transpression. La direction de compression est N-S. Celle-ci est très importante, elle replisse toute la série existante avec d'importants chevauchements vers les avant-fossés (Sud et Nord). Cette compression semble être encore active, peut-être avec une direction NNE-SSW.

Perspectives

Il est certain qu'un travail tectonique fondé sur une analyse des affleurements ne pourra jamais être terminé. C'est pourquoi toutes les idées proposées montrent l'état des connaissances de l'auteur aujourd'hui. Il existe cependant quelques grandes voies qui pourraient enteriner ou modifier les résultats de ce travail. Ces sont les suivantes :

Paléontologique: il faudrait réexaminer plusieurs affleurements clés car il me semble que l'âge de certains est douteux. Dans ce mémoire, ce travail a été commencé et il serait bien de le continuer.

Paléobiogéographique: à partir des études paléobiogéographiques récentes (Konrád, 1997) on pourrait distinguer plusieurs unités paléogéographiques au Trias. Les Monts Villány et la partie NW des Monts Mecsek montrent une ressemblance importante. La Masse des Mecsek semble être différente à partir du Trias inférieur. La limite tectonique et paléomagnétique semble se situer au même endroit que la limite paléobiogéographique.

Paléomagnétisme: Les résultats établis au cours de ce travail et dans le projet de l'Académie Hongroise ont montré qu'il existe encore plusieurs questions non résolues. Un travail postérieur pourrait comporter plus de recherches sur l'anisotropie de la susceptibilité magnétique ainsi que sur les mesures paléomagnétiques non connues en sondages sous le Bassin Pannonien.

Microtectonique: Il existe encore certainement des affleurements non visités dont les informations pourraient compléter et préciser l'évolution microtectonique proposée dans ce mémoire.

Des coupes sismiques traversant les différents bassins miocènes pourraient enfin donner plus de certitude concernant les failles limitrophes. Ces coupes sismiques apporteraient les preuves des structures inverses en fleur décrites à côté de la Faille de Pécs, ce qui est indispensable pour la connaissance géologique de ce secteur si on veut y déposer nos déchets radioactifs.

Bibliographie

Bibliographie

- Adám, L. (1964). A szekszárdi dombvidék kialakulása es morfológiája. (La formation et la morphologie des collines de Szekszárd; en hongrois). *Akadémiai Könyvkiadó.*, 2, 1-83
- Adamkó, P. & Léel-Őssy, Sz. (1984). Budapest új csodája: a Józsefhegyi barlang (Le nouveau monde de merveilles de Budapest: Grotte József; en hongrois). *Karszt és Barlang*, 1, 1-8. Budapest.
- Alföldi, L. (1973). A budapesti hévizek és a Gerecse-aljai barnaszénbányászat vízföldtani kapcsolatának kérdései (Réflexions sur la relation entre l'eau thermale de Budapest et la mine de charbon des Monts Gerecse; en hongrois). *Bány. Koh. Lapok*, 106, 831-843. Budapest.
- Alföldi, L. (1979): Budapesti hévizek (Les eaux thermales de Budapest; en hongrois). *VITUKI közlemények*, 20, 102, Budapest.
- Anderson, E.M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206.
- Angelier, J. (1979): Néotectonique de l'arc égéen. *Soc. Géol. du Nord*, Pu. 3, Villeneuve d'Ascq.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault data sets. *Journal of Geophysical Research* 89, 5835-5848, Washington.
- Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys.J.Int.*, 103, 363-376
- Angelier, J. (1991). Analyse chronologique matricielle et succession régionale des événements tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 312, II, 1633-1638
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In *Continental Deformation*. edited by Hancock, P.L., *Pergamon Press*, 53-101
- Angelier, J. & Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable eu tectonique et eu séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. de la Soc. Géol. de France* (7), 19, 1309-1318, Paris.
- Arváné Sós, E. & Ravasz, Cs.(1978). The K/Ar isotope age of the Komló andesite (en hongrois). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1976*, 201-208

- Arváné Sós, E. & Máthé, Z. (1992). Mineralogical and petrographic study of some Neogen tuff layers of the Mecsek Mountains (South Hungary) and their K-Ar dating. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 35/2, 177-192
- Averbuch, O. (1993). Caractérisation de la déformation dans les chaînes de chevauchement-plissement. Utilisation couplée du magnétisme des roches et de l'analyse structurale. (Exemples dans les Corbières, l'Apennin central et le Taurus occidental). *Thèse de doctorat*, 1-278
- Balázs, D. (1966). A keveredési korrózió szerepe a karsztosodásban (L'effet de la corrosion due au mélange des eaux sur la karstification; en hongrois). *Bull. Soc. Hidr. Hung.*, 4. Budapest.
- Báldi, K. (1997). communication personnelle
- Báldi, T. (1971). A magyarországi alsó-miocén (Les formations du Miocène inférieur en Hongrie; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 101, 85-90. Budapest.
- Báldi, T. (1982). Közép terciér tektonikai és paleogeográfiai fejlődés a Kárpát-Kelet-Alpi-Pannoniai rendszerben (Mid-Tertiary tectonic and paleogeographic evolution of the Carpathian-East Alpine-Pannonian system; en hongrois et résumé en anglais). *Őslénytani Viták*, 28, 79-155. Budapest.
- Báldi, T. (1983). Magyarországi oligocén és alsó miocén formáció (Les formations de l'Oligocène et du Miocène inférieur en Hongrie; en hongrois). *Akadémiai Könyvkiadó*, 1-293. Budapest.
- Báldi, T. & Báldi-Beke, M. (1985). The evolution of the Hungarian Paleogen basins. *Acta Geol. Hung.*, 28, 5-28. Budapest.
- Báldi, T. & Nagymarosi, A. (1976). A Hárshégyi homokkő kovásodása és hidrotermális eredete (Silification of the Hárshégy sandstone and its hydrothermal origin; en hongrois et résumé en anglais). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 106, 257-275. Budapest.
- Báldi, T.; Borza, T. & Horváth, M. (1972). Egerien fauna Budapest-Károlyi kertből (La faune Egerien du jardin de Karoly de Budapest; en hongrois). *Őslénytani viták*, 20, 77-78. Budapest.
- Báldi, T.; Horváth, M.; Nagymarosy, A. & Varga, P. (1984). The Eocene-Oligocene Boundary in Hungary : The Kiscellian stage. *Acta Geol. Hung.*, 27, 41-56. Budapest.
- Balla, Z. (1965). A Kövágószőlősi antiklinális fejlődéstörténete (Evolution of the Kövágószőlős anticline ; en hongrois et résumé en anglais), *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 95/4, 382-400
- Balla, Z. (1984). The Carpathian loop and the Pannonian basin : a kinematic analysis. *Geophys. Transactions*, 30 (4), 313-353

