# Etude tectonique de l'avant-pays méridional de la chaîne Dabie-Qinling (Nord du bloc de Chine du Sud).

Wei Lin

▶ **To cite this version:**

Wei Lin. Etude tectonique de l'avant-pays méridional de la chaîne Dabie-Qinling (Nord du bloc de Chine du Sud).. Tectonique. Université d'Orléans, 2000. Français. NNT : . tel-00767063

**HAL Id: tel-00767063**

**https://theses.hal.science/tel-00767063**

Submitted on 19 Dec 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE D' ORLEANS

# THÈSE

PRÉSENTÉE

**À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS**

Discipline : Géologie Structurale-Géodynamique

PAR

**LIN Wei**

# Etude tectonique de l'avant-pays méridional de la chaîne Dabie-Qinling (Nord du bloc de Chine du Sud)

Soutenue le 24 mars 2000

MEMBRES DU JURY :

| | | |
|---|---|---|
| M. Jacques CHARVET | Professeur, Université d'Orléans | Examinateur |
| M. Michel FAURE | Professeur, Université d'Orléans | Directeur de Thèse |
| M. Urs SCHÄRER | Professeur, Université de Paris VII IPG | Rapporteur |
| M. Maurice BRUNEL | Professeur, Université de MontpellierII | Rapporteur |
| M. Patrick MONIÉ | Chargé de recherche CNRS, Université de MontpellierII | Examinateur |
| M. Hervé LELOUP | Chargé de recherche, IPG Paris | Examinateur |
| M. Liangshu SHU | Professeur, Université de Nanjing | Examinateur |
| M. Jacques CHOISNET | Professeur, Université d'Orleans | Représentant de l'Ecole Doctorale |

# Etude tectonique de l'avant-pays méridional de la chaîne Dabie-Qinling (Nord du bloc de Chine du Sud)

# Remerciements

Cette thèse qui a bénéficié du soutien financier du Gouvernement Français, a été réalisée à l'Université d'Orléans, au sein de l'UMR 6530 Géotectonique, Géophysique, Métallogénie.

Ce mémoire est le résultat de trois ans de recherches effectuées sous la direction de M. Michel Faure, une personne dont j'ai pu apprécier les compétences, l'enthousiasme et la grande valeur humaine. Malgré ses multiples responsabilités, Michel a toujours réussi à me consacrer du temps (surtout pendant ses week-ends et ses vacances) pour discuter et diriger mes recherches. En outre, il m'a appris les méthodes de travail et les réflexes à acquérir pour effectuer un bon travail de terrain. L'aboutissement de mon travail doit beaucoup à son encadrement remarquable durant ces trois années de recherche. Je lui adresse ma profonde reconnaissance.

Je remercie M. Jacques Charvet pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et avoir mis à ma disposition tous les moyens nécessaires à la réalisation de mes travaux.

Je souhaite vivement remercier M. le professeur Yan Sun de l'université de Nanjing, qui, dès le début, m'a proposé de travailler dans un laboratoire français, s'est intéressé à mon travail. Il est lui même coauteur de plusieurs publications sur le Lushan, Juilingshan et Dabieshan.

Les datation Ar/Ar ont été réalisées à Montpellier avec Patrick Monié, qui a accepté de venir sur le terrain afin de prélever des échantillons. Je le remercie de m'avoir consacré du temps pendant les deux séjours dans son laboratoire à Montpellier avec patience et passion. Je le remercie de l'intérêt qu'il a montré pour l'étude Ar/Ar dans le secteur du Massif du Lushan et pour les critiques constructives qu'il m'a apportées.

Je tiens à remercier Monsieur Urs Schärer et Maurice Brunel d'avoir accepté la tache de rapporteur de mon mémoires.

Je remercie le Professeur Shu Liangshu pour son aide pendant le travail dans le Dabieshan, et le Jiulingshan et pour avoir examiné cette thèse. Ainsi que M. Hervé Leloup et M. Jacques Choisnet qui ont d'avoir accepté de juger mon travail.

La famille de Yan Chen, m'a très chaleureusement accueillir à Orléans. Grâce à leur j'ai pu apprendre le français, connaître la vie en France et résoudre plein de problèmes dans la vie quotidienne.

Nicole Le Breton m'a fait bénéficier de son expérience pour l'étude des migmatites et des éclogites du Dabieshan du Nord: étude des lames minces, minéraux à choisir pour la sonde, interprétation des résultats...Je la remercie du temps qu'elle a bien voulu me consacrer pour la réalisation de cette étude thermo-barométrique.

Je tiens à remercier toutes les personnes que j'ai sollicité de près ou de loin pour leurs compétences scientifiques ou techniques: Dominique Panis, Gilles Drouet, Jeannine Ferrand pour leur forte complicité dans ce travail; Alain Chauvet et Dominique Cluzel pour avoir toujours gardé leur porte grande ouverte; Gabriel Badin et Sylvain Janiec pour les nombreuses lames dans des roches altérées.

Mes remerciement s'adressent à tous mes collègues du laboratoire qui par leur aide, leur conseil et leur amitié ont contribué à ce travail : Xavier Charonnat, Sébastien Laurent-Charvet, Sébastien Nomade, Jérôme Onézime, Carine Cartier, Siaka Doumbia, Frédéric Desmulier et Liangsheng Zhang.

Je dédie ce travail à ma femme, mon père, et ma fille pour leur soutien et leurs encouragements, les parents de ma femme pour avoir gardé ma fille.

# Résumé

L'avant pays méridional de la chaîne Qinling-Dabie correspond à la partie nord du Bloc de Chine du Sud. (ou bloc du Yangtse). Cette région est constituée d'une succession de bassins et de rides ou dômes métamorphiques d'axe E-W. Au S. du Dabieshan, on rencontre successivement l'avant pays plissé du Yangtse, le dôme de Lushan et son équivalent latéral plus superficiel du Jiulingshan, le bassin de Pingxiang, le dôme du Wugongshan et le bassin d'Anfu. Outre la tectonique cénozoïque qui n'a pas été considérée ici, la structure régionale résulte de deux évènements tectono-métamorphiques respectivement d'âge Crétacé (cycle yanshanien) et Triasique (cycle indosinien).

L'évènement crétacé est caractérisé par la formation d'hemi-grabens remplis de sédiments terrigènes continentaux (couches rouges) dont l'ouverture est contrôlée par des failles normales fragiles. La faille de Tan-Lu est l'accident majeur de ce système. L'extension fragile superficielle peut s'accompagner d'une déformation ductile profonde qui mylonitise des granitoïdes. Cependant de nombreux massifs granitiques d'âge Crétacé moyen à inférieur sont des plutons syntectoniques dont les bordures sont mylonitiques et le cœur est orienté à l'état subsolidus.

L'événement triasique est daté stratigraphiquement dans les bassins par la discordance du Trias supérieur sur le Paléozoïque-Trias inférieur plissé et radiométriquement dans les dômes par des âges autour de 220Ma. Les roches sédimentaires sont affectées par des structures extensives "en collapse" : glissements bancs sur bancs dans la pente, failles normales, plis plongeants. Ces structures sont symétriques et divergentes par rapport à l'axe des dômes. Une déformation ductile extensive apparaît aussi dans les roches métamorphiques. Dans le Dabieshan, la déformation ductile majeure est un cisaillement vers le NW qui accommode une partie de l'exhumation des éclogites de UHP pendant leur rétromorphose en amphibolite et une migmatisation. Cette tectonique d'exhumation est interprétée comme un phénomène d'extension synconvergence. Des déformations compressives existent dans les massifs de Jiulingshan, Lushan et Dabieshan. La collision Chine du Nord-Chine du Sud se propage ainsi sur une grande distance dans le bloc de Chine du Sud. Des cisaillements synmétamorphes conduisent à un écaillage de la croûte du bloc de Chine du Sud. Le blocage des chevauchements provoque la formation de dômes en contexte globalement compressif. Sur les flancs redressés des dômes, des structures extensives sont donc induites par une tectonique compressive. La forme actuelle des dôme est accentuée par la mise en place des plutons lors de l'événement du Crétacé.

Mots clés : Bloc de Chine du Sud; exhumation de roches de UHP; dôme compressif; tectonique extensive; déformation ductile; géochronologie.

# Abstract

The southern foreland of the Qinling-Dabie Belt corresponds to the north part of the S. China Block (or Yangtse Block). This region is a succession of E-W trending basins and metamorphic domes. S. of the Dabieshan, from N. to S., the Yangtse fold and thrust belt, Lushan dome and its lateral equivalent of Jiulingshan, Pingxiang basin, Wugongshan dome and Anfu basin are recognized. In addition to the Cenozoic tectonics, not considered here, the regional structure is due to two tectono-metamorphic events of Cretaceous and Triassic ages, belonging to the Yanshanian and Indosinian cycles respectively.

The Cretaceous event is characterized by the formation of half-grabens filled by continental terrigeneous sediments (red beds) which opening is controlled by brittle normal faults. The Tan-Lu fault is the largest fault of this system. The superficial brittle extension is coeval to a ductile shearing at depth leading to granite mylonite. Moreover, many Cretaceous granitic massifs are syntectonic plutons with mylonitic rim and magmatically oriented core formed under subsolidus conditions.

The Triassic event is dated in the basins by the late Triassic unconformity above folded Paleozoic-Early Triassic rocks and in the domes around 220Ma. The sedimentary rocks exhibit extensional structures such as down-dip layer slip, normal faults and collapse folds. These structures are symmetric and divergent from the dome axis. A ductile extensional deformation is also found in the metamorphic rocks. In the Dabieshan, the main ductile deformation is a top-to-the-NW shearing which partly accommodates the exhumation of the UHP eclogite, coeval to their retrogression in the amphibolite facies and migmatization. This exhumation tectonics is interpreted as a syn-convergence extensional process. Compressional deformations are found in Lushan Jiulingshan and Dabieshan massifs. The N. China Block-S. China Block collision is deforming the S. China Block over a large distance. Synmetamorphic shearing leads to slicing of the S. China Bloc crust. The blocking of thrusting induces buckling of thrust surfaces and doming of foliation in a globally compressional system. Along the tilted flancks of the domes, extensional structures are therefore induced by compressional tectonics. Lastly, the present shape of the domes is strengthened by Cretaceous plutons.

Key words : South China Block; exhumation of UHP rocks; compressional dome, extensional tectonics; ductile deformation; geochronology.

# Sommaire

**Introduction Générale**

**Chapitre I. Les grands traits de la géologie de la Chine** ---------- 1

1. Les grands blocs continentaux de la Chine ---------- 1
2. L'évolution tectonique de la Chine au Phanérozoïque ---------- 10
3. Les Grands Chaînes Orogéniques de Chine ---------- 14

**Chapitre II. La géologie de la Chine du Sud** ---------- 21

1. La plaque du Yangtze ---------- 21
2. Le bloc de Huaxia ---------- 25
3. La zone plissée de la Chine du Sud ---------- 26
4. Les roches magmatiques dans le Bloc de la Chine du Sud ---------- 29
5. Caractéristiques géophysiques ---------- 31
6. L'évolution tectonique du Bloc de la Chine du Sud ---------- 34

**Chapitre III. Etude Géologique de Massif de Lushan** ---------- 41

1. Présentation générale ---------- 41
2. "Tectonics of SE China, new insights from the Lushan massif (Jiangxi province)". Article accepté à *Tectonics* ---------- 43
3. Résultats 40Ar/39Ar dans le massif de Lushan ---------- 76

**Chapitre IV. La tectonique Mésozoïque du Massif du Jiulingshan** --------- 98

1. Présentation générale ---------- 98
2. "Compression to extension switch during the early triassic Orogeny of E. China : the case study of the Jiulingshan massif in the Southern foreland of the Dabieshan." Article soumis à *J. SE Asia Earth Science* ---------- 100

**Chapitre V. Evolution tectonique du Massif du Dabieshan** ---------- 118

1. Présentation générale ---------- 118
2. Tectonics of the Dabieshan (E. China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks. Article sous presse à *Terra Nova* ---------- 121
3. Données complémentaires sur le massif du Dabieshan ---------- 133

**Chapitre VI. Conclusion sur la tectonique de la Chine du SE au Mésozoïque** ---------- 157

1. Introduction ---------- 157
2. Conclusion générale ("Doming in the southern foreland of the Dabieshan (Yangtse block, China)". Article à *Terra Nova*, et le model lithosphérique de Dabieshan et son avant pays---------- 159
3. Perspectives de recherche---------- 167

**Bibliographie** ---------- 170

# INTRODUCTION GENERALE

Ces dernières années, les géologues structuraux ont axé leurs recherches sur la déformation ductile liée à la tectonique extensive dans les orogènes. Dans certains cas, extension et compression sont actives simultanément dans des parties différentes d'un même orogène (Chemenda et al., 1995). Il en résulte que des dômes métamorphiques qui représentent des structures extensives peuvent être formés dans un contexte compressif.

Cette thèse présente des données géométriques, cinématiques et dynamiques sur les dômes situés dans l'avant-pays de la Chaîne de Qinling-Dabie dans le Nord de la Province du Jiangxi. Une interprétation génétique de la structure en dômes et bassins du Nord de la Province du Jiangxi formée en relation avec la tectonique du Dabieshan est discutée à l'échelle de la croûte.

Les mécanismes de déformation dans les zones de collision entre deux continents sont complexes. Pour la tectonique de la Chine du Sud, les mouvements d'âge triasique (Indosinien) sont très importants, avec notamment la collision entre la plaque du Chine du Nord (ou Sino-Coréenne) et la plaque de Chine du Sud (ou Bloc du Yangtze) le long de la chaîne de Qinling-Dabie. Dans la partie orientale, le Dabieshan est bien connu pour ses roches métamorphiques de ultra-haute pression. En effet, c'est dans les éclogites qu'ont été trouvés de la coesite et du diamant, ce qui indique que ces roches crustales ont été subductées à une profondeur supérieure à 120 km, dans des conditions de pression supérieures à 3 GPa et de température correspondant à 600-800°C. L'âge de la collision est encore discuté : Protérozoïque (Huang et al. 1978), Paléozoïque (Mattauer, et al.,1991) ou Triasique (Hacker, 1995; Okay,1993; Ames, 1993; Rowley et al., 1997) sur la base de l'âge des éclogites estimé autour de 220 Ma. Depuis le milieu des années 1980, suivant les méthodes utilisées par les chercheurs, de nombreux modèles géodynamiques ont été proposés (Lin et al., 1985 ; Mattauer et al., 1991 ; Nie et al., 1994 ; Li, 1994 ; Maruyama et al. 1994 ; Hacker, 1995 ; Okay et al., 1993 ; Zhang et al., 1996 ; Liou et al., 1996 ; Gilder et al., 1997 ; Wang, et al. 1998). Toutefois quelque soit le modèle, la phase d'exhumation du Trias joue un rôle majeur. Parce que la plaque de Chine du Sud subducte profondément est qu'elle est moins rigide que la plaque de Chine du Nord, la tectonique doit affecter un volume très important de la plaque de Chine du Sud, mais actuellement, aucun des modèles présentés ne relie la formation et l'exhumation des roches UHP avec la tectonique de la région du Sud du Dabieshan.

La plan structural d'ensemble du nord de la Province de Jiangxi est caractérisé par des dômes et des bassins orientés E-W à NE- SW (Fig. 1). Du Sud au Nord il s'agit du bassin de Anfu, du dôme de Wugongshan, du bassin de Pingxiang; du dôme de Jiulingshan, du bassin de Xiushui, du dôme de Lushan, du bassin de Xiayangtze et du dôme de Dabieshan. Les hauteurs topographiques correspondent à des antiformes ou des dômes qui sont occupés par des roches métamorphiques, et les bassins sont occupés par des sédiments d'âge Protérozoïque à Trias (JBGMR, 1984 ; BGMRHP, 1990 ; BGMRAP, 1991). Les structures extensives ductiles et fragiles sont décrites à la limite de ces dômes métamorphiques (Faure et al., 1996). Au cours de trois missions sur le terrain, entre 1996-1998, nous avons pu étudier les zones de Dabieshan, Lushan, Mufushan et Jiulingshan. Compte tenu de nos résultats sur la géométrie, la cinématique et les âges de déformation, un modèle à l'échelle de la coûte est proposé dans cette thèse pour interpréter les structures de l'avant pays méridional du Dabieshan (Fig. 2).

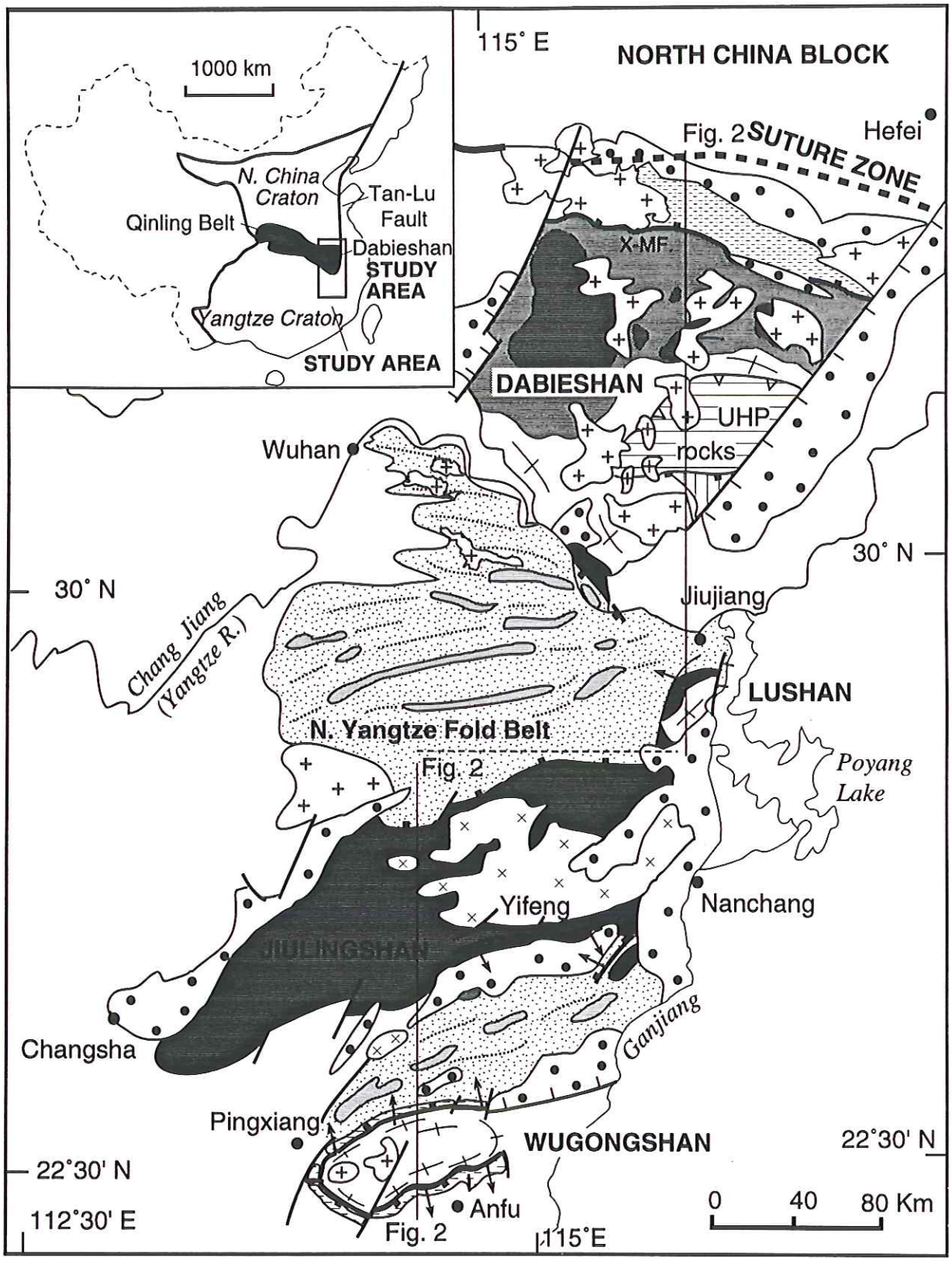



Figure1 Schéma structural de l'avant-pays méridional de la Chaîne Qingling-Dabie

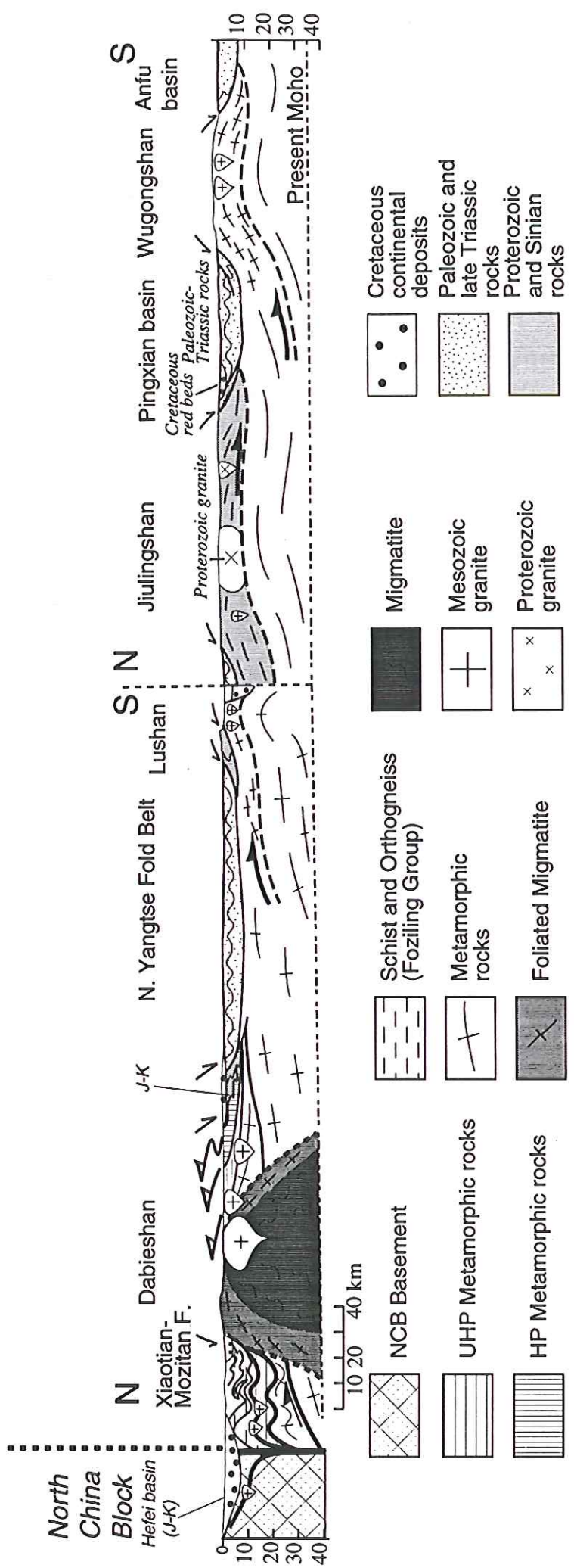



Figure 2. Coupe interprétative à l'échelle de la croûte de Dabieshan à Wugongshan

# Chapitre I

# Les Grands Traits de la Géologie de la Chine

On sait depuis Argand que la tectonique de l'Asie résulte de l'accrétion successive au cours du temps de blocs continentaux (ou microcontinents ou "terranes"). Cette évolution géodynamique est responsable de la géologie de la Chine.

La Chine qui recouvre 9,6 millions de kilomètres carrés est séparée en 32 provinces (Fig. I-1). Ce vaste territoire représente une mosaïque de blocs continentaux, dont les principaux sont les blocs de la Chine du Nord (ou Sino-Coréen), de la Chine du Sud (ou Yangtze), du Junggar, du Tarim, du Qaidam, du Tibet et du Jiamusi-Bureya (Fig.I-2). Ces blocs sont séparés par des zones déformées formant des chaînes de montagnes et des zones de failles. Certaines recèlent des ophiolites, témoins d'océans disparus. Les limites de blocs sont de deux types: zones de suture ou zones de cisaillement intracontinental. Dans le détail, on peut bien sûr définir des blocs de plus petite taille. Par exemple, le plateau du Tibet se compose de plusieurs unités : le bloc du Qiangtang et le bloc du Lhassa. Ce serait aussi le cas pour le bloc de la Chine du Sud, composé selon certains auteurs des plaques du Yangtze et du bloc de Huaxia (cf. Chapitre II).

De nombreuses synthèses sur la géométrie et l'âge de différents blocs ont été publiés (par exemple : Huang, 1978; Zhang, 1986; Klimetz, 1983; Zhang et. al., 1984; Enkin et. al., 1991). Plusieurs blocs continentaux se sont détachés du Gondwana depuis l'ouverture de la Paléotéthys au Paléozoïque supérieur. La Paléotéthys s'est fermée à la fin du Jurassique par des collisions successives de ces blocs avec l'Eurasie. La Néothéthys s'est ouverte au Permo-Trias dans la partie située la plus au Sud. Au Paléocène-Eocène, le continent indien est entré en collision avec l'Asie. Ce processus d'ouverture puis de fermeture de domaines océaniques successifs est responsable des cycles orogéniques : Calédonien au Paléozoïque inférieur, Hercynien au Paléozoïque supérieur, Indosinien au Trias, Yanshanien au Jurassico-Crétacé et Himalayen au Paléocène-Eocène.

## 1. Les grands blocs continentaux de la Chine

### 1) La plaque de la Chine du Nord

La plaque de la Chine du Nord (NCB) est constituée d'un soubassement métamorphique d'âge Haadenien (3800Ma, Liu et al., 1992). Les roches de ce socle sont composées de gneiss à biotite-hornblende, de marbres, de migmatites, de granulite, de tonalite, de trondhjemite, de granodiorite ainsi que de méta-péridotites (Zhang et. al., 1984; BGMR d'Anhui, 1987). Ce craton est formé par des roches d'âge Protérozoïque moyen vers 1700 Ma (Huang, 1978; Ernst,1988, Ren et Chen, 1989). Les roches sédimentaires non

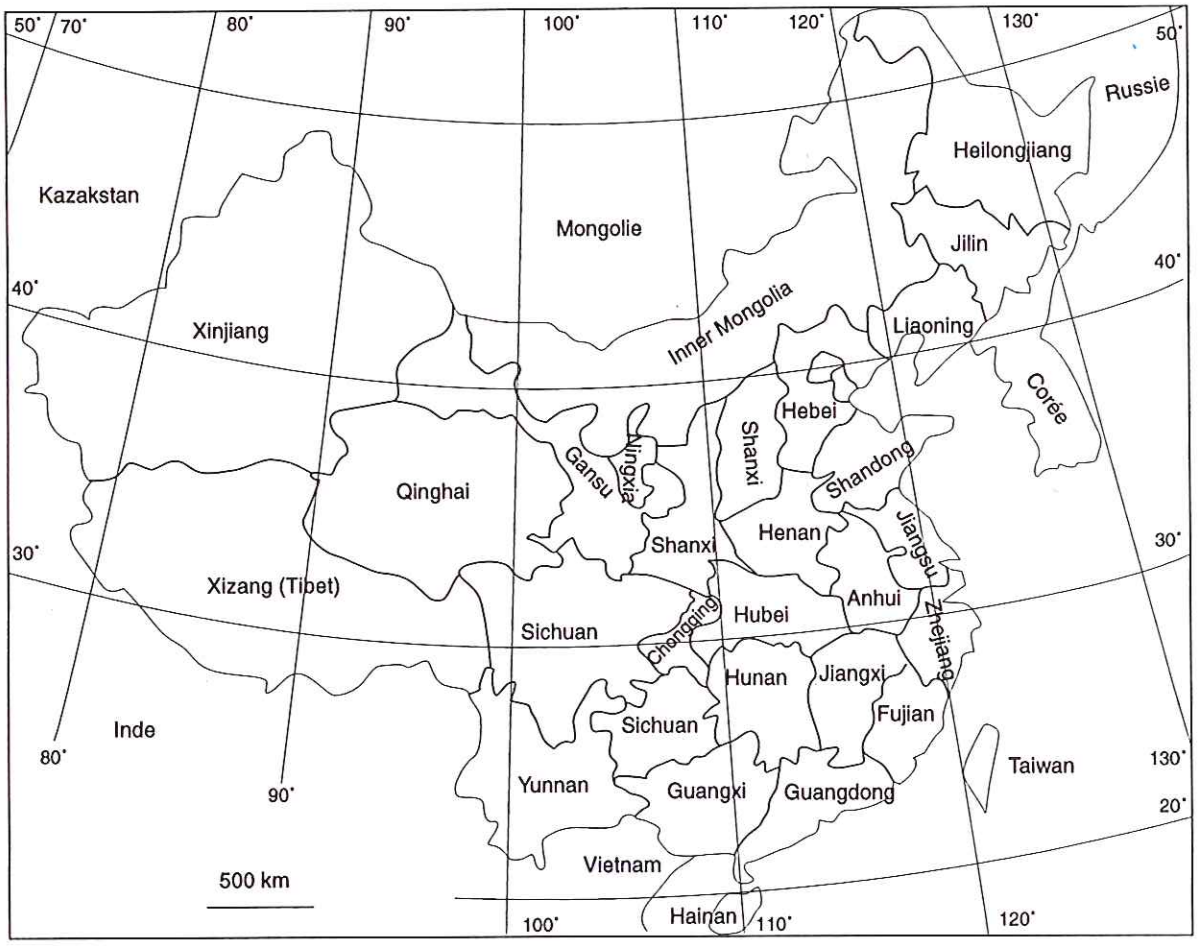



Figure I-1 Carte des provinces de Chine

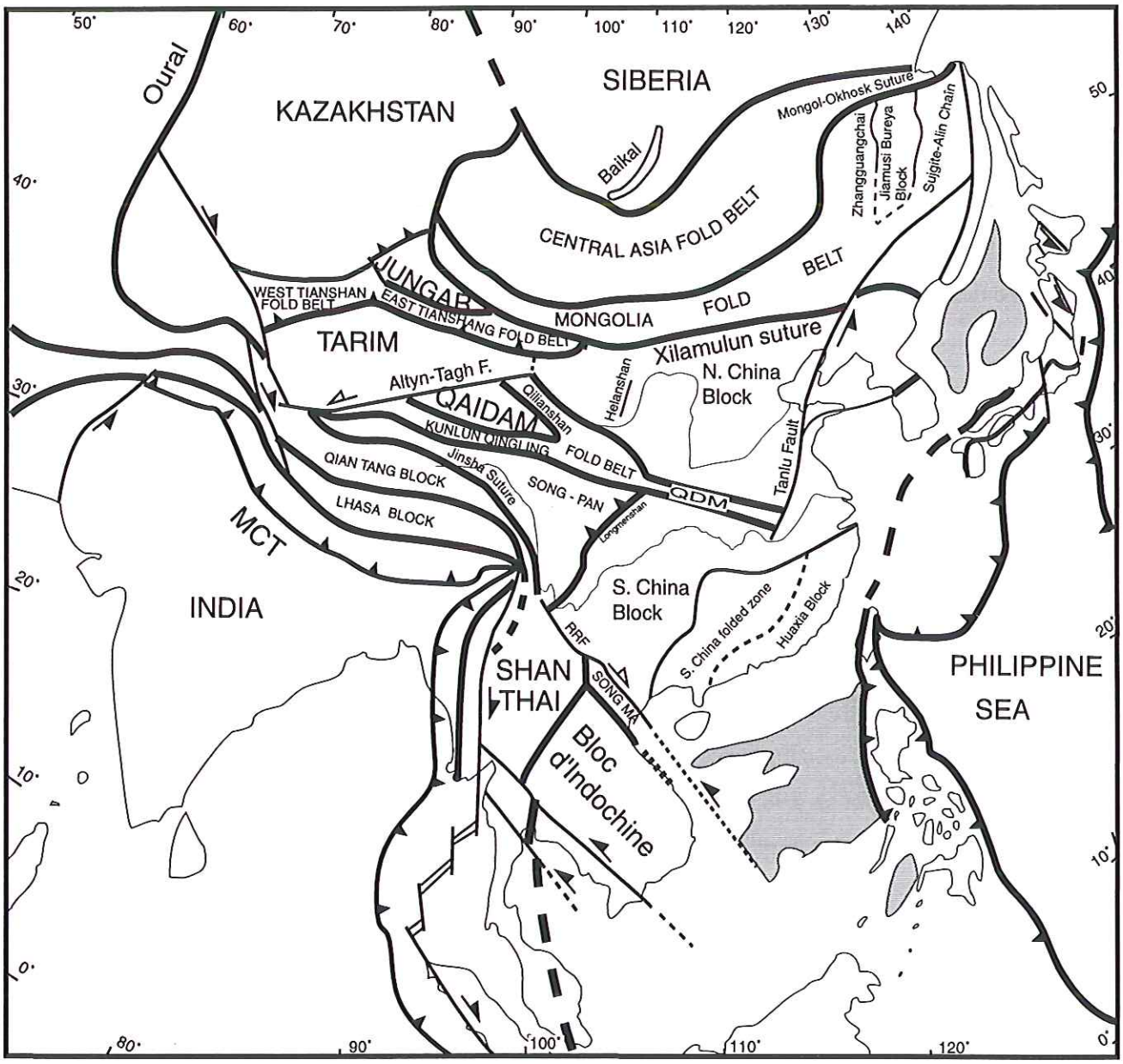



Figure I-2. Carte tectonique schématique de la Chine et de l'Asie du Sud-Est
(Modifié d'après Enkin et al. 1992)

métamorphiques du Protérozoïque sont présentes en grande quantité sur la plaque de la Chine du Nord. Stratigraphiquement, le Pré-sinien est divisé en trois systèmes (Yang et al., 1986) : le Changchengnian (1850Ma-1400Ma), le Jixianian (1400Ma-1050Ma) et le Qingbaikouian (1050-850Ma). Dans sa partie Nord, le NCB est séparé de la Mongolie par la chaîne plissée mongole où la présence d'ophiolite souligne une suture d'âge Paléozoïque supérieur (Huang, 1978; Zhang et al. 1986).

La limite méridionale du bloc de Chine du Nord avec celui de la Chine du Sud correspond à la chaîne du Qinling- Dabie (Fig. I-2). L'âge de la collision entre ces deux blocs est encore sujet à discussions, en effet la présence de galets d'ophiolite dans des conglomérats d'âge dévonien suggère l'existence d'une chaîne Paléozoïque inférieur. Du fait de l'existence d'âges géochronologiques du métamorphisme vers 348-435Ma il a été proposé une collision d'âge Dévonien (Mattauer et al., 1985). Pour d'autres auteurs, l'âge du métamorphisme de ultra-haute pression compris entre 210 et 240 Ma dans la chaîne du Dabieshan (Ames, 1996; Rowley, 1997; Fig. I-3), indique que la collision entre les blocs de Chine du Nord et Chine du Sud est "Indosinienne" (Trias moyen et supérieur). A l'Est de la Chine du Nord, la limite avec la plaque de Chine du Sud est marquée par la faille de Tan-Lu, C'est un accident très important dans l'Est de la Chine dont la signification sera discutée plus loin (Fig. I-2).

**2) La plaque de la Chine du Sud**

Le bloc de la Chine du Sud est limité à l'Ouest par la chaîne de Longmenshan (SE de la Chaîne de Songpan-Ganze), à l'Est par la Mer de Chine de l'Est, au Nord par la Chaîne de Qinling- Dabie et la faille du Tan-Lu et au Sud par la faille du fleuve Rouge (Fig. I-2). La plaque de Chine du Sud est composée de deux parties, la plaque Yangtze et une zone plissée appelée Jiangnan (Guo et al. 1983). Récemment, dans le Sud de la province du Zhejiang et du Nord de la province du Fujian, des datations géochronologiques donnent des âges Protérozoïques qui tendent à montrer qu'il existe un soubassement très vieux : le bloc de Huaxia.