- Balla, Z. (1987). Tertiary palaeomagnetic data from the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. *Tectonophysics*, 139, 67-98. Amsterdam.
- Balla, Z. (1988a). Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary). *Tectonophysics*, 145, 277-292. Amsterdam.
- Balla, Z. (1988b). Magyarország nagyszerkezetének eredetéről (L'origine de la grande structure de la Hongrie; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 118/3, 195-206. Budapest.
- Balla, Z. (1988c). On the origin of the structural pattern of Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 31, 53-63. Budapest.
- Balla, Z. & Bodrogi, I. (1993). The « Vékény Marl Formation » of Hungary. *Cretaceous Research*, 14, 431-448
- Balla, Z. & Dudko, A. (1989). Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. *Geophysical Transactions*, 35, 3-63. Budapest.
- Balla, Z. & Dudko, A. (1991). Folded Oligocene beds in Budapest. *Acta Geol. Hung.*, 33, 31-42. Budapest.
- Balla, Z.; Tátrai, M. & Dudko, A. (1987). A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján (Young tectonics of the Central Transdanubian area, based on geological and geophysical data; en hongrois et résumé en anglais). *Annual Report of the Eötvös L. Geophys. Inst. of Hungary for 1986*, 74-94. Budapest.
- Balogh, K. (1981) : Correlation of the Hungarian Triassic. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 24/1, 3-48, Budapest
- Balogh, K.; Arva-Soós, E & Buda, Gy. (1983). Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). *Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica*, 61, 359-364
- Barabás, A. (1993). A Nyugat-Mecsek földtani viszonyai. (Géologie de Mecsek Occidental; en hongrois) *Rapport, Mine d'Uranium*
- Barabás, A. (1996). A nyugat-mecseki neogén részletes vizsgálata. (Etude détaillée du Néogène de l'Ouest Mecsek; en hongrois). *Rapport final pour l'Académie Hongroise*, 1-26
- Barabásné Sthul, A (1981). A Kövágószőlősi Homokkő Formáció alkotó kisciklusok földtani vizsgálata. (L'étude géologique des cycles courts de la Formation du Grès de Kövágószőlős; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 111, 1, 26-42
- Barlett, W. L.; Friedman, M. & Logan J. M. (1981). Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79, 255-277

- Bartha, F. (1992). Upper Eocene Echinoidea from Buda Hills, Hungary, *Ann. Univ. Scient. Buda., Sec. Geol.* 29, 189-217, Budapest
- Bazhenov, M. ; Burtman, V. & Sandulescu, M. (1993). Paleomagnetism of the Upper Cretaceous rocks and its bearing on the origin of the Romanian Carpathian Arc. *Rom. J. Tect. And Reg. Geol.*, 75, 9-14
- Benkovics, L. & Dudko, A. (1992). A rózsadombi barlangvidék tektonikája. (Tectonique de la colline des Roses; en hongrois) *Final report of the Projet Phare*
- Benkovics, L.; Török, A. & Nádor, A. (1995). A Ferenc-hegyi vonulat barlangjainak geológiája (La géologie de la zone de Ferenc-hegy, en hongrois). *Karszt és Barlangkutatás*, X, 193-210
- Benkovics, L; Mansy, J.L.; Csontos, L. & Bergerat, F.(1997). Folding in the road cut of the Abaliget. *Acta Geol. Hung.* (in press)
- Bergerat, F. (1987). Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 99-132.
- Bergerat, F. (1989). From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 157/2, 271-280. Amsterdam.
- Bergerat, F., & Csontos, L. (1988). Brittle tectonics and paleo-stress field in the Mecsek and Villány Mts. (Hungary) : correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin. *Acta Geol. Hung.*, 31/1-2, 81-100
- Bergerat, F. & Lepvrier, C. (1984). Etude de la fracturation dans le bassin Pannonien : mécanismes et étapes de sa création. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 103, 265-272. Lille.
- Bergerat, F.; Geysant, J. & Kázmér, M. (1983). Une tectonique synsédimentaire originale du Miocène moyen des environs de Budapest, marqueur de l'extension du bassin Pannonien.. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér.II.*, 296, 1275-1278. Paris.
- Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Swisher, C. C. & Aubry, M. P.(1995). Echelle magnétostratigraphique
- Birkenmajer, K. (1985). Main geotransverse structures of the Polish Carpathians (Cracow - Zakopane). In : *XIII Congress Carpatho-Balkan Geological Association, Krakow 1985. Guide to Excursion 2*, 188 pp. Geological Institute, Krakow.
- Birkenmajer, K. (1986). Stages of structural evolution of the Pienniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 88, 7-32.

- Bleahu, M.; Bordea, S.; Lupu, M.; Stefan, A.; Patrușiu, D. & Panin, S. (1981). The structure of the Apuseni Mountains. *Guide to excursion B3 of the XIIIth Carpatho-Balkan Geological Congress*, Bucharest., Inst. Geol. Geof. Rom., Bucuresti. 103
- Bodó, K. (1992). Study of late Eocene Bivalves from Buda Hills. *Ann. Univ. Scient. Buda., Sec. Geol.* 29, 217-237, Budapest
- Bognár, L.(1992). Final rapport sur les minéraux échantillonnés dans les différentes grottes aux collines des Roses. *Projet Phare, inédit*
- Bokor, Gy. (1939). A budai hegység nyugati peremének földtani viszonyai.(Géologie de la partie Ouest des Monts Buda; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 69, 219-268
- Borbás, I. (1934). A Szépvölgy és barlangjainak morfológiája. (La morphologie de la région et de la grotte de Szépvölgy; en hongrois). *Barlangvilág*, 4/3-4, 25-51. Budapest.
- Breznysnyánszky, K.(1984).Excursion 104, Mesozoic Formations in Hungary, *Intern. Geol. Cong.*, XXVII, 1-92 (editeur)
- Buda, Gy. (1995). Közép-európai variszkuszi granitoidok korrelációja. (La correlation des granites en Europe Centrale; en hongrois). *Thèse d'Etat*, inédit
- Carey, E. & Brunier, B. (1974). Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279, 891-894
- Chikán, G. (1977). A Keleti Mecsek Aerofotogeológia értékelése. (Photogeological study of the Eastern Mecsek Mountains; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1975*, 319-332, Budapest
- Chikán, G. (1991). A Nyugati-Mecsek kaionozóos képződményei. (Cenozoic formations of the Western Mecsek Mts.; en hongrois et résumé en anglais). *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LXXII., 1., 281, Budapest
- Chikán, G. & Konrád, Gy. (1982). A nyugat-mecseki földtani térképezés újabb eredményei. (Latest results of geological mapping in the W Mecsek Mountains; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. form 1980*, 169-186, Budapest
- Chikán, G.; Chikán G-né & Kókai, A. (1984). A Nyugat Mecsek földtani térképe. 1 : 25 000. (Carte géologique de Mecsek Occidental, 1 :25 000)

- Császár, G. (1989). Transgressive Urgonian Sequence with black « pebbles » from the Villány Mountains, Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 31, 1-2, 3-29
- Császár, G. (1992). Urgonian facies of the Tisza Unit. *Acta Geol. Hung.*, 35, 3, 263-285
- Csontos, L. (1988). Etude géologique d'une portion des Carpathes internes : le massif du Bükk (stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). *Thèse Doct., Univ. de Lille*, 250, 327 pp. (inédite).
- Csontos, L. (1995). Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area. *Acta Vulcanologica*, 7, 1-13
- Csontos, L. & Bergerat, F. (1992). Reevaluation of the Neogene brittle tectonics of the Mecsek-Villány area (SW Hungary). *Annales Univ. R. Eötvös ser. Geol.*, 29, 3-12
- Csontos, L.; Tari, G.; Bergerat, F. & Fodor, L. (1991). Structural evolution of the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics*, 199, 73-91.
- Csontos, L.; Nagymarosy, A.; Horváth, F. & Kovác, M. (1992). Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, 208, 221-241.
- Dercourt, J. et 18 others (1994). Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to the Pamirs since Liassic. Spec. publ. of Elf. Aquitaine
- Dosztály, L. (1992). Etude paléontologique dans le sondage VH-1. *Rapport sur le projet Phare*. inédit
- Dulai, A., Suba, Zs. & Szarka, A. (1992). Toarci (alsó jura) anoxikus feketepala a mecseki Réka-völgyben. (Les anoxiques schistes noirs d'âge Toarcien (Jurassique inférieur) au fossé de Réka; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 122, 67-87. Budapest.
- Dunkl, I., Arkai, P., Balogh, K., Csontos, L. & Nagy, G. (1994). Thermal modelling based on apatite fission track dating : the history of the Bükk Mts. (Inner West Carpathians, Hungary). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 124, 1-24. Budapest
- Dunkl, I. (1992). Fission track evidences on the thermal history and uplift of the Eastern Mecsek Mts. (Hungary) : Preliminary results (en hongrois et en anglais). *Gen. Geol. Rew.*, 26, 163-168
- Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3, 51-65
- Ferenci, I. (1925). Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához (Données géologiques du mont Buda-Kovácsi; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 55, 196-211. Budapest.
- Fodor, L. (1996). Communication personnelle

- Fodor, L. & Kázmér, M. (1989). Clastic and carbonate sedimentation in an Eocene strike - slip basin at Budapest. In: Császár G. (Ed): 10th IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, *Hung. Geol. Soc.*, Budapest, 227-259.
- Fodor, L.; Léel-Össy, Sz. & Tari, G. (1991). Echelon fractures in a dextral shear zone-tectonic heritage for a hydrothermal cave (Budapest, Hungary). *Terra Nova*, 4, 165-170. Oxford.
- Fodor, L.; Magyari, A.; Kázmér, M. & Fogarasi, A. (1992). Gravity flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): record of Late Eocene continental escape of the Bakony Unit. *Geologische Rundschau*, 81/3, 695-716. Stuttgart.
- Fodor, L.; Magyari, A.; Fogarasi, A. & Palotás, K. (1994). Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai hegységben. A budai-vonal új értelmezése (Tertiary tectonics and Late Paleogen sedimentation in the Buda Hills, Hungary : a new interpretation of the Buda Line; en hongrois et résumé en anglais). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 124/2, 129-305. Budapest.
- Fodor, L.; Csontos, L.; Bada, G.; Györfy, I. & Benkovics, L. (1997). Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. (*spec. publ. of Geol. Soc. of London*, in press)
- Fogarasi, A. & Köhler, A. (1990). Terepgyakorlati jelentés a Kovácsszénájai terület térképezéséről. (Cartographie de la région Kovácsszénája; en hongrois), *stage de terrain*, inédit
- Ford, D.C. & Takácsné Bolner, K. (1991). Abszolút kormeghatározás és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalcit mintákon (Détermination d'âge absolue et examen d'isotopes stables sur les calcites des grottes de Budapest; en hongrois et anglais). *Karszt és Barlang*, 1-2, 11-18. Budapest.
- Földi, M. (1966). A hidasi terület földtani felépítése. (Structure géologique de la région de Hidas; en hongrois). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1964*, 93-111
- Földvári, A. (1931). Pannonkori mozgások a Budai hegységben és a felsőpannon tó partvonala Budapest környékén (Mouvement pannoniens dans les Monts Buda et sur la bordure du lac Pannonien supérieur à Budapest; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 61, 51-63. Budapest.
- Földvári, A. (1933). Új feltárások a Sashegy északkeleti oldalán. (Über neuere Aufschlüsse am NO-Abhang des Sashegy in Budapest; en hongrois et résumé en allemand) *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 63/7-12, 221-237, Budapest

- Fülöp, J. (1966). A villányi hegység kréta időszaki képződményei. (Les formations d'âge Crétacé dans les Monts Villány; en hongrois et en français). *Geol. Hung. Ser. Geol.*, 15, 1-131
- Galácz, A. (1997). A Mecsek hegység bath képződményeinek biosztratigráfiája és ammonitesz faunájának kiértékelése. *Thèse d'Etat*
- Galácz, A.; Csontos, L.; Tari, G. & Vörös, A. (1990). Summary of the Mesozoic stratigraphy of the Mecsek and Villány Mountains. Structural overview of the Mecsek and Villány Mountains. *Field trip of the conference the Alpine tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding mountains*, 1-69, Balatonszabadi
- Gatter, I. & Molnár, F. (1990). Börzsönyi, budai és telkibányai érces zónák ásványainak fluidzárvány-vizsgálata (Investigations on fluid inclusions of ore-bearing zones in Börzsöny and Buda Hills and near Telkibánya). In: Dodony I., Gatter I. & Molnár F.: Börzsönyi, budai és telkibányai érces zónák ásványainak kristályszerkezeti és fluidzárvány-vizsgálata. *KK jelentés, ELTE Ásványtani Tanszék*, 1-35 .
- Géczy, B. (1973). Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta Geol. Hung.*, 17, 421-428
- Géczy, B. (1984). Provincialism of Jurassic ammonites : examples from Hungarian faunas. *Acta Geol. Hung.*, 27, 3-4, 379-389
- Gerner, P. (1992). Recent stress field in the Transdanubia (Western Hungary). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 122/1, 89-105
- Gerner, P. (1994). Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján (Neotectonic models of SW-Hungary based on the Hungarian geological literature: a review; en hongrois et résumé en anglais). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 124/3, 381-402. Budapest.
- Gerner, P.; Rosta, E. & Szöcs, T. (1989). Terepgyakorlati jelentés a Geresdlak-Himesháza közötti terület térképezéséről. (Cartographie de la région de Geresdlak-Himesháza; en hongrois.), *stage de terrain*, inédit
- Gerner, P.; Bada, G.; Dövényi, P.; Cloething, S.; Oncescu, M. & Müller, B. (1997). State of recent stress in the Pannonian Basin : data and models. (*spec. publ. of Geol. Soc. of London*, in press)
- Gyurica, Gy. (1980). Barlangi üledékek vizsgálata a Budai Mátyás-hegyi és Pál-völgyi barlangban (L'examen du remplissage dans la grotte Mátyás et Pál; en hongrois). *NME közlem.I., Bányászat*, 28/3-4, 217-230. Miskolc.

- Haas, J. (1989). A Dunántúli középhegység felső triász karbonátjainak szekvenciasztratigráfiai vizsgálata. (La stratigraphie séquentielle dans les roches du Trias supérieur de la Montagne Transdanubienne). *Thèse d'Etat*, inédit, 250
- Haas, J. (1994). Magyarország földtana. Mezozoikum (Géologie de la Hongrie. Mésozoïque; en hongrois). *Livre d'Université d'Eötvös*, 1-119
- Hámor, G. (1966). Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. (Neue beiträge zur tektonischen kenntnis des Mecsek-Gebirges; en hongrois et résumé en allemand). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1964*, 193-208
- Hámor, G. (1970). A Kelet-mecseki miocén (Das Miozän des östlichen Mecsek-Gebirges; en hongrois et résumé en allemand). *Annals. Hung. Geol. Inst.*, LIII., 1-484
- Hámor, G.; Ravaszné Baranyai, L.; Balogh, K. & Arvainé Soós, E. (1980). Magyarországi miocén riolituffa szintek radiometrikus kora (Radiometric Ages of the Miocene rhyolite tuffs in Hungary; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1978*, 65-74. Budapest.
- Hámorné Vidó, M. (1992). Résultats de réflexion de la vitrinite sur les sondages de Phare (en hongrois). *Rapport final*, inédit
- Hámos, G. (1997). Communication personnelle
- Harangi, Sz. & Arváné Sós, E. (1993). Early Cretaceous volcanic rocks of the Mecsek Mountains (South Hungary) I. Mineralogy and petrology. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 132/3, 129-165
- Hetényi, R.; Hámor, G.; Földi, M.; Nagy, I.; Nagy, E. & Bilik, I. (1982). A Keleti-Mecsek földtani térképe 1 : 25000 (Carte géologique de Mecsek Oriental)
- Hippolyte, J. C. (1995). Paleostresses and structural characteristics of the Wallachian phase in Romania, *Terra Abstr.*, 7/1, 281
- Hofmann, K. (1871). A Buda-kovácsi hegység földtani viszonyai (Géologie des Monts Buda-Kovácsi; en hongrois). *Annals. Hung. Geol. Inst.*, I, 199-273, Budapest
- Horusitzky, F. (1943). A Budai hegység hegyszerkezetének nagy egységei (Principales unités tectoniques les Monts Buda; en hongrois). *Beszámoló a M. Kir. Földt. Int. Vitauiléseinek munkálatáról*, 5, 238-251. Budapest.