La plaque du Yangste est composée de gneiss à biotite-hornblende, de granulites, de tonalites, de trondhjémites, de granodiorites et de roches supracrutales d'âge Protérozoïque inférieur. Contrairement à la plaque de la Chine du Nord, celle du Yangtze a été consolidée il y a 850 Ma (Lin et al. 1985; Ma et Ge, 1989). Une séquence volcano-sédimentaire d'âge Protérozoïque supérieur est composée par des basaltes calco-alcalins, des rhyolities, des roches clastiques et des carbonates marins peu profonds (Zhang et al. 1986) déposés sur les roches gneissiques. Cette séquence de roches volcano-terrigènes est peut-être produite par une distension limitée ou encore un arc insulaire situé sur la bordure nord du craton du Yangtze

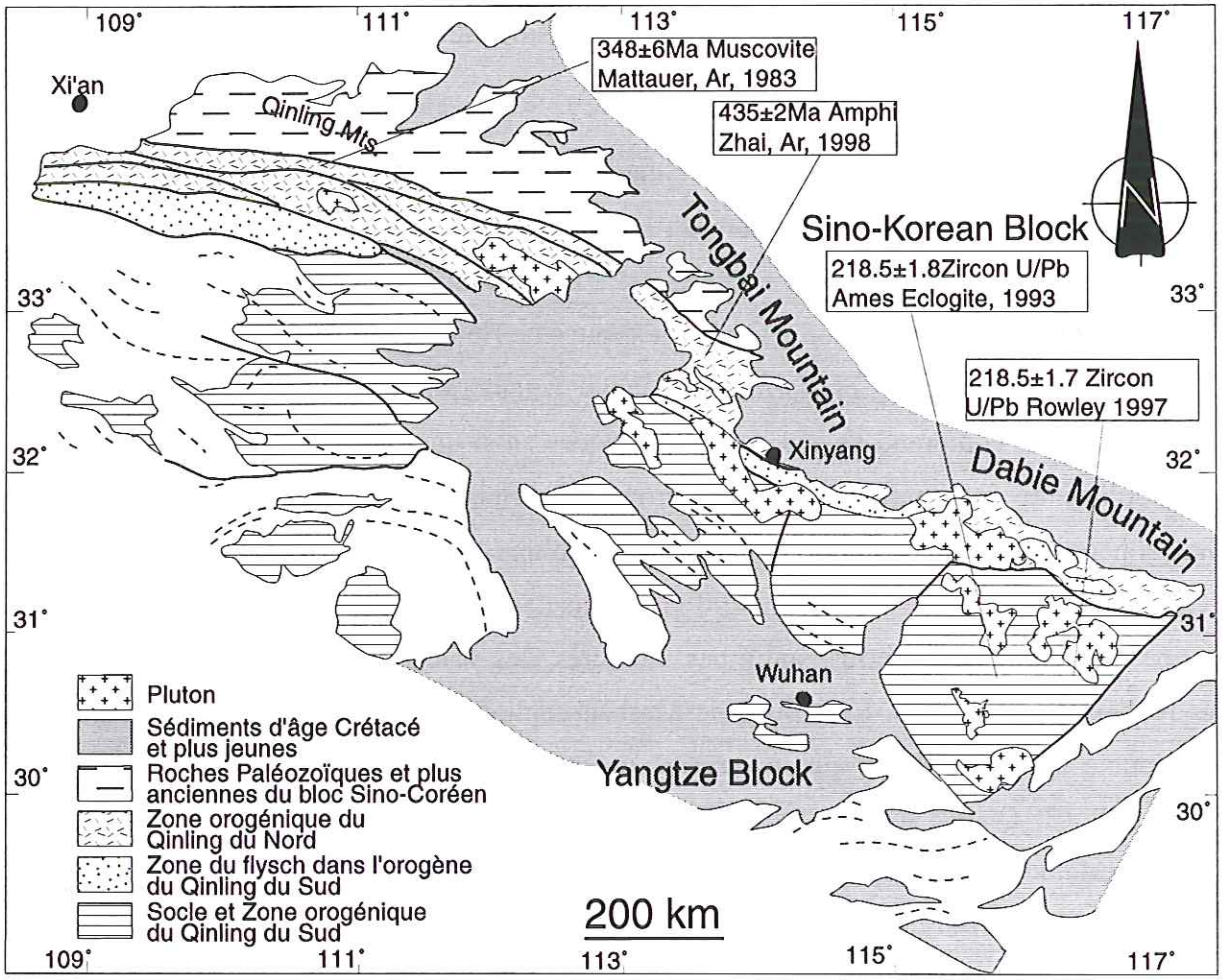



Figure I-3. Carte géologie de la Chaîne de Qinling-Dabie
(Modifié d'après Zhai et al., 1998; Zhang et al., 1996)

(HuBGMR, 1990). Dans la craton du Yangtze, la période allant du Cambrien au Permien est marquée par le dépôt de carbonates marins au sein desquels on observe une discordance pendant le Dévonien (ABGMR, 1987). Les roches du Permien supérieur sont caractérisées par des faciès palustres et lacustres. Du Trias au Néogène, les dépôts clastiques continentaux dominent sur le craton du Yangtze. Pendant les périodes Jurassique et Crétacé, l'ouverture des bassins est contrôlée par la formation de failles normales (ABGMR, 1987). La géologie de la plaque de Chine du Sud est détaillée dans le chapitre suivant.

**3) Le bloc du Jiamusi-Bureya**

Ce bloc est séparé de la plaque de Sibérie par la suture de Mongol-Okhosk, au Sud la limite correspond à la suture de l'Amur, à l'Est il est séparé de la chaîne de Sikhote-Alin par la faille Centrale de Sikhote-Alin et à l'Ouest c'est la chaîne de Zhangguangcai (Fig. I-2). Dans le socle métamorphique, on distingue le groupe de Heilongjiang et le groupe de Mashan. Le groupe de Heilongjiang est formé des roches métamorphiques du faciès schiste vert, la partie principale comprend des roches mylonitiques ainsi que des roches ultrabasiques, des amphibolites et des marbres. Dans le groupe de Heilongjiang, on trouve aussi de la glaucophane et de la crossite qui indiquent qu'une partie des roches du groupe de Heilongjiang est passée par des conditions de haute-pression. Le protolite des roches du groupe de Heilongjiang correspond à des tholeiites, des volcanites acides- intermédiaires et des roches pyroclastiques. Le groupe de Mashan contient des roches du faciès amphibolite supérieur à granulite. Il y a quatre assemblages métamorphiques principaux : (1)Schistes à sillimanite, (2) Quartz schistes et gneiss felsiques, (3) Schistes graphitiques, (4) Gneiss à silicates calciques ou phosphatés et marbres (Cao et al., 1994) . Les plutons granitiques sont vastes (presque 80% des affleurements), ils intrudent les roches d'âge Précambrien et Paléozoïque. Ces plutons qui sont interprétés comme un arc magmatique appertiennent à deux groupes d'âges isotopiques à 460± Ma et 312-215 Ma (Cao et al., 1994).

**4) Le Nord-Ouest**

*A. Le bloc du Junggar*

Au Nord-Ouest de la Chine, le Junggar montre une forme triangulaire entourée de l'Altaï au Nord-Est, du Tianshan au Sud et des monts du Junggar Occidental au Nord-Ouest (Fig. I-4). Au centre du bassin, une anomalie magnétique positive est interprétée comme étant due à de la croûte océanique d'âge Paléozoïque (Zhang et al., 1986). Des ophiolites prélevées à l'Ouest du bassin donnent des âges allant du Cambrien au Carbonifère. On propose que l'âge carbonifère moyen de la croûte océanique marque le début de l'amalgamation de l'Eurasie le

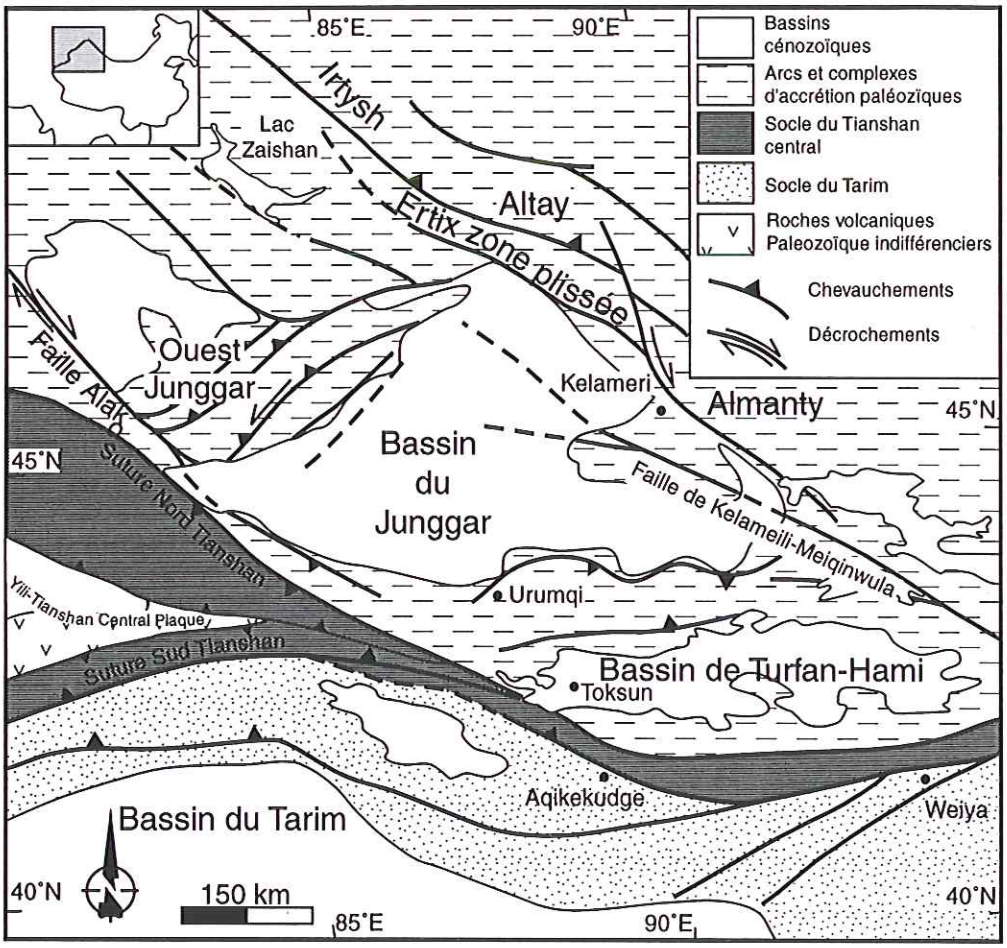



Fig. I-4 Carte générale synthétique du Tianshan et du nord Xinjiang (modifiée d'après Laurent-Charvet, 1998 et Gao, 1998)

long de la zone de convergence entre la Sibérie, le Kazakhstan et le Tarim (Feng et al. 1989). Les formations permo-carbonifères et méso-cénozoïques n'affleurent que dans la périphérie du bassin, la plus grande surface étant couverte de sédiments quaternaires. Le long du piedmont du Tianshan, les formations montrent des plis chevauchants orientés parallèlement à l'axe de la chaîne.

De la même manière que les Qinling pour la limite Chine du Nord-Chine du Sud, le Tianshan constitue la limite géographique et tectonique entre Junggar et Tarim. Cette chaîne de direction Est-Ouest s'étend sur plus de 2500 Km en Asie Centrale. L'histoire tectonique de cette chaîne s'étend du Paléozoïque à l'actuel, on notera que les plissements d'âge Cénozoïque résultent de la collision Inde-Eurasie.

*B. Le Tarim*

Le plus grand bassin de la Chine, a une forme rhomboïdale limitée au Nord par le Tianshan, et au Sud par la Chaîne du Kunlun et la grande faille de l'Altyn-Tagh (Fig. I-2, I-4, I-5). Le fonctionnement du Tarim comme bassin intracontinental débute au Mésozoïque, sous l'effet de la surrection des chaînes de montagnes qui l'entourent. Les déformations qui vont du Paléozoïque supérieur à l'actuel montrent un gradient depuis le centre du bassin vers les bordures où les plissements s'accentuent à l'approche des reliefs.

*C. La plaque de Qaidam*

Au NE du plateau du Tibétain, le bloc de Qaidam s'étire parallèlement au Kunlun au SE et au Qilianshan au Nord (Fig.I-6). Ce bassin d'une altitude moyenne de 3000 m et d'une largeur comprise entre 200 à 250 km pour une longueur de 400 km est entièrement endoréique comme le Tarim. Il repose sur un socle d'âge probablement paléozoïque ou précambrien. Il doit sa forme actuelle à la collision Inde-Asie. La compression N-S due à la plaque indienne a entraîné en réaction la formation du Kunlun Est et des Qilianshan ainsi que la subsidence du bassin situé entre les deux.

En ce qui concerne la stratigraphie du Protérozoïque et Paléozoïque, elle est comparable à celle qui est exposée dans le Nord du Qilianshan au Sud et du Kunlun à l'est. Les roches du Protérozoïque supérieur (Sinien) sont des roches métamorphiques et des volcanites (Cambrien-Silurien) associées à des roches marines profondes déformées au Paléozoïque. Les roches déformées d'âge Paléozoïque inférieur sont interprétées comme le résultat d'une subduction d'âge identique. Il semble que le bloc de Qaidam soit subducté sous le bloc de Chine du Nord. Au Carbonifère supérieur et au Permien, un arc magmatique se

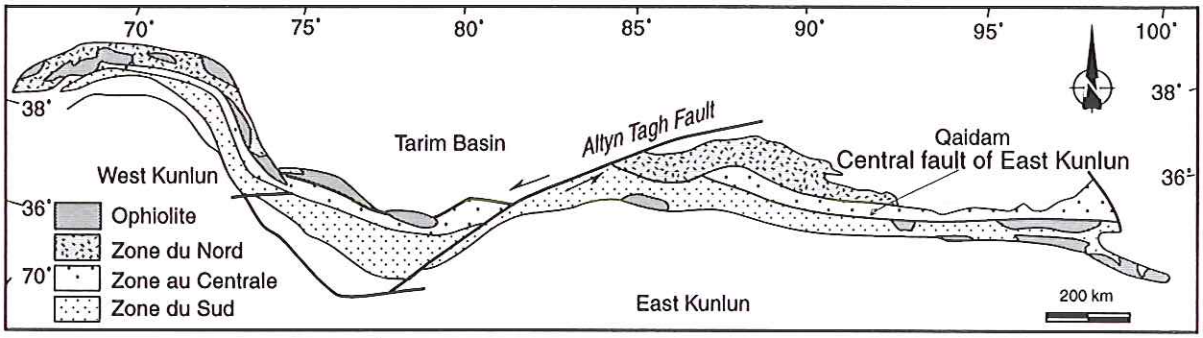



Fig. I-5 Carte geologique simplifiée du Kunlunshan (Modifiée d'après Yang, 1996)

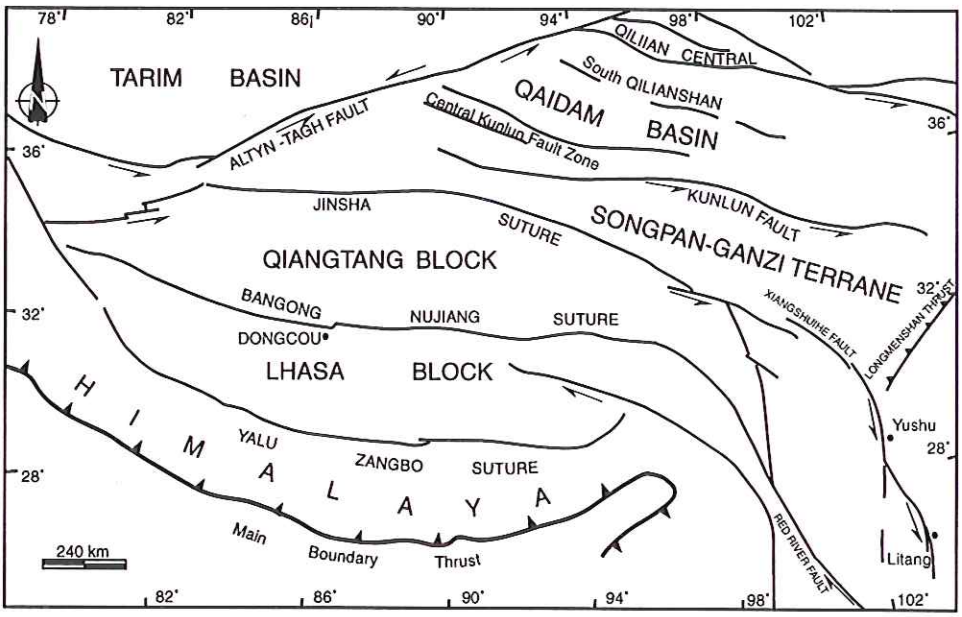



Fig. I-6 Carte simplifié du Tibet pour montrant les sutures importante et les blocs continentaux (Modifiée d'après Wittlinger, 1996).

développe au Sud du bloc de Chine du Nord. La fermeture de la Paléo-Téthys par subduction vers le Nord formera ensuite la zone de Kunlunshan.

**5) Le plateau du Tibet**

Le plateau tibétain, couvre une surface de 1.5 X $10^6$ $km^2$ et présente une altitude moyenne de 5000 m. Il est constitué d'une croûte épaisse de 50 à 70 kilomètres et est séparé en deux blocs, du Nord au Sud: le bloc Nord Tibétain (Qiangtang) et le bloc de Lhassa qui se sont successivement accrétés à l'Eurasie (Fig. I-6).

Le bloc du Qiangtang et le bloc du Lhassa sont séparés par la suture de Bangong-Nüjiang (Fig. I-6). Le bloc de Qiangtang est constitué d'une séquence Permo-Carbonifère de schistes noirs, quartzite et tillitoïdes. Ces séries sont recouvertes en discordance par le Crétacé. Les formations de ce bloc ne présentent pas de déformation intense ni de métamorphisme important. La limite Nord du bloc de Qiangtang correspond à la suture de Jinsha, probablement d'âge triasique. Dans sa partie Est, cette suture contient des ophiolites associées à des flyschs triasiques. Vers l'Est, cette suture semble obliquer vers le sud où elle rejoint la suture de Yushu-Litang (Fig. I-6), au sud de la région des Trois Fleuves (Senghör,1987). Les roches ultrabasiques de Litang sont interprétées comme la trace d'une subduction permienne suivie d'une collision triasique à vergence Est.

La suture de Bangong- Nüjiang est marquée par la présence de roches ultrabasiques, gabbros, volcanites, radiolarites et flyschs. Dans les mélanges ophiolitiques, des roches siliceuses (radiolarites et pélites siliceuses) ont livré des radiolaires du Jurassique supérieur.

Le bloc de Lhassa est limité au Sud par la suture du Yalu-Tsangpo qui représente la zone de collision entre l'Inde et l'Asie (Fig. I-6). Le Sud de cette suture, ou Nord Himalaya, correspond à la Tethys, limité au Sud par la haute chaîne himalayenne. Le bloc de Lhassa, constitué d'un socle Cambrien, faisait partie du Gondwana au moins jusqu'au Permien. Des formations carbonatées et des volcanites du Crétacé ont été reconnues dans la partie nord du bloc.

## 2. L'évolution tectonique de la Chine au Phanérozoïque

Depuis longtemps, la Chine est considérée comme le résultat d'accrétions successives de plusieurs blocs continentaux peu déformés. Ils sont séparés par des zones de sutures ou des grands décrochements (Fig.I-2) (par ex. Huang, 1959, 1978; Burret, 1974; Molnar et al.,1975; Tapponnier et al., 1986; Klimetz, 1983; Sengör, 1984; Mattauer, 1985). Ces blocs se sont accrétés successivement au cours de l'évolution tectonique présentée sur la figure I-7.

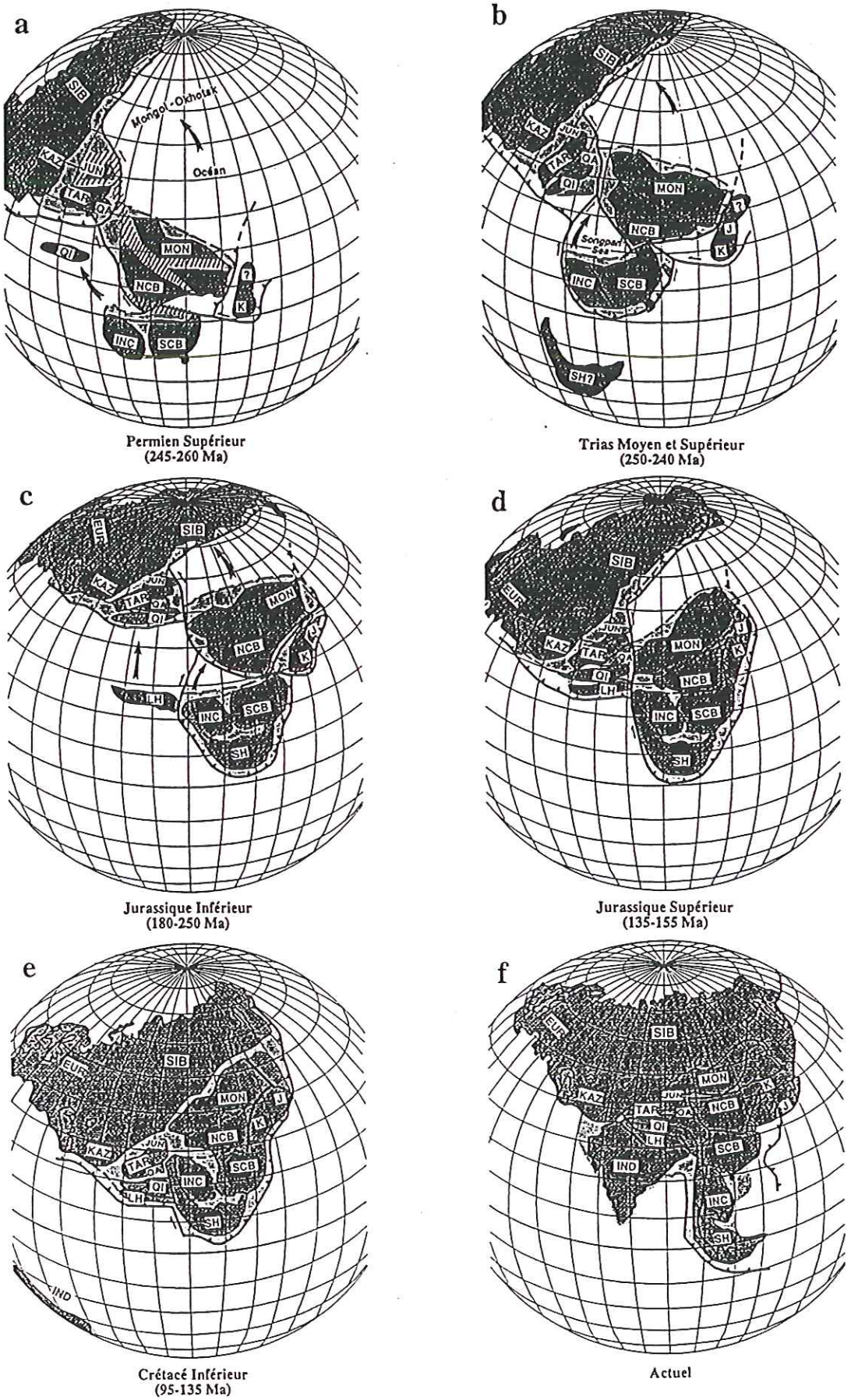



Fig. I-7 Reconstitution paléomagnétique du Permien à l'actuel (d'après Enkin et al., 1992)
Les principaux blocs sont EUR : Europe, INC : Indochina, IND : Inde, K : Corée et Shandong, KAZ : Kazakhstan, J : Japon, JUN : Junggar, LH : Lhassa, MON : Mongolie, NCB : Chine du Nord, QA : Qaidam, QI : Qiangtang, SCB : Chine du Sud, SH : Shan Thaï, SIB : Sibérie, Tar : Tarim.

Du Sinien au Cambrien inférieur, les cratons de la Chine sont stables. Il y a des sédiments glaciaires dans le Sinien et des schistes houillers dans le Cambrien inférieur. Dans l'Ouest de la Chine, la plaque de Qaidam rentre en collision avec la Chine du Nord. Il se forme alors une zone de suture complexe représentée par les montagnes de Qilianshan. Pendant ce temps, il y a une subduction à vergence sud au Nord du bloc de la Chine du Nord (NCB), on trouve ainsi des ophiolites en Mongolie intérieure. Le métamorphisme de haute pression lié à cette subduction est représenté par le groupe de Wenduermiao (Fig. I-8 ). Au Dévonien, le SCB s'est séparé de l'Australie, il fait mouvement vers le Nord et se rapproche du NCB. Au Paléozoïque inférieur, le NCB et SCB ont un mouvement commun vers le Nord. Pour certains auteurs (par exemple Mautauer et al., 1989), la collision entre NCB et SCB est réalisée avant le Dévonien. La consolidation finale entre NCB et le bloc Mongol a eu lieu au Permien supérieur (Huang, 1978; Nie et al., 1990). Une autre collision s'est produite entre le Tarim et le Junggar. Le bloc Mongolie-NCB migre vers le Nord le long d'un grand décrochement senestre de direction N-S et la Sibérie tourne dans le sens horaire ce qui ferme l'océan Mongol-Okhostsk au Permien (Enkin et al., 1992, Fig.I-7).

Pendant le cycle Paléozoïque supérieur, il y a de grandes collisions dans le Nord de la Chine dans les provinces du Xinjiang et de Mongolie intérieure (Fig. I-1). L'une d'elles, entre le bloc Sibérie d'une part et les blocs Tarim et Chine du Nord forme la suture de Xilamulun (Fig.I-2). Une autre suture, la suture de Jinsha, résulte de la collision de la plaque du Tarim avec la plaque Nord Tibétaine (ou bloc du Qiangtang, Fig.I-6). D'après les résultats stratigraphiques et paléomagnétiques, la collision entre SCB et NCB a commencé au Permien, le SCB a subi une rotation horaire d'environ 60° par rapport au NCB et un océan a persisté jusqu'au Trias (Zhao et Coe, 1987; Enkin et al., 1991). Ceci est en accord avec l'hypothèse de Nie et al. (1994) en faveur d'un diachronisme lors de la fermeture de cet océan, qui se serait produite au Permien à l'Est mais au Trias-Jurassique moyen à l'Ouest des Qinling. De même, Mattauer et al.(1991) proposent que la chaîne de Qinling représente vraisemblablement une déformation intracontinentale d'âge Trias supérieur ou 'Indosinienne' qui vers l'Est prolonge la chaîne de Songpan-Ganze. Au Trias, le Qaidam est entré en collision avec le Tarim et est devenu une partie de la marge sud de l'Eurasie, le long de laquelle l'ensemble NCB-Mongolie a continué à glisser vers le Nord. Au Trias-Jurassique inférieur, le bloc du Qiangtang entre en collision avec le Tarim (Enkin et al., 1992) et devient la marge sud du bloc Eurasie (Fig. I-7).

Au Jurassique supérieur débute la collision entre le bloc de Lhassa (Tibet Sud) et le bloc de Qiangtang (Tibet Nord). Le bloc de Lhassa est incorporé à la marge Eurasienne, le métamorphisme dû à cette collision a été daté par la méthode U-Pb sur sphène à 171 ± 6 Ma (Xu et al., 1985). La bordure orientale de l'Asie constituée par l'ensemble des blocs sibériens,

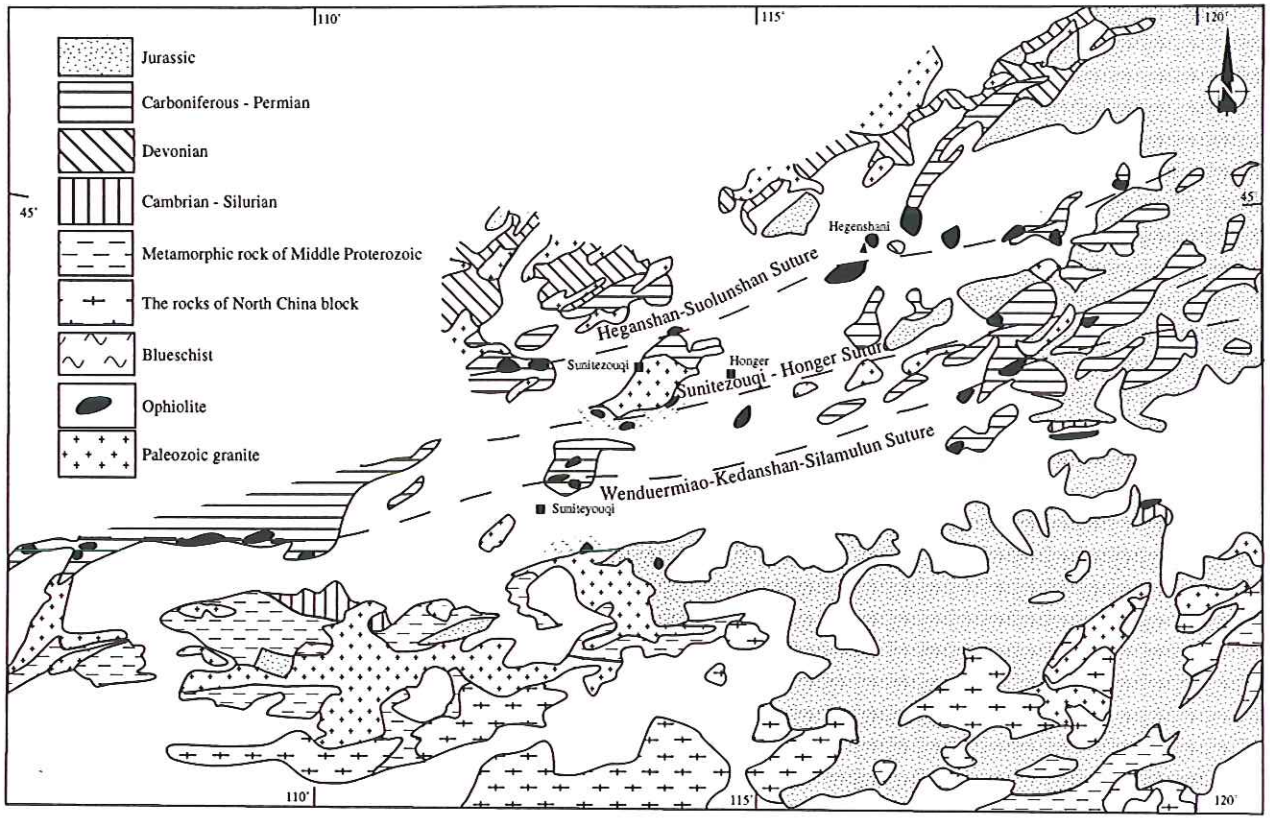



Fig. I-8 Carte géologique et tectonique de la limite nord du bloc de Huabei
(Modifié d'apres Wang Quan et al., 1986)

Mongolie, NCB, et SCB, est une marge active sous la quelle disparaissent les lithosphères qui constituent des proto-plaques Pacifique. Plusieurs zones de suture sont identifiées : Nord de la mer d'Okhotsk, Sikhote-Alin, Japon, Ouest Philippines. Ainsi il semble que des microcontinents soient venus s'accréter à l'Asie (Faure et Natal'in, 1993).

Au Jurassique, le SE asiatique est composé des unités tectoniques suivantes: Indochine, SCB, NCB, Mongolie. Elles glissent toutes vers le Nord. Au Crétacé inférieur, l'océan Mongol se ferme, les blocs eurasiens, SCB et NCB sont suturés et garderont cette configuration jusqu'à la collision de l'Inde (Enkin et al., 1992).

Entre 110 et 85 Ma, I'Inde se rapproche de l'Eurasie et à partir de 85 Ma, elle se déplace rapidement vers le Nord à une vitesse comprise entre 10 et 15 cm/an. Pendant ce temps la Téthys se ferme progressivement vers le Nord sous le Sud-Tibet, ce qui induit sur la bordure méridionale du bloc Sud Tibet une chaîne de type andin avec un plutonisme et un volcanisme calcoalcalin. Ce batholite transhimalayen fonctionne entre 103 et 40 Ma. Les granitoïdes (granites, diorites, granodiorites) de la chaîne du Gangdese dans la région de Lhasa-Xigaze (Tibet), formés à l'aplomb de cette zone de subduction sont datés par la méthode U-Pb sur zircon entre 94 et 41 Ma (Schärer et al., 1984). La subduction de la lithosphère océanique de la Téthys sous la marge continentale eurasienne (bloc de Lhassa) a

duré au moins 50 Ma dans la région de Lhassa et 40 Ma dans la région du Ladakh (Schärer et al., 1984).

## 3. Les Grandes Chaînes Orogéniques de Chine

### 1). Chaîne de l'Altay

En Chine, la zone orogénique de l'Altay, couvre la grande région Altay-Almanty (Fig. I-4). Le secteur de l'Altay comprend trois éléments différents : 1) des roches du Paléozoïque supérieur dérivées de la croûte océanique et des sédiments. 2) près de la zone d'Irtysh, une suite ophiolitique et ses sédiments associés, métamorphisés dans les faciès amphibolite à granulite. 3) toutes les formations sont recoupées par des granites du Paléozoïque supérieur qui correspondraient aux niveaux profonds d'un arc volcanique (Coleman, 1989). La zone du mélange ophiolitique d'Almanty-Irtysh (Fig. I-4) représente la collision de la plaque du Junggar avec la plaque Sibérie au Dévonien supérieur–Carbonifère inférieur. La zone métamorphique à disthène-sillimanite dans la zone plissée Erqishi représente la collision continentale au Carbonifère inférieur (He, 1990).

### 2). La chaîne du Tianshan

La chaîne du Tianshan est séparée en Tianshan Oriental et Tianshan Occidental par la faille de Kelameli-Yilianharbir (Fig. I-4).

Le Tianshan Oriental

Le Tianshan oriental est divisé en trois grandes zones : au Nord du bassin de Turfan-Hami (Tu-Ha), la chaîne du Tianshan Nord, d'âge Paléozoïque supérieur et au sud du bassin de Tu-Ha, deux secteurs d'âge Paléozoïque inférieur; le Tianshan central et le Tianshan sud. Le Tianshan Nord est séparé du bloc Sibérie par la suture dévono-carbonifère de Kelameli-Meiqinwula. A l'Est du Tianshan, particulièrement au sud de Toksun, les volcanites calc-alcalines d'arc indiquent qu'il y aurait eu à l'Ordovicien une subduction vers le sud de croûte océanique sous la plaque du Tarim (Ma, 1990). Le Tianshan sud est séparé de la plaque du Tarim par la suture Aqikekuduge-Weiya, représentant une subduction vers le sud.

Tianshan Occidental

La chaîne du Tianshan occidental (partie chinoise) s'étend d'Est en Ouest sur près de 1500Km. Elle sépare le bassin du Tarim au sud du bassin du Junggar au Nord. Deux sutures paléozoïques sont décrites dans le Tianshan Ouest : la suture sud du Tianshan central, définie comme une marge active accrétée à la bordure Nord de la plaque du Tarim qui était une marge continentale passive à la fin de Carbonifère inférieur. La suture Nord du Tianshan central correspond à la collision entre la marge active située au Nord du bloc Yili-Tianshan central et la marge sud du bloc du Junggar. Cette collision est précédée par la subduction vers le sud d'âge Carbonifère inférieur, du paléo-océan du Junggar sous la marge Nord du bloc

Yili-Tianshan central au niveau de laquelle ont pris place un arc insulaire et des granitoïdes. L'absence de granitoïdes et de roches volcaniques du Paléozoïque moyen laisse à penser que la subduction s'est arrêtée entre le Silurien moyen et le Dévonien moyen. Toutefois la reprise de la subduction de cet océan a créé un arc volcanique et un bassin d'arrière-arc entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur. A la fin du Carbonifère inférieur toutes les plaques de la Chine du Nord-Ouest (Tarim, Yili-Tianshan central et Junggar) sont collées ensemble, et les événements tectoniques du Paléozoïque se terminent (Gao, 1998).

**3) La zone plissée de Mongolie (dans sa partie Chinoise)**

*A. L'orogenèse intra-plaque de Yanshan*

La zone de Yanshan, située au Nord du craton de Chine du Nord, bute au Nord contre la ceinture plissée d'Asie centrale (Mongolie). Etendue d'Est en Ouest, la chaîne de Yanshan comprend un socle de roches cristallines archéennes, des roches non métamorphiques Protérozoïques et des formations phanérozoïques discordantes. Le Trias supérieur est présent localement et consiste en des roches clastiques discordantes sur le Permien ou le Trias inférieur. Le Jurassique, qui comprend des formations clastiques et charbonneuses et des unités volcano-sédimentaires continentales, recouvre les unités antérieures avec une discordance. Il y a de nombreux granites jurassiques et crétacés qui recoupent toutes les formations. Cette chaîne est caractérisée principalement par un chevauchement E-W à vergence Nord, des failles inverses, des plis à grand rayon de courbure affectant toutes les formations. D'après les âges isotopiques et les âges stratigraphiques, ces événements sont datés du Mésozoïque inférieur (Chen, 1998).

*B. La zone plissée du Nord de NCB*

Actuellement au Nord du NCB, on trouve quelques zones ophiolitiques de plus en plus récentes du Sud vers le Nord. On reconnaît une zone de suture majeure qui s'étend vers l'Est par Xilamulun jusqu'à Yanbian à l'Est de la Province de Jinlin Province et en Corée du Nord (FigI-2). Mais l'âge de la collision serait différent d'Ouest en Est : à l'Ouest, l'âge de la subduction est Silurien et à l'Est, dans la région de Yanbian et Corée du Nord, il est Permien (Shao, 1995). Il y reste encore beaucoup de choses inconnues.

(1) La suture du Paléozoïque inférieur (Calédonienne) :

Pour la zone de suture calédonienne, on peut séparer deux zones d'ophiolites dont les âges sont Ordovicien et Silurien supérieur.

La zone de Wenduermiao-Kedanshan-Silamulun

L'ophiolite est distribuée dans la zone Wenduermiao Kedanshan et vers l'est jusqu'au Xilamulun. Dans la région de Wenduermiao (Fig. I-8 ), les roches sont métasédimentaires et métavolcaniques. Les âges des ophiolites sont Ordovicien : 446 Ma, (Sm-Nd roche totale),

442, 455 (U-Pb, apatite))(Tang, 1996). Les roches sédimentaires du Silurien supérieur sont discordantes sur les ophiolites.

La zone de Sunitezouqi-Honger

Au Nord de Wenduermiao, il y a une ophiolite recouverte en discordance par des calcaires d'âge Silurien supérieur à Dévonien inférieur, l'âge radiométrique (Sm-Nd) de l'ophiolite est de 409 Ma (Shao, 1996).

(2) La suture Paléozoïque (hercynienne)

La zone de Hegenshan-Suolunshan

L'ophiolite de Hegenshan-Suolunshan est datée du Carbonifère inférieur-Permien moyen d'après les roches volcaniques. Elle est recouverte par des roches datées du Permien moyen (Groupe Zheshi). L'âge Sm-Nd, de l'ophiolite est 403 Ma (Dévonien inférieur). Cette zone se prolonge vers à l'Ouest sous le bassin de Junggar, en Mongolie du Sud et Kelameili, et vers l'Est elle arrive à Aihui dans la province Heilongjiang.

Le mélange ophiolitique d'Engerwusu

Les roches du mélange d'Engerwusu, Alaxa, en Mongolie intérieure à l'Ouest de la zone Sunite Zhuoqi-Honger, représentent la collision du Tarim avec NCB (Wang, 1994). La matrice du mélange est formée par des siltstones, grauwackes et grès d'âge Carbonifère. Dans le mélange, un gabbro est daté à 356.4±6.5 Ma (K-Ar) et 380 Ma (U-Pb). Les granites sont datés à 228.5 Ma (U-Pb). Par contre, la formation molassique du Trias supérieur n'est pas déformée (Gao, 1996). On pense que ce mélange est formé pendant Permien supérieur ou le Trias inférieur.

**4) Chaîne de Qilianshan**

La chaîne de Qilianshan située à la limite des Province de Gansu et Qinghai (Fig. I-2), est une chaîne du Paléozoïque inférieur. Elle est séparée en trois zones : Nord, Centrale et Sud. L'océan de Qilian s'est ouvert pendant le Protérozoïque supérieur ou le Paléozoïque inférieur, la chaîne du Qilian central est séparé du bloc de Chine du Nord par un rift. Après la séparation entre le Qilianshan et le NCB, l'aulacogène de la chaîne de Helanshan se développe. A partir du Cambrien, le microcontinent du Qilian central remonte ver Nord pour entrer en collision avec le NCB, formant une zone de subduction, un arc et un bassin arrière-arc. A l'Ouest du Qilianshan, les ophiolites forment des nappes à vergence Nord qui chevauchent des roches du Cambrien moyen. Au Sud du Qilianshan Central, une zone de suture ophiolitique est formée par une unité d'ophiolite, des volcanites d'arc et une unité sédimentaire clastique, métamorphisée dans le faciès schiste bleu et éclogite. D'après les phengites des schistes bleus, l'âge de la subduction est de 460-440Ma (K-Ar) ou 460-380 Ma (Ar-Ar) (Zuo et al., 1996). Au Nord, il existe aussi un mélange ophiolitique formé par des

serpentinites, gabbro, basaltes en coussins, diabases, radiolarites et des schistes bleus. L'âge des schistes bleus est de 409 Ma (Ar-Ar). Dans la partie est du Qilianshan, pendant Ordovicien moyen, l'océan de Qilian est subducté vers Nord et forme des schistes bleus datées à 460 Ma, les ophiolites chevauchent des turbitites du Cambrien moyen. La suture du Qilianshan méridional sépare les microcontinents de Qilianshan et Qaidam, l'âge de la collision est Silurien (Fig. I-6).

**5) Chaîne de Kunlun, Songpan-Ganzi, Qinling-Dabie**

*A. Kunlunshan*

La chaîne du Kunlunshan marque une grande zone orogénique en Chine centrale qui s'étend du Pamir à l'Ouest à la chaîne du Qinling à l'Est sur une distance de plus de 2000km (Fig. I-5, I-6). Le long de la bordure nord du plateau du Tibétain, la chaîne du Kunlun représente la limite entre les domaines paléogéographiques Téthysien-Himalayen au sud et Paléo-Asiatique au nord.

La Chaîne du Kunlun Occidental

Une faille majeure, l'Altyn-Tagh, divise la chaine du Kunlun en parties Est et Ouest (Fig. I-5). La chaîne du Kunlun occidental se situe entre le bassin du Tarim au Nord et le bloc de Qiangtang au Sud. Trois zones tectoniques, limitées par une grande faille, y sont reconnues (Jiang et al. 1992; Fig. I-5). La zone du Nord est une zone plissée d'âge Paléozoïque supérieur, elle contient une séquence sédimentaire d'âge Paléozoïque supérieur, une suite ophiolitique du Carbonifère et des intrusions de granite. Il y a encore des schistes précambriens et les roches sédimentaires du Paléozoïque inférieur. La zone centrale est formée par des plutons de granite dont l'âge varie depuis le Paléozoïque moyen jusqu'au Mésozoïque inférieur et qui font intrusion dans les roches précambriennes et les roches métamorphiques du Paléozoïque supérieur. La zone du Sud est composée d'une épaisse séquence de grès et de pélites du Trias recouverte en discordance par des strates marines du Jurassique et du Crétacé. Des plutons granitiques d'âge Crétacé inférieur à supérieur recoupent les séries sédimentaires.

La Chaîne du Kunlun Oriental

Trois zones tectoniques sont connues dans le domaine du Kunlun oriental, mais elles ne sont pas simplement la continuation de celles de l'Ouest (Fig. I-5). La partie Nord contient des sédiments marins de l'Ordovicien avec beaucoup basaltes en coussins métamorphisés. Sur les sédiments ordoviciens sont superposés en discordance des grès et conglomérats marins du Dévonien, puis des roches calcaires et des sédiments clastiques de Carbonifère et Permien inférieur. Enfin les intrusions de granite du Paléozoïque supérieur sont très bien représentées (Jiang et al. 1992). La zone centrale est constituée principalement par des roches granitiques, dont les âges vont depuis le Paléozoïque supérieur au Mésozoïque. Il y a également des

schistes Protérozoïque, grès, conglomérats et volcanites du Dévonien, des calcaires et sédiments clastiques du Carbonifère. Comme dans la partie Ouest, la zone du Sud, contient des strates du Précambrien, de l'Ordovicien et du Mésozoïque inférieur. De plus, dans cette zone, une séquence tertiaire chevauche vers le Sud et témoigne de la réactivation des structures anciennes lors de la collision himalayenne.

Les zones d'ophiolites

Le long de la Faille Centrale du Kunlun Oriental, il y a une ceinture ophiolitique d'âge Cambrien ou Paléozoïque inférieur qui s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres et qui correspond à la collision entre le Kunlun du Sud et le Kunlun du Nord (Fig. I-5).

L'ophiolite du Kunlun Occidental qui s'étend sur 600 km en Chine se poursuit à l'Ouest jusqu'en Afghanistan et à Est, elle s'arrête soudain contre la faille de l'Altyn-Tagh.

Sur la limite du Sud Kunlun oriental, une ceinture ophiolitique s'étend sur 1200 km. Son âge Permien (260Ma) est déterminé par celui d'un basalte (Rb-Sr, roche totale).

*B. La Chaîne de Songpan- Ganze*

C'est une zone complexe, limitée à l'Ouest par la suture de Jinsha, au Nord par la chaîne de Kunlun et Qinling ainsi qu'à l'est par le chevauchement du Longmenshan (Fig. I-2, I-6). Cette zone forme un triangle presque entièrement composé de flyschs plissés d'âge triasique et de granites du Mésozoïque.

La chaîne de Songpan-Ganze a été interprétée comme une "prisme d'accrétion" accompagnant une subduction océanique à pendage Ouest ou Nord-Ouest (Mattauer et. al., 1985). Les sédiments plissés se sont avancés du Nord vers le Sud (ou du NW vers le SE) sur la bordure amincie du bloc Sud Chinois par l'intermédiaire d'un grand décollement ductile localisé dans la couverture sédimentaire (sur les niveaux du Silurien et du Dévonien) désolidarisée du socle du protérozoïque du Yangtze. La datation des massifs granitiques post orogéniques qui recoupent les déformations majeures associées au décollement donnent un âge de 197 ±6 Ma (Xu et al. 1985).

*C. La Chaîne des Qinling-Dabie*

La Chaîne des Qinling s'entend sur plus 2000 km à travers la Chine centrale. Elle est formée par la collision de NCB et SCB. Dans la partie est, le massif du Dabieshan expose des roches ultra-métamorphiques, mais l'âge de la collision est débattu depuis plus de 10 ans (Mattauer et al. 1985, G. W. Zhang, 1996, X. M. Zhai, 1998; Fig. I-3). Dans la partie Nord des Qinling il y aurait des ophiolites du Paléozoïque moyen correspondant à la suture de Shangdan. Les événements métamorphiques principaux se produisent pendant le Silurien et le Dévonien inférieur, mais il existe encore un évènement métamorphique dans le Carbonifère

qui sépare le Qinling du Nord et le Qinling du Sud (X.M. Zhai, 1998). D'après Meng (1999), la suture du Sud ou suture de Mianlüe représenterait la subduction de la Chine du Sud sous le Qinling du Nord et du NCB du Permien supérieur au Trias moyen. Dans l'Est du Qinling, la chaîne de Dabieshan est bien connue par ses roches de ultra-haute pression (UHP) à coesite et diamant, (Okay, et al., 1993). Les âges obtenus par diverses méthodes : U-Pb ou Sm-Nd sur les éclogites varient de 218 à 240 Ma (Ames, 1993; Rowley et al.,1997 ; Hacker, 1995), sont interprétés comme l'âge de la subduction continentale du bloc de Chine du Sud sous celui de Chine du Nord au Trias supérieur pendant le cycle Indosinien. Dans les chapitres suivants nous nous intéresserons à la structure d'ensemble et à l'évolution tectonique du Dabieshan. Nos propre observations ne s'accordent pas avec l'existence d'une suture permo-triasique dans le Sud du Dabieshan comme le propose Meng (1999) .

**6) La Chaîne de Gangdese (Bangong-Nüjiang)**

La suture de Bangong-Nüjiang sépare les blocs de Qiangtang et de Lhassa. Les mélanges rencontrés le long de la Chaîne de Gangdese contiennent des fragments ophiolitiques (Fig. I-6). Le massif ophiolitique de Dongcou est d'âge Jurassique et les péridotites sont recouvertes en discordance par les strates du Crétacé inférieur.

**7) La suture de Yalu-zangbo et la chaîne himalayenne**

Cette suture qui borde le nord de la chaîne de l'Himalaya comprend une zone étroite de quelques kilomètres de large formée de mélanges ophiolitiques à fort pendage vers le Sud (Fig. I-6). La suture sépare la plaque indienne du bloc du Tibet, elle est datée du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur.

La chaîne Himalayenne est le résultat d'un épaississement de la croûte continentale indienne. Elle est formée par l'intermédiaire de grands chevauchement à pendage nord parallèles la chaîne (Fig. I-6). Depuis le début de la collision, deux grands chevauchements crustaux : MCT (Main Central Thrust) et MBT (Main Boundary Thrust) ont été actifs successivement. Le MCT est un grand chevauchement ductile formé de gneiss très déformés (Brunel, 1986). Le MBT est situé au Sud du MCT, il s'est formé tardivement et est encore actif à l'heure actuelle. Dans le Haut Himalaya, les séries sédimentaires de la plaque indienne sont décollées vers le nord par la faille normale ductile Nord-Himalayenne. Des plutons de leucogranites syntectoniques datés entre 24 Ma et 9 Ma jalonnent aussi cette faille normale. Ils caractérisent une tectonique extensive contemporaine de la convergence indienne.

Les chevauchements Himalayens ont absorbé une partie importante du raccourcissement qui est estimé entre 250 et 500 Kilomètres. Une partie du raccourcissement

peut également avoir été absorbée par subduction de la croûte continentale indienne sous le Tibet (Mattauer, 1998; Van der Voo et al., 1999).

# Chapitre II.

# La Géologie de la Chine du Sud

Le bloc de la Chine du Sud (SCB) est composé de trois parties, du NW vers le SE : la plaque du Yangtze, la zone plissée de la Chine du Sud et le bloc de Huaxia (Figure II-1).

## 1. La plaque du Yangtze

La plaque du Yangtze peut se subdiviser en deux parties, le craton du Yangtze proprement dit et le Paléo-Jiangnan ou Jiangnangulu (Huang, 1978; Ren et al., 1989) encore appelé Paléo-arc de Jiangnan (Guo et al. 1980, 1984) qui correspond à une zone plissée au Mésoprotérozoïque et Néoprotérozoïque. On y distingue les chaînes de Jiulingshan et Xuefengshan. La limite Sud de la plaque du Yangtze correspond à la grande faille de Jiangshao (Figure II-1).

### 1) Le craton du Yangtze

Le craton du Yangtze qui s'étend au Sud de la chaîne des Qinling-Dabie est limité à l'Est par la chaîne du Xuefengshan dans la province du Hunan et à l'Ouest par celle du Hengduanshan dans la province du Yunan (Fig. I-1). La frontière Sud du craton du Yangtze limitant celui ci de la zone orogénique du Jiangnan n'est pas clairement définie.

Lithostructuralement, le socle du craton du Yangtze est séparé en deux parties : un ensemble gneissique inférieur d'âge Paléo-protérozoique et un ensemble supérieur de roches sédimentaires peu ou pas métamorphiques. Le substratum cristallin inférieur se trouve dans l' Est du Yunnan (Groupe Dahongshan), où il est daté à 1900 Ma (U-Pb sur zircon, Dong, 1987) et dans l'Ouest du Sichuan où des âges de 2332+133 (-94) Ma, ont été obtenus en U-Pb (Jiang, 1987). D'autres roches métamorphiques d'âge Paléoprotérozoïque sont connues dans la province du Hubei (Groupe Kongling, 2375Ma, Jiang et al., 1983) et au Nord du Guangxi (comme par exemple le granite de Motianling, 2860 Ma, U-Pb, Zircon, Shi, 1976). Des roches anciennes de plus de 1Ga sont reconnues ponctuellement dans les provinces du Jiangxi et du Jiangsu. Ce socle est également identifié par forage dans la région de Shanghai où des gneiss sont datés à 1123±27 Ma en Rb-Sr.

Les données géophysiques obtenues dans la partie orientale du craton de Yangtze, montrent que sous les roches peu métamorphiques il y a des roches avec une vitesse de propagation des ondes sismiques importante, une densité élevée, un magnétisme très fort et une résistivité électrique importante. Ces caractères géophysiques sont interprétés comme la signature de roches métamorphisées dans un faciès de haut grade de type granulite ou amphibolite de haute température.

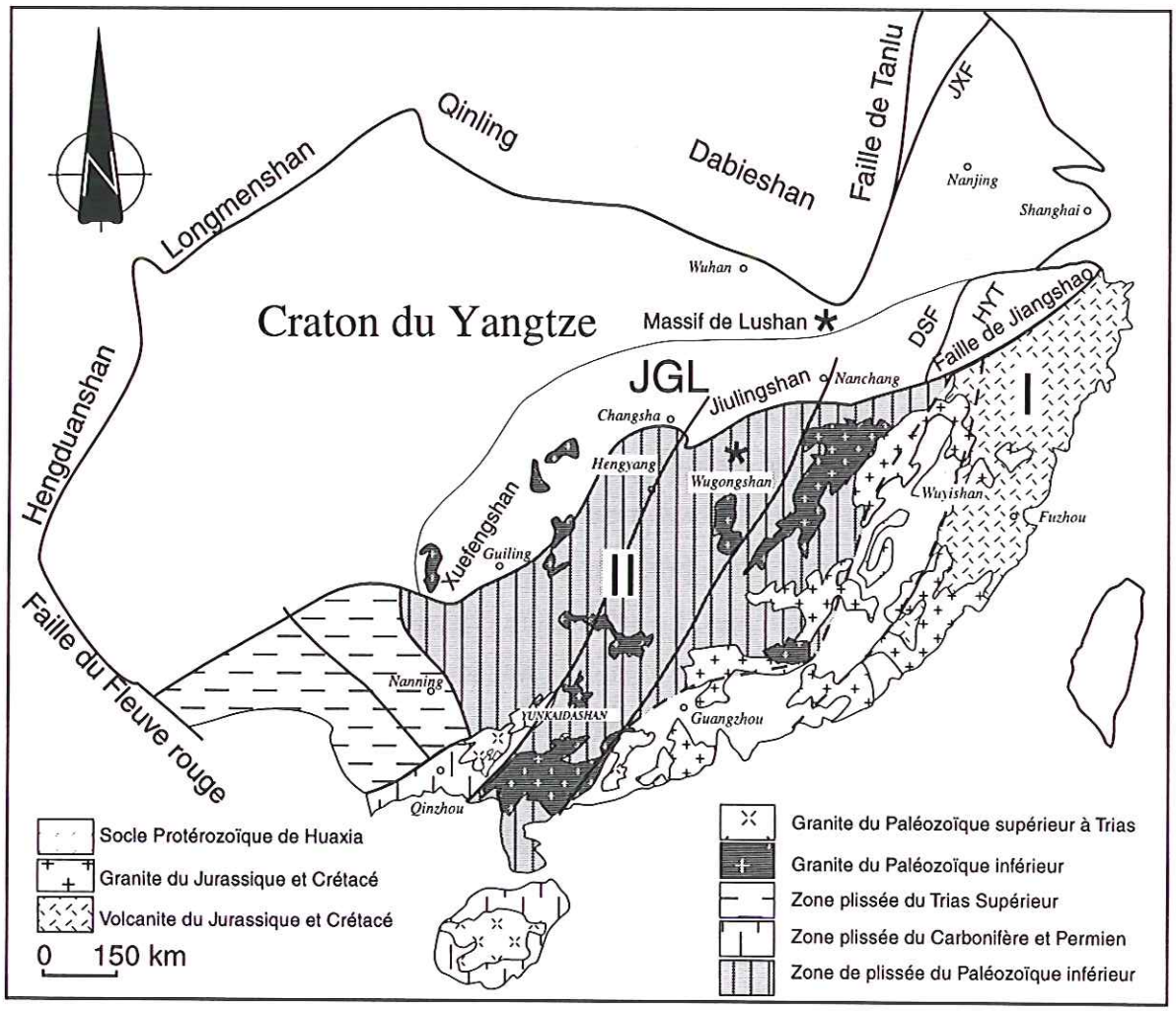



Figure II-1. Carte géologique de la Chine du Sud
(Modifié d'aprés Yang et al. 1984; Shui, 1987, Hsu, et al. 1990)

I. Bloc de Huaxia
II. Zone plissée de la Chine du Sud

JXF: Faille de Jiashan-Xiangshui
DSF:Faille de Dongxiang-Shexian (Faille de NE-Jiangxi)
JGL: Jiangnangulu (Paléo-Jiangnan)
HYT: Huaiyu Terrane

En ce qui concerne les roches peu ou pas métamorphiques, on distingue également deux parties. La partie inférieure ou Groupe Lengjiaxi est formée par des turbidites datées du Paléoprotérozoïque ou Mésoprotérozoïque et métamorphisées dans le faciès schiste vert de basse température. Au-dessus, on trouve un ensemble de grès feldspathiques continentaux remaniant un volcanisme andésitique appelé groupe Banxi dans les provinces du Zhejiang, Jiangxi et Anhui. Dans la province du Hunan et du Guangxi, les roches attribuées au Groupe Banxi sont des flyschs et des ardoises. Le groupe Banxi est tectonisé et contient des écailles d'ophiolites. Il est paléontologiquement daté du Mésoprotérozoïque à Néoprotérozoïque (Protoleiosphaeridium infriatum, Leiominuscula minuta, JBGMR, 1984). Mais comme la couverture sédimentaire discordante du Groupe Banxi est d'âge variable selon les régions, par exemple, dans le Hunan, le groupe Banxi est recouvert en discordance par les formations du Dévonien, certains auteurs ont supposé que la tectonique était Paléozoïque inférieur (Haynes, 1990) ou même que le métamorphisme était d'âge Trias moyen (Hsü et al., 1988, 1989, 1990). Cette dernière hypothèse est incompatible avec les observations de terrain. Le socle du craton du Yangtze est recouvert en discordance par des roches sédimentaires dont l'âge va du Néoprotérozoïque (Sinien) au Crétacé. Ce séries sont bien sûr déformées mais rarement métamorphiques sauf dans quelques massifs comme celui de Lushan qui sera étudié de manière détaillée dans la suite de ce travail.

### 2) Le Paléo-Jiangnan

Le Paléo-Jiangnan qui est appelé aussi l' anticlinorium de Jiangnan ou le paléo-arc insulaire de Jiangnan, est composé des chaînes du Jiulingshan et du Xuefengshan. Géographiquement, les structures dessinent une forme en arc de direction moyenne ENE-WSW qui s'étend sur plus de 1000 km, pour une largeur de près de 120km. Il est situé au Sud de la plaque du Yangtze et sa limite Sud est une limite majeure avec la zone plissée du bloc de Huaxia (Fig. II-1).

Le Paléo-Jiangnan est composé par des roches volcaniques et des sédiments du Mésoprotérozoïque et Néoprotérozoïque et de roches métamorphiques du faciès schiste vert. La zone de Jiangnan est recouverte en discordance par les sédiments clastiques non-métamorphiques du Sinien (Néoprotérozoïque, 600-800Ma). La structure anticlinale est relativement tardive puisque les sédiments paléozoïques et ceux du Trias sont impliqués dans la déformation.

### 3) La couverture sédimentaire de la plaque du Yangtze

Depuis le Sinien, les séries stratigraphiques de la plaque du Yangtze sont fossilifères et peu ou pas métamorphisées. Elles sont déformées par des plis et des failles.

Pendant la période allant du Sinien au Trias moyen, la plaque du Yangtze est stable, les dépôts sont en général en continuité. Au Sinien inférieur, les dépôts sont terrigènes : conglomérats, grès, grauwackes. Ils correspondent à une transgression. Les strates du Sinien supérieur sont des carbonates avec des niveaux de shales et de roches siliceuses. Mais dans quelques régions, comme dans l'Est de la province du Yunnan, il existe aussi une discordance. Cette observation ainsi que la présence de roches volcaniques calco-alcalines acides ou intermédiaires et de roches volcanoclastiques indique un mouvement tectonique à la fin du Protérozoïque.

Pendant le Paléozoïque inférieur (Cambrien, Ordovicien, Silurien) toutes les couches sont continues. Elles forment un cycle sédimentaire complet. A la fin du Silurien on observe une discordance avec les dépôts du Dévonien. Cette perturbation est appelée "le mouvement de Guangxi". Entre le Dévonien et le Carbonifère inférieur, les dépôts sont clastiques et continentaux. Au Carbonifère moyen et supérieur puis au Permien inférieur les sédiments carbonatés peu profonds prédominent. Les faciès du Permien inférieur sont des alternances entre des sédiments marins et des dépôts de charbons. A l'Ouest de la plaque du Yangtze, à cause de la collision de NCB et SCB et de la collision du bloc du Qiangtang avec le bloc du Tarim, il y a une discordance entre le Permien inférieur et le Permien supérieur.

Du Permien supérieur au Trias moyen, la plaque du Yangtze connaît une transgression. Les sédiments épais de plus de 2000 m ne sont pas perturbés. Au Trias supérieur, les strates sont plissées à cause de la collision continentale entre les blocs de Chine du Nord et de Chine du Sud.

Dans Est de la plaque du Yangtze, au Sud de la province du Jiangsu, il existe une discordance entre le Trias moyen supérieur terrigène (groupe Huangmaqing) et le Trias inférieur carbonaté semblable aux formations du Permien (groupe Qinglong). Cette discordance qui est également très développée dans le Jiangxi, est fondamentale dans l'histoire tectonique de la Chine du Sud. Sa signification sera discutée à la lumière de nos observations structurales dans la suite de ce mémoire. A partir du Jurassique et jusqu'au Cénozoïque, les sédiments sont toujours des roches clastiques continentales. Pendant le Jurassique et le Crétacé, à l'Ouest du craton du Yangtze, dans les grands bassins du centre de la province du

Sichuan sont constitués de couches rouges qui contiennent parfois des dépôts de charbons (surtout dans le Jurassique inférieur). L'épaisseur totale des dépôts voisine les 4000m. Dans le même temps au centre de la province du Yunnan, les sédiments sont des grès roses, dont l'épaisseur est presque de 10000m. A l'Est du craton du Yangtze dans les provinces du Jiangsu, Anhui et Zhejiang les dépôts continentaux, fluviatiles ou lacustres forment de bassins d'étendue kilométrique avec parfois quelques petits gisements de houille.

## 2. Le bloc de Huaxia

Initialement en 1924, Grabau a défini la 'Cathaysia' comme un continent pré-Dévonien de Chine méridionale. Actuellement, certains auteurs distinguent au sein de la Cathaysia un domaine plissé au NW et un socle précambrien appelé 'bloc de Huaxia' au SE. Les limites de ce bloc continental ne sont pas très claires. La limite Nord est parallèle à la faille Jiangshao, à l'Ouest, cette limite, orientée en moyenne NE-SW passerait à l'Ouest du massif du Wuyishan et dans celui du Yukaidashan dans la province du Guangxi. La limite méridionale du bloc de Huaxia passe dans la marge contientale de la mer de Chine méridionale (Fig. II-1). Les données géophysiques qui montrent une anomalie de gravité négative peuvent également être considérées comme un argument en faveur de l'existence du bloc de Huaxia. Les données de géochimie isotopique (Sr, Nd, Jahn, et al., 1990 ; Gilder et al., 1996) indiquent également l'existence d'une croûte continentale.

### 1) Le socle du bloc de Huaxia et sa couverture prédévonienne

Au Sud-Est de la faille Jiangshao (Fig.II-1), il existe des roches métamorphiques de haut grade, qui sont considérées par certains auteurs comme appartenant à un socle continental distinct du craton du Yangtze et dénommé le Bloc de Huxia (Shui, 1987 ; Hsü et al., 1990). Le socle de Huaxia affleure sous les roches volcaniques jurassiques le long de la côte et aussi dans des boutonnières plus ou moins grandes. Des roches métamorphiques attribuées au bloc de Huaxia sont bien représentées dans le massif du Wuyishan. Dans la géologie régionale des provinces du Fujian et du Zhejiang, ces roches sont rassemblées dans les groupes Mayuan et Chencai (ou Badu). Les principales roches du socle du Huaxia consistent en granulites, gneiss à biotite-silimanite, micaschistes à biotite-quartz et amphibolites. En outre, des roches métamorphiques précambriennes rencontrées en forage sont aussi attribuées au bloc de Huxia. Il s'agit des gneiss datés à 1465 Ma (Rb-Sr, roche

totale, Liang, 1988) du forage des îles Xisha dans la mer de Chine du Sud et des gneiss et granitoïdes de l'Est de la mer de Chine datés à 1680 Ma (Liu, 1986).

Ces roches métamorphiques sont recouvertes en discordance par du Sinien ou du Paléozoïque inférieur, qui est parfois métamorphisé dans le faciès schiste vert.

#### 2) La couverture du bloc de Huaxia

Des formations du Paléozoïque supérieur et Mésozoïque constituent la couverture qui repose en discordance angulaire sur les roches prédévoniennes. Le Dévonien correspond à une coupure majeure dans l'histoire de la Chine du Sud comme en témoigne la présence d'une discordance généralisée. Par exemple, dans le Sud du Jiangxi, le Dévonien moyen et supérieur est formé par des conglomérats à galets de quartz, des grès et des couches rouges dont l'épaisseur globale dépasse les 3000 m (JBGMR, 1984).

Après le Dévonien, les sédiments sont semblables dans toutes les parties du bloc de Huaxia. Il s'agit de carbonates marins peu profonds du Carbonifère, de calcaires avec des faunes de brachiopodes du Permien inférieur, de turbidites et de schistes argileux hémipélagiques avec des couches minces de calcaire argileux, de cherts à radiolaires et de charbons du Permien supérieur.

Pendant le Mésozoïque, les roches métamorphiques et les sédiments paléozoïques sont recouverts en grande partie par des roches volcaniques calcoalcalines du Jurassique et du Crétacéou bien recoupées par des plutons granitiques du Crétacé supérieur (Fig. II-2).

### 3. La zone plissée de la Chine du Sud (Huanan)

La zone plissée de la Chine du Sud s'étend au Sud de la faille de Jiangshao jusqu'à la mer de Chine du Sud et la faille du Fleuve Rouge selon une direction NE-SW. Sa limite orientale est l'Ouest du massif du Wuyishan. On distingue un "socle" Pré-Dévonien et une couverture plus récente (Fig. II-1).

#### 1) Le socle de la zone plissée de Huanan

Dans la zone plissée de Chine du Sud, les affleurements de Pré-Dévonien sont composés de roches métamorphiques de haut grade (micaschistes, gneiss, migmatites) et des roches moins métamorphiques (phyllites, ardoises, grès, tuffs). Au Sud du Jiangxi et

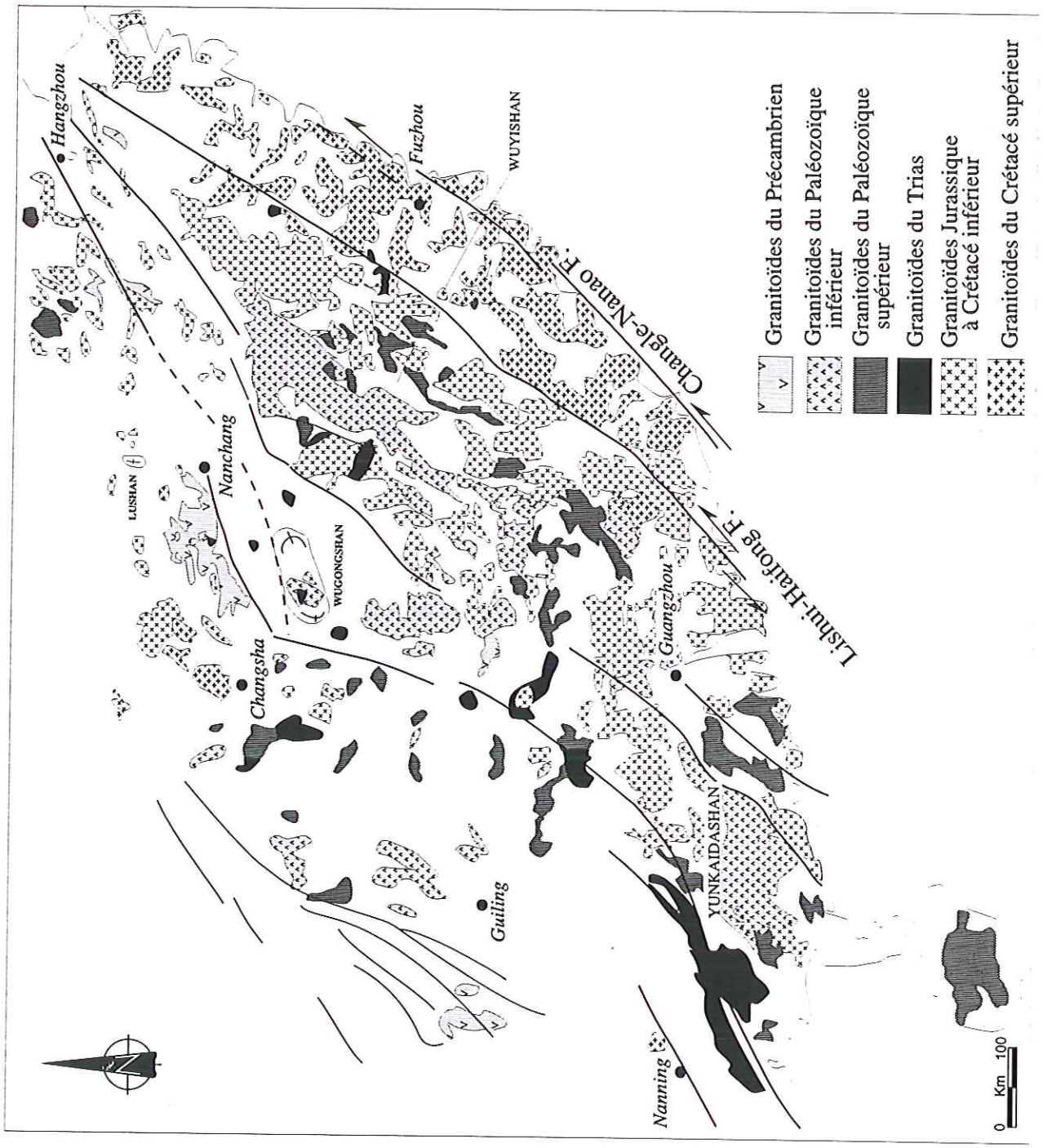



Figure II-2. Distribution des granitoïdes Chine du Sud ( Modifer d'après Jahn et al., 1990 et Faure et al., 1996)

au centre du Hunan, les roches d'âge pré-Sinien sont très semblables à celles du groupe Banxi dans la plaque du Yangtze.

Les couches du Sinien affleurent dans le Sud du Jiangxi, le Hunan et le Nord et l'Ouest du Guangdong. Le Sinien inférieur manque dans ces affleurements. Ces couches de Sinien sont formées par des métagrès, des ardoises et des turbidites, mais dans le détail, leur stratigraphie précise reste inconnue.

Les couches du Paléozoïque inférieur (Cambrien, Ordovicien et Silurien) sont formées de turbidites. Dans le détail, les flyschs du Cambrien sont des flyschs très gréseux, alors que ceux de l' Ordovicien sont plus pélitiques et siliceux. Le Silurien est constitué par des schistes argileux à Graptolites avec des niveaux de charbon. Au total, les sédiments de flyschoïdes ont une épaisseur de 6000 à 8000 m.

A la fin du Paléozoïque inférieur, un mouvement tectonique a causé une discordance entre le Dévonien et le Silurien ou le Présilurien.

**2) La couverture de la zone plissée de Huanan**

Les formations sédimentaires du Dévonien au Trias moyen reposent en discordance sur les couches plus anciennes. Les formations terrigènes parfois ferrifères du Dévonien de la zone plissée du Huanan sont considérées comme des dépôts molassiques.

Le Carbonifère contient des roches variées marines ou continentales comprenant souvent des couches charbon. Du Carbonifère moyen au Permien inférieur, les dépôts sont dominés par des formations carbonatées. Le Permien supérieur contient des roches siliceuses et des calcaires néritiques pouvant aussi contenir des dépôts de charbons.

Les couches du Trias inférieur et moyen sont formées par des dolomies et des sédiments clastiques.

D'après la nature des sédiments, la couverture de la zone plissée de Huanan est identique à la couverture de la plaque du Yangtze. Ce fait montre qu'après la tectonique du Paléozoïque inférieur, au plus tard, la zone plissée de Huanan, la plaque du Yangtze et le bloc de Huaxia ne forment plus qu'une seule une unité : le bloc de Chine du Sud (ou SCB, South China Bloc).Cependant, la région de Qinzhou dans la province du Guangxi, renferme des turbidites et des roches océaniques différentes du reste du SCB. Leurs structures et évolution géodynamique restent encore très mal comprises.

Dans le Sud-Est du Guangxi, dans la région du Qinzhou, la géologie est très différente des autres parties de la zone plissée de Huanan (Fig. II-1). Dans le Qinzhou, les plusieurs milliers de mètres de turbidites d'âge Ordovicien à Dévonien inférieur formant le "flysch de

Qinzhou" sont suivis entre le Dévonien supérieur et le Permien supérieur par des schistes argileux à graptolites, des schistes siliceux et carbonés, des cherts à radiolaires. dont l'épaisseur est de presque 1000m. Les deux séquences sont très plissées et recouvertes par des grès de type molasse du Permien supérieur. Des mélanges ophiolitiques sont également reconnus. La géologie complète de cette région ne sera pas présentée ici.

Dans le bloc de Chine du Sud, la discordance angulaire entre les Trias moyen et supérieur est interprétée comme la cause de la collision ente les blocs de Chine du Nord et du Sud. Au Nord du Guangdong, le Trias supérieur repose directement en discordance sur le Paléozoïque supérieur. Dans la plaque de Chine du Sud, cette déformation est responsable des grands plis anticlinoria et synclinoria d'axes N-S ou NNE-SSW. Du NW au SE, il s'agit des synclinorium de Guangxi - Hunan, l'anticlinorium de Yunkaidashan - Hunan central, des synclinorium de Jiangxi - Hunan- Guangdong et l'anticlinorium de Wuyishan - Jiangxi central.

Entre le Trias supérieur et le Jurassique inférieur, les sédiments sont les roches clastiques avec des couches de charbons intercalées. Le Jurassique moyen est représenté par des couches rouges continentales localisées dans les bassins de taille réduite. Entre le Jurassique et le Crétacé inférieur, de nombreux granites se mettent en place ainsi que des épanchements de roches volcaniques. Après le Crétacé supérieur, les formations sont toujours des roches clastiques continentales rouges limitées à de petits bassins.

## 4. Les roches magmatiques dans SCB

Les roches magmatiques sont très importantes dans l'évolution tectonique de la Chine du Sud. On distingue quatre groupes de granites séparés par leurs âges : les granites précambriens, les granites du Paléozoïque inférieur (Calédonien), les granites du Paléozoïque supérieur- Trias (Hercynien et Indosinien) et les granites du Mésozoïque (Yanshanien).