- Horusitzky, F. (1958). Jelentés a Budai hegység Dny-i részének földtani viszonyairól. (Rapport sur la géologie de la partie Sud-Ouest des Monts Buda; en hongrois). *Inédit, Bibl. Inst. Geol. Hong.*
- Horusitzky, H. (1938). Budapest Duna jobb parti részének hidrogeológiája (Hydrogéologie de la rive droite du Danube à Budapest; en hongrois). *Bull. Soc. Hydr. Hung.*, 18, 1-404. Budapest.
- Horváth, F. (1986). A Pannon medence kialakulásának geofizikai modellje (Model géophysique de la formation du Bassin Pannonien, en hongrois). *Thèse d'Etat*, 148
- Horváth, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 225, 333-358.
- Horváth, F. & Rumlper, J. (1984). The Pannonian besement : extension and subsidence of an alpine orogene. *Acta Geol. Hung.*, 27, 3-4, 229-235
- Horváth, J. (1965). A Szemlőhegyi barlang 1961-62. évi felmérése. (Mesures topographiques de la grotte de Szemlő-hegy dans l'année 1961-62, en hongrois) *Karszt és Barlang*, I, 21-30
- Horváth, Z.; Rozsa, E. & Lorberer A. (1994). Terepgyakorlati jelentés a Hetvehely környéki miocénről. (Miocèn de la région de Hetvehely). *stage de terrain*, Inédit
- Hum, L. (1996). Communication personnelle
- Jakucs, L. (1950). Újabb hozzászólás a Budai hegység hidrotermáinak eredetéhez (Nouveaux éléments concernant l'origine de l'eau thermale des Monts Buda; en hongrois). *Bull. Soc. Hydr. Hung.*, 30, 233-235. Budapest.
- Jakucs, L. (1971). A karsztok morfogenetikája (L'aspect morphogénétique du karst; en hongrois). *Akadémiai könyvkiadó*. 1-423, Budapest.
- Jámbor, A. & Szabó, J. (1961). Mecsek hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. (Résultats géologiques de l'examen du conglomérat d'âge Miocène; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 91, 3,
- Jamicic, D. (1995a). The role of sinistral strike-slips faults in the Formation of the structural fabric of the Slavonian Mts. (Eastern Croatia). *Geol. Croat.*, 48/2, 155-160
- Jamicic, D. (1995b). Tektonski dogadaji u juznom dijelu Panonskog podrucja (sjeverna Hrvatska): pregled i interpretacija (en croite et résumé en anglais). *Zbornik radova Proceedings*, 1, 215-218
- Jantsky, B (1979). A Mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana (Géologie du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek; en hongrois et en français). *Annals. Hung. Geol. Inst.*, LX, 1-290

- Jaskó, S. (1933). Adatok a Pálvölgy környékének tektonikájához (Daten zur Kenntnis der tektonischen Verhältnisse des Pálvölgy - Pál-tal -, Budapest; en hongrois et résumé en allemand). *Bull. Hung. Geol. Soc.* 63/7-12, 224-225, Budapest.
- Jaskó, S. (1936a). A Pálvölgyi-rózsadombi barlangvidék (Région de la grotte de Pálvölgy et de la colline des Roses; en hongrois). *Természettud. Közl.*, 68, 243-249. Budapest.
- Jaskó, S. (1936b). A Ferenchegy barlang (La grotte de Ferenc; en hongrois). *Földrajzi Ert.*, 1, 20-26. Budapest.
- Jaskó, S. (1939). Adatok az alcsút - etyeki dombvidék földtani ismeretéhez. (Données additionnelles pour la connaissance géologique de la région Alcsút - Etyek; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 69, 109-130
- Jaskó, S. (1948). Az új Mátyáshegyi barlang Budapesten. (A new cave in the Mátyás Hill near Budapest; en hongrois et résumé en anglais). *Rel. Ann. Inst. Geol. Pub. B, Disputations*, 133-155. Budapest.
- Jenkyns, H. C. (1988). The Early Toarcien (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *Am. Journ. of Science*, 288, 18-36
- Kalinovits S. (1984). Molnár János barlang (La grotte de Molnár János; en hongrois). *Magy. Barl. Tras Besz.*, V
- Kalinovits S. (1985). Coupe générale de la grotte de Pál-völgy, *inédit*
- Kárpát, J. (1980-82). A Pál-völgyi barlang (La grotte de Pál-völgy). *Magy. Barl. Társ. Besz.*, II.
- Kárpát, J. (1981-82). A Mátyás-hegyi barlang (La grotte de Mátyás-hegy). *Magy. Barl. Térk.*, I.
- Kassai, M. (1977). A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei (Permian formations of the Northern foreland of the Villány Mts.; en hongrois et résumé en anglais). *Geol. Hung. Ser. Geol.*, 17, 11-111, Budapest
- Kázmér, M. (1985, a). A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben (Mouvement horizontal Paleogène de Bakony; en hongrois). *Gen. Geol. Rew.*, 20, 55-102. Budapest.
- Kázmér, M. (1985, b). Microfacies pattern of the Upper Eocene limestone at Budapest, Hungary. *Anneles Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica*, 25, 139-152
- Kázmér, M. & Kovács, S. (1985). Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta Geol. Hung.*, 28, 71-84. Budapest.

- Kázmér, M.; Monostori, M. & Zagorsek, K. (1994). Életközösségek a felső eocén budai lejtőn, Előzetes közlemény (Benthic communities on the Upper Eocene slope at Budapest, Hungary). *Progress report, Oslénytani Viták*,
- Kecskeméti, T. (1989). Bathymetric significance of recent larger foraminifera: an example of application to the Eocene of Hungary. *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* 14, 73-82, Budapest.
- Kiss, A. & Takácsné-Bolner, K. (1987). Újabb jelentős feltárások a Pál-völgyi barlangban (Nouveaux passages de la grotte de Pál-völgy; en hongrois). *Karszt és Barlang*, 1, 3-8. Budapest.
- Kligfield, R. W.; Owens, W. H. & Lowrie, W. (1981). Magnetic susceptibility, anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 181-189
- Kleb, B. (1973). A mecseki pannon földtana (Geologie des Pannons im Mecsek, en hongrois et résumé en allemand). *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LIII, 3, 743-943
- Kleb, B. (1995). Communication personnelle
- Kleb, B., Benkovics, L., Gálos, M., Kertész, P., Kocsányi-Kopecsko, K., Marek, I. & Török, A. (1993). Engineering geological survey of Rózsadomb area, Budapest, Hungary, *Per. Pol.*, 37, 261-303
- Koch, A. (1871). A Szentendre, Visegrádi és Pilis hegység földtani leírása. (Description géologique des Monts Szentendre, Visegrád et Pilis, en hongrois) *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, I., 141-198
- Kókai, A. (1982). DK Dunántúl földtani szerkezeti viszonyai a Landsat-1 műholdfelvétel kiértékelése alapján (Structural relations of the SE Transdanubian based on interpretations of a Landsat-1 space image; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1980*, 501-509
- Kókai J. (1996). Communication personnelle
- Konrád, Gy. (1997, a) communication personnelle
- Konrád, Gy. (1997, b) Mecsek és Villány hegységi Triász (Trias dans les Mont Mecsek et Villány), *Thèse d'Etat en préparation*
- Konvalinka, P.; Vakarcs, P. & Varnai, P. (1983). Cartographie de la région de Mecsekszentkút (en hongrois), *rapport final*, inédit
- Kordos, L. (1984). Magyarország barlangjai. (Les grottes de Hongrie, en hongrois), *Gondolat Kiado*, 1-326
- Korpás, L. (1992). Rapport final du projet Phare. *inédit*