### 1) Les magmatismes du Néoprotérozoïque

Pendant le Mésoprotérozoïque, on reconnaît un événement orogénique de grande ampleur appelée le mouvement de Sibu. Il est scellé par la discordance angulaire du groupe Banxi. De nombreuses intrusions de granites acides ou intermédiaires se mettent en place pendant cette tectonique. Dans les régions de Jiulingshan (Province du Jiangxi et du Hunan) et Fanjingshan (Province du Guizhou) il s'agit de plagiogranites et de granodiorites dont les ages se situent vers 1063±95 Ma d'après une datation obtenue pour un granite de la province de Guizhou (Rb-Sr, RT, Yang, et al. 1984) ou 937 Ma pour les granites du Jiulingshan ($^{40}$Ar-$^{39}$Ar

sur biotite, Hu, 1985). Du point de vue géodynamique, ces granites sont considérés comme appartenant à un arc magmatique du à une subduction.

**2) Les magmatismes de Paléozoïque inférieur (Calédonien)**

L'existence régionale d'une discordance entre le Dévonien et le Silurien et l'abondance de granites suggère l'existence d'un événement tectonique pendant le Paléozoïque inférieur. D'après les recherches sur les granites de Paléozoïque inférieur, deux types de granites sont distingués : des granites de type I impliquant la fusion de la croûte inférieure et du manteau et des granites de type S formés par la fusion de sédiments ou de roches métamorphiques et de migmatites (Xu et al, 1989). Compte tenu de la distribution cartographique des plutons (Fig. II-2) et de leurs compositions chimiques tonalitique à granodioritique, certains géologues pensent que ces granites correspondent à une zone de subduction active au Paléozoïque inférieur (Jahn, et al., 1990). Cependant, pour d'autres, ces granites sont interprétés comme dus à une collision continentale vers 410-420 Ma (Sun et al., 1990).

**3) Le magmatisme du Paléozoïque supérieur-Trias (Hercynien et Indosinien)**

Ces granites sont distribué au centre de la zone plissée de Huaxia (au centre de la province du Jiangxi-Wugongshan, et au centre de la province du Hunan) et au Sud de la zone plissée de Huanan (à la chaîne de Nanling, Wuyishan, Yunkaidashan) et dans l'île de Hainan (Fig. II-2). Il s'agit de granite à biotite, granodiorite, adamellite et diorite quartzique. La signification géodynamique de ce magmatisme reste encore très mal compris.

**4) Les magmatismes du Mésozoïque (Yanshanien)**

Les roches volcaniques et plutoniques mésozoïques sont très développées en Chine du SE, en particulier dans les régions côtières des provinces de Fujian et du Zhejiang. Deux épisodes magmatiques formant le cycle Yanshanien, sont séparé par une discordance et indiquent deux cadres géodynamiques bien distincts. Pendant le Jurassique-Crétacé inférieur, le premier épisode est caractérisé par un magmatisme acide à intermédiaire avec des roches calco-alcalines riches en potassium et beaucoup d'ignimbrites. Il est contemporain de la subduction d'une plaque océanique PaléoPacifique sous la marge de la Chine SE qui serait une marge continentale de type Andin (Faure et al., 1989; Charvet, et al., 1994). Le deuxième épisode se produit pendant le Crétacé supérieur, il s'agit d'extrusions de basaltes tholeiitiques et d'ignimbrites acide. Les laves sont intercalées avec les couches rouges dans les bassins continentaux dont l'ouverture est contrôlée par des failles de NE-SW. Ces roches volcaniques

sont bimodales et correspondent à un environnement tectonique d'extension continentale et d'amincissement crustal.

## 5. Caractéristiques géophysiques

### 1) Le champ de gravité

Le champ de gravité diminue globalement d'Est en Ouest (Fig. II-3). Le passage de la croûte continentale à la croûte océanique est bien marqué. Le fort gradient NW-SE représente le changement de densité entre les deux types de croûte. La nature continentale de Taiwan apparaît clairement.

Dans le Bloc de Chine du Sud, on distingue plusieurs régions séparées par des forts gradients. A l'Ouest, la ligne N-S de Yichang-Nanning fait partie d'une limite majeure de Chine. Cette zone sépare un domaine à croûte profonde dense à l'Ouest et à croûte plus légère à l'Est. La zone de Xingguo-Shaoxing, pratiquement parallèle à la faille de Jiangshan-Shaoxing, sépare le craton du Yangtze au Nord du domaine de Huaxia au Sud. Le domaine côtier Zhedjiang-Fujian-Jiangxi est une zone de basse gravité correspondant aux très grands volumes de roches volcaniques et plutoniques acides. Au N. et au S. de Nanchang, le domaine à haute gravité de Poyang-Ji'an, correspond aux bassins néogènes de Poyang et Ji'an sous lesquels le Moho remonte vers la surface. Le domaine de Hunan-Jiangxi est également une zone de basse gravité du fait des plutons granitiques (Fig. II-3).

### 2) Le champ magnétique

L'anomalie du champ de magnétique est comparable à celle du champ de gravité (Fig. II-4). Les anomalies se disposent en bandes allongées NE-SW et on observe un fort contraste entre les domaines situés à l'Est et à l'Ouest du Wuyishan. A l'Est du Wuyishan, les alignements des anomalies magnétiques sont corrélés aux roches volcaniques et subvolcaniques du Jurassique et du Crétacé. A l'Ouest du Wuyishan, le champ magnétique est faible et stable, il correspond aux sédiments du Paléozoïque et les roches volcaniques sont beaucoup plus rares.

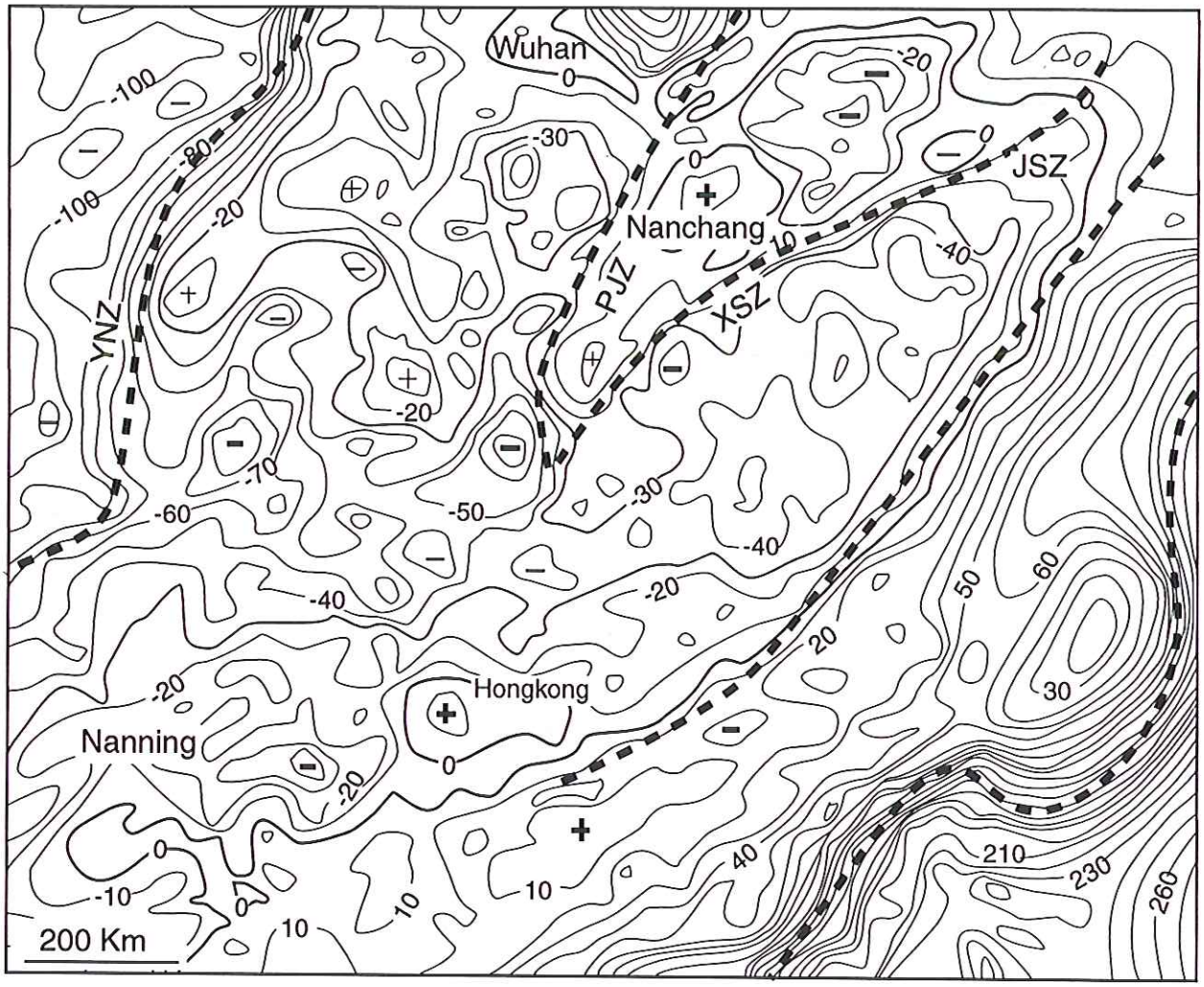



Figure II-3. Carte du champ gravité de la Chine du SE (d'après Jin et al. 1997)
YNZ: Zone de Yichang-Nanning XSZ: Zone de Xingguo-Shaoxing
JSZ: Zone de Jiangshan-Shaoxing PJZ: Zone de Poyang-Ji'an

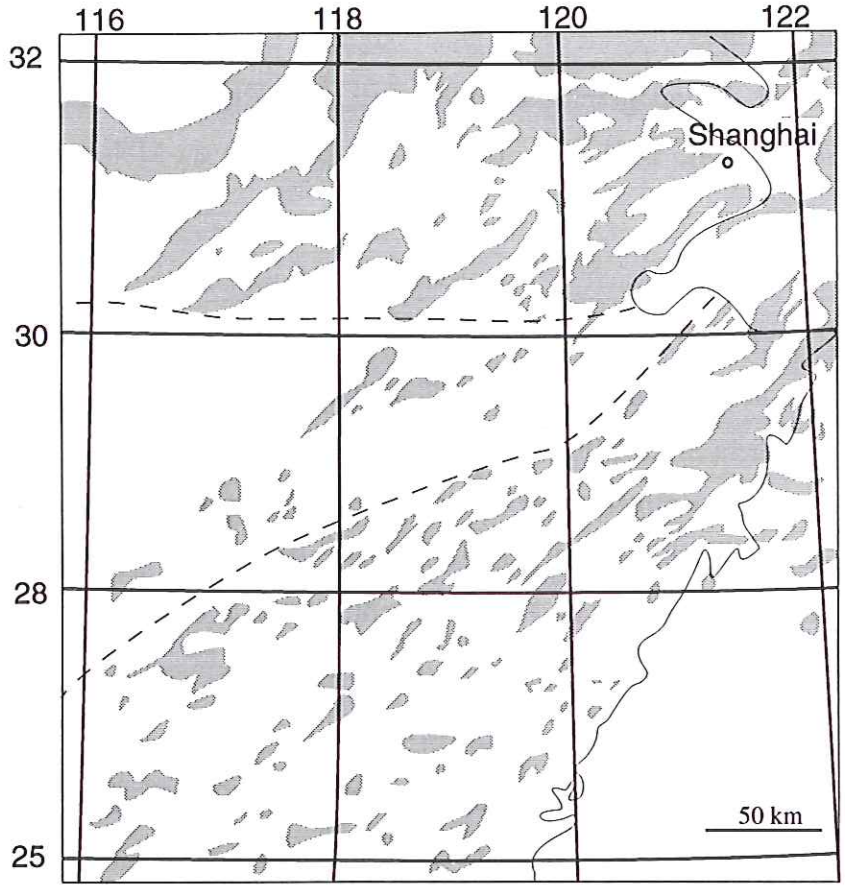



Figure II-4. Carte de l'anomalie du champ magnétique de la Chine du SE (d'après Wang 1992)

Figure II-5. Carte de la profondeur du Moho (d'après Chen, 1983)

### 3) La surface du Moho

En Chine du Sud, la topographie du Moho est contrastée mais on reconnaît une direction générale NE-SW (Fig. II-5). Trois types de morphologie du Moho sont distingués (Chen, 1983).

*A. Les zones à fort gradient*

Elles sont allongées NE-SW et on identifie d'Ouest en Est : (1) la zone du Longmenshan à l'Ouest du bassin du Sichuan où le gradient atteint 17%; (2) le zone centrale du Wulingshan où le gradient est de 3%; (3) la zone côtière où le gradient de 7% correspond à la transition entre les croûtes continentale et océanique. La zone de Wulingshan correspond à une limite majeure entre la Chine de l'Est et la Chine de l'Ouest. Bien qu'encore mal comprise, cette structure est probablement à relier à la collision indienne.

*B. Les zones de dépression du Moho*

Il s'agit de : (1) la zone de la chaîne du Jiangnan; (2) la zone de la chaîne de Jiuwandashan (au Nord de la province de Guangxi). (3) la zone du Wuyishan-Yunkaidashan; (4) la zone du Dabieshan dont le centre est situé vers l'est près de Yingshan (Fig. II-6).

*C. Les zones de remontée du Moho*

Il s'agit des bombements du Nord du Dabieshan, du Nord de la Province du Jiangsu, des bombements de Nanchang et du Sud du Guangxi (Fig. II-5). Ces remontées du Moho correspondent à des zones où la croûte a été amincie à la faveur de la tectonique distensive fini Mésozoïque et Tertiaire.

## 6. L'évolution tectonique du Bloc de la Chine du Sud

La Chine du Sud est un vaste territoire encore assez peu étudié. Dans l'état actuel des connaissances, les modèles d'évolution géodynamique restent encore très controversés.

Une première hypothèse considère que depuis le Mésoprotérozoïque la Chine du SE résulte d'accrétion d'arcs insulaires et de "terranes" (au sens des géologues nord-américains) à cause de la subduction de la plaque Paléo-Pacifique sous le craton du Yangtze. La carte des granites de Huannan (Fig. II-2) montre effectivement une polarité générale du NW vers le SE. Les granites et les roches volcaniques sont de plus en plus jeunes vers le Pacifique. Mais ce modèle pose aussi des problèmes :

1). Cette tendance de distribution des âges des intrusions granitiques n'est pas très régulière (Fig. II-2);

2). La largeur de l'arc magmatique est très grande (supérieure à 1000 km) par rapport à une zone de subduction actuelle qui est d'environ 500 km (Jahn et al. 1990). Cette largeur anormalement grande laisse penser qu'il existe en fait plusieurs arcs magmatiques ou blocs microcontinentaux collés ensemble.

3). Les roches métamorphiques très anciennes qui sont trouvées dans la province du Zhejiang (Groupe Chencai) et du Fujian (Groupe Mayuan) s'expliquent difficilement dans un modèle d'accrétion d'arcs magmatiques mésozoïques.

4). Les granitoïdes sont de manière prédominante des roches qui approchent les compositions du minimum eutectique. Elles sont donc majoritairement issues de la fusion d'une croûte continentale précambrienne.

Pour certains auteurs, la tectonique de la Chine du Sud résulte de collisions d'âge Mésozoïque. Pendant le Trias moyen, la plaque du Yangtze rentre en collision avec le bloc du Huaxia, puis au Jurassique-Crétacé, un microcontinent appelé Dongnanya rentre en collision avec le bloc du Huaxia (Hsü, et al., 1988, 1989, 1990; Li et al. 1993). Dans cette hypothèse la structure de la Chine Sud-Est est constituée par des chevauchements à vergence Nord de plusieurs centaines de kilomètres. Dans ce modèle, les massifs de roches protérozoïques comme le Jiulingshan formeraient de vaste klippes de socle charrié sur les roches sédimentaires mésozoïques. Ce modèle est actuellement fortement contesté (Gupta, 1989; Rowley et al. 1989; Faure et al., 1996).

Une autre opinion est que le bloc de Huaxia est collé à la plaque du Yangtze de façon diachrone. La disparition d'un océan nommé "La Paléo-mer de Huanan" et la collision subséquente serait d'âge Néoprotérozoïque, le long de la Faille de Jiangshao au NE dans le Zhejiang, et seulement d'âge Trias moyen dans le SW dans la région de Nanpanjiang dans le Guangxi. Il y aurait donc une rotation progressive extrêmement lente du bloc de Huxia pendant plus de 500 Ma (Shui, 1987; Xu, 1995). Ce modèle est admis par de nombreux géologues chinois, mais il paraît peut réaliste qu'un domaine océanique puisse être préservé pendant une aussi longue durée.

Enfin, il existe d'autres opinions qui mettent l'accent sur les déformations intracontinentales au Paléozoïque (Ren et al., 1989; Charvet, et al., 1994, 1999). Cependant la genèse des granites d'âge Paléozoïque sont difficilement expliqués dans de tels modèles.

A la lumière des faits exposés ci-dessus, il est possible d'esquisser un schéma préliminaire de l'évolution tectonique de la Chine du SE.

**1) L'évolution tectonique précambrienne**

A cause de l'existence de granites calco-alcalins d'âge Protérozoïque dans la chaîne du Jiulingshan, on a pensé que pendant le Mésoprotérozoïque (vers 1500 Ma) il y a eu une subduction à la limite de la plaque du Yangtze. Le massif du Jiulingshan forme un arc insulaire séparé de la plaque du Yangtze par un bassin marginal sous lequel l'océan du Huanan était subducté. Cet arc insulaire est accrété à la plaque du Yangtze vers 1000-1100 Ma (Guo et al., 1984). Au sud-est de cet arc, des roches ultrabasiques se rencontrent dans les provinces de Anhui et du Jiangxi, le long la faille de Dongxiang-Shexian (FigII-1). Il s'agit d'une unité ophiolitique d'âge Néoprotérozoïque : 930±34 Ma (Xu et Qiao, 1989) ou 860 Ma (Zhou, 1990). Les ophiolites sont interprétées comme une suture entre la plaque du Yangtze et l'arc du Jiulingshan déjà accrété et un arc intra-océanique appelé "l'arc de Huaiyu" (Shu et al. 1996, Charvet, et al., 1999, Fig. II-6). Au Sud de l'arc de Huaiyu, une zone de schistes bleus et de mélange ophiolitique représente la suture entre le bloc du Yangtze et un continent méridional appelé Cathaysia (Huaxia).

**2) L'évolution tectonique au Paléozoïque inférieur**

De nombreux faits géologiques témoignent de l'existence d'événements importants au Paléozoïque inférieur. Il s'agit de l'existence d'une discordance régionale du Dévonien supérieur, de plutons datés vers 410-420 Ma (Sun, et al. 1990), et de phénomènes métamorphiques entre 400 et 500 Ma (463±15 Ma, Huang et al., 1989); les âges $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ sur micas à 412 Ma, 415±3 Ma, (Ye, 1993) et 416±8 Ma, 421±8 Ma (Shu, et al., 1997). L'évolution tectonique de la Chine du Sud au Paléozoïque inférieur resposable de la formation de la "Ceinture Plissée Calédonienne" des auteurs chinois est très débattue (voir Charvet et al. 1999 pour une discussion détaillée). Pour certains auteurs, il y aurait une collision entre le bloc de Huaxia et la plaque du Yangtze (Sun, et al. 1990, Jahn, et al, 1990). Pour d'autres, la tectonique est intracontinentale (Ren, et al., 1989; Charvet, et al. 1994, 1999).

**3) L'évolution tectonique au Paléozoïque supérieur**

L'existence d'une chaîne d'âge paléozoïque supérieur (Hercynien) est également un sujet de débat (Huang, et al. 1978). L'abondance de granodiorites au SW de la Chine du Sud (région de Nanling et île de Hainan) s'accorde avec cette interprétation. En outre, On reconnaît une discordance entre le Permien inférieur et supérieur dans la province du

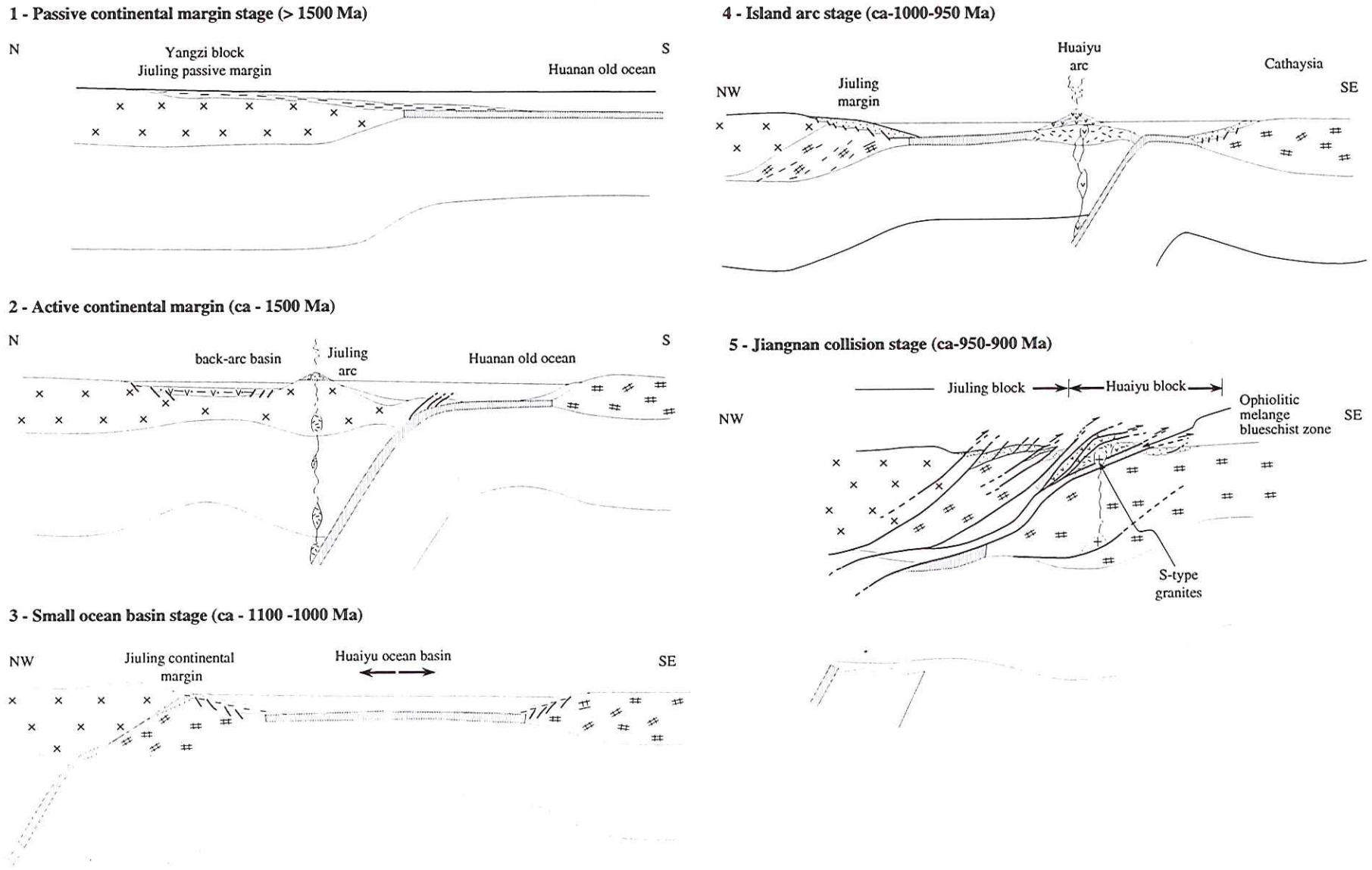



Figure II-6. Model d'évolution géogynamique de la région de Jiangnan du Mésoprotérozoïque au Néoprotérozoïque (d'après Charvet et al. 1999)

Guangxi et dans l'île de Hainan, il y a une discordance entre le Carbonifère inférieur et supérieur (Fig. II-1). Cependant, dans le reste du bloc de Chine du Sud, il n'existe aucune preuve convaincante d'une orogenèse d'âge Carbonifère.

***4) L'évolution tectonique au Trias supérieur***

Les plutons du Permien-Trias et la discordance régionale du Trias supérieur suggèrent l'existence d'une orogenèse triasique ou "Indosinienne" en Chine du Sud. Pendant le Trias supérieur, la collision entre les blocs de Chine du Sud (ou Yangtze) et de la Chine du Nord (ou Sino-Coréen) est responsable d'une importante déformation dans toute la Chine du Sud. L'étude détaillée de quelques-unes unes de ces structures dans le Nord de la plaque du Yangtze fera l'objet des chapitres suivants de ce travail. En outre, le dôme métamorphique extensif du Wugongshan (Faure et al, 1996) et les grands plis dans les provinces du Guangdong, Guangxi, Guizhou, Hunan, Jiangxi (Yang, et al., 1985) relèvent de cet événement.

**5) L'évolution tectonique au Jurassique et Crétacé**

Dans le Sud-Est de la Chine, un contexte géodynamique de marge active avec une faible déformation est proposée pour l'évolution Mésozoïque (ou cycle Yanshanien). C'est dans la zone côtière de la province du Fujian que l'on peut observer les traces de ces déformations. Il s'agit de la discordance angulaire du Crétacé supérieur qui occupe des bassins intracontinentaux à couches rouges. Des changements des caractéristiques géochimiques des magmas (cf plus haut) s'accordent aussi avec l'existence d'un événement Mésozoïque. Avant le Crétacé supérieur, la bordure méridionale de la Chine du Sud est une marge active de type andin caractérisée par un magmatisme calco-alcalin. Au Crétacé inférieur, la collision du microcontinent Ouest-Philippines contre la marge de la Chine-Indochine est responsable du jeu des failles senestres NE-SW comme par exemple la faille de Changle-Nanao (Fig. II-7, II-8) (Xu, et al., 1987 ; Faure et al., 1989). Il est à noter que la suture Mésozoïque n'est pas observable en Chine. Elle se situerait au large sur la marge Nord de la mer de Chine méridionale. Les nappes ophiolitiques correspondant à cette collision ont été décrites dans les îles de Palawan, Mindoro, Tablas aux Philippines (Faure et al. 1989 ; Fig. II-8). Puis pendant le Crétacé supérieur, la Chine du Sud connaît un régime tectonique d'extension qui forme des fossés intercontinentaux. Il est possible qu'une partie des roches métamorphiques qui affleurent largement dans les massifs du Yunkaidashan et du Wuyishan soient partiellement

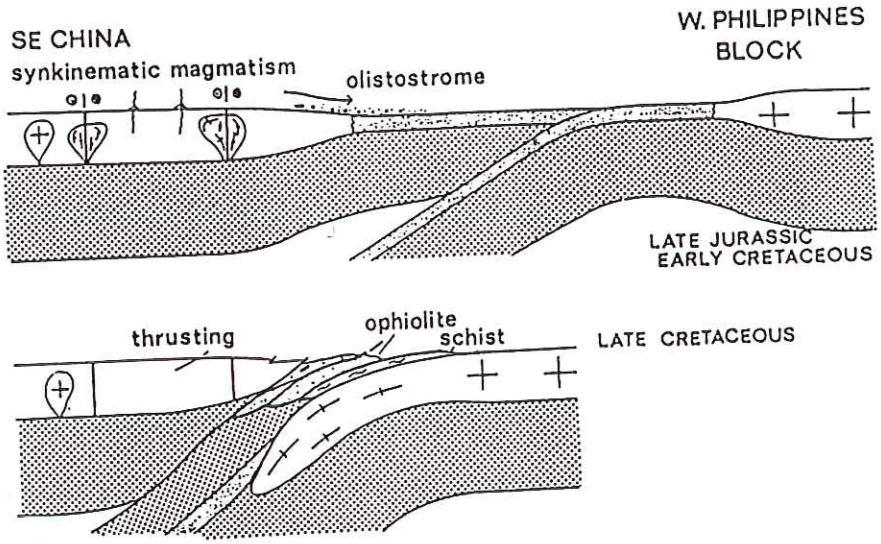



Fig. II-7. Modèle d'évolution géodynamique de la région Chine SE – Ouest Philippines (d'après Faure et al. 1989).

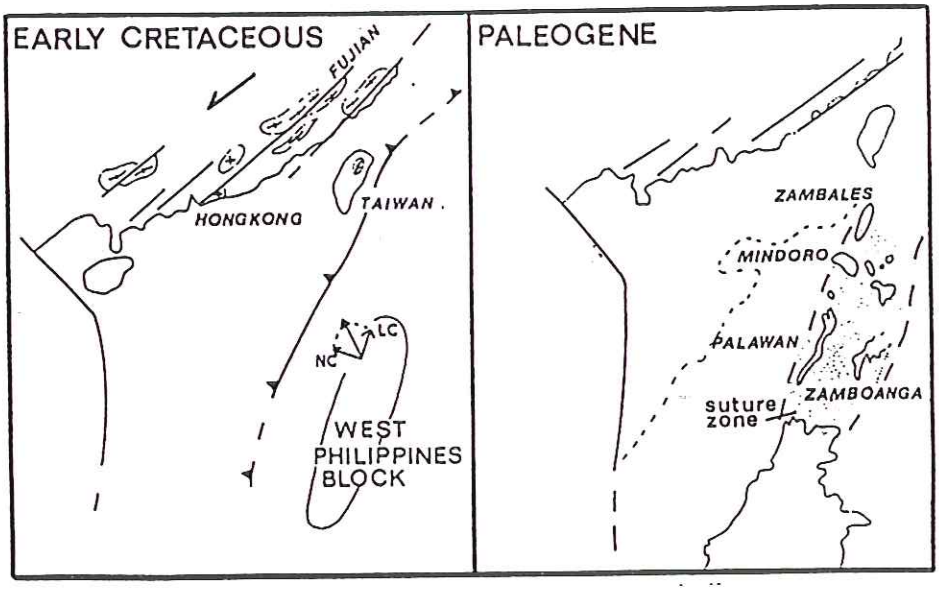



Figure. II-8. Carte schématique tectonique de la région Chine du SE -Ouest Philippines avant l'Eocène. Le Crétacé inférieur représente le stage de convergence oblique ; NC : Composante normale de subduction; LC : composante longitudinale de subduction du bloc Philippines de l'Ouest contre Eurasie. Le longe de la marge de Chine, il y a des cisaillement senestre et des magmatismes cyncinématiques. Au Paléogène la collision est achevée, une zone de suture longe la marge de SE de la Chine (d'après Faure et al. 1989).

redéformées comme c'est le cas dans les massifs du Wugongshan (Faure et al., 1996), du Lushan et du Dabieshan (cf. chapitres suivants).

### 6) L'évolution tectonique au Cénozoïque

La mer de Chine méridionale est un bassin océanique qui s'ouvre à l'intérieur du bloc de Chine du Sud. Ainsi, une partie au moins des îles de l'Ouest de Philippines (Palawan, Calamian, partie Ouest de Mindoro, etc...) appartiennent clairement au blocs de Chine du Sud. Les modalités de l'ouverture de la méridionale ne seront pas discutées ici.

Au Miocène, la mer de la Chine du Sud commence à se fermer. A l'Est la croûte continentale chinoise est subductée vers le SE et écaillée. Cette tectonique est à l'origine la formation de la chaîne de Taiwan dont l'édification se poursuit encore actuellement.

# Chapitre III

# Etude Géologique du Massif de Lushan

## Présentation générale du massif de Lushan

Situé au sud du Yangtse, le massif de Lushan est un site célèbre en Chine pour son paysage tourmenté dû à la lithologie gréseuse et aux structures plissées du Sinien. Cartographiquement, le massif dessine une ellipse d'environ 60 km de grand axe dans la direction NE-SW. Le relief du Lushan surmonte la plaine de plus de 1000m.

Du point de vue géologique, le massif de Lushan est le premier ensemble de roches métamorphiques affleurant au sud du Dabieshan (Fig. III-1). Cette position structurale "à l'avant" de la chaîne du Qinling-Dabie nous a paru importante à examiner pour mieux comprendre la tectonique du massif du Dabieshan discutée au chapitre V. En effet, il n'existait aucune étude structurale détaillée de ce massif.

La suite de ce chapitre présente le résultat de deus missions de terrain de trois semaines chacune complétées par des analyses structurales au laboratoire. En outre, j'ai réalisé des datations radiométriques 39Ar/40Ar au laboratoire de Géochronologie, Géochimie et Pétrologie de l'Université de Montpellier sous la direction de P. Monié. Enfin, une datation U/Pb d'un granitoïde orienté à l'état subsolidus a été effectuée au laboratoire de Géochronologie de l'Université Paris VII par U. Schärer et L. Zhang.

L'ensemble de ces résultats est présenté sous forme d'un article accepté pour publication dans la revue "Tectonics". Dans cet article, nous montrons l'existence de trois phases de déformation ductile affectant l'ensemble de la séquence lithologique depuis le socle protérozoïque jusqu'à la couverture paléozoïque.

La phase la plus récente (D3) correspond à une faille normale ductile contemporaine de la mise en place de leucogranites d'âge Crétacé moyen (100-110 Ma). La phase D2 est responsable de la structure anticlinale NE-SW du massif de Lushan. Elle est caractérisée par une linéation d'allongement également NE-SW. L'âge du plissement est bien contraint par celui de la granodiorite syntectonique de Haihui, datée dans ce travail à 127 Ma par la méthode U/Pb. Cet âge est corroboré par des datations Ar/Ar. Il existe une déformation plus ancienne, D1, caractérisée par des linéations NW-SE et des cisaillements ductiles vers le NW. D1 est interprétée comme un décollement des séries d'âge Sinien-Protérozoïque sur les roches métamorphiques. L'âge de la phase D1 est considéré comme Triasique sur la base de considérations géologiques régionales. Enfin, nous avons découvert dans le Sinien (Protérozoïque supérieur) des grains de disthène cataclasé lors de la phase D1. La cristallisation de ces minéraux est considérée comme synchrone de celle des assemblages à staurotide-grenat dans les micaschistes et gneiss sous-jacents et attribuée à un événement Dx dont les caractéristiques structurales sont inconnues. L'âge de ce métamorphisme de moyenne température- moyenne à haute pression est discuté dans le cadre régional. Compte tenu de la position du massif de Lushan dans l'avant-pays du Dabieshan, l'événement tectono-métamorphique Dx est associé à un chevauchement "aveugle" qui déforme la croûte continentale du bloc de Chine du Sud lors de la tectonique responsable de la formation du massif du Dabieshan.

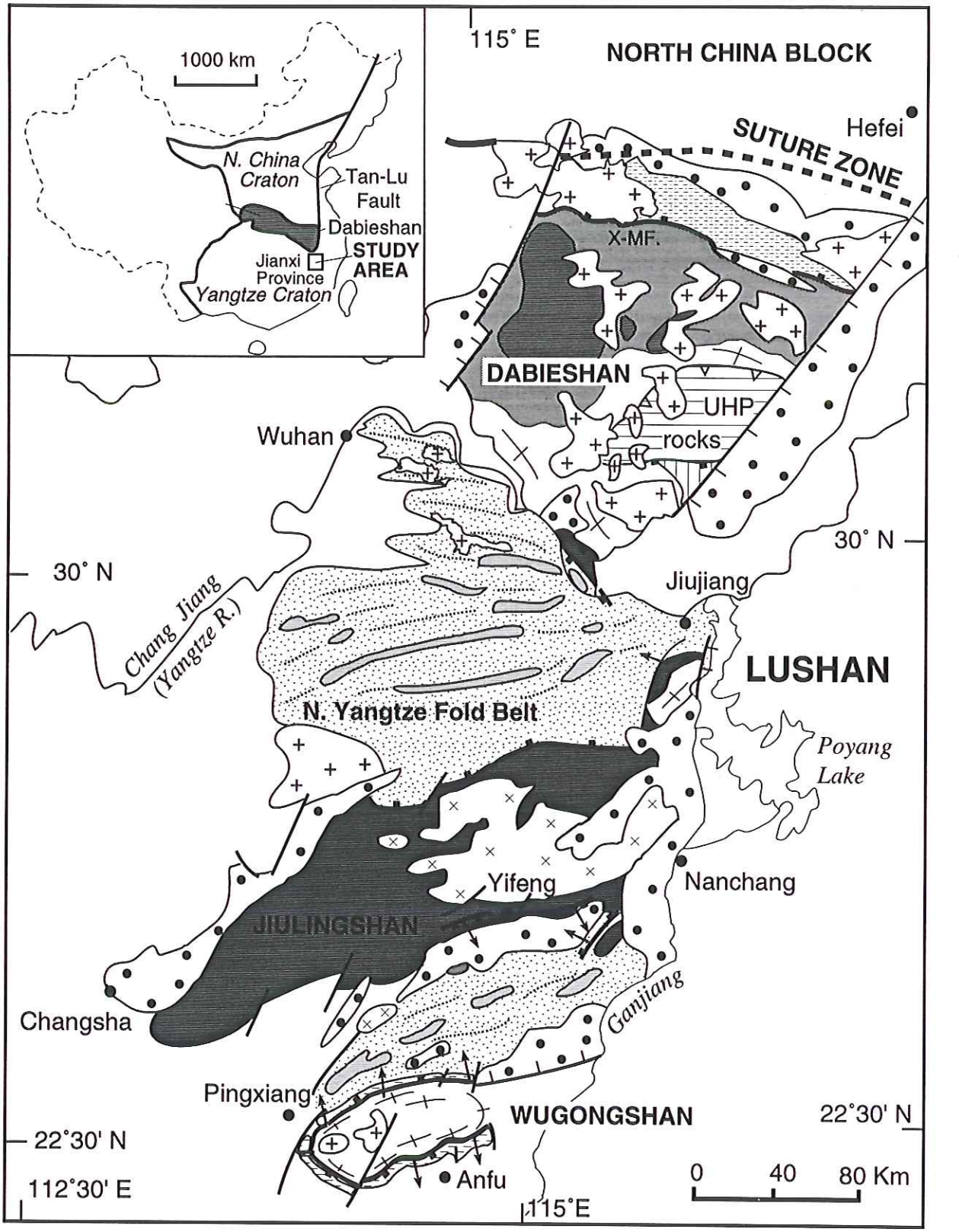



Figure III-1 Structural map of the South China platform south of Dabieshan Showing the location of Lushan Massif

# Tectonics of SE China, new insights from the Lushan massif (Jiangxi province)

Wei LIN[1], Michel FAURE[1*], Patrick MONIÉ[2], Urs SCHÄRER[3], Liangsheng ZHANG[3], Yan SUN[4]

1 : Département des Sciences de la Terre, UMR 6530, Université d'Orléans, 45067 Orléans Cedex 2, France

e-mail : Michel.Faure@univ-orleans.fr

2 : Laboratoire de Géochronologie, Géochimie et Pétrologie, UMR 5567, UMII, Pl. E.-Bataillon, 34095 Montpellier Cedex, France

3 : Laboratoire de Géochronologie, UMR 7578, Université Paris 7 and IPG-Paris, 2 Place Jussieu, 75251 Paris Cedex 2, France

4 : Departement of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, P. R. China

**Abstract.** In South China, the Lushan Massif forms a topographic high of the South China Block south of the Qinling-Dabie belt. The Lushan massif consists of two main litho-tectonic units separated by a major tectonic contact: a Neoproterozoic (upper Sinian)- Paleozoic unit comprising primarily unmetamorphosed sandstones overlies a Paleoproterozoic unit mainly composed of low-pressure high-temperature gneisses and micaschists. Both units are cut by Cretaceous granitic intrusions. Three primary tectono-metamorphic and magmatic events are recognized. The eastern part of the Lushan Massif is cut by a NNE-SSW trending ductile normal fault (D3 deformation) coeval to the emplacement of a 100 -110 Ma leucogranite dated by $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser-probe on biotite and muscovite. D2 deformation is responsible for the formation of a decakilometer-scale NE-SW trending upright anticline characterized by NE-SW stretching and NW-SE shortening. The age of this folding event is defined by a

127±1 (2σ) Ma U/Pb titanite date obtained for a syntectonic granodiorite and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of 133 Ma for amphibole. This Cretaceous age also corresponds to the $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of 126 Ma found on syntectonic muscovites at the base of the Sinian unit. An older deformation event, D1, characterized by top-to-the-NW extensional decollement of the Sinian-Paleozoic series above Proterozoic metamorphic rocks is related to the Triassic tectonics of the Dabieshan. Lastly, in the lower part of Sinian rocks, the occurrence of kyanite cataclased during D1 documents an older, poorly preserved, Late Paleozoic-Early Mesozoic tectono-metamorphic event (Dx) related to a blind thrust in the continental crust of the South China Block in the Southern foreland of the Dabieshan.

**Introduction**

East China formed by welding of two continents, namely the North China and South China blocks along the Qinling-Dabie belt. Timing of collision and continued convergence is not settled yet. The deformation ranges from early Paleozoic to Jurassic through Early Triassic (e. g. Mattauer et al., 1985; 1991; Okay et al., 1993; Hacker et al., 1996; Gilder et al., 1999). The north-directed continental subduction of South China was responsible for ultra high-pressure (UHP) metamorphism and related deformation in the Dabieshan. Several interpretations have been put forward to account for the geodynamic evolution of the Qinling-Dabie belt but, whatever the proposed model, the southern foreland of the Dabieshan is seldom considered. Since it is likely that such intense deformation as that related to UHP metamorphism should also exert a strong influence on the structural evolution of the South China Block south of the collision zone, we have conducted the first detailed structural and geochronologic investigations of the metamorphic rocks of the Lushan massif which is a key element for the understanding of the Mesozoic evolution of South China.

While tectonic evolution of South China is generally poorly understood, in Jiangxi Province, south of the Dabieshan, three basement areas are recognized : the Wugongshan, Jiulingshan and Lushan massifs from South to North respectively (Figure III-1). The

Jiulingshan anticline consists of Proterozoic slates, phyllites and granitoids, overlain by sedimentary rocks ranging from latest Proterozoic (Sinian) to Early Triassic. Locally, along the south margin of the anticline, the tectonic superposition of phyllites upon Triassic or Permian limestones was previously invoked as evidence for large scale overthrusting (Hsü et al., 1990). This interpretation is superseded by a mechanism of extensional shearing, indicated by displacement of the allochthonous rocks top-to-the-south and top-to-the north along the south and north margins, respectively. This allochthony can be better explained in terms of extensional shearing of previously folded layers (Lin et al., 1998; Faure et al., 1998). The Wugongshan massif is a metamorphic dome formed in an extensional setting during two tectonic and plutonic events (Faure et al., 1996). The major event was responsible for top-to-the-south and top-to-the north ductile shearing along the south and north margins, respectively (Figure III-1). $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of synkinematic biotite and muscovite yields ages of 225-230 Ma (Early Triassic) for this extensional phase. The second phase corresponds to the emplacement of an Early Cretaceous (ca. 130 Ma) granodiorite responsible for amplification of the domal shape and local mylonitization along the pluton margins.

At the northern border of Jiangxi Province, south of the Changjiang, the Lushan massif (Figure III-1) is the smallest of these basement highs. There also, a northward transported klippe structure has been proposed (Hsü et al., 1990). This paper presents a detailed structural analysis of the Lushan massif with new geochronological constraints provided by $^{40}Ar/^{39}Ar$ and U/Pb data. These results are discussed in the tectonic framework of SE China indicating that the South China basement was also involved in synmetamorphic thrusting and subsequent extension coeval to the collisional tectonics of the Dabieshan.

**Geological overview of the Lushan Massif**

A wide variety of rock types is exposed in the Lushan massif including sedimentary rocks, high-grade metamorphics, plutonics and volcanics (JBGMR, 1984). Although rare Cretaceous red beds occur near Poyang Lake, most of the sedimentary rocks belong to Late Proterozoic and Paleozoic series (Figure III-2). In the western and NE parts of the massif,

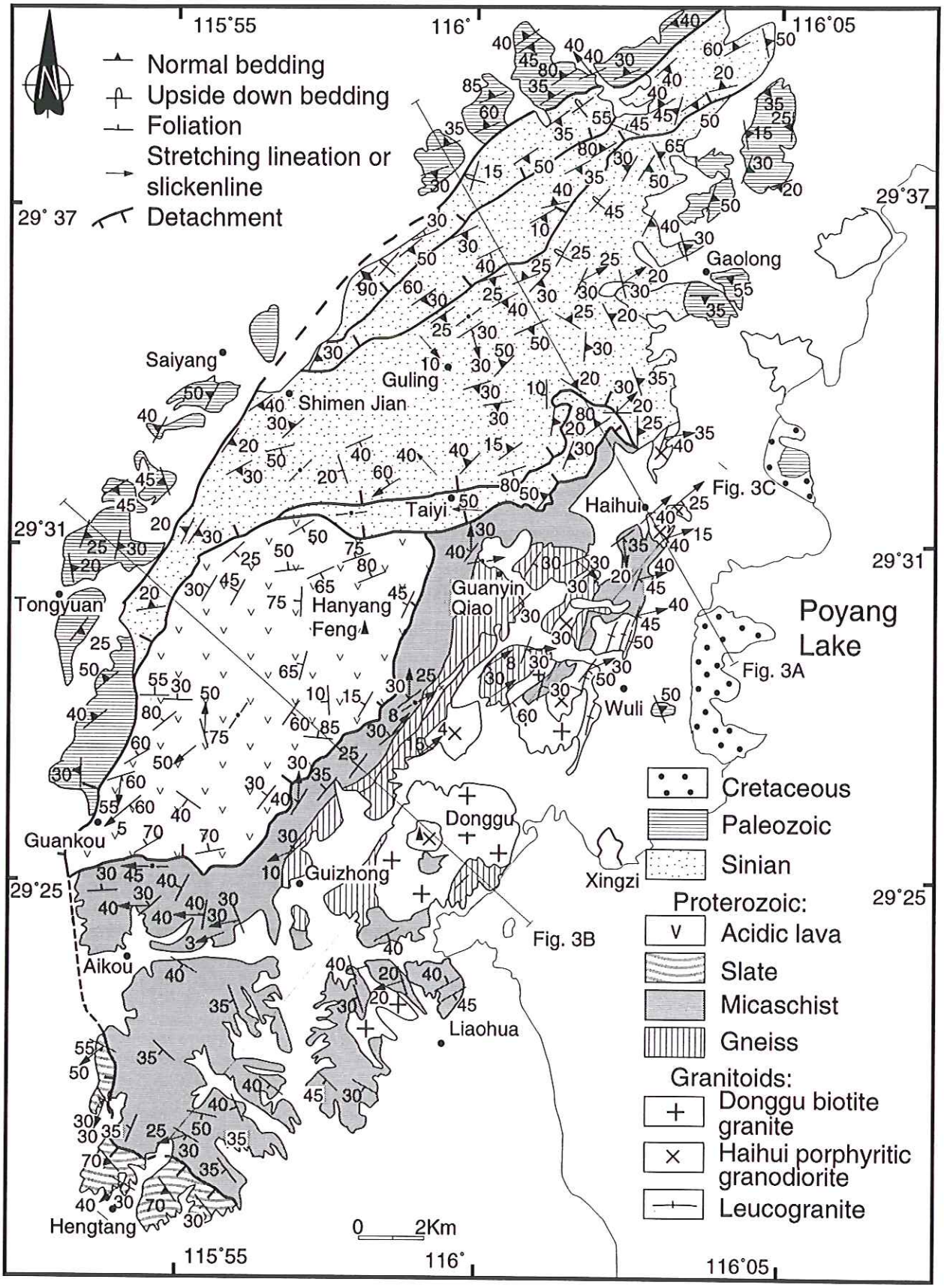



Figure III-2 Geological and structural map of Lushan massif

Paleozoic rocks, devoid of metamorphism, consist of terrigenous facies (sandstone and siltstone) of Silurian-Ordovician age and rare Cambrian carbonates. In Lushan, the highest peaks are made of thick (nearly 800 m) coarse-grained sandstones, with conglomeratic and pelitic interbeds of Late Proterozoic (Sinian) age. To the south and east, this sequence is underlain by slates and acidic volcanics of Middle Proterozoic age which regionally are included in the "Banxi group" (JBGMR, 1984). Middle Proterozoic rocks are missing in the NE part of the Lushan massif, and the Sinian sedimentary rocks instead directly overlie high grade metamorphic rocks. This lack of Middle Proterozoic rocks is not due to a stratigraphic gap but rather to a tectonic discontinuity as argued below. Proterozoic slates in turn are underlain by biotite-garnet-staurolite micaschists. Amphibolites, quartzites and conglomerates are also found in a limited amount, thus in figure III-2, they are grouped with the micaschists or gneisses. In micaschists, widespread staurolite crystals are generally retrogressed to fine-grained white mica (sericite). The central part of the Lushan massif is occupied by K-feldspar gneisses and biotite-muscovite gneisses. Intense recrystallization of these rocks precludes recognition of precursor lithologies; an igneous (granitic) or a sedimentary protolith is equally likely. Although detail chemical analysis or thermobarometry of the metamorphic assemblages has not been investigated, the conspicuous occurrence of biotite-garnet-staurolite in micaschist and biotite-muscovite-garnet in gneiss indicates that the Lushan metamorphic rocks belong to an intermediate temperature-intermediate pressure type. As discussed below, occurrence of muscovite and kyanite in the lower part of the Sinian sedimentary sequence show that metamorphism decreases upwards and disappears within the Sinian rocks. This geometry is in agreement with the interpretation of a normal metamorphic succession with the lower part of higher metamorphic grade than the upper part (JBGMR, 1984).

Three types of plutonic rocks are found in the study area. The main lithology is a medium-grained biotite granite mined in Mt. Donggu (Figure III-2). In the field, no preferred orientation of minerals is observed in this granite. Another rock type, well exposed near Haihui, is a biotite-hornblende porphyritic granodiorite with abundant microgranular mafic enclaves. By contrast with the Donggu granite, the Haihui granodiorite exhibits a well marked planar and linear preferred orientation of biotite, plagioclase and microgranular enclaves. By

contrast with the Donggu granite, the Haihui granodiorite exhibits a well marked planar and linear preferred orientation of biotite, plagioclase and microgranular enclaves. Lastly, leucogranite outcrops around Wuli in the eastern part of the Lushan massif (Figure III-2). This leucogranite contains xenoliths of the Haihui granodiorite. As discussed later, the leucogranite shows well-developed, penetrative, post-solidus foliation and lineation. In addition to these three types of plutonic rocks, numerous pegmatitic and granitic dikes cross-cut the metamorphic rocks and the basal part of the Sinian sandstone series.

**Polyphase deformation**

Our structural survey of the Lushan massif allows us to recognize its bulk geometry and to unravel three successive deformation episodes. Bedding is preserved only in Sinian to Paleozoic rocks and occasionally in Proterozoic slates, in contrast, the reference surface in the micaschists and gneisses is the metamorphic foliation. The systematic measurement of the planar structures (bedding, slaty cleavage and foliation) shows that the Lushan massif has an antiformal, NE-SW elongated shape with its eastern side downfaulted below Poyang Lake (Figures III 2, 3). Although dominantly NE-SW trending, the planar structure progressively turns NW-SE at the SW and NE margins of the Lushan massif (Figure III-4). Geometrically, the Lushan massif might be considered either as a "dome" or a brachyanticline; however, is it worth noting that the Donggu pluton does not strictly occupy the hinge part of the antiform, but lies slightly eastward of the fold hinge (Figures III 2, 3). This geometry suggests that folding preceded granite intrusion. The above succession, namely from top to bottom Paleozoic sedimentary rocks, Sinian clastics, Proterozoic slate and volcanics and metamorphic rocks corresponds to a stack of tectono-stratigraphic units (Figure III-3). The boundary between Paleozoic and Sinian sedimentary rocks is a subvertical fault which is probably reworked during Cretaceous or younger events as suggested by local occurrence of fault breccia. In agreement with geological mapping, (JBGMR, 1984) the boundaries between Sinian, Late Proterozoic and micaschists are not primary stratigraphic

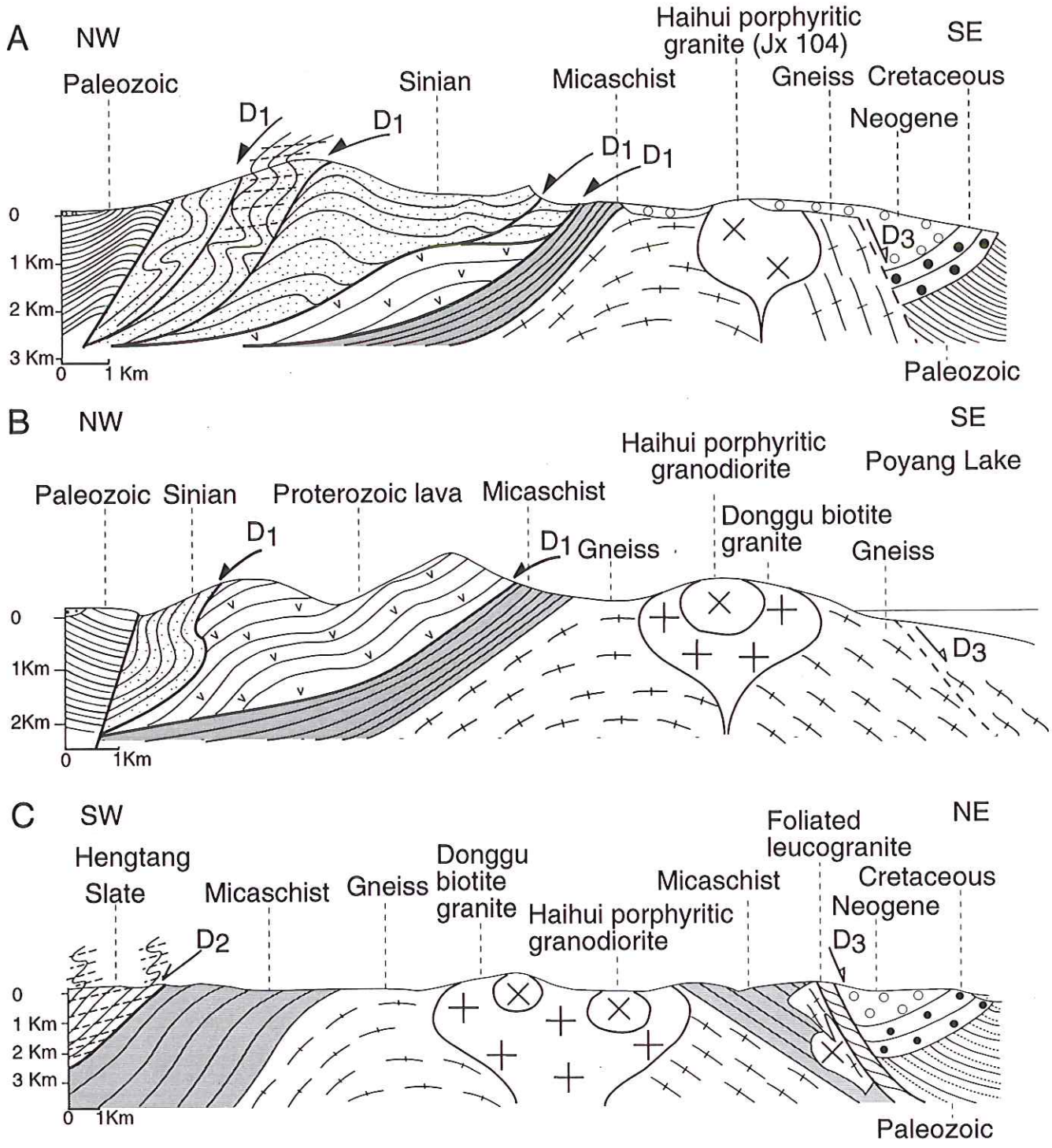



Figure III-3 Cross-sections through Lushan massif (Location on Figure III-2)

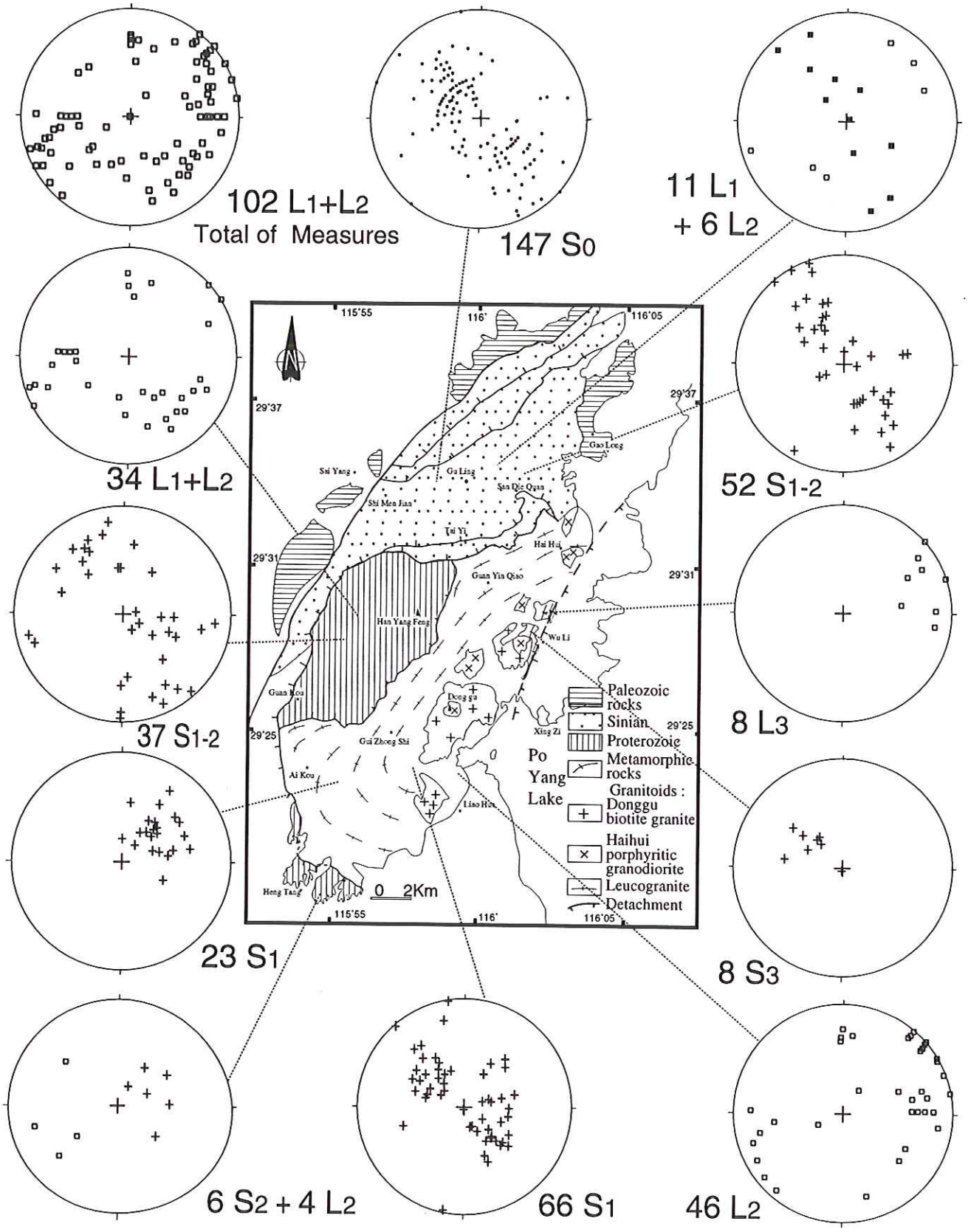



Figure III-4 : Structural analysis of the planar and linear elements in Lushan massif (Schmidt net, lower hemisphere). S0 corresponds to bedding plane in the Sinian sedimentary rocks; S3 and L3 refers to the shear plane and high temperature slickenline respectively, formed during D3 event along the ductile normal fault bounding the Lushan massif to the East. S1-2 corresponds to the main regional foliation relevant of D1 and D2 deformations; L1 and L2 refers to stretching lineations attributed to D1 and D2 events respectively.

contacts but tectonically reworked. We describe below three ductile deformation phases, D1 to D3, from youngest to oldest.

**D3 deformation.** This event, restricted to the Eastern side of the Lushan massif, is observed in the leucogranite in the forme of S-C mylonites characterized by a SE-dipping shear plane (S3) and an ENE-WSW (N 45 to N 90 E) stretching lineation, L3 (Figure III-4). The latter is better called a "high temperature slickenline" since it is observed on the C shear plane and not on the S foliation surface (Figure III-4). S-C relationships, sigmoidal muscovite flakes, σ-type porphyroclast systems of feldspathic clasts and recrystallized grain-shape fabric in quartz ribbons indicate a normal sense of motion with the Eastern side moving down with a sinistral wrench component (Figure III-5). This D3 S-C mylonitic foliation is also deformed by downward overturned post-folial folds, kinematically consistent with the shearing that lead to the S-C mylonite development. This D3 deformation occurs along a 6 km-long linear belt and is interpreted here as a ductile normal fault located at the eastern boundary of the Lushan massif, near the Poyang Lake graben, the latter is filled by Cretaceous red beds and Tertiary detritus. East of the foliated leucogranite, Early Paleozoic limestone and quartzite blocks with ultramylonitic fabric suggest that D3 ductile shearing also involved the granite host rocks. Due to their small size and poor outcrop conditions, these Paleozoic rocks are not represented on Figure III-2. Meter- to decimeter-size blocks of Haihui porphyritic granodiorite enclosed into the foliated leucogranite exhibit the same mylonitic fabric with normal shearing like that in the leucogranite host rocks. These relative chronological relationships of the post-plutonic D3 deformation are in agreement with radiometric dates (cf. below).

**D2 deformation.** The D2 deformation corresponds to the decakilometer scale NE-SW anticline of the Lushan massif. It is characterized by different structures depending on the lithology and geometric position in the rock succession. D2 upright

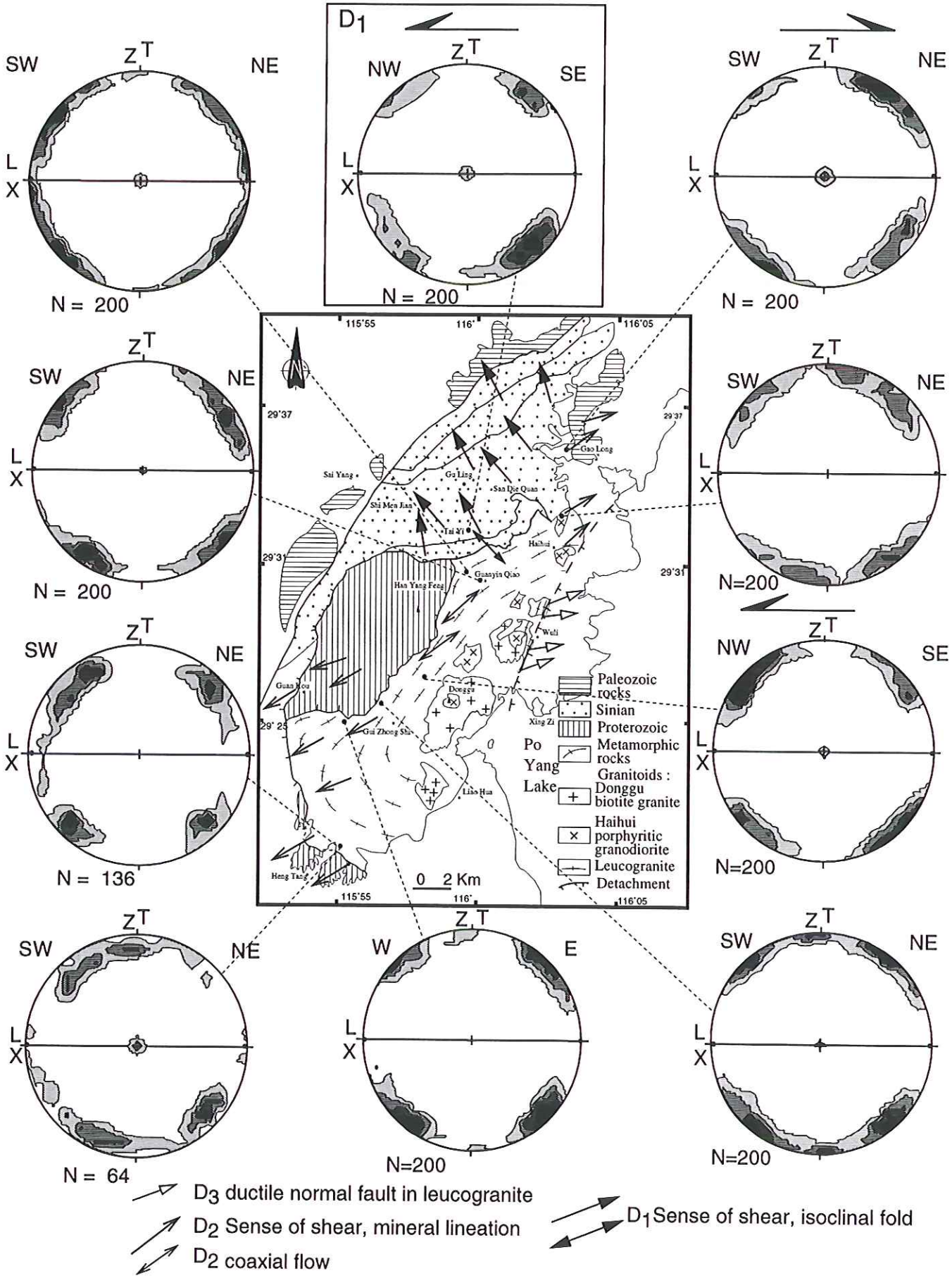



Figure III-5 Kinematic map of the three deformation phases in Lushan massif and quartz c-axis diagrams (Schmidt net, lower hemisphere)

folds with axial planar cleavage reworking earlier D1 structures (presented below) are observed near the base of the Sinian sequence. Geometrically upward, in the Sinian and Paleozoic rocks, NE-SW folds are also recognized but since they are overturned to the NW, they are attributed to D1 (cf below).

At the SW margin of the Lushan massif, a 30°-40° SW dipping slaty cleavage (S2) occurs in the Proterozoic slate (Figure III-6A). Folding is seldom observed there, but bedding-cleavage relationships show a southwestward overturning (Figures III 3, 4). The S2 cleavage bears a N50E trending mineral and stretching lineation. In section parallel to lineation and perpendicular to cleavage, top-to-the-SW shear criteria are observed. Symmetrically, at the NE end of the anticline, bedding and cleavage dip northeastward, both in the Paleozoic and Sinian rocks. Paleozoic formations are poorly exposed, but brittle deformation accomodated by slip on the layers can be found in Cambrian limestones. In Sinian sandstone and conglomerate, bedding and cleavage angular relationships indicate a NE vergence. The cleavage plane bears a N30-N50E, NE-dipping lineation marked by muscovite flakes and stretched quartz grains and pebbles. In quartz-rich sandstones, shear bands, asymmetrically recrystallized clasts and sigmoidal muscovite indicate a top-to-the-NE shearing (Figure III-7A). Locally, E of Guankou, in the Middle Proterozoic lavas, the NE-SW foliation dips SE-ward and bears an unusual N10E trending stretching lineation. In this area, the foliation is overturned, thus when rotated to the normal attitude, the lineation recovers a NE-SW trend. Consequently, kinematic indicators restored to their primary orientation indicate a top-to-the-SW shearing (Figure III-7B).

The D2 deformation is also recognized in the metamorphic rocks underneath the lavas where both micaschists and gneisses exhibit a NE-SW mineral lineation defined by stretched pebbles, biotite streaks, amphibole needles and elongated, recrystallized K-feldspar clasts (Figure III-2). In spite of some annealing as shown texturally by quartz and feldspar, sharp extinction, straight grain boundaries or 120° triple junctions (Figure III-7C, D,E) asymmetric fabrics can still be observed. The most widespread shear criteria consist of asymmetric pressure shadows around garnet or quartz grains (Figure

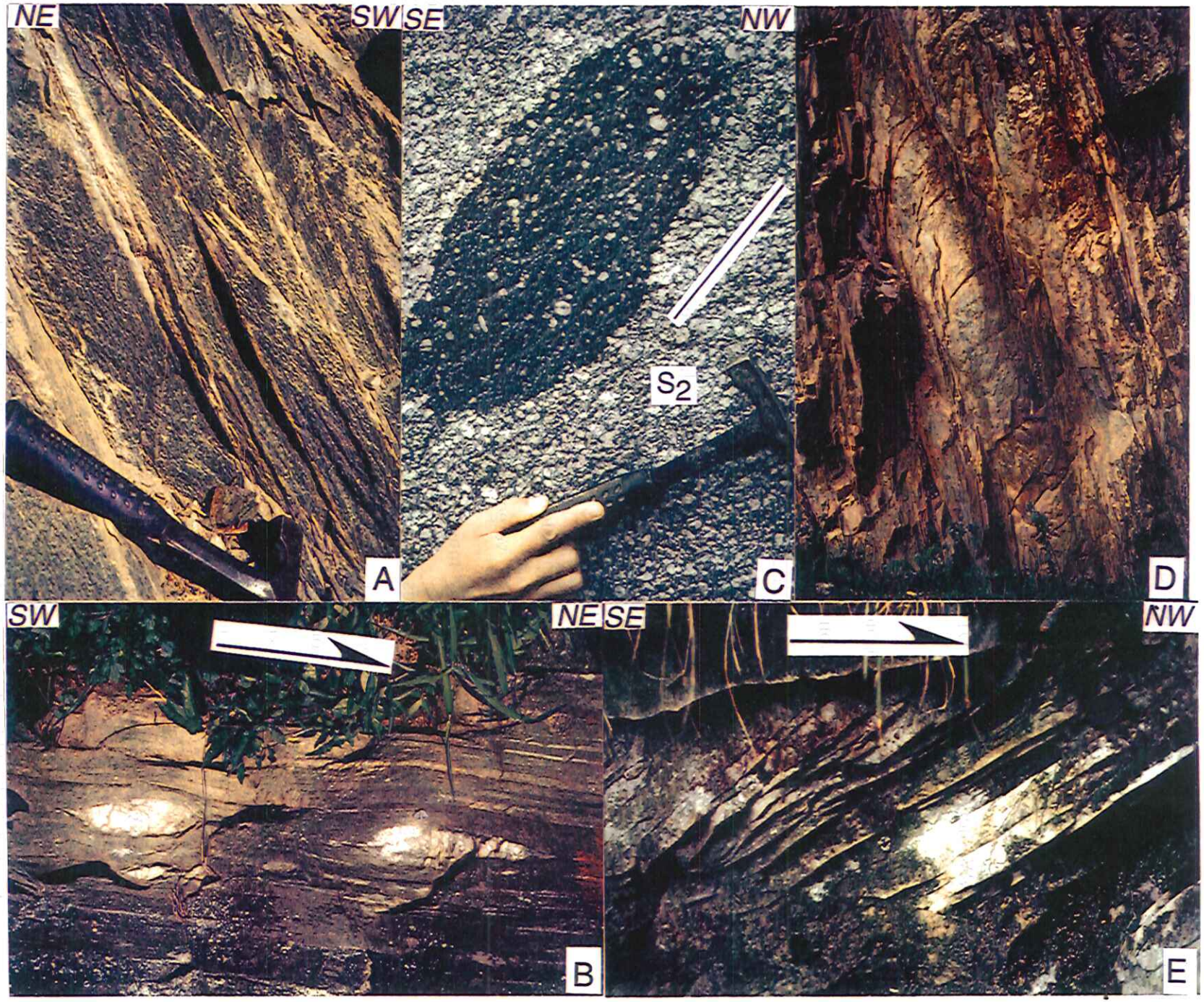



Figure III-6 : Field-scale photographs. (explanation in the text)
A : Southwestward-dipping slaty cleavage in Proterozoic slate near Hentang (D2 event).B : Sigmoidal quartz veins in biotite-garnet-staurolite micaschist showing top-to-the-NE (D2 shearing near Guanyin Qiao).C: Mafic enclave in oriented syn-D2 Haihui porphyritic granodiorite (Jx 104 sample). D : D1 fold turned to vertical by D2 upright folding in Sinian sandstone at Taiyi. E : Fracture cleavage in Sinian sandstone related to D1, SE of Guling.