- Korpás, L. & Juhász, E. (1990). Paleokarszt földtani modellek (Geological models of paleokarst; en hongrois et en anglais). *Karszt és Barlang*, 2, 105-116. Budapest.
- Kovács, M., Král', J., Márton, E., Plasienska, D. & Uher, P. (1994): Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic sedimentary and structural data. *Geologica Carpathica*, 45, 2, 83-96
- Kovács, M., Rudinec, R., Karoli, S., Kovács, P., Marko, F. & Janocko, J. (1995): Basin evolution between the orogen thrust front and extension in the hinterland: evidence from the Western Carpathians. *Tectonophysics*.
- Kovács, J. & Müller, P. (1980). A budai hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai (Les indications et les formations de l'eau thermale dans les Monts Buda; en hongrois). *Karszt és Barlang*, 2, 93-98. Budapest.
- Kovács, S. (1982). Problems of the « Median Massif » and a plate-tectonic concept. Contribution based on the distribution of Late Paleozoic-Early mesozoic isopic zones. *Geol. Rundschau.*, 71, 617-639
- Koczur, H. & Mock, R. (1991). New Middle Carnian and Rhaetien Conodonts from Hungary and Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 134, 271-297, Wien.
- Körössy, L. (1963). Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. (Comparaison between the geological structure of the basin regions of Hungary; en hongrois et résumé en anglais). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, XCIII, 2, 153-172
- Körössy, L. (1989). A Dráva medencei kőolaj és földgázkutató földtani eredményei (Résultats géologiques de l'exploration du pétrole au bassin de Dráva, en hongrois). *Alt. Földt. Szemle*, 24, 3-121
- Körössy, L. (1990). A Délkelet - Dunántúl kőolaj- és földgázkutató földtani eredményei. (Résultats géologiques de l'exploration du pétrole de SW de l'Hongrie, en hongrois). *Alt. Földt. Szemle*, 25, 3-53
- Kraus, S. (1982). A Budai hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete (Evolution des grottes thermales des Monts Buda; en hongrois). *Karszt és Barlang*, 1, 29-34. Budapest.
- Kraus, S. (1988). Eocén őskarsztos üregek a Mátyás-hegyi barlangban (Paléokarst l'Eocène de la grotte Mátyás; en hongrois). *Karszt és Barlang*, 2, 79-80. Budapest.
- Kraus, S. (1996). Communication personnelle

- Kretzoi, M. (1955). Adatok a Magyar-medence negyedkori tektonikájához. (Données sur la tectonique quaternaire du Bassin Hongrois, en hongrois). *Bull. Soc. Hidr. Hung.*, 35, 44
- Kriván, P., Mensáros, P. & Péró, Cs. (1986). A József-hegyi barlangrendszer kutatásához kapcsolódó földtani térképezés eredményei. (Résultats géologiques de la cartographie détaillée de la région de József-hegy, en hongrois). *Mérnökgeológiai Szemle*, 37, 85-122
- Krolopp, E., Schweitzer, F., Scheuer, Gy., Dénes, Gy., Kordos, L., Skoflek, I. & Jánossy, D. (1976). A Budai Várhegy negyedkori képződményei (Formations quaternaires du mont du Château; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 106, 193-205. Budapest.
- Kubovics, I.; Szabó, Cs. & Gál-Solymos, K. (1989). A new occurrence of lamprophyres in the Buda Montains, Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 32, 149-168. Budapest.
- Kubovics, I.; Szabó, Cs.; Harangi, Sz. & Józsa, S. (1990). Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic sites in Hungary and the adjacent areas: an overview. *Acta Geodaetica, Geophysica Montanistica Hungarica*, 25, 345-371.
- Kutassy, E. (1925). Buda vidéki triász sztratigráfiája. (Stratigraphie triasique de la région de Buda; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 55, 231-236
- Lantos, M. (1992). Echantillonnages magnétostratigraphiques sur les sondages de Phare. (en hongrois) *inédit*
- Leél-Őssy, S. (1957). A budai hegység barlangjai (Les grottes du Monts Buda; en hongrois). *Karszt és Barlang*, 1, 29-34. Budapest.
- Leél-Őssy, Sz. (1995). A budai rózsadomb és környékének különleges barlangjai (Les grottes des Monts Buda; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 125, 3-4, 363-432, Budapest.
- Leél-Őssy, Sz. (1997). A budai rózsadomb és környékének barlangjai (Les grottes des Monts Buda; en hongrois). *Thèse d'Etat en préparation*, Budapest.
- Le Pichon, X.; Bergerat, F. & Roulet, M.J. (1988). Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation: A new analysis. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 218, 111-131
- Lendvai, K. (1966). A bolyi medence. (Le bassin de Bóly, en hongrois). *Bull. Soc. Geoph. Hung.*, 15, 66-79
- Lippi, I (1978). Coupe schématique dans Némedi Varga (1995)
- ifj.Lóczy, L. (1912). A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. (Géologie des Monts Villány et Bán; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 42, 672-695

- Lovász, Gy. (1977). Baranya megye természeti földrajza. (Géographie de la région de Baranya, en hongrois). *Baranya Monogr. Sor.*, II, 1-250
- Lovász, Gy. & Wein, Gy. (1974). Délkelet-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése. (Géologie et morphologie de SE de la Hongrie; en hongrois). *Baranya Monogr. Sor.*, I, 1-215
- Lőrenthey, J. (1907). Vannak-e júravidőszaki rétegek Budapesten? (Are there Jurassic beds near Budapest?; en hongrois et résumé en anglais). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 37/9-11, 359-368. Budapest.
- Magyari, A. (1996). Felső Eocén üledékképződés és tektonika a Budai hegységben. (Sédimentation et tectonique de l'Eocène supérieur). *Thèse de doctorat*
- Magyari, A.; Palotás, K. & Gelencsér, M. (1989). Terepgyakorlati jelentés a Feked-Geresdlaki terület térképezéséről. (Cartographie de la région Feked-Geresdlak, en hongrois) *stage de terrain*, inédit
- Mahel, M. (1974). Tectonics of the Carpathian Balkan regions. *Geol. Inst. D. Stur*, Bratislava.
- Majzon, L. (1939). Budapest környéki kattiai rétegek foraminiferái (Foraminifères de Kattien aux alentours de Budapest; en hongrois). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1933-35*, 2, 1047-1117. Budapest.
- Mansy, J.L.; Meilliez, F.; Mercier, E.; Khatir, A. & Boulvain, F. (1995). Le rôle du plissement disharmonique dans la tectonogenèse de l'allochtone ardennais. *Bull. Soc. Geol. France*, 166/3 295-302
- Márton, E. (1985): Tectonic implications of paleomagnetic results for the Carpatho-Balkan areas. In: "The geological Evolution of the Eastern Mediterranean", A.H.F. Robertson and J.E. Dixon (Eds.), Spec. Publ. of the Geol. Society of London, 17, Blackwell, Oxford, 645-654.
- Márton, E. (1986). Palaeomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. *Geophys. Transc.*, 32, 83-145. Budapest.
- Márton, E. (1987). Palaeomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. *J. Geodyn*, 7, 33-57.
- Márton, E. (1994). The itinerary of the Transdanubian Central Range: an assesment of relevant magnetic observations. *Acta. Geol. Hung.*, 37, 77-93. Budapest.
- Márton, E. (1997). Communication personnelle
- Márton, E. & Fodor, L. (1995). Combination of palaeomagnetic and stress data: a case study from North Hungary. *Tectonophysics*, 242, 99-114. Amsterdam.
- Márton, E. & Mauritsch, H.J. (1990). Structural applications and discussions of a palaeomagnetic post-Paleozoic database for the Central Mediterranean. *Phys. Earth Planet Inter.*, 62, 46-59.

- Márton, E. & Márton, P. (1978). The difference between the paleomagnetic pole positions of the Mesozoic from the Transdanubian Central Range and Villány Mts. respectively. *Magyar Geofizika*, 19, 129-136.
- Márton, E. & Márton, P. (1989). A compilation of palaeomagnetism results from Hungary. *Geophys. Trans.*, 35, 117-133. Budapest.
- Márton, E. & Márton, P. (1996). Large scale rotations in North Hungary during the Neogen as indicated by palaeomagnetic data. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 105, 153-173. London.
- Márton, E.; Pagác P. & Tunyi, I. (1992). Palaeomagnetic investigations on late Cretaceous-Cenozoic sediments from the NW part of the Pannonian basin. *Geol. Carpath.*, 43, 363-368. Bratislava.
- Márton, E.; Vass, D. & Tunyi, I. (1996). Rotation of the South Slovak Paleogen and lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. *Geol. Carpath.*, 47, 31-41. Bratislava.
- Márton, P. & Mártonné Szalay, E. (1975). Paleomágnesség és tektonika a K-i Mecsek hegységben (Paleomagnetism and tectonics in the Eastern Mecsek Mts.; en hongrois et résumé en anglais). *Magyar Geofizika*, X, 216-220
- Maul, E. (1971). Az északi pikkely. (Les écailles du Nord, en hongrois). *Annals. Hung. Geol. Inst.* LI, 3, 71-100,
- Mauritsch, H. & Márton, E. (1995). Escape models of the Alpine-Carpathian-Pannonian region in the light of paleomagnetic observations. *Terra Nova*, 7, 44-50. London.
- Méhes, K. (1965). Magyarországi Orbitolina vizsgálatok. (Etudes d'Orbitolinidés en Hongrie; en hongrois) *Annals. Rep. Hung. Inst. from 1963*, 95-106
- Moldvay, L. (1964). Adatok a Mecsekhegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához (Beiträge zur untersuchung des Quartärtektonik des Mecsekgebirges und seines randgebietes.; en hongrois et résumé en allemand). *Annals. Rep. Hung. Inst. from 1962*, 105-107
- Moldvay, L. (1966). A negyedkori szerkezet alakulás kérdései a Mecsek hegységben és a magyar középhegységekben. (Probleme der Quartärzeitlichen tektonischen entwicklung im Mecsekgebirge und im Ungarischen Mittelgebirge; en hongrois et résumé en allemand). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1965*, 209-217
- Moldvay, L. (1986). Eszrevételek a Magyar-középhegységre vonatkozó neotektonikai és fototektonikai adatokhoz. (Some remarks on the neotectonic and phototectonic date of the Hungarian Midmountains; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1984*, 115-125

- Monostori, M. (1965). Paläoökologische und Faziesuntersuchung an den Obereozän-Schichten in der Umgebung von Budapest. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 8, 139-149, Budapest.
- Monostori, M. (1989). Déterminations des ostracodes (stage de terrain de Gerner et al. 1989)
- Müller, P. (1996). Communication personnelle
- Müller, P. & Sárvány, I. (1977). Some aspects of development in Hungarian speleology theories during the last 10 years. *Karszt és Barlang, Spec. Issue*, 53-60. Budapest.
- Nádor, A. (1991). A Budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténetük. (Formation et développement du paléokarszt des Monts Buda, en hongrois) *Thèse de doctorat*, 171
- Nádor, A. (1994). Paleokarstic features in the Triassic-Eocene carbonates: multiple unconformities of a 200 million year karst evolution, Buda Mountain. *Hungary-Zbl. Geol. Paläont.* (1992), 1, 11/12, 1317-1329. Stuttgart.
- Nádor, A. (1995). Mineralogy and stable isotope geochemistry of spelean carbonates from hydrothermal caves, 23-29.
- Nagy, E. (1968). A Mecsek hegység triász időszaki képződményei (Série triasique de Monts Mecsek; en hongrois). *Annals. Hung. Geol. Inst.* 51, 1-198
- Nagy, E. (1971). A Mecsek hegység alsó liász kőszén öszlete (The Lower Liassic coal measures; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst.* LI, 3, 1-173
- Nagy, E. & Nagy, I. (1976). Triasbildungen des Villányer Gebirges. *Geol. Hung., Ser. Geol.*, 17, 113-227.
- Nagymarosy, A. (1985). The correlation of the Badenian in Hungary based on Nannoflora. *Annales of the Eötvös University Budapest, Sect. Geol.*, XXV, 33-86
- Nagymarosy, A. (1994). Les zonation nannoplanctoniques en Hongrie. Thèse d'Etat
- Nagymarosy, A. & Báldi-Beke M. (1993). The Szolnok unit and its probable paleogeographic position. *Tectonophysics*, 226, 437-470.
- Nagymarosy, A.; Fodor, L. & Magyarai, A. (1991). Eocene-Oligocene Stratigraphy, Tectonics, and Sedimentology of Buda Mountains. *Field trip of the meeting on « Origin of Sedimentary Basins ».* *International Lithosphere Program*, 4-28

- Némedi Varga, Z. (1967). A mecseki feketeköszén szénülése és a hegységszerkezeti mozgások kapcsolata (On the relation between coalification of Lower Liassic coals and orogenic movements in the Mecsek Mts.; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1965*, 57-65
- Némedi Varga, Z. (1983). A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképző ciklusban. (Tectonics of the Mecsek Mts. In the Alpine orogenic cycle.; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst from 1981*, 467-484
- Némedi Varga, Z. (1995). A mecseki feketeköszén kutatása és bányaföldtana. (Etude et géologie de mine du charbon de Monst Mecsek; en hongrois). *Közl. a Magy. ásv. nyers. tört.*, VII, 1- 472
- Neubauer, F. & Genser, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, 120, 203-219.
- Palmer, A.N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123, 1-25.
- Palotás, K. (1991). A Tétényi-fennsík szedimentológiája és tektonikája a szarmatában. (Etudes sédimentologiques et tectoniques sur le plateau de Tétény d'âge Sarmatien; en hongrois). *DEA, inédit*
- Papp, S. (1990). Felpikkelyezett rétegsorok a Közép-Tiszántúlon. (Les écailles SE de la Hongrie, en hongrois). *Spec. Publ. of the Hung. Geol. Survey*, Budapest, 36.
- Patrascu, St.; Bleahu, M. & Panaiotu, C. (1990). Tectonic implications of palaeomagnetic research into Upper Cretaceous magnetic rocks in the Apuseni Mountains, Romania. *Tectonophysics*, 180, 309-322. Amsterdam.
- Patrascu, St.; Bleahu, M.; Panaiotu, C. & Panaiotu, C.E. (1992). The palaeomagnetism of the Upper Cretaceous magnetic rocks in the Banat area of South Carpathians: tectonic implications. *Tectonophysics*, 213, 341-352. Amsterdam.
- Patrascu, St.; Panaiotu, C.; Seclaman, M. & Panaiotu, C.E. (1994). Timing of rotational motion of the Apuseni mountains (Romania): palaeomagnetic data from Tertiary magnetic rocks. *Tectonophysics*, 233, 163-176. Amsterdam.
- Pávai-Vajna, F. (1934). Új kőzetelfordulások a Gellérthegyen és új szerkezeti formák a Budai hegyekben (Neue Gesteins-Vorkommen am Gellért-Berg und neue tektonische Formen im Budaer Gebirge; en hongrois et résumé en allemand). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 64/1-3, 1-11. Budapest.