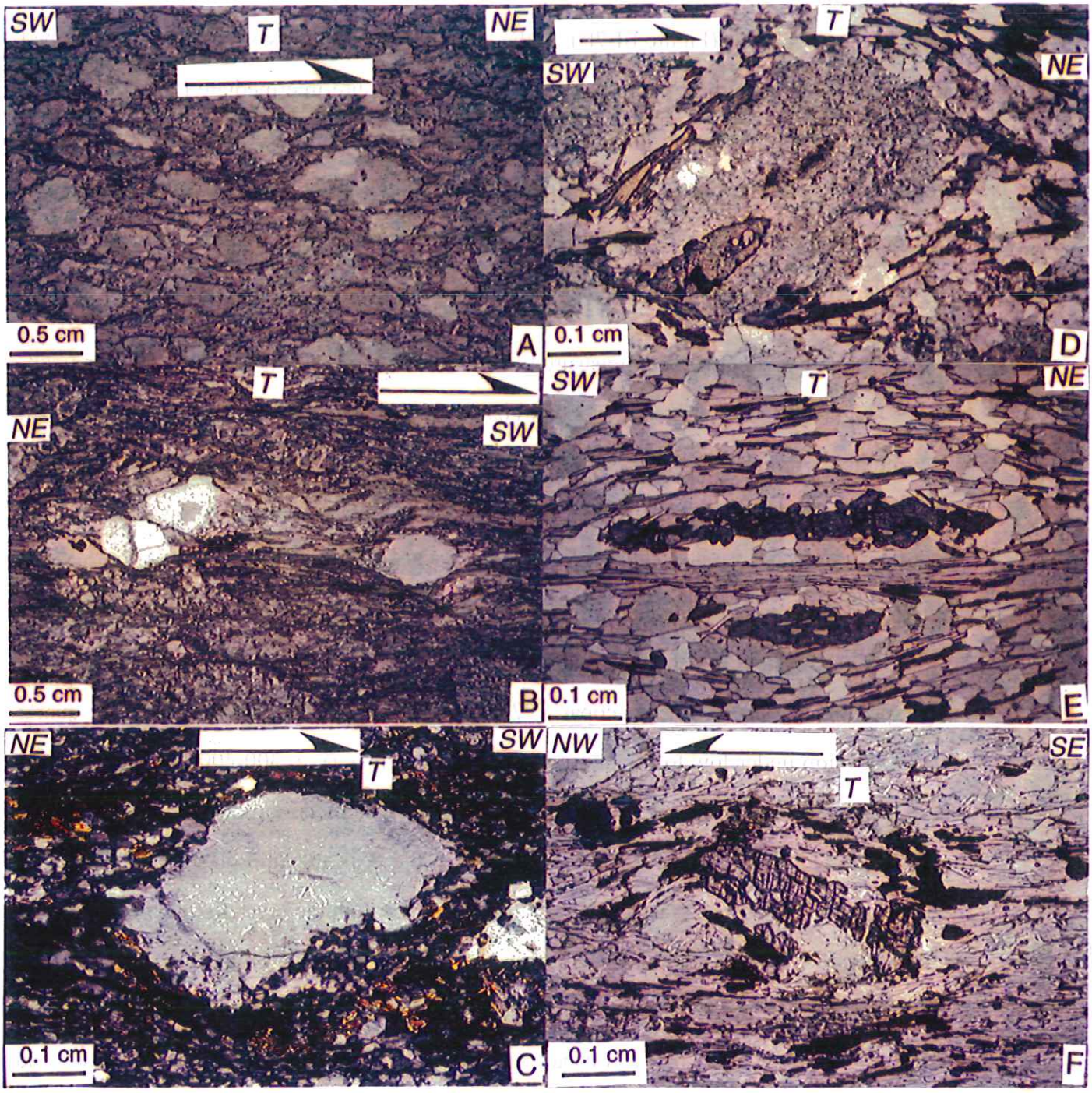



Figure III-7 : Microphotographs
A : Top-to-the-NE shear bands in Sinian sandstone (D2 event),W. of Gaolong. Quartz is partly recrystallized. B : Top-to-the-SW shear bands in Proterozoic lava (D2 event) near Guankou. C : Asymmetric quartz and biotite pressure shadows around partly recrystallized detrital quartz grain in metaconglomerate (D2 event), SW of Aikou. D : Asymmetric staurolite porphyroclast, almost completely retrogressed into sericite, surrounded by quartz pressure shadows showing top-to-the-NE shearing (D2 event), NE of Guanyin Qiao. E : Flattened and stretched garnet along L2 lineation showing a coaxial flow (D2 event), SW of Guanyin Qiao. Note also the quartz texture with planar joints, sharp extinction and lack of dynamic recrystallisation.F : cataclazed kyanite grain formed during Dx and sheared to the NW during D1 event, Taiyi.

III-7C). Shear bands with curved amphibole, and sigmoidal grains of K-feldspar or staurolite are also found (Figure III-7D). In the central part of the Lushan massif, (i.e. S. of Guanyin Qiao), the NE-SW mineral lineation is still clearly observed but the symmetry of the fabric indicates a coaxial flow (Figure III-7E). In the micaschists and gneisses, commonly developed biotite, garnet and staurolite indicate an intermediate pressure-intermediate temperature type of metamorphism. However, it is worth to note that the above-described shear criteria overprint the metamorphic assemblages related to this older event. Therefore, the deformation structures are not coeval with peak metamorphic conditions, but overprint the metamorphic assemblages. A convergent conclusion can be drawn from the study of quartz fabrics.

Quartz c-axes have been measured using an universal stage. The corresponding sub-fabrics (Figure III-5) exhibit some general characteristics. Namely, all the diagrams have an orthorhombic symmetry with two suborthogonal point maxima. In a few cases, one maximum is more populated than the other. The location of points along the diagram edge, between the stretching lineation (X axis) and the foliation pole (Z axis) indicates that basal <a> gliding system is dominant. However, the few c-axes plotting in the center of the diagram show that the prism <a> system is also activated to accomodate plastic flow. In agreement with natural and experimental data (e. g. Etchecopar, 1977; Law, 1990 and references therein), such quartz fabrics develop under low to middle temperature conditions (i. e. 300-400°C). We note that these conditions do not comply with the amphibolite facies metamorphism. Therefore, these quartz c-axis fabrics likely developed subsequent to the peak metamorphism experienced by the gneisses of the Lushan massif. This conclusion agrees with the crystallization-deformation timing since, as shown above, shear criteria develop upon metamorphic assemblages. The bulk kinematic picture provided by the quartz c-axis fabrics corresponds to non-coaxial flow at the SW and NE ends of the Lushan anticline, and coaxial flow between Guizon and Guanyin Qiao (Figures III 2, 5)

Moreover, the metamorphic rocks exhibit abundant evidence of a ductile, post-metamorphic deformation. Centimeter- to decimeter-scale, frequently striated, quartz

veins, concordant to the foliation of the gneisses and micaschists suggest a reworking of this surface as a shear plane. The asymmetric shape of the quartz veins allows us to infer a sense of shear (Figure III-6B), with top-to-the-NW and SE shearing at the NW and SE terminations of the Lushan anticline, respectively. In the central part of the massif, between Guizhong and Guanyin Qiao, symmetric veins predominate and attest to coaxial flow. This kinematic pattern is consistent with other shear criteria observed in the metamorphic rocks.

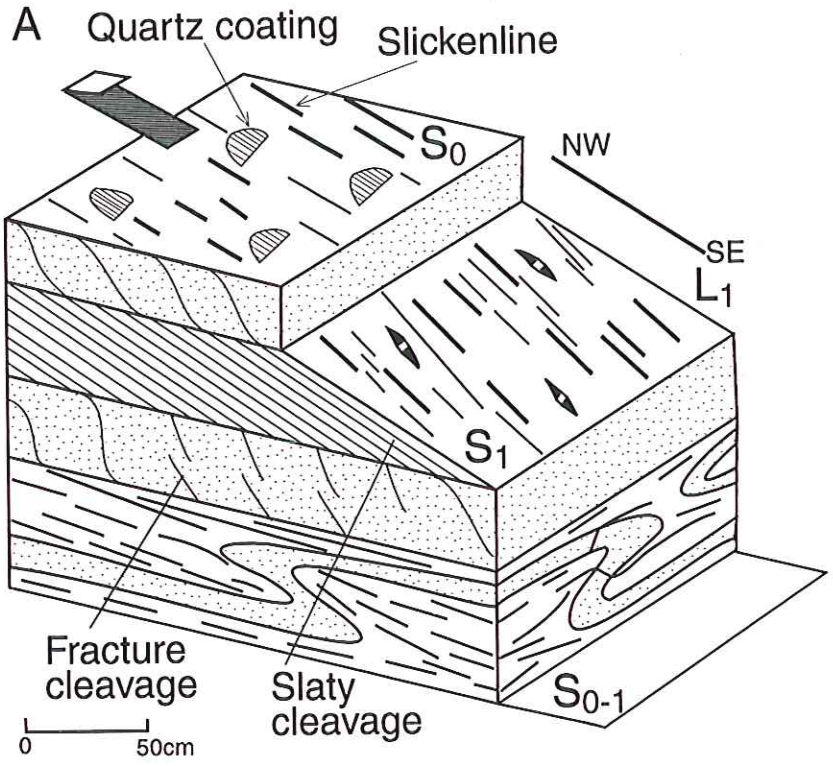
The D2 deformation is also observed in the Haihui porphyritic granodiorite. Planar and linear fabrics are well defined by mafic microgranular enclaves and by biotite and K-feldspar preferred orientation (Figure III-6C). The Haihui granodiorite exhibits a N50E trending mineral lineation parallel to that observed in metamorphic rocks. Under the microscope, the granodiorite fabric is characterized by subsolidus fabrics such as zoned plagioclase with syneusis texture, myrmekite in K-feldspar, cracked titanite and other resistant minerals. In contrast, quartz does not exhibit plastic deformation structures (Hibbard, 1987; Faure et al., 1996). The accordance of planar and linear structures of the Haihui granodiorite with those related to the D2 deformation in the host rocks, shows that this pluton is syntectonic with respect to D2. Its Early Cretaceous titanite U/Pb age (cf. below) provides a strong constraint on the timing of the deformation history.

The lower part of the Sinian sandstones and the metamorphic rocks are cut by numerous aplite and pegmatite dikes. Most of these dikes are also deformed. The dikes at high angle to the foliation are buckled with subhorizontal axial planes and those dikes at low angle to the foliation are boudinaged and stretched in the NE-SW direction. This geometric pattern allows us to define roughly the principal strain axes, characterized by NE-SW stretching (X axis) and vertical shortening (Z axis). Since the intermediate Y axis is perpendicular to the Lushan anticline axis, it has to be a shortening axis too, but the lack of strongly folded dikes with vertical axial planes shows that the amount of shortening in the NW-SE direction (along Y) was less than in the vertical direction (along Z). The low angle cleavage plane in slates and subhorizontal folding of dikes also argues for a vertical shortening during D2 deformation. The divergent senses of shear, respectively top-to-the SW and NE at the SW and NE ends of

the Lushan massif, are interpreted as edge accomodation around the anticline periclinal terminations.

**D1 deformation.** Prior to D2 folding and coeval magmatism, the Lushan massif experienced an older tectonic event (D1), well recorded in the Sinian series. Along a NW-SE transect, the intensity of D1 increases from Paleozoic to Sinian, that is to say from top to bottom of this tectono-stratigraphic unit. Maximum deformation is located along the tectonic boundary between the Sinian and Proterozoic formations where, D1 is characterized by a metamorphic foliation subparallel to bedding (S0-1) except in the hinges of isoclinal folds (Figure III-8A). S0-1 bears a N120 to 150E trending mineral and stretching lineation parallel to isoclinal fold axes (Figures III-4, 6E). D1 structures are folded by upright N 50 E trending D2 folds (Figures III 6D, 8B). Upward in the Sinian sequence, metamorphism progressively disappears, and bedding is deformed by fracture or slaty cleavage (S1) depending on the lithology (Figure III-6E; 8A). Near the boundary between Sinian and Paleozoic series, hectometer-scale recumbent folds can be observed (e. g. at Shimen Jian, Figures III 2, 3). S1 bears a NW-SE (N 120 E-150 E, Figure III-4) stretching lineation, and on the bedding surface (S0), slickenlines and quartz-fiber coating indicates a top-to-the NW displacement accomodated by slip on the layers. Near Guling (Figure III-2), fold axes trending NE-SW with axial planes overturned to the NW also belong to D1 deformation. From the kinematic point of view, top-to-the-NW shearing observed in the field is confirmed by microscope-scale shear criteria such as pressure shadows, shear bands or oblique quartz shape fabrics. Near the Sinian-Proterozoic boundary, for instance at Taiyi, quartz-muscovite assemblages develop in the pelitic rocks. Kyanite grains, always deformed, cracked and often surrounded by pressure shadows, are also observed (Figure III-7F). This kyanite appears as a pre-D1 mineral cataclazed during D1.

At the base of the Sinian series, where D1 is the most intense, quartz C-axis fabric shows the development of a point maximum oblique to the foliation pole (Z axis) in



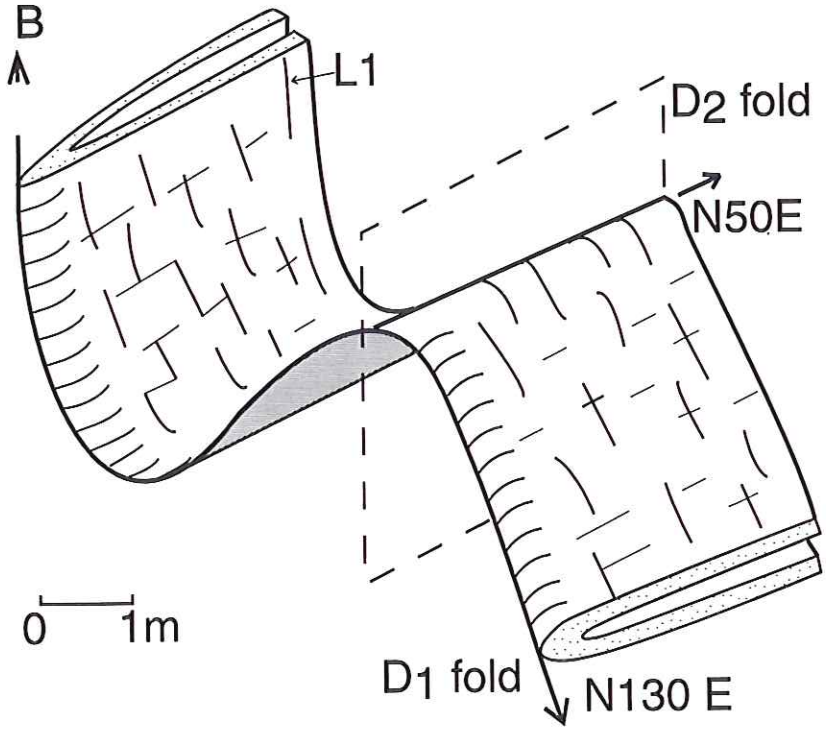




Figure III-8 : A : Schematic block diagram of D1 phase structures with cleavage refraction in sandstone beds, stretching lineation (L1) slaty cleavage (S1) and slickensides and quartz coating on bedding (S0). When shearing is high, isoclinal folds develops and bedding and cleavage become parallel (S0-1). B : sketch showing D1 NW-SE trending isoclinal, fold parallel to L1, refolded by D2 NE-SW trending upright fold

agreement with a top-to-the-NW shearing (Figure III-5). The existence of a weak secondary maximum around the Y axis (in the center of the diagram) indicates dominant activation of basal <a> with a minor component of prism <a> gliding systems. In terms of deformation conditions, such quartz c-axis fabrics develop under low temperatures (ca 300-400°C) which are not compatible with the intermediate temperature-intermediate pressure metamorphism of the Lushan massif and kyanite occurrence in the same thin section. This quartz c-axis result also supports the conclusion that kyanite crystallization pre-dates D1 shearing. The close geometric association between kyanite-bearing metapelites and underlying biotite-garnet-staurolite micaschists suggests that both assemblages belong to the same metamorphic event which we designate Dx in the following discussion. Therefore, the three ductile deformation events documented in the Lushan massif are younger than Dx. D1 appears to be restricted to the rocks located at the Proterozoic-Sinian boundary. The tectonic significance of each event are best constrained in context of our new radiometric dates.

## Geochronological data

**$^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology.** A large set of samples representative of the different tectonometamorphic units in the Lushan massif has been collected for $^{40}Ar/^{39}Ar$ age determinations. About twenty samples from the Proterozoic basement rocks, the metamorphic base of the overlying Sinian cover and the granitoids have been selected and analysed using furnace step-heating of bulk separates and laser probe dating of single grains. The detailed results of this geochronological study will be published in a forthcoming paper (Lin et al., in prep.), but a brief summary of this work is given here to provide new constraints on the thermal and tectonic evolution of the Lushan massif. The new data are presented in figure III-9 and table 1. Figures III 10 and 11 are representative examples of $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra and laser probe ablation maps. Details of the different analytical procedures are given in the appendix.

**Proterozoic basement :** Gneisses and micaschists were sampled mainly in the southern part of the dome and bulk separates and single grains of amphibole, muscovite

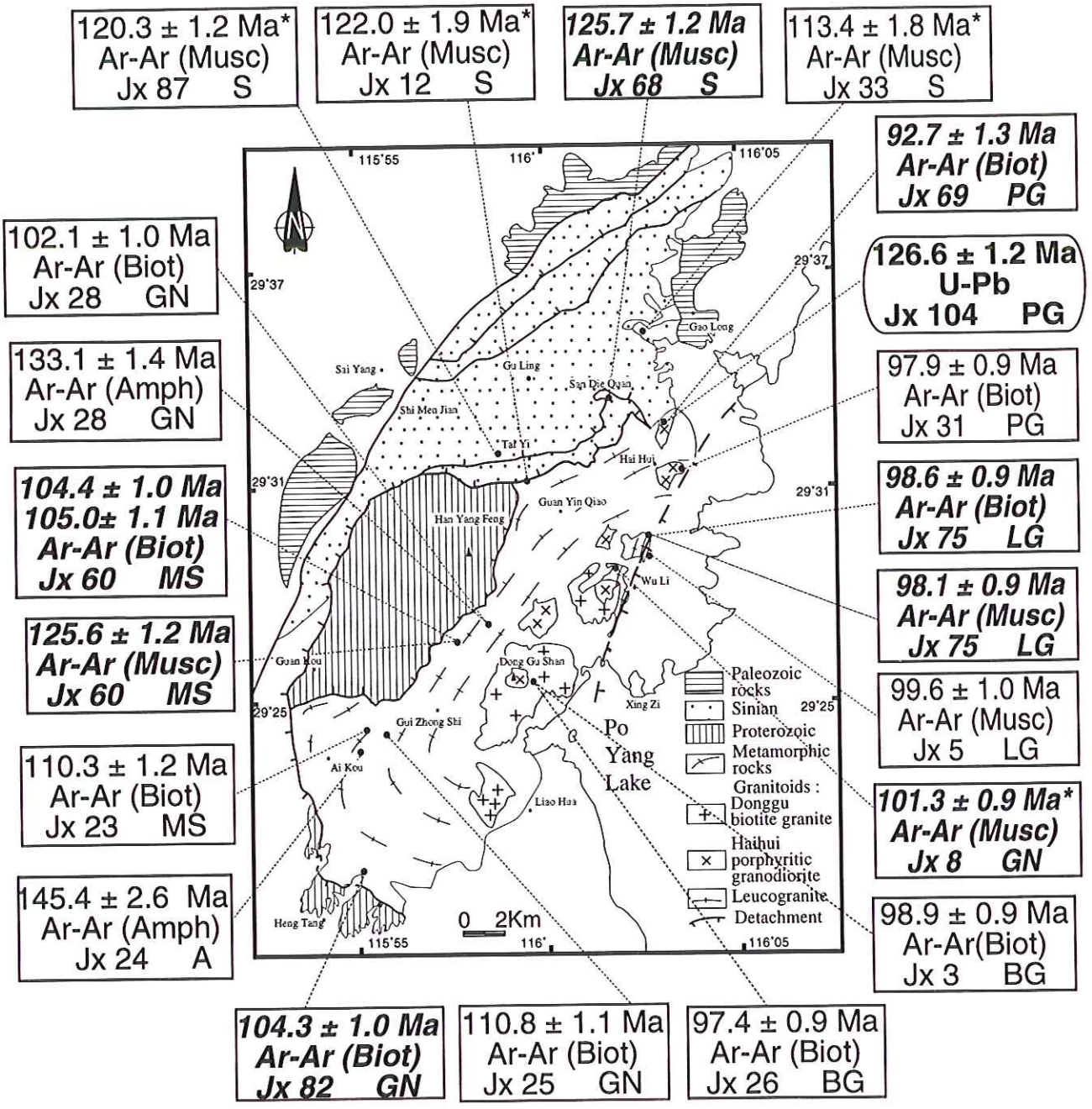



Figure III-9 : Structural map of Lushan massif showing the available radiometric data. For 40Ar/39Ar dates, straight and italic-bold letters correspond to population and single grain laser analyses respectively. * indicates mixed ages. Musc, biot and amph stand for muscovite, biotite and amphibole respectively and BG, LG, PG, S, MS, A and GN indicate the lithology biotite granite, porphyritic granite, leucogranite, Sinian sandstone, micaschist, amphibolite and gneiss respectively. For U-Pb date, concordia diagram is given in figure III-12

Table III-1. Summary of all 40Ar/39Ar data presented in figure 9. Analytic tables available on request

| Sample | Locality | Rock type | Total age | Plateau | Isochron | 40Ar/36Ar | MSWD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Bulk separate step-heating | | | | | | | |
| Jx3 biotite | Dong Gu Shan | granite | 97.7±0.7 | 98.9±0.9 | 98.4±1.0 | 375±51 | 1.3 |
| Jx5 muscovite | | quartzite | 100.4±1.0 | 99.6±1.0 | 99.4±1.2 | 372±99 | 8.5 |
| Jx12 muscovite* | Tai Yi | graywacke | 118.8±1.9 | 122.0±1.9 | 119.7±2.3 | 552±245 | 11.3 |
| Jx23 biotite | Xie Jia Shan | micaschist | 112.7±1.1 | 110.3±1.2 | 109.7±1.7 | 360±217 | 0.4 |
| Jx24 amphibole | Rao Jia Shan | amphibolite | 142.2±3.4 | 145.4±2.6 | 140.5±2.9 | 328±35 | 1.7 |
| Jx25 biotite | Rao Jia Shan | gneiss | 109.8±1.1 | 110.8±1.1 | 112.2±1.9 | 189±30 | 12.9 |
| Jx26 biotite | Dong Gu Shan | granite | 97.0±0.9 | 97.4±0.9 | 97.8±1.0 | 263±39 | 1.0 |
| Jx28 biotite | Guan Yin Qiao | gneiss | 100.2±1.0 | 102.1±1.0 | 101.9±1.1 | 301±12 | 9.3 |
| Jx28 amphibole | Guan Yin Qiao | gneiss | 131.4±1.4 | 133.1±1.4 | 132.9±1.6 | 316±111 | 4.4 |
| Jx31 biotite | Hai Hui | gneissic granite | 97.1±0.9 | 97.9±0.9 | 97.6±1.0 | 323±45 | 0.4 |
| Jx33 muscovite* | Gao Long | graywacke | 113.4±1.8 | / | / | / | / |
| Jx87 muscovite* | Tai Yi | metapelite | 116.3±1.1 | 120.3±1.2 | 120.2±1.3 | 294±34 | 1.8 |
| Single grain step-heating | | | | | | | |
| Jx60 biotite | Xiu Feng | micaschist | 104.5±1.0 | 104.4±1.0 | 104.4±1.1 | 264±142 | 3.9 |
| Jx60 muscovite | Xiu Feng | micaschist | 104.9±1.1 | 105.0±1.1 | 104.8±1.1 | 351±64 | 0.5 |
| Jx75 biotite | Wang Jia Long | mylonitic granite | 123.5±1.1 | 125.6±1.2 | 125.6±1.2 | 351±56 | 2.8 |
| Jx82 biotite | Gu Li Long | metaconglomerate | 94.2±0.8 | 98.6±0.9 | 98.6±0.9 | 296±36 | 1.2 |
| | | | 99.8±0.9 | 104.3±1.0 | 103.4±1.0 | 357±46 | 1.3 |
| Single grain spot fusions | | | Min. age | Max. age | Mean Int. Age | | |
| Jx8 muscovite | Wu Li Pai | mylonitic granite | 93.5±1.2 | 110.3±1.0 | 101.3±0.9 | | |
| Jx60 muscovite | Xiu Feng | micaschist | 114.9±0.5 | 129.0±0.5 | 123.5±1.1 | | |
| Jx68 muscovite* | San Die Quan | quartz vein | 113.6±2.8 | 131.5±2.7 | 125.7±1.2 | | |
| Jx69 biotite | Hai Hui | gneissic granite | 89.8±1.3 | 94.7±1.6 | 92.7±1.3 | | |
| Jx75 muscovite | Wang Jia Long | mylonitic granite | 89.2±1.6 | 100.5±2.6 | 95.0±0.9 | | |

*=Sinian cover

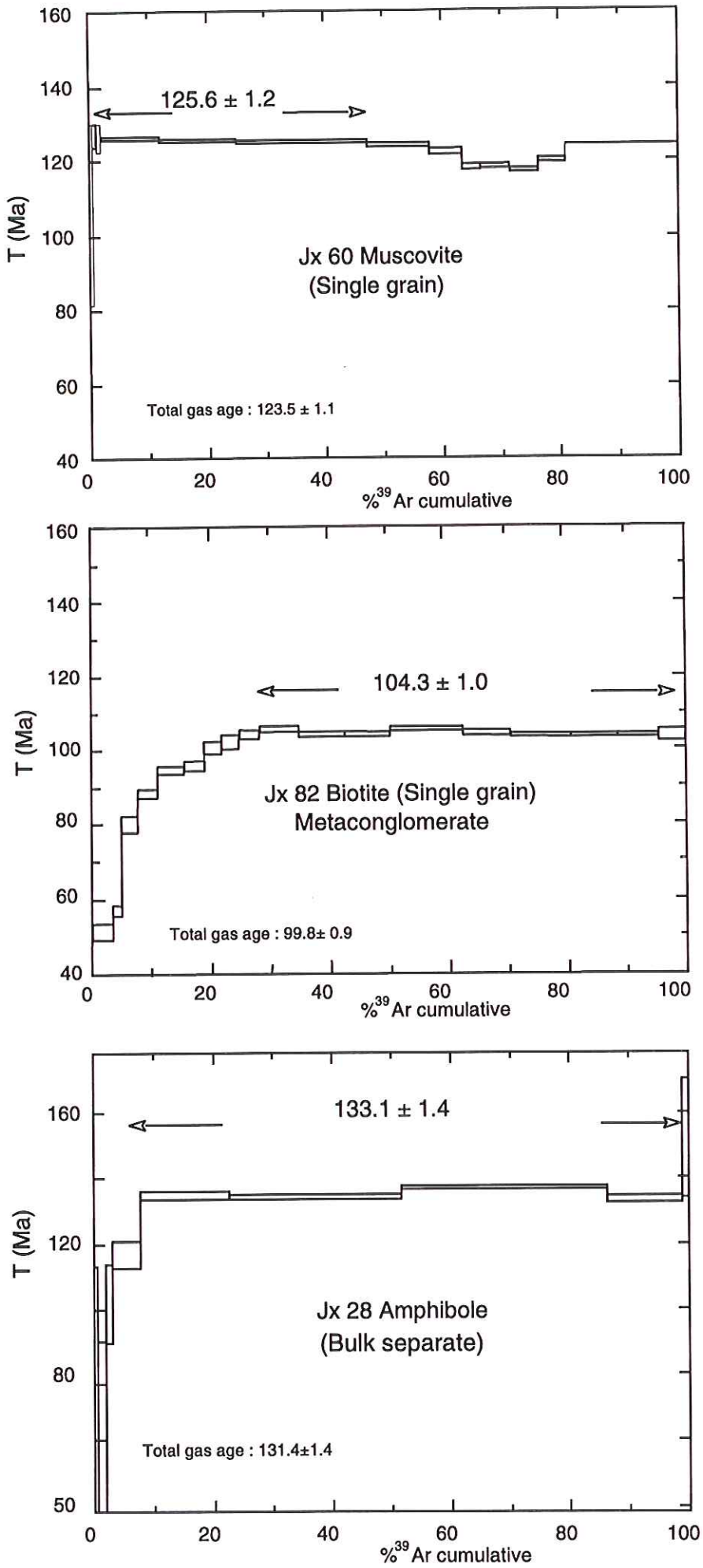
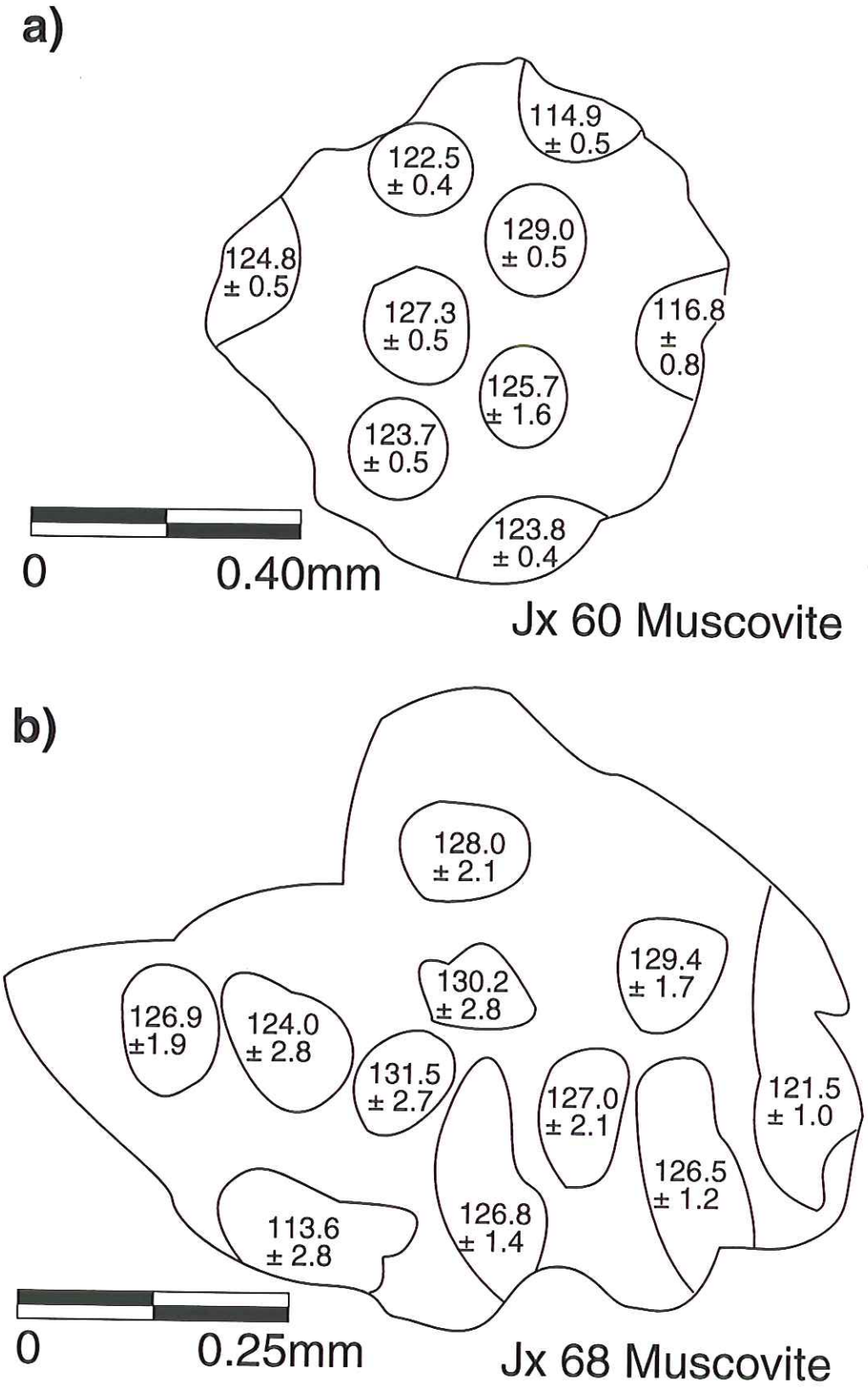



Figure III-10 : Three examples of 40Ar/39Ar age spectra
(see location on Figure III-9) on muscovite, biotite and amphibole




Laser spot ages in two muscovite grains

Figure III-11 Two examples of laser spot analysis in muscovite (see location on Figure III-9) on muscovite, biotite and amphibole

and biotite were investigated. Among these minerals, two populations of amphiboles from amphibolitic gneisses (Jx 24 and Jx 28) give the oldest isochron dates of 145.4 ± 2.6 Ma and 133.1 ± 1.4 Ma, respectively. Their Ca/K ratios differ markedly by a factor of 6 and both display younger ages in the first gas increments, probably related to the presence of micaceous inclusions which can be observed in thin section, and which are abundant in the case of sample Jx24. This latter sample displays a discordant age pattern that could be indicative of the presence of excess argon. Muscovite Jx 60 from a garnet-staurolite micaschist has been analyzed by laser step-heating and spot ablation of single grains. The single grain age spectrum is partly discordant, recording a concave shape in the central part of the release pattern (Figure III-10). The total gas age of 123.5 ± 1.1 Ma is slightly younger than the age of 125.6 ± 1.2 Ma calculated over the less discordant portion of the spectrum, representing 45% of the gas released (Figure III-10). A series of nine laser ablations performed perpendicular to the surface of a second grain from this sample (Figure III-11a) suggests that the minimum of the saddle in the spectrum can be correlated with minimum ages of 115-117 Ma obtained on the rim of the mica, whereas the core retains consistent ages corresponding to a mean value of 125.2 ± 0.7 Ma. A younger age of 99.6 ± 1.0 Ma is recorded by a muscovite population from a quartzite at Wuli (sample Jx5), in the vicinity of the ductile normal fault contact with the overlying Proterozoic and Paleozoic formations. Five biotite concentrates have been analysed in this SW part of the metamorphic dome. The age spectra of these biotites frequently display minor disturbances related to the presence of chlorite impurities in the bulk mineral separates (Figure III-10). These biotites give dates ranging from 102.1 ± 1.0 Ma for a biotite-amphibole gneiss (sample Jx 28, Figure III-9) to 110.8 ± 1.1 Ma for a two-mica gneiss collected further to the SW (sample Jx 25). To the south, an age of 104.3 ± 1.0 Ma is reported for a mylonitic metaconglomerate (sample JX 82) in the contact zone with the overlying weakly metamorphosed Proterozoic slates (Figure III-10).

**Granitoids :** Different types of granitoids showing variable structural relationships with their country rocks were collected mainly in the northeastern and central parts of the Lushan dome. Samples Jx 3 and Jx 26 are from the central post-tectonic Donggu pluton and give consistent biotite cooling ages close to 98 ± 1 Ma. Two biotites from the Haihui gneissic granodiorite give ages of 93-98 Ma that fall broadly within the same age range (Jx 31, Jx 69).

Laser probe dating has been applied to two strongly sheared leucogranites near Wuli (Jx 8 and Jx 75). A series of laser pits in a muscovite from the first sample yields a zonation of apparent ages from 94 Ma on the rim to 110 Ma in the core of the mica. With muscovite Jx 75, this zonation is less well developed with a minimum rim age of 89 Ma and a core age of 100 Ma. Step-heating of a single biotite grain from this latter sample yields a plateau date of 98.6 ± 0.9 Ma, consistent with the muscovite date.

**Sinian :** Four samples were taken at the base of the Sinian sandstone-pelite cover where metamorphic assemblages including kyanite and white mica were found during the field survey. Three bulk separates of muscovite (samples Jx12, Jx33, Jx87) display similar, discordant age spectra showing a progressive increase of apparent ages from about 100 Ma to 120-125 Ma during incremental heating. These gradients are interpreted to result from the coexistence of two generations of muscovite in the studied samples as observed in thin section. Laser probe dating was applied to a single muscovite from a quartz vein inside a shear zone with top-to-the-ENE kinematic indicators related to the D2 event (San Die Quan waterfalls), about 1 km structurally above the main contact between the Sinian series and the underlying basement. $^{40}Ar/^{39}Ar$ spot fusion data from this muscovite (sample Jx 68) do not reveal any significant age difference between core and rim (Figure III-11b), corresponding to an mean integrated date of 125.6 ± 1.2 Ma.

**Interpretation of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages.** By contrast with the geochronological reported further south in the Wugongshan massif (Faure et al., 1996), the first observation resulting from these new $^{40}Ar/^{39}Ar$ age determinations in the Lushan massif is that all fall in a range from about 140 to 100 Ma, thus pointing to the existence of a major cooling event in the Cretaceous, independently of the lithology or tectonostratigraphic level investigated. This is particularly noticeable for the schists of the Sinian metamorphic cover that have experienced lower thermal conditions than the underlying basement rocks and which partially preserve the earlier Dx metamorphic assemblages. However, there is no preserved record in these schists of ages older than the Cretaceous.

But, while a range of ages exists thoughout the different units, they form a consistent pattern within rocks of the same unit with older to younger dates for amphibole through muscovite then biotite. This pattern conforms to a generally accepted decrease in closure temperature for these minerals. According to Harrison (1981) and Dahl (1996), it is likely that amphibole ages of 140-133 Ma in the Proterozoic basement record the time when the metamorphic rocks passed through an isotherm between 500 and 600°C. Peak metamorphic conditions in the garnet-biotite-staurolite gneisses were attained before the Cretaceous, but no geochronological data is available to pinpoint precisely the delay before the time of closure of the amphiboles to argon diffusion represented by our data. Muscovite ages close to 125 Ma in metamorphic rocks are interpreted to record cooling about 10 Ma after amphibole. Recent experimental and field calibrations (Kirschner et al., 1996; Hames and Cheney, 1997) indicate that this cooling occurs at a temperature slightly above 400°C. According to the new U-Pb titanite ages given below, this cooling appears to be contemporaneous with the emplacement of a first generation of granitoids in the Lushan dome. Younger ages between 90 and 110 Ma are recorded by muscovite from sheared leucogranites, suggesting that some argon loss occurred during shearing. Biotite ages range from 93 to 111 Ma throughout the massif, recording cooling at a temperature of 300-350 °C (Harrison et al., 1985; Onstott et al., 1989). Biotite ages are systematically older in the dated metamorphic rocks (102-111 Ma) than in the various granitoids (93-99 Ma), suggesting some diachronous cooling history between these lithologies. However, all biotites became closed to argon diffusion after the emplacement of the granites. The combination of these new $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological data points to a mean cooling rate close to 5-10°C/My for the period between 140 and 100 Ma. Anomalies exist to this general pattern that may be attributed to argon loss related the thermal effect of the plutons or the shear zone activity.