- Pécsi, M. (1974). A Budai-hegység geomorfológiai kialakulása, tekintettel hegytípusaira. (The geomorphological formation of the Buda Mountains with special reference to the type of mountain; en hongrois). *Földrajzi Értesítő*, 23/2, 181-192. Budapest.
- Peresson, H. & Decker, K. (1997). Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians : E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region., *Tectonics*, 16, 38-56
- Peybernès, B. (1979). L'urgonien de Hongrie. *Géobios, Mem spec.3*, 231-243, Lyon
- Peybernès, B. & Conrad, M. A. (1979). Les algues du Crétacé inférieur de Hongrie, *Elf Aquitaine (BCREDP)*, 3, 743-752
- Plasienska, D. (1990). Regional shear and transpression zones in the Tatric unit of the Little Carpathians. *Miner. Slovaka*, 22, 1, 55-62.
- Prelogovic, E. ; Jamicic, D.; Aljinovic, B.; Velic, J.; Saftic, B. & Dragas, M. (1995). Dinamika nastanka struktura juznog dijela Panonskog bazena. (en croite avec résumé en anglais). *Zbornik radova Proceedings*, 2, 481-486
- Rakusz, Gy. (1937). Adatok a Harsányhegy bauxitszintjének ismeretéhez. (Données pour l'étude des niveaux bauxitiques de Mont Harsány; en hongrois). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1929-1932*, 215-231
- Rakusz, Gy. & Strausz, L. (1953). A Villányi-hegység földtana. (Géologie des Monts Villány; en hongrois) *Annals. Hung. Geol. Inst*, 41, 3-27
- Ramsay, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. *McGraw-Hill*, 1-563
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I.(1987). The techniques of Modern Structural Geology, I. II., *Academic Press.*, 1-699
- Ratschbacher, L.; Linzer, H. G.; Moser, F.; Strusievicz, R. O.; Bedelea, H.; Har, N. & Mogos, J.(1993). Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the Central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation, *Tectonics*, 12(4), 855-873
- Raucsik, B. (1996). Petrographic study on jurassic profile near Máriakéménd village, Southern Baranya Hilly Country, S-Hungary. *Acta Miner. Petr.*, XXXVII, 165-181, Szeged
- Réthly, A. (1952). A Kárpátmedencék földregései. (Séismes de Bassin Carpathes; en hongrois), Budapest

- Roca, E; Bessereau, G.; Jawor, E; Kotorba, M & Roure, F.(1995). Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: Constraints from the Bochnia-Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). *Tectonics*, 14, 855-873
- Rónai, A. (1973). A negyedkori kéregmozgások a Magyarmedencében (Mouvements tectoniques quaternaires du Bassin Hongrois; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 107, 431-436. Budapest.
- Royden, L. H. & Báldi, T. (1988). Early Cenozoic tectonics and paleogeography of the Pannonian and surrounding regions. *AAPG Mem.*, 45, 1-16.
- Rozslozsnik, P. (1935). Adatok a Buda-Kovácsi hegység oharmadkori rétegeinek ismeretéhez (Beiträge zur Kenntnis des Paläogens des Buda-Kovácsier Gebirges; en hongrois et résumé en allemand). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst from 1925-28*, 65-86
- Sacci, M.; Magyar, I.; Müller, P. & Horváth, F.(1997). Problems and progress in establishing a Late Neogene Chronostratigraphy for the Central Paratethys., *in press in Neogene Newsletter*
- Sandulescu, M. (1980). Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales Roumaines avec des Carpathes Ukrainiennes. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 65, 5, 163-180.
- Sásdi, L. (1992). A ferenchegy barlang alaptérképe.(Carte de base de la grotte de Ferenc-hegy), *inédit*, projet Phare
- Sásdi, L. (1993). Dans le « Proposition pour l'accepter la région des grottes comme un Héritage Naturel du Monde », *publ. spec., de Karszt és Barlang* , 32-45
- Schafarzik, F.(1911). Magyarország kőbányái. (Carrières de Hongrie; en hongrois). *Műszaki Könyvkiadó*, Budapest, 220
- Schafarzik, F. (1921). A Szt. Gellérthegy geológia viszonyairól.(Géologie du Mont Gellért.; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 50, 41-42
- Schafarzik, F.; Vendl, A. & Papp, F. (1964). Geológiai kirándulások Budapest környékén (Excursions géologiques aux environs de Budapest; en hongrois). *Műszaki Könyvkiadó*, 295 pp. Budapest.
- Scheuer, Gy. & Schweitzer, F. (1980). A budai hévforrások fejlődéstörténete a felső pannontól napjainkig (Evolution des sources thermales du Pannonien supérieur jusqu'à nos jours; en hongrois). *Bull. Soc. Hidr. Hung.*, 60 /11, 492-501. Budapest.

- Schmidt, E. R. (1962). Hévízeink és a hegységszerkezet összefüggései Budapesten (Rélation entre l'eau thermale et la structure montagnaise; en hongrois). *Hidrológiai Tájékoztató*, 2, 20-21. Budapest.
- Schmidt, E. R. (1954). A baranyai hegységcsoporthoz nagyszerkezete és a liász-szén további feltárási lehetőségei geomechanikai megvilágításban. (The tectonic framework of the S Hungarian hills and the further possibilities of exploitation of Liassic coal in the light of geomechanics; en hongrois et résumé en anglais), 8, 426-427
- Schréter, Z. (1912). Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben (Traces de la formation des sources thermales tertiaires et Pleistocènes dans le Monts Buda; en hongrois). *Annals. Hung. Geol. Inst.*, 19, 179-231. Budapest.
- Schréter, Z. (1953). Budai és Gerecse hegység peremi édesvízi mészkő előfordulások (Les apparitions d'une calcaire d'eau douce dans les bords des montagnes de Buda et Gerecse; en hongrois et résumé en français). *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1951*, 111-146. Budapest.
- Somos, L. & Kókai, J. (1960). Földtani megfigyelések a mecsek hegységi liászban és miocénben. (Observations géologiques dans les roches liasiques et miocènes dans les Monts Mecsek; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 90,
- Strausz, L. (1926). A Mecsek hegység mediterrán rétegei. (Les couches d'âge Méditerranéennes des Monts Mecsek; en hongrois). *Math. Term. Tud. Ert.*, 43,
- Strausz, L. (1942). Adatok a dunántúli neogén tektonikájához (Données tectoniques néogènes au sud de la Hongrie; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 72, 1-13
- Suppe, J. (1985). Principles of structural geology. *Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall*
- Surmont, J.; Sandulescu, M. & Bordea, S. (1990). Mise en évidence d'une ré-aimantation fini-Crétacé des séries Mésozoïques de l'unité de Bihor (Mts. Apuseni, Roumanie) et de sa rotation horaire ultérieure. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, 213-219. Paris.
- Szabó, P. Z. (1955). A fiatal kéregmozgások geomorfológia és népgazdasági jelentősége Déldunántúlon (Geomorphological and economic importance of young crustal movements in S Transdanubia; en hongrois et résumé en anglais). *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény*, 4, Pécs
- Szabó, Cs., Harangi, Sz. & Csontos, L. (1992). Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 208, 243-256.

- Szádeczky-Kardoss, E. (1976). A mediterrán lemeztektonika (La plaque tectonique de la région Méditerranéenne; en hongrois). *MTA X. Oszt. Közl.*, 9/1-2, 50-82. Budapest.
- Szantner, L., Bárdossy, Gy & Mindszenty, A. (1986). A magyarországi bauxitok a Dunántúli középhegységben (Les bauxites hongrois dans la Montagne Transdanubienne). *Spec. publ. of Hung. Geol. Soc.*
- Szederkényi, T. (1996). Metamorphic formations and their correlation in the Hungarian part of Tisia megaunit (Tisia Megaunit Terrane). *Acta Miner. Petr.*, XXXVII, 143-161, Szeged
- Szentes, F. (1934). Hegységszerkezeti megfigyelések a budai Nagykevély környékén. (Observations aux alentours du Mont Nagykevély; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 64, 283-295
- Szente, I. (1996). Communication personnelle
- Szentgyörgyi, K. (1984) Contribution to the knowledge of the Cenomanian and Turonian in the Great Hungarian Plan. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 114, 49-60
- Takácsné-Bolner, K. (1996). Communication personnelle
- Takácsné-Bolner, K. (1982-95). Pál-völgyi barlang (La grotte de Pál-völgy), Rapport de travail de groupe spéléo, *inédit*
- Takácsné-Bolner, K. & Kraus, S. (1989). The results of research into caves of thermal water origin. *Karszt és Barlang, Spec. Issue*, 31-38. Budapest.
- Tari, G. (1991). Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). *Tectonophysics*, 199, 93-108. Amsterdam.
- Tari, G. (1992). Late Neogene transpression in the Northern Thrust Zone, Mecsek Mts, Hungary. *Annales Univ. R. Eötvös ser Geol.*, 29, 165-187
- Tari, G. (1994). Alpine Tectonics of the Pannonian Basin. *Ph. D. thesis, Rice University, Houston, 501. Texas* (inédite).
- Tari, G. & Weis, G. M. (1996). Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian System. *poster for the conference the AMACO*.
- Tari, G.; Horváth, F. & Rumpler, J. (1992). Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 208, 203-219. Amsterdam.
- Tari, G.; Báldi, T. & Báldi-Beke, M. (1993). Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian basin: a geodynamic model. *Tectonophysics*, 226, 433-455. Amsterdam.

- Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 81, 1625-1640
- Telegdhi Roth, K. (1923). Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli középhegység északi részében. (The distribution of Paleogene beds in the northern part of the Transdanubian Central Range), *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 53, 5-14 (en hongrois et résumé en anglais)
- Török, A. (1996). Communication personnelle
- Török, A., Konrád, Gy., Rálicsné Felgenhauer, E. & Benkócs, L. (1997). A Mecsek hegységi Triász. (Le Trias dans les Monts Mecsek), *en préparation*
- Túnyi, I. & Márton, E. (1996). Indications for large Tertiary rotation in the Carpatho-Northern Pannonia region out-side of the North Hungarian Paleogene Basin, *Geologica Carpathica*, 47, 43-50
- Twiss R. J. & Moores E. M. (1992). Structural geology. *Freeman and Company*, 1-508
- Vadász, E. (1935). A Mecsek hegység földtana. (Geologie des Mecsek Gebirges, en hongrois et en allemand). *Publ. Hung. R. Geol. Inst.*, 1-180
- Varga, P. (1982). A tardi agyag alsó tengeri szintjének kora, allodapikus mészköbetelepülések alapján. (The lower marine member of the Tard Clay: Its age on the faunal evidence of allodapic limestone beds; en hongrois et résumé en anglais). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 112, 177-184
- Varga, P. (1985). Mészturbidites betelepülések a budai márgában és a tardi agyagban. (Turbiditic limestone intercalations of the Buda Marl and Tard Clay; en hongrois et résumé en anglais). *Oslénytani Viták*, 31, 93-99
- Véghné Neubrandt, E. (1974). Stratigraphische Lage der Triaskomplexe des Budaer Gebirges. *Annales Univ. R. Eötvös ser Geol*, 17, 281-301
- Végh, S-né (1996). une photo empruntée
- Viczián, I. (1965). A baranyai bazalt. (Le basalte de Baranya; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, XCV, 4, 448-452
- Vörös, A. (1993). Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 100, 125-145.
- Wein, Gy. (1952). A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei. (Les nouveaux résultats de l'exploration de charbon à Komló; en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, LXXXII, 337-348

- Wein, Gy. (1961). A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a keleti-Mecsekben. (The episodes and character of structural development in the Eastern Mecsek Mts.; en hongrois et résumé en anglais). *Annals. Hung. Geol. Inst.*, XLIX, 3, 759-768
- Wein, Gy. (1965). Az Eszaki pikkely a Mecsek hegységben. (Les écailles du Nord des Monts Mecsek; en hongrois). *Bányászati Lapok*, 402-411
- Wein, Gy. (1967, a). Délkelet-Dunántul hegységszerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban (Zusammenhänge der tektonischen Einheiten Südost-Transdanubiens im altalpidischen Zyklus; en hongrois et résumé en allemand). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, XCVII, 1, 286-293
- Wein, Gy. (1967,b). Délkelet-Dunántul hegységszerkezete.(Über die Tektonik Südost - Transdanubiens, en hongrois et résumé en allemand). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, XCVII, 4, 371-395
- Wein, Gy. (1969). Ujabb adatok a Villányi-hegység szerkezetéhez. (Neuere Beiträge zur Kenntnis der Struktur des Villányer Gebirges; en hongrois et résumé en allemand). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, XCIX, 47-59
- Wein, Gy. (1973). Jelentés a Földalatti vasút Batthyany tér-Déli pályaudvar vonalrész 1970. évben kihajtott szakaszának földtani felvételéről (Rapport sur le prélèvement géologique de la construction de métro entre la station de Batthyany et la Gare du Sud; en hongrois) , *Annals. Rep. Hung. Geol. Inst. from 1971*, 199-205
- Wein, Gy. (1974). A Budai-hegység fejlődéstörténete és tektonikája (Tectonics of the Buda Hills; en hongrois et résumé en anglais). *Bull. Soc. Geogr. Hung.*, 22/2, 97-112. Budapest.
- Wein, Gy. (1977 a). A Budai hegység szerkezete (Tectonics of the Buda Mountains; en hongrois et résumé en anglais)., *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 107, 329-347. Budapest.
- Wein, Gy. (1977 b). A Budai hegység tektonikája (Tectonics of the Buda Hills; en hongrois et résumé en anglais). *Bull. Hung. Geol. Soc. spec. pub.*, 76. Budapest.
- Wéber, B. (1977). Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-Mecsekből (Grosstektonische profilschizze aus dem westlichen Mecsek-Gebirge, en hongrois et résumé en allemand). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 107, 27-37
- Wéber, B. (1982). A Mecsek-alja árok paleogén és neogén rétegeiről. (Sédiments paléogènes et néogènes dans le fossé de Mecsek, en hongrois). *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 112, 3, 209-240