**U-Pb dating of the Haihui granodiorite.** A series of five size fractions of titanite was dated by the U-Pb method to constrain the age of magmatism that led to the emplacement of the Haihui granodiorite. We elected to analyze titanite because inherited components from crustal

sources are less frequent in this mineral than in cogenetic zircon in which we observed old cores by optical microscopy. Relative chronology estimated through intrusive relationships places the Haihui granodiorite between the older metamorphic rocks and the younger Donggu granite. The porphyritic granodiorite (Figure III-3) truncates the country gneiss. Field observations through the pluton and adjacent rocks reveal the occurrence of mega-xenoliths of the Haihui granodiorite within both the Donggu granite and the foliated leucogranite. Sample Jx 104 is a porphyritic, medium-grained rock consisting of about 60% felsic minerals (plagioclase, less K-feldspar, and little quartz) and 40% mafic components (biotite and minor brown amphibole). The sample is characterized by a syn-D2 gneissic structure caused by preferred orientation of biotite and feldspar crystals. This structure reflects strain during crystallization of the magma, with the primary magmatic mineralogy being entirely preserved; no evidence for later subsolidus deformation can be recognized.

U-Pb analytical data for magmatic titanite are given in Table 2 and the corresponding concordia diagram is shown in Figure III-12. The fractions measured represent between 2 and 20 grains, selected individually under the binocular microscope to avoid any inclusions and cracked or translucent grains. The euhedral transparent titanites used are homogeneously pleochroic, with colors ranging from yellow and pale-brown. The five analyses yield identically concordant ages defining a mean value of 126.6 ± 1.2 Ma (2σSTERR of the weighted mean) for titanite crystallization in the magma. Since titanite has blocking temperatures in excess to 700°C for the U-Pb chronometer (e.g. Zhang and Schärer, 1996; Corfu, 1996), this age can be interpreted to correspond to the time of magma crystallization within the host gneisses, dating emplacement of the Haihui granodiorite.

This age is significantly older than the $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the same intrusion (Figure III-9) giving a plateau at 92.7 ± 1.3 Ma on biotite (Jx 31). This ca 30 m.y. age difference reflects either (1) late closure of the K-Ar system during progressive cooling of the pluton from above 700° C to below 300-350° C, or (2) the occurrence of a later thermal phase, during which the Ar-Ar system was reset in biotite but not the U-Pb clock in titanite. Slow, progressive cooling at 10°C/My rate seems less likely than a late thermal input, because cooling rates would

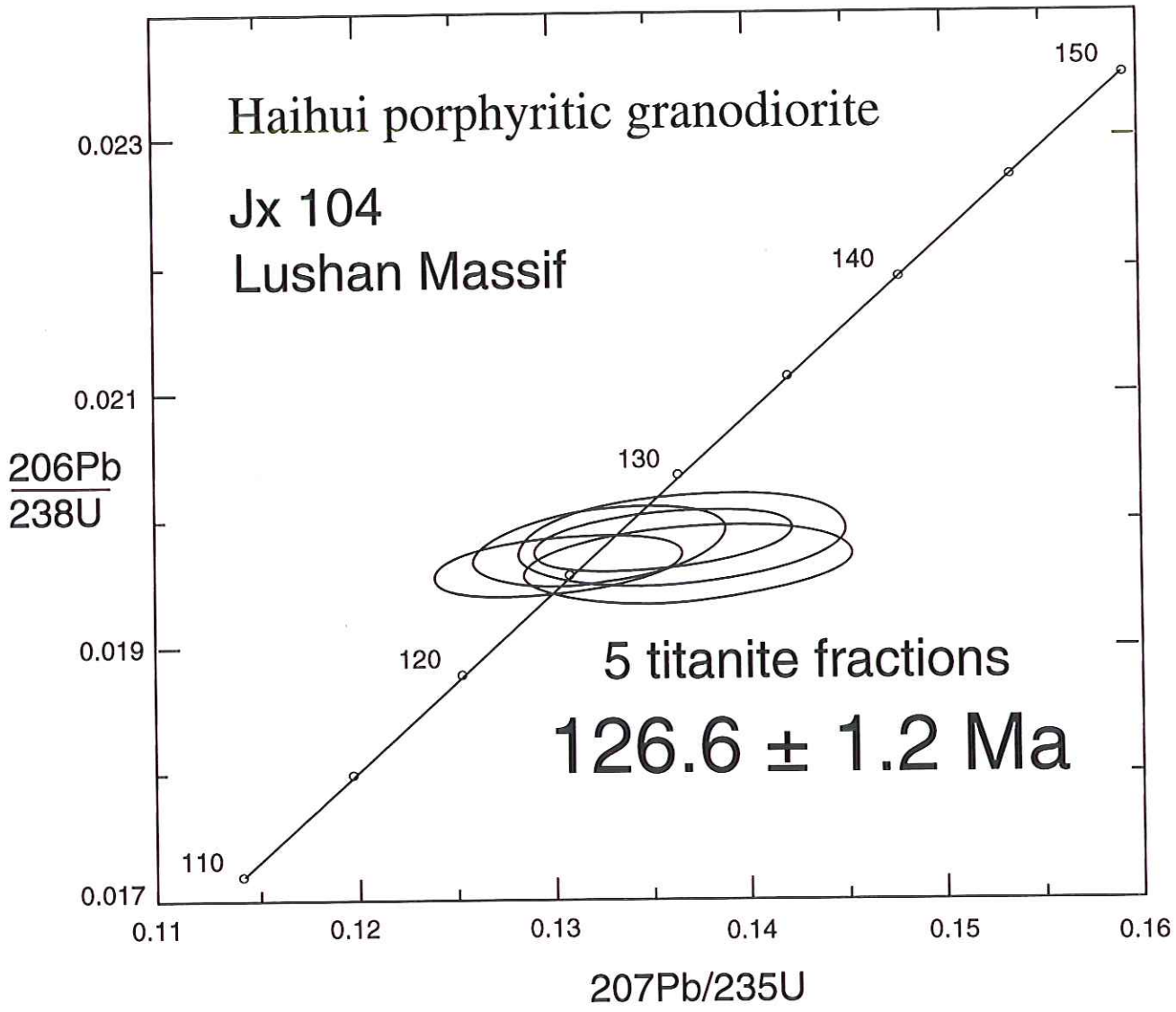



Figure III-12 : U/Pb concordia diagram of titanite from the Haihui granodiorite, (sample Jx 104 located on Figure III- 9).

**Table III-2.** U-Pb analytical results for titanite from the Haihui porphyritic granodiorite sample Jx-104

| Sample Description (a) | Weight mg | Concentrations ppm | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ measured (b) | Radiogenic Pb in atomic % (c) | | | Atomic ratios (c) | | | Apparent ages in Ma (c) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | U | Pb rad. | | $^{206}Pb$ | $^{207}Pb$ | $^{208}Pb$ | $^{206}Pb/^{238}U$ | $^{207}Pb/^{235}U$ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | $^{206}Pb/^{238}U$ | $^{207}Pb/^{235}U$ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ |
| ***titanite*** | | | | | | | | | | | | | |
| 1) 6 large grains | .2067 | 125 | 4.2 | 94.3 | 50.7 | 2.4 | 46.9 | .01966 | .1304 | .048105 | 125.5 | 124.5 | 104.5 |
| 2) 2 large grains | .1471 | 118 | 4.0 | 97.8 | 50.7 | 2.5 | 46.8 | .01986 | .1358 | .049576 | 126.8 | 129.2 | 175.2 |
| 3) 3 large grains | .1618 | 115 | 4.2 | 91.4 | 46.8 | 2.4 | 50.8 | .01967 | .1370 | .050508 | 125.6 | 130.4 | 218.5 |
| 4) 5 large grains | .1350 | 133 | 4.1 | 88.4 | 55.1 | 2.7 | 42.2 | .01981 | .1325 | .048503 | 126.5 | 126.3 | 123.9 |
| 5) 20 medium size grains | .5504 | 128 | 4.2 | 108 | 51.7 | 2.6 | 45.7 | .01986 | .1367 | .049911 | 126.8 | 130.1 | 190.9 |
| | | | | | | | | | | | **126.2** ± 0.6 | **128.1** ± 2.3 | |

Titanites were dissolved in HF 50% for 24 h at 200°C on the hot-plate in Teflon vials. After evaporation of HF, the residue was taken up in HCl 6N for 12 h at 160°C. Isotopic compositions and concentrations were measured simultaneously using a mixed $^{205}Pb/^{233}U/^{235}U$ tracer added prior to dissolution. Separation and purification of U and Pb were performed following a modified procedure after Manhès et al. (1978). Pb and U were loaded together with Si-gel and $H_3PO_4$ on a single Re-filament, and measured at 1350-1450° C and 1450-1550° C, repectively. All isotope ratios are corrected for 0.10 ± 0.05% of mass-discrimination, regularly controlled by running NBS standards. Decay constants are those from Jaffey et al., 1971, as recommended by Steiger and Jäger, 1977.

(a) Individual analyses represent fractions of abraded (Krogh, 1982) euhedral, unbroken, crack and inclusion-free grains of highest transparency posssible. Most grains are of slightly yellow to pale brown color showing strong pleochroism. Medium size = 100-200 μm long and large 200-300 μm long.

(b) Corrected for mass-discrimination.

(c) Corrected for mass-discrimination, isotopic tracer contribution, 15 pg of Pb blank, 1 pg of U blank, and initial common Pb as determined in cogenetic K-feldspar of the sample yielding 18.133 ± 0.010 for $^{206}Pb/^{204}Pb$, 15.581 ± 0.014 for $^{207}Pb/^{204}Pb$, and 38.518 ± 0.040 for $^{208}Pb/^{204}Pb$.

have to be unrealistically slow for a magma emplaced into an entirely solidified, and therefore much colder, upper crustal gneiss complex. Since the gneisses preserved their metamorphic fabric, temperatures during intrusion must have been below 300° C. In consequence, the most likely interpretation for the age difference is to ascribe biotite resetting to a later thermal event causing temperatures between 300° and 350° C within the Haihui granodiorite. Such re-heating of the pluton was possibly caused by the magmatism responsible for the emplacement of the Donggu granite, as suggested by a 97-98 Ma $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ biotite ages for an exposure S of Haihui (Figure III-9). However, further data are required to corroborate this idea.

**Discussion - Conclusion**

The tectonic-metamorphic-plutonic events recognized in the Lushan massif are significant for understanding the geological frame of SE China tectonics. The Late Cretaceous D3 event clearly belongs to the Yanshanian cycle. Cretaceous plutons deformed during or immediately after their emplacement are already well known in the area, e. g. in the Wugongshan (Faure et al., 1996) or in the Dabieshan (e. g. Hacker et al., 1996; Eide et al., 1994; personal observations). The question as to whether this deformation is a local event limited around some plutons or is a regional one corresponding to extensional tectonics is not uniquely answered by our data. However, Cretaceous plutons are widespread in SE Asia. Although they are generally related to westward subduction of an oceanic plate, intrusion extends several hundred kilometers inland from the subduction zone. While a general discussion on the geodynamic setting of the Mesozoic magmatism along the Eastern margin of Eurasia is beyond the scope of this paper, we suggest that in the Cretaceous, SE China experienced regional extensional tectonics as supported by the continental red beds deposited in grabens (e.g. Gilder et al., 1991; Qiu et al., 1991). This conclusion is also in agreement with the late Cretaceous normal motion proposed along the southern end of the Tan-Lu fault (Mattauer et al., 1991).

The D2 event corresponds to the formation of the Lushan anticline. NW-SE shortening is coeval with NE-SW stretching and vertical shortening. Folding occurred after the development of

the intermediate temperature-intermediate pressure metamorphism. The age of folding provided by the Early Cretaceous U/Pb age (ca. 127 Ma) of the syntectonic Haihui granodiorite demonstrates that D2 also belongs to the early stage of the Yanshanian cycle. A similar Early Cretaceous age (ca 132 Ma) from a granite mylonite associated with a normal fault bounding a granodioritic pluton is known in the Wugongshan (Figure III-1; Faure et al., 1996).

The top-to-the-NW D1 deformation is the most difficult to interpret. A very simple explanation would be to consider that D1 is a northwestward thrusting coeval with a medium-temperature/medium to high pressure metamorphism. However, several lines of evidence do not support this view. Firstly, quartz c-axis fabrics indicate a deformation temperature lower than that given by metamorphism. Secondly, D1 emplaces younger Paleozoic to Sinian rocks upon older Proterozoic slate, micaschist and gneiss. Such a contact does not contribute to thickening the sequence, but rather the converse: the tectonic boundary between Sinian rocks and Proterozoic metamorphics is "a subtractive contact" responsible for thinning of the pile as shown by the disappearance of Proterozoic rocks east of the massif. In the east, where Sinian rocks directly overly the metamorphics (Figure III-2), the Proterozoic sequence has been faulted out. Therefore, thrusting is unable to account for superposition of younger rocks upon older.

Another interpretation is preferred here, where we consider that the medium-temperature medium-pressure metamorphism to be coeval with the Dx event that predated the D1 deformation. Due to the intensity of the D1 and D2 events, the Dx deformation associated with the metamorphism has been erased. This interpretation is supported by the observation that staurolite, garnet and kyanite are retrogressed and cataclased during D1. In this model, the northward verging "subtractive" D1 deformation corresponds to an extensional decollement of the Sinian and Paleozoic rocks, within already metamorphosed rocks. Such decollement surfaces are also described in the nearby Jiulingshan and Wugongshan (e. g. Zhu et al., 1987; Faure et al., 1996, 1998; Lin et al., 1998), and also in the Dabieshan (Mattauer et al., 1987; 1991; personal observations; Figure III-1).

At the present state of knowledge, the age of D1 is unknown, but since Sinian and Paleozoic rocks are involved, D1 is probably related to a Mesozoic event, belonging either to the

Triassic (Indosinian) or Cretaceous (Yanshanian) orogeny. Relation of D1 to the Early Paleozoic (Caledonian) orogeny is unlikely since, conversely to many places in SE China, a Late Devonian unconformity does not exist in North part of Jiangxi Province. The time interval between the D1 deformation and the Dx metamorphism appears a key point for the understanding of the tectonic evolution of the Lushan massif. Obviously, most protoliths of the metamorphic rocks are older than Sinian, but the metamorphic continuity between micaschists and kyanite-bearing metapelites implies that Dx formed in Mesozoic times. However, Dx may have formed either long before D1 (for instance during Triassic, if D1 is Cretaceous) or immediately before D1, that is to say during the same orogenic event. It is worth noting that all geochronological or structural works dealing with Dabieshan recognize a major tectonic event in Triassic time (e. g. Mattauer et al., 1985; 1991; Okay et al., 1993; Ames et al., 1996; Eide et al., 1994; Hacker et al., 1996). Although still highly speculative, the latter possibility is chosen below to develop a tectonic model in which D1 occurred during the Triassic Indosinian orogeny.

A possible general evolution would be to consider that during the Triassic convergence leading to the Dabieshan orogen, the South China plate which corresponds to the Southern foreland of this orogen, also experienced thrusting and crustal shortening. At depth, intermediate- to high-pressure metamorphism (Dx) develops in Proterozoic and Sinian rocks during shearing responsible for crustal slicing (Figure III-13A). As in the Dabieshan, such thrusts are not recognized in the field (e. g. Okay et al. 1993), but the existence of a blind thrust is supported by seismic data (Wang et al., 1997). Blocking of thrusting induces the upward buckling of the thrust surface in a dome-like structure and, when the critical shear strength is reached, the Sinian to Paleozoic cover rocks could slide downward on both limbs of the anticline (Figure III-13B). By comparison with other domal structures in N. Jiangxi province, such as Wugongshan or domal structures in N. Jiangxi province, such as Wugongshan or Jiulingshan where decollements are dated to Triassic time (Lin et al., 1998; Faure et al., 1998), in Lushan massif, D1 could also likely have a Triassic age. The exhumation of the deep metamorphic part of the Lushan massif is partly assisted by the proposed D1 decollement and by Cretaceous extensional tectonics. During the Early Cretaceous, emplacement of the Haihui granodiorite would have enhanced the domal shape of basement high (Figure III-13C). Lastly, the SE side of the antiform was cut by

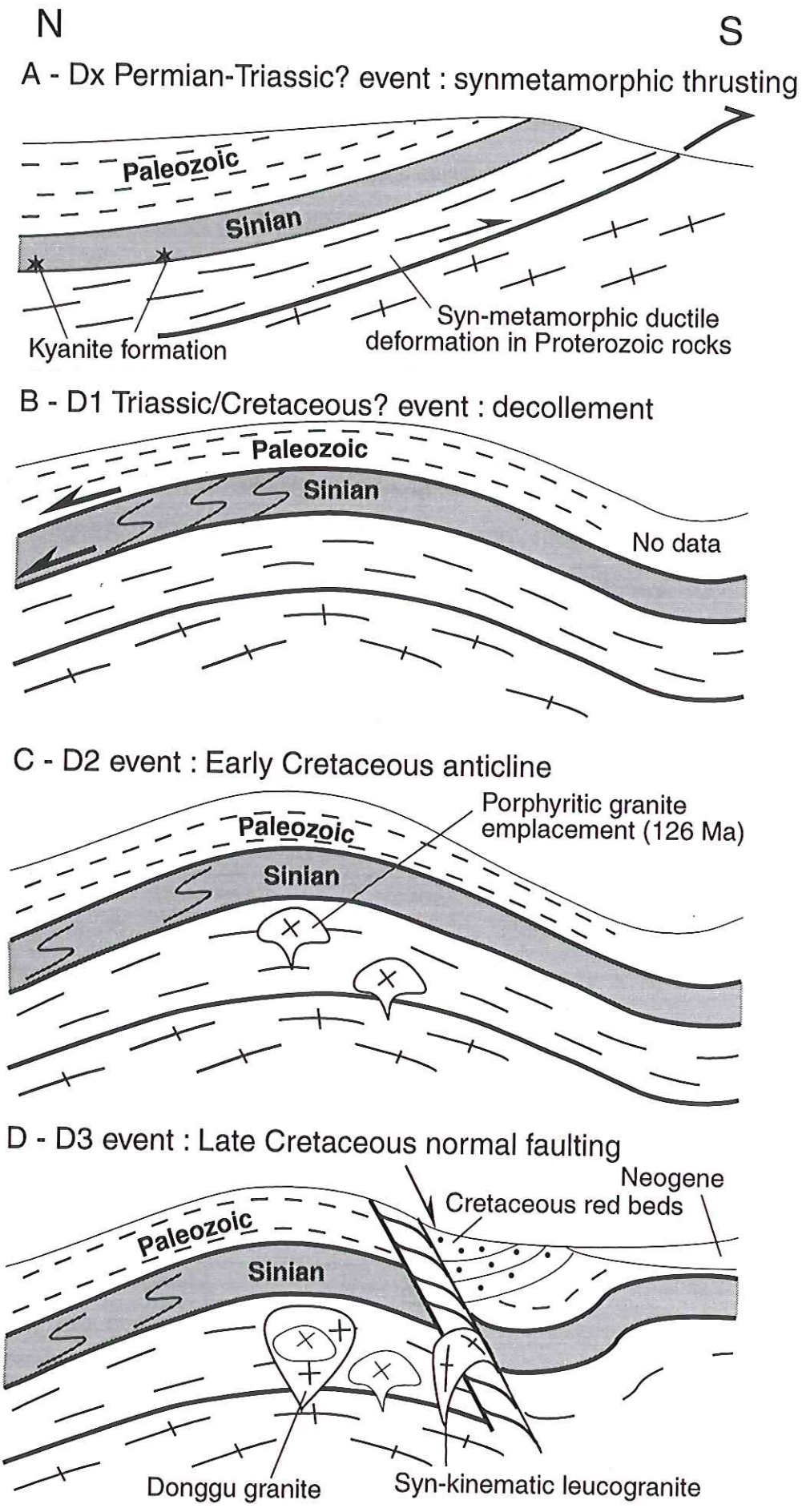



Figure III-13 Interpretative model of the tectoinc-metamorphic events in the Lushan Massif

a ductile normal fault coeval to leucogranite intrusion (Figure III-13D).

**Appendix**

During this study, both $^{40}Ar/^{39}Ar$ step-heating of mineral bulk separates and laser probe dating of single grains were used following analytical procedures that have been previously described (McDougall and Harrisson, 1988; Monié et al., 1994, 1997). For bulk separates, samples have been irradiated in the Grenoble nuclear reactor (France) together with different flux monitors including MMHb-1 (520.4 ± 1.7 Ma) and HD-B1 (24.21 ± 0.32 Ma). For this reactor, the following correction factors for argon nuclear interferences were applied : $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = 0.000289; $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = 0.000676; $(^{40}Ar/^{39}Ar)_{k}$ = 0.0307. Samples used for laser probe dating have been irradiated with the same monitors in the McMaster nuclear reactor (Canada). The correction factors were the following $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = 0.000254; $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = 0.000651; $(^{40}Ar/^{39}Ar)_{k}$ = 0.0156. Only the errors on total ages and plateau dates include the uncertainty on the monitor age and its $^{40}Ar/^{39}Ar$ ratio. Laser analyses were conducted on separated single grains using a laser probe operating in the semi-pulsed mode. The analytical device consists of : (a) a multiline continuous 6 W argon-ion laser with two main wavelengths of 488 and 514 nm; (b) a beam shutter for selection of exposure times, typically 30 ms for spot fusions; (c) optical lenses to focus the laser beam down to a minimum impact diameter of 20 μm; (d) a small inlet line for the extraction and purification of gases, (e) a MAP 215-50 noble gas mass spectrometer equiped with a Nier source and a Johnston MM1 electron multiplier. Each analysis involves 5 min for gas extraction and cleaning and 15 min for data acquisition. System blanks were evaluated every three experiments and ranged from $3\ 10^{-12}$ cc for $^{40}Ar$ to $6\ 10^{-14}$ cc for $^{36}Ar$.

## Acknowledgements

Field work has been founded by the National Science Foundation of China for M. Faure, Y. Sun and P. Monié. The French Ministère des Affaires Etrangères and Ministère de l'Education Nationale are acknowledged for providing Ph. D. scolarship for W. Lin, and supporting exchange visit of Y. Sun in France. E. Eide is acknowledged for her help to improve the first draft of this paper.

### 3. Résultats $^{40}Ar/^{39}Ar$ dans le massif de Lushan

Au total, 21 analyses ont été réalisées au cours de ce travail de thèse, en utilisant soit des populations minérales (micas, amphiboles) dégazées par induction de haute-fréquence, soit des monograins dont l'argon a été libéré à l'aide d'une sonde laser. L'association de ces deux approches analytiques a permis de mieux cerner l'origine des hétérogénéités isotopiques qui pouvaient apparaître sur les spectres d'âges, en particulier en raison de l'évolution thermique et tectonique complexe du massif argumentée précédemment. Le but final de cette étude géochronologique était de tenter de dérouler la succession des événements tectono-métamorphiques et magmatiques ayant contribué à l'édification du massif de Lushan. Pour aboutir à cela, un échantillonnage complet des différentes unités a été réalisé depuis le socle protérozoïque jusqu'à la base métamorphique de la couverture sinienne. Une attention a été également portée aux différents granitoïdes dont l'état de déformation variable reflète une mise en place diachrone par rapport aux phases de déformation cisaillante. La première observation faite à l'ensemble des datations ainsi réalisées est le regroupement de la totalité des âges dans une fourchette comprise entre 100 et 140 Ma, avec toute absence de signature isotopique antérieure au Crétacé, par opposition aux données obtenues plus au Nord dans le Dabieshan et plus au sud dans le Wugongshan où domine l'empreinte d'une tectogénèse permo-triasique. Nous analyserons successivement les résultats obtenus dans le socle protérozoïque et sa couverture sinienne décollée et ceux des différents granitoïdes (Table III - 3).

*1) Socle protérozoïque-couverture sinienne.*

Dans les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, les plus anciens ont été obtenus sur deux populations d'amphibole des échantillons Jx 24 et Jx 28, amphibolites du socle protérozoïque associées aux gneiss et micaschistes à grenat-staurotide. Ces amphiboles fournissent des âges plateaux respectivement à 145.4 ± 2.6 Ma et 133.1 ± 1.4 Ma (Fig. III-14-A, B). Les spectres d'âges de ces minéraux ne sont pas rigoureusement plats pour la totalité du dégazage, des discordances

apparaissant sur les premières fractions de l'argon libéré et reflétant probablement le dégazage de sites peu retentifs en argon tels que la surface des minéraux ou des inclusions. Ces âges sur amphiboles sont interprétés comme traduisant le passage de l'isotherme 500-550°C, la température couramment admise pour la rétention de l'argon dans les amphiboles. Il est à noter que les deux âges obtenus ne se recouvrent pas sur le plan statistique, traduisant soit un passage diachrone de l'isotherme 500-550°C entre les deux lieux de prélèvement ou plus vraisemblablement une remise à zéro différentielle des chronomètres pendant la mise en place de la première génération de granitoïdes (type Haihui), constituant l'événement thermique majeur à l'échelle du massif. En dehors de la zone mylonitique de Wu Li, les muscovites du socle protérozoïque (micaschiste Jx60) et de la couverture sinienne métamorphique (éch. Jx12, Jx33, Jx68 et Jx87) fournissent un ensemble de données cohérentes comprises entre 120 et 130 Ma environ. Dans la couverture sinienne, les spectres d'âges obtenus sur les trois populations de muscovites (Jx12, Jx33 et Jx87) sont partiellement discordants (Fig. III-14-C, D, E), en général progressivement croissants depuis les basses jusqu'aux hautes températures d'extraction de l'argon, reflétant la coexistence de deux générations de muscovites associées à deux événements cristallogénétiques principaux. Les âges minima enregistrés par le spectre des muscovites Jx33 suggèrent que l'épisode le plus récent de (re)-cristallisation des muscovites dans cette couverture sinienne intervient vers 100-105 Ma. Un âge maximum proche de 120-125 Ma est fourni par les fractions d'argon libérées à haute-température. Cet âge doit être interprété comme l'âge minimum de cristallisation de la première génération de micas blancs. Les analyses réalisées à la sonde laser sur les muscovites Jx68 d'un filon de quartz des cascades de San Die Quan viennent à l'appui de cette interprétation. Un cristal de muscovite a été analysé en réalisant une succession de fusions ponctuelles perpendiculairement au plan de clivage du mica (Fig. III-F). A l'exception d'une seule analyse focalisée sur la bordure du cristal, les âges apparents obtenus sont extrêmement cohérents, correspondant à un âge moyen de 125,6 ± 1,2 Ma. L'absence de zonation dans cette muscovite est la conséquence d'un refroidissement rapide après cristallisation. Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovite sont classiquement interprétés comme datant le passage d'une isotherme de rétention de l'argon proche de 350-400°C. Dans la couverture sinienne métamorphique, il

n'existe pas d'évidence pétrologique pour affirmer que des températures sensiblement supérieures à 400°C aient été atteintes. Ceci nous conduit à interpréter ici les âges dans cette couverture directement comme d'âges de cristallisation. On notera que l'âge à 125 Ma des muscovites les plus anciennes s'accordent avec l'âge U-Pb sur sphène de la granodiorite de Haihui, suggérant ainsi un lien génétique entre la mise en place de ce type de granite dans le socle protérozoïque et l'important cortège de filons quartzeux, aplitiques et pegmatitiques visible à la base de la couverture sinienne et dans le socle sous-jacent. Dans le socle protérozoïque, une seule muscovite d'un micaschiste à grenat-staurotide (éch. Jx60) a été analysée à l'aide de la sonde laser. Un premier cristal a fait l'objet d'un dégazage progressif en incrémentant régulièrement la puissance du laser. Le spectre d'âges (Fig. III-14-G) présente une forme légèrement concave, avec un âge minimum de 118 ± 1 Ma dans la partie centrale du diagramme encadré par des valeurs proche de 125 Ma. Cette allure concave des spectres est fréquemment observée pour les biotites partiellement chloritisées, des travaux antérieurs réalisés à la sonde laser suggérant qu'elle pouvait correspondre à une zonation plus ou moins concentrique des âges apparents dans le mica, les âges les plus anciens étant conservés au cœur du minéral (Monié et al., 1994). Pour confirmer cela, un second mica de l'échantillon Jx60 a été analysé par une suite de fusions ponctuelles réalisées perpendiculairement au plan de son clivage. La cartographie obtenue (Table. III-3) montre deux âges apparents à 115-117 Ma sur la bordure du grain et une série d'âges cohérents correspondant à une valeur moyenne de 125,2 ± 0,7 Ma pour le restant du grain. Cet âge est totalement compatible avec l'âge obtenu précédemment dans la couverture sinienne pour les muscovites associées aux filons quartzeux. Comme précédemment, cet âge est interprété comme datant le passage d'une isotherme à 350-400°C dans le socle protérozoïque. Cet âge à 125 Ma postdate significativement le pic thermique du métamorphisme de moyenne pression à biotite-grenat-staurotide dans les micaschistes (500-600°C), le développement de la muscovite correspondant à un épisode cristallogénétique tardif oblitérant partiellement l'assemblage primaire de ces roches. Dans ce même socle protérozoïque, plusieurs biotites ont fait l'objet d'analyses par dégazage progressif soit sur population (éch. Jx 23, Jx25, Jx28) soit sur monograin (éch. Jx60, Jx82). En règle générale, les spectres sont plats pour une grande partie

du dégazage (Fig. III-14-H, I, J, K, L, M), avec des plateaux se situant entre 102 et 111 Ma, plus jeunes que les données obtenues précédemment sur amphiboles et muscovites. Ceci est conforme avec le fait que la température de rétention de l'argon dans les biotites est plus basse que pour les minéraux sus-mentionnés, proche de 300-350°C. Ainsi, on observe pour l'échantillon Jx 28 (amphibolite), une différence d'âge de 30 Ma environ entre amphibole et biotite traduisant le franchissement successif des isothermes 500-550°C et 300-350°C et correspondant à une vitesse de refroidissement intégrée de 6-7°C/Ma pour la période considérée (133-102 Ma). Pour l'échantillon Jx60 (micaschiste), muscovite et biotite présentent une différence d'âge de 20 Ma, pour une différence de température de fermeture de 50-100°C, traduisant une vitesse de refroidissement proche de 3-5 °C/Ma entre 125 et 105 Ma. D'une façon globale, on peut estimer que le taux de refroidissement des roches pendant leur exhumation a été voisine de 5°C/Ma entre 140 et 100 Ma, ce qui pour un gradient géothermique normal se traduirait par un taux d'exhumation de 0,1 à 0,2 km/Ma. Même si on doit admettre que le gradient géothermique a pu varier de façon significative au cours de l'époque considérée, en particulière suite à la mise en place des différents granitoïdes, le taux d'exhumation estimé reste faible par rapport à ceux généralement proposés pour l'exhumation des roches de haute-pression qui sont d'un ordre de grandeur supérieure.

*2). Granitoïdes*

Dans le massif de Lushan, l'étude de terrain a mis en évidence dans le socle protérozoïque la coexistence de plusieurs générations de granitoïdes dont l'état de déformation était variable. Le granite le plus récent, non déformé et sécant sur l'ensemble des structures D1 à D3, est le granite porphyroïde de Dong Gu Shan. Deux populations de biotites (éch Jx 3, Jx26) ont été analysées dans ce granite (Fig. III-14-N, O). Les deux biotites fournissent des résultats compatibles aux erreurs analytiques près, avec des âges plateaux respectifs à 97,4 ± 0,9 Ma et 98,9 ± 0,9 Ma calculés pour plus de 85% de l'argon libéré. L'âge obtenu en diagramme isochrone $^{36}Ar/^{40}Ar$ vs. $^{39}Ar/^{40}Ar$ est en accord avec les âges plateaux, avec rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ proche du rapport atmosphérique de 295,5 (cf. tableau synthétique

des résultats). Comme antérieurement, les âges obtenus ne sont pas directement ceux de mise en place des magmas granitiques, mais traduisent leur refroidissement au-dessous de 300-350°C environ. Toutefois, pour plusieurs raisons, on peut admettre que ces âges à 98 ± 1 Ma des biotites du granite de Dong Gu Shan restent proches de l'âge réel de mise en place granitique. En premier lieu, le granite de Dong Gu Shan contient en enclave la granodiorite de Haihui pour laquelle un âge U-Pb sur sphène de 126,6 ± 1,2 Ma a été obtenu au cours de ce travail. Deuxièmement, la mise en place du granite de Dong Gu Shan est postérieure au développement des structures mylonitiques dans la zone de Wu Li pour lesquelles biotites et muscovites fournissent des âges du même ordre de grandeur que ceux du granite (Cf. ci-dessous). Enfin, il faut noter que le granite de Dong Gu Shan s'est mis en place dans un encaissant protérozoïque relativement froid, puisque les biotites de cet encaissant avaient franchi l'isotherme 300-350°C antérieurement, entre 111 et 102 Ma. Ceci a favorisé le refroidissement rapide du pluton granitique de Dong Gu Shan. Dans la zone de faille normale de Wu Li, quatre échantillons ont été prélevés, un quartzite (Jx5), deux leucogranites mylonitiques (Jx8, Jx75) et une granodiorite gneissique (Jx31). Une population de muscovite du quartzite Jx5 fournit un spectre d'âges légèrement concave, avec un âge à 99,6 ± 1,0 Ma calculé pour 70 % de l'argon libéré (Fig. III-14-P). Un âge plateau comparable à 97,9 ± 0,9 Ma a été obtenu pour la biotite Jx31 de la granodiorite gneissique de Haihui prélevée dans la zone de détachement mylonitique (Fig. III-14-Q). Biotite et muscovite du leucogranite mylonitique Jx75 ont été analysées à l'aide de la sonde laser. La biotite, rare dans ce type de faciès, fournit en mode de dégazage progressif un plateau de 98,6 ± 0,9 Ma calculé pour 62% de l'argon libéré (Fig. III-14-R), après élimination des premières et dernières fractions de dégazage. La muscovite du même échantillon a fait l'objet d'une série de fusions ponctuelles réalisées sur le plan de clivage du mica. 14 analyses (Fig. III-14-S) fournissent un étalement des âges entre 89,2 ± 1,6 Ma et 100,5 ± 2,6 Ma, les âges les plus récents étant observés sur la bordure du cristal alors que le cœur du grain fournit une série d'âges compris entre 95 et 100 Ma, compatibles avec l'âge de la biotite associée. La similitude des âges obtenus sur biotite et muscovite plaide en faveur d'un refroidissement rapide des roches mylonitisées. La structure du quartz et les assemblages observés dans les différents types de roche prélevés le long de

cette zone mylonitique suggère son développement dans une ambiance de relativement basse température. Les âges à 98 ± 2 Ma obtenus sur les micas recristallisés pendant cette déformation sont donc directement attribuables à l'âge de la mylonitisation à Wu Li. Cette mylonitisation affecte des leucogranites dont la mise en place est antérieure à 98 Ma. Une muscovite magmatique (éch. Jx8) d'un de ces corps leucogranitiques a été analysée à la sonde laser. La cartographie d'âges obtenue (Fig. III-14-T) témoigne d'une nette zonation des âges apparents, avec un âge minimum de 93,5 ± 1,2 Ma obtenu sur la bordure du cristal alors que son centre préserve des âges plus anciens, regroupés autour d'une valeur moyenne de 110 ± 1 Ma. Cet âge constitue une estimation minimum de la mise en place des leucogranites au NW du massif de Lushan. Le dernier résultat est celui obtenu sur une biotite de la granodiorite de Haihui (éch. Jx.69) dont l'âge U-Pb a été déterminé à 126,6 ± 1,2 Ma. Quatre fusions ponctuelles sur la surface du mica livrent des âges apparents compris entre 89,8 ± 1,3 Ma et 94,7 ± 1,6 Ma, correspondant à un âge intégré de 92,7 ± 1,3 Ma (Fig. III-14-U). La différence d'âge de 30 Ma environ entre les systèmes U-Pb et $^{40}Ar/^{39}Ar$ n'apparaît pas être la conséquence d'un refroidissement lent du magma granodioritique, mais plutôt de la surimposition d'événements thermiques et tectoniques tardifs (granite de Dong Gu Shan, mylonitisation de Wu Li) qui ont affecté préférentiellement le chronomètre $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la biotite dont la température de fermeture de l'argon est relativement basse.

En résumé de cette étude géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$, nous pouvons dire:

1) Tous les âges obtenus se situent globalement dans une gamme comprise entre 140 et 100 Ma, quelle que soit l'unité tectonique considérée. Ces âges témoignent d'un important flux thermique d'âge crétacé dans le dôme de Lushan, contemporain de la mise en place de divers granitoïdes dont les plus anciens sont la granodiorite de Haihui (126, 6 ± 1,2 Ma, U-Pb sur sphène) et les plus récents le granite de Dong Gu Shan (98 ± 2 Ma, $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite). Un important cortège de filons granitiques et pegmatitiques accompagne cette mise en place des granites, contribuant largement à la remise à zéro des différents chronomètres $^{40}Ar/^{39}Ar$

dans l'encaissant métamorphique de ces granites. Aucun souvenir isotopique d'une histoire plus ancienne n'est préservé.

2) Les données $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur amphibole, muscovite et biotite dans le socle protérozoïque forme un ensemble cohérent, conforme avec la variabilité de température de fermeture pour l'argon dans ces trois chronomètres. Les différences d'âges suggèrent un taux de refroidissement de l'ordre de 5 °C/Ma pour la période crétacée considérée, pour un taux d'exhumation voisin de 0,1 km/Ma. La mise en place des granodiorites type Haihui pourrait être en partie le moteur de cette exhumation.

3) Les derniers événements tectono-métamorphiques enregistrés dans le massif correspondent à la mise en place du granite de Dong Gu Shan et à l'activité de la faille de détachement de Wu Li à 98 ± 2 Ma. Ces deux processus participent à l'exhumation finale du massif de Lushan.

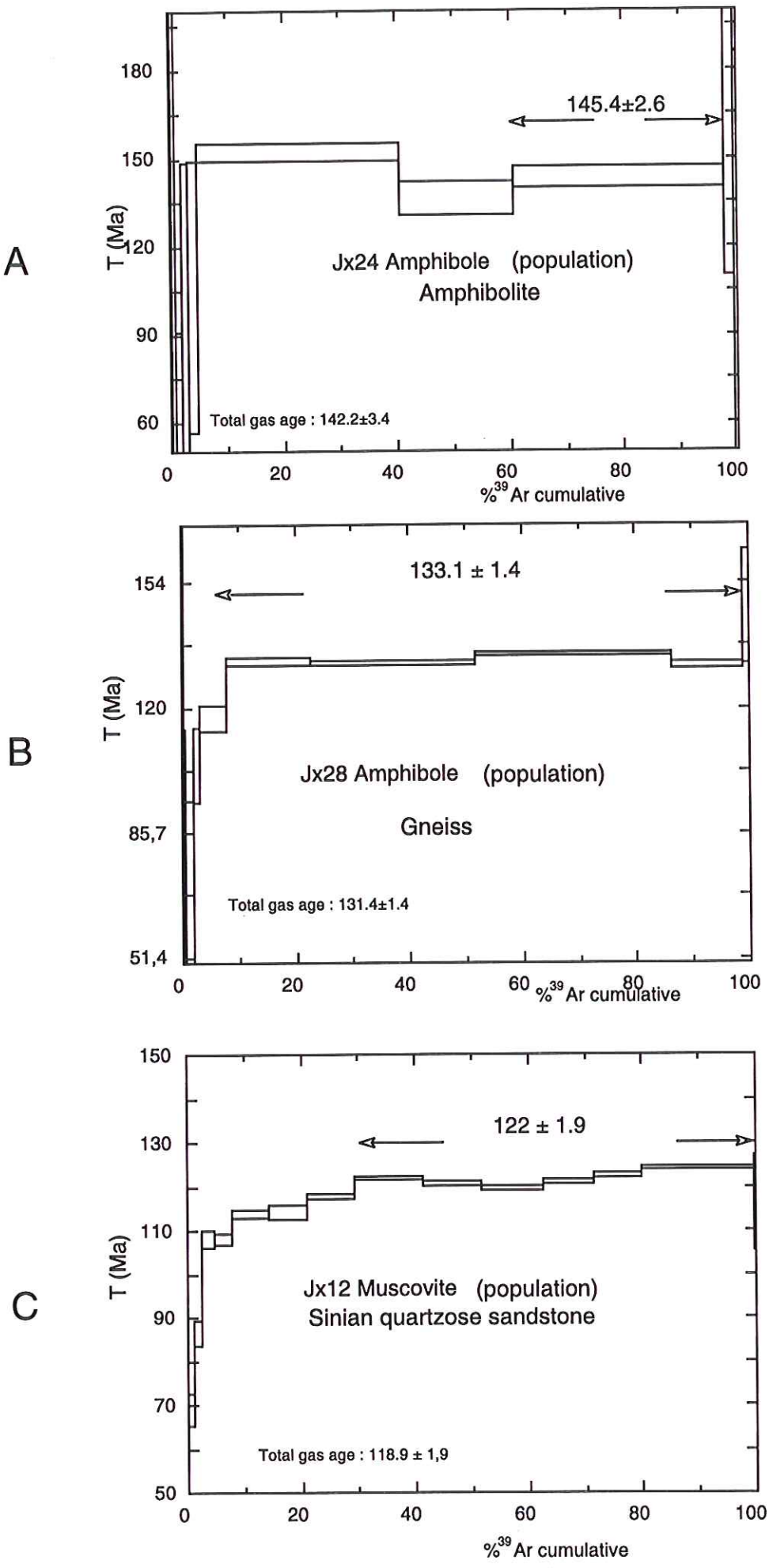
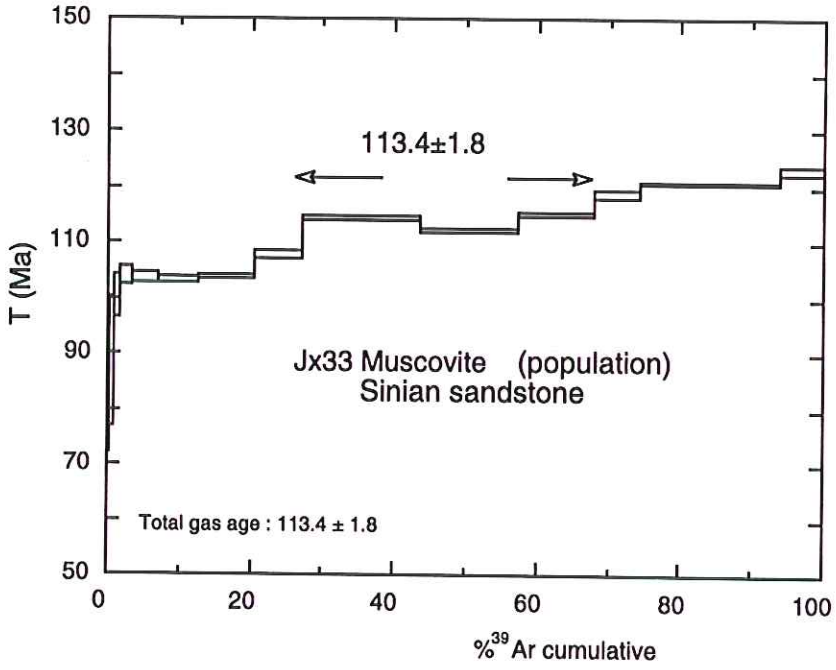
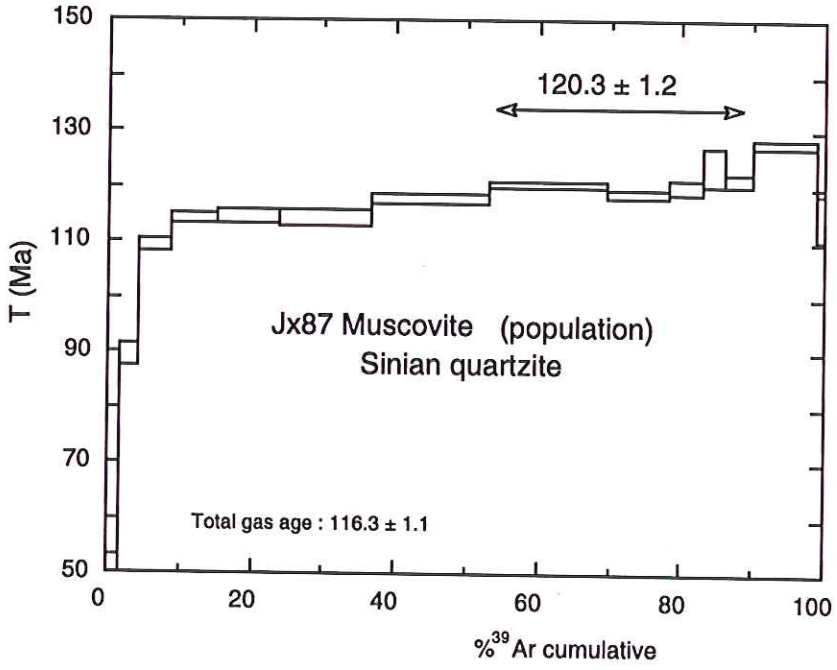



Fig. III-14 : Les âge Ar-Ar de Massif du Lushan

D




E




F

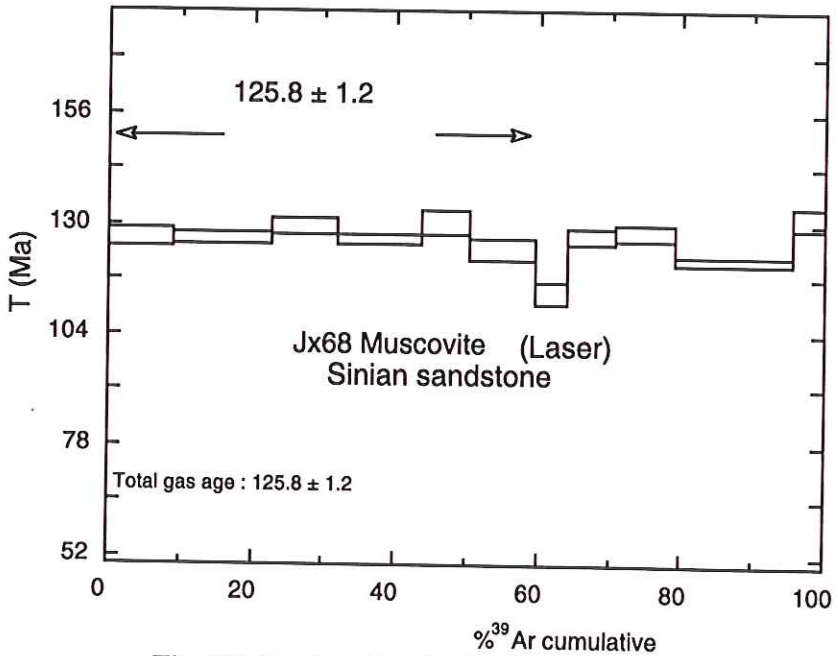
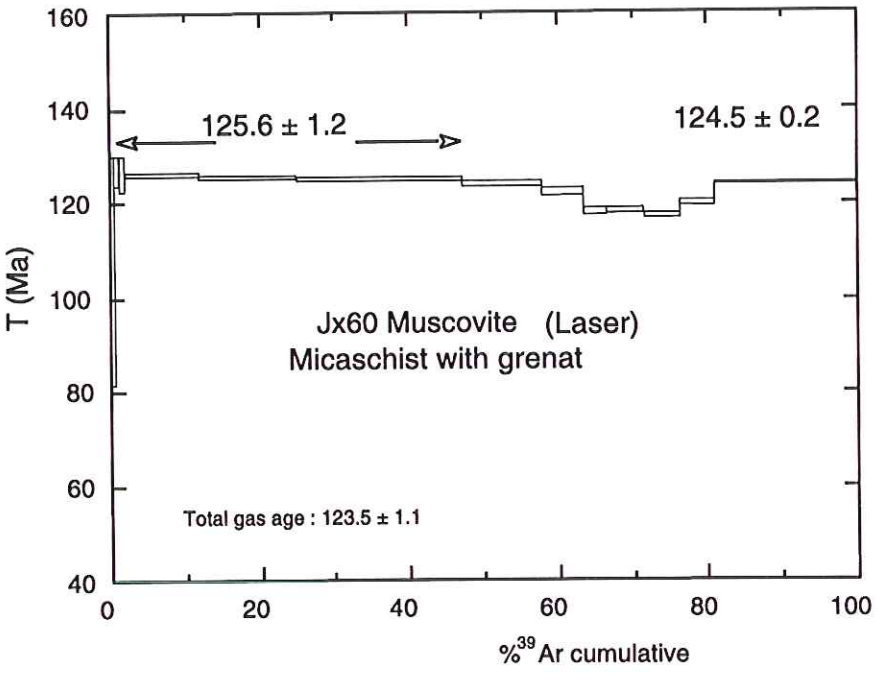
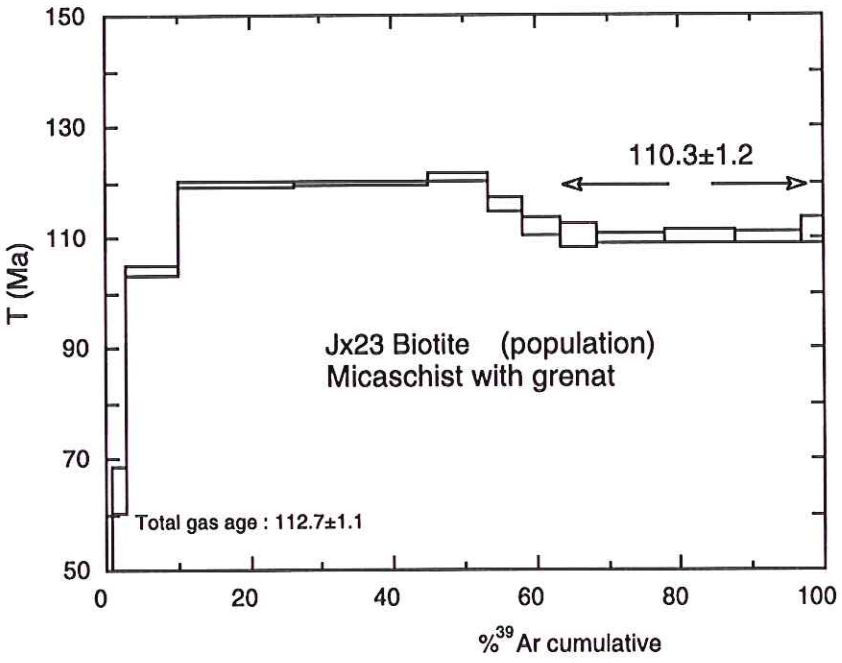



Fig. III-14 : Les âge Ar-Ar de Massif du Lushan

G




H




I

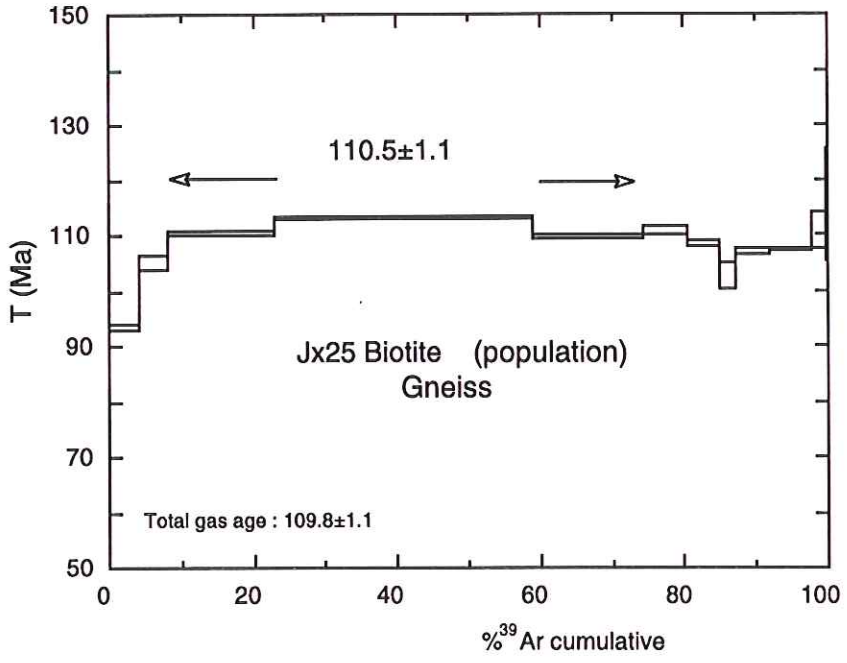



Fig. III-14 : Les âge Ar-Ar de Massif du Lushan

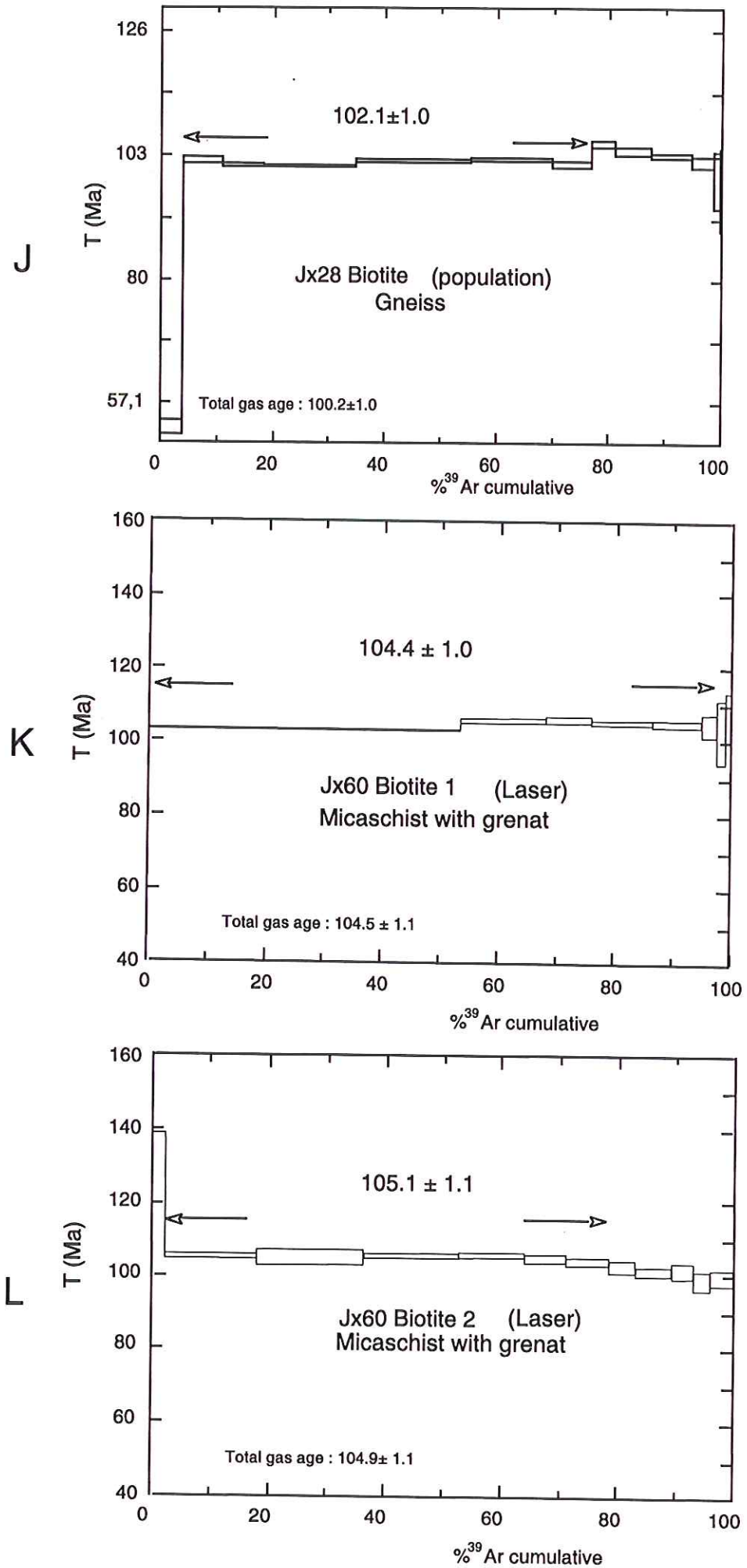
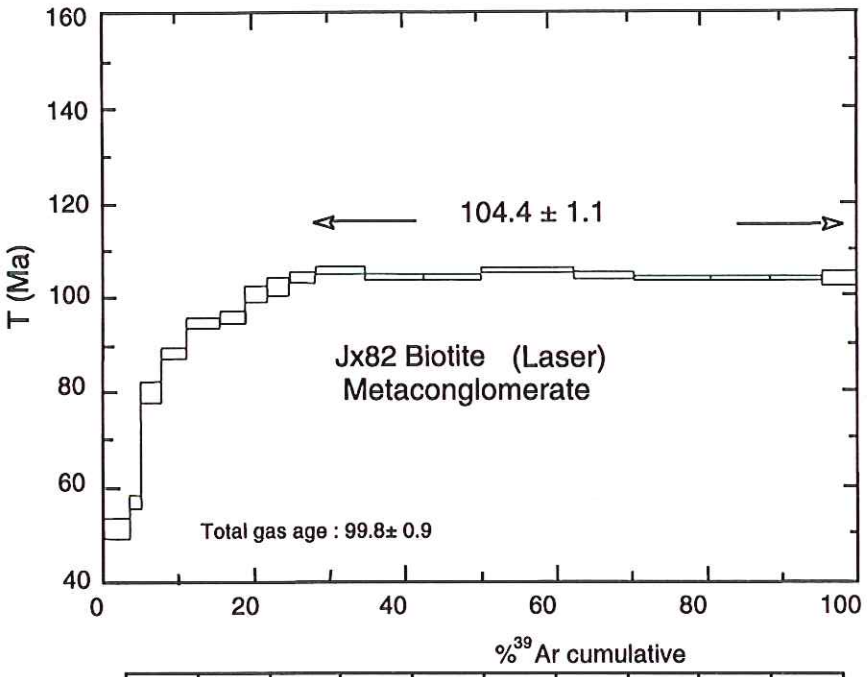
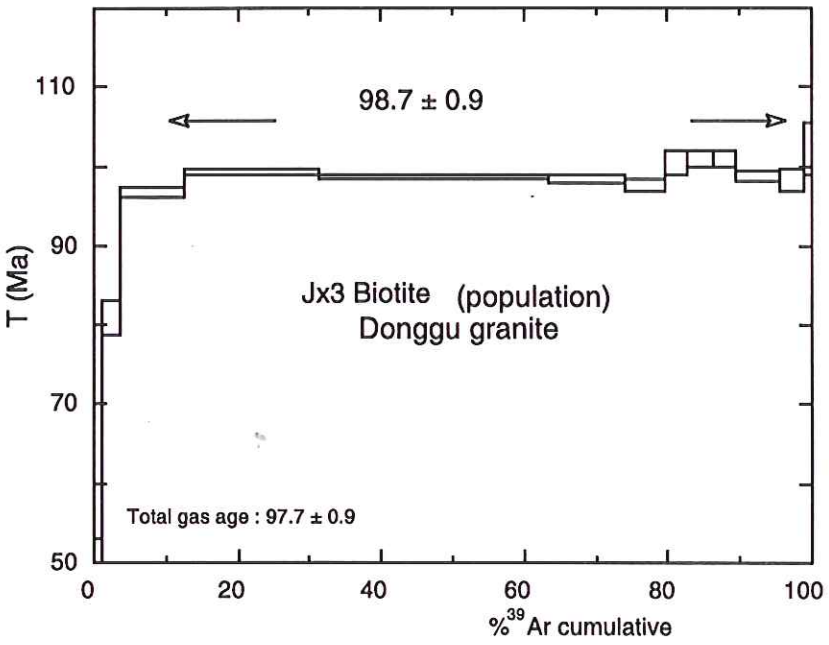



Fig. III-14 : Les âge Ar-Ar de Massif du Lushan

M




N




O

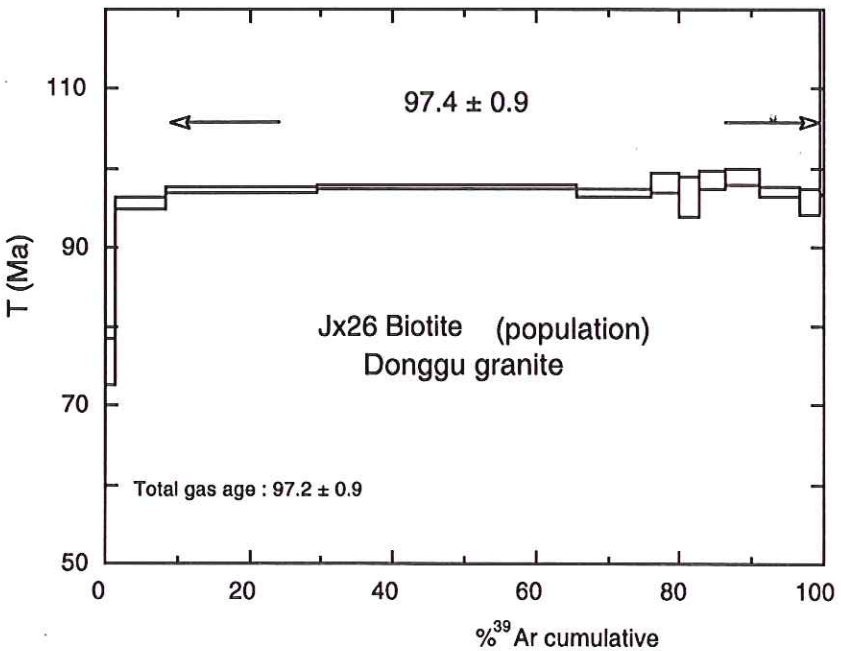
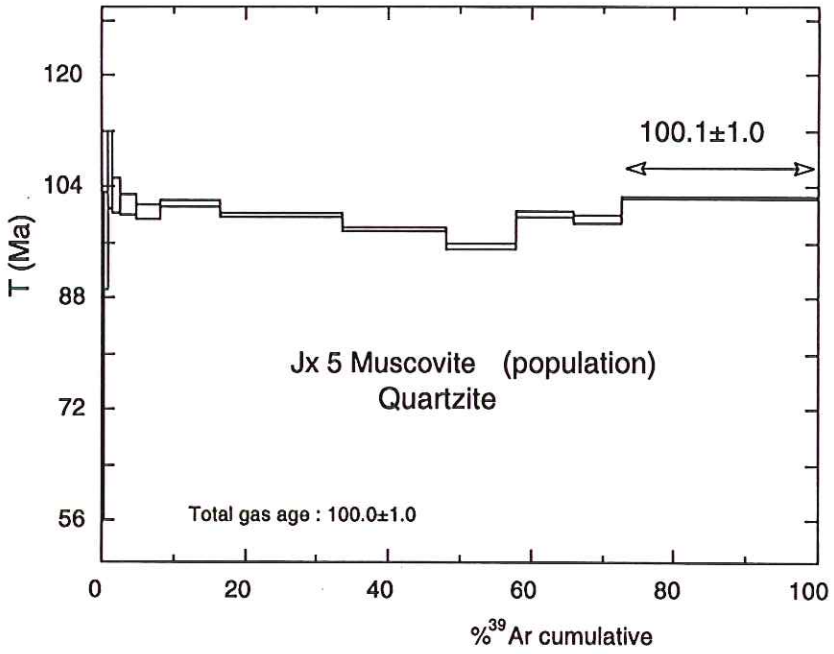
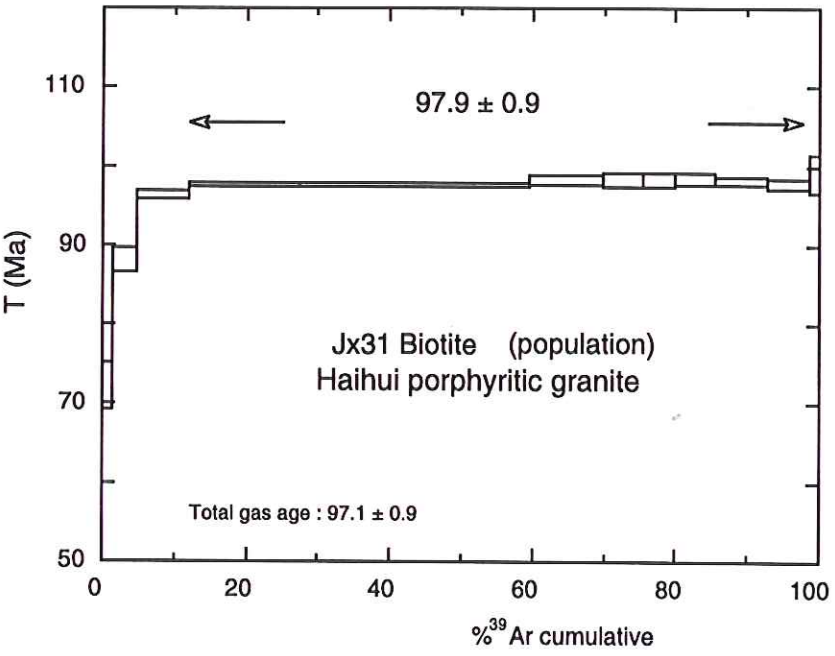



Fig. III-14 : Les âge Ar-Ar de Massif du Lushan

P




Q




R

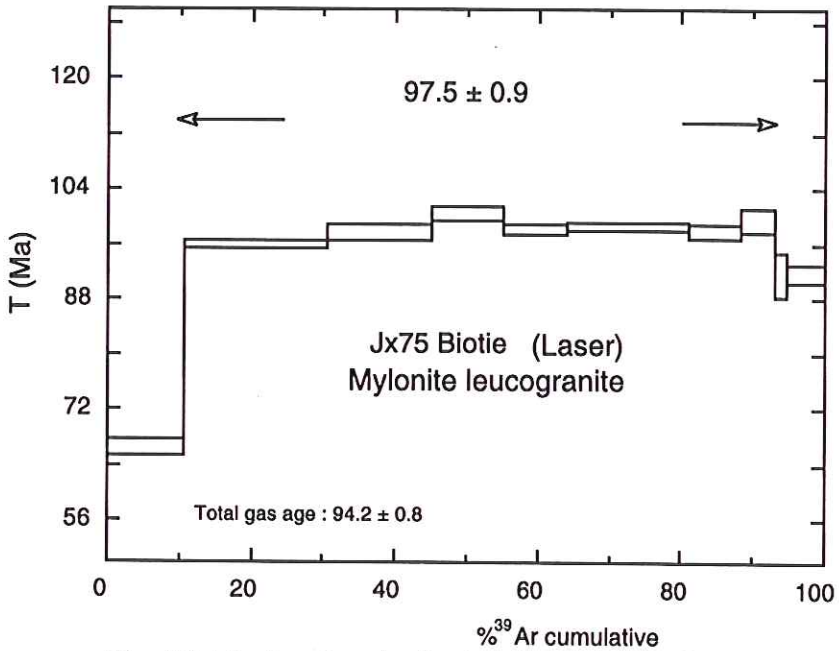
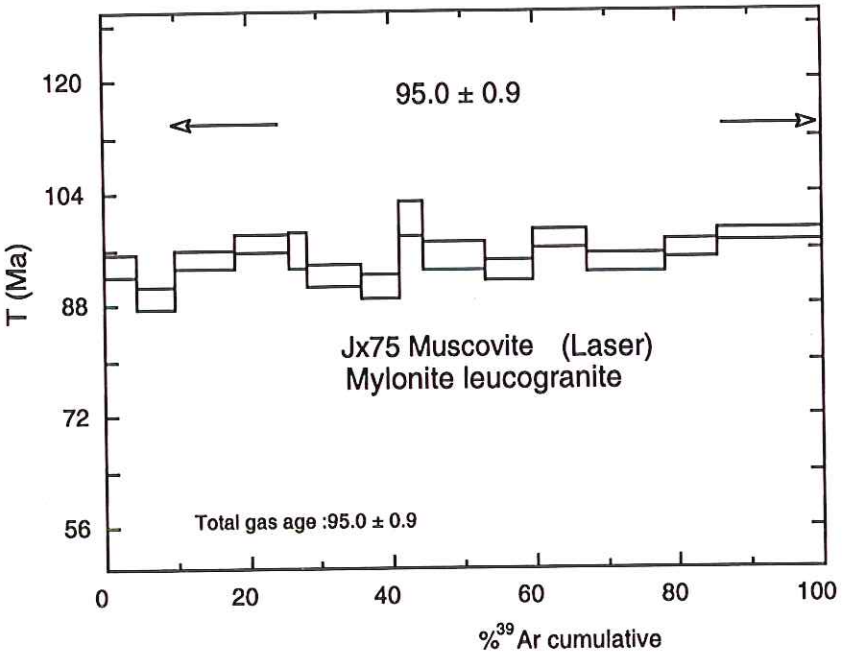
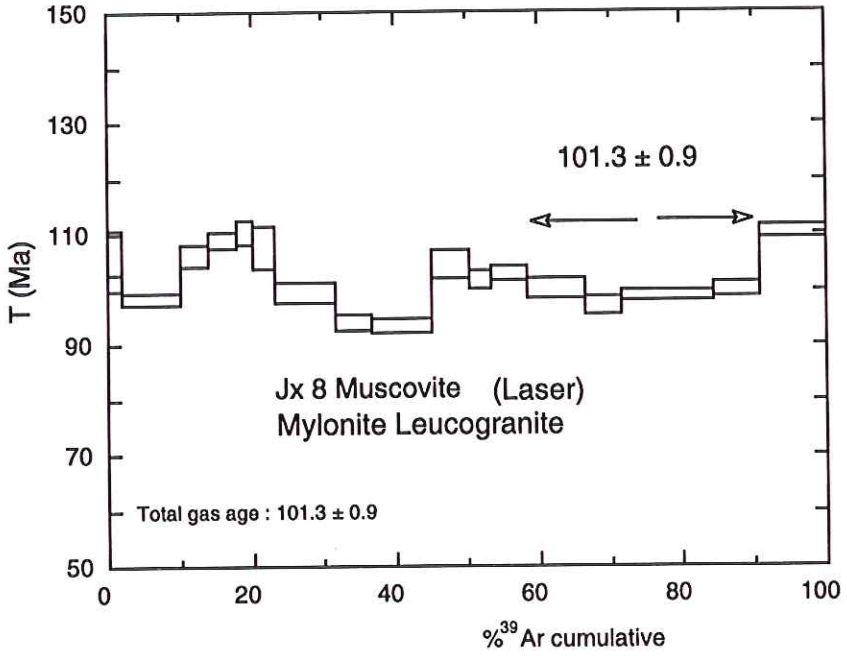



Fig. III-14 : Les âge Ar-Ar de Massif du Lushan

S




T




U

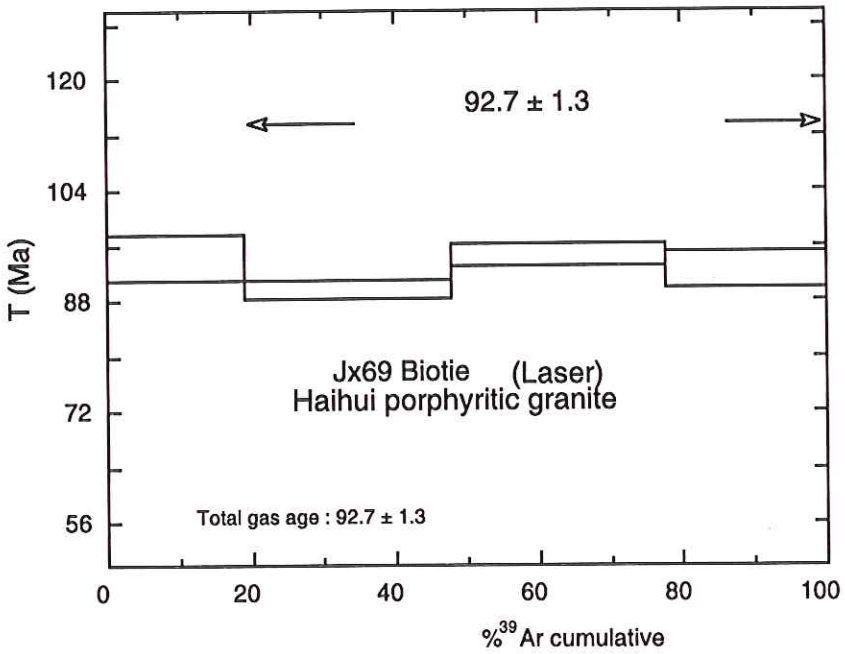



Fig. III-14 : Les âge Ar-Ar de Massif du Lushan

| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| JX 3 Biotite | | J=0.023727 | | | | |
| 500 | 1.185 | 2.190 | 0.106 | 64.7 | 1.2 | 50.0 ± 2.9 |
| 550 | 1.935 | 0.937 | 0.057 | 27.7 | 3.5 | 80.9 ± 2.1 |
| 600 | 2.318 | 0.425 | 0.006 | 12.5 | 12.4 | 96.6 ± 0.6 |
| 650 | 2.381 | 0.059 | 0.002 | 1.7 | 31.2 | 99.2 ± 0.4 |
| 700 | 2.370 | 0.040 | 0.002 | 1.1 | 63.3 | 98.7 ± 0.3 |
| 750 | 2.360 | 0.049 | 0.005 | 1.4 | 74.0 | 98.3 ± 0.6 |
| 800 | 2.342 | 0.084 | 0.010 | 2.4 | 79.5 | 97.6 ± 0.7 |
| 850 | 2.413 | 0.052 | 0.026 | 1.5 | 82.7 | 100.5 ± 1.6 |
| 900 | 2.423 | 0.166 | 0.036 | 4.9 | 86.2 | 100.9 ± 1.0 |
| 950 | 2.423 | 0.088 | 0.039 | 2.6 | 89.3 | 100.9 ± 1.1 |
| 1000 | 2.371 | 0.187 | 0.034 | 5.5 | 95.5 | 98.8 ± 0.7 |
| 1100 | 2.356 | 0.261 | 0.073 | 7.7 | 98.8 | 98.2 ± 1.4 |
| 1200 | 2.455 | 0.401 | 0.667 | 11.8 | 100.0 | 102.2 ± 3.4 |
| Total age = 97.7 ± 0.9 | | | | | | |
| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
| Jx 5 Muscovite | | J=0.022918 | | | | |
| 500 | 1.628 | 1.261 | 0.006 | 37.2 | 0.3 | 66.1 ± 9.9 |
| 550 | 2.39 | 0.349 | 0.005 | 10.3 | 0.7 | 96.2 ± 6.9 |
| 600 | 2.652 | 0.36 | 0.006 | 10.6 | 1.3 | 106.5 ± 5.5 |
| 650 | 2.556 | 0.131 | 0.000 | 3.8 | 2.5 | 102.7 ± 2.4 |
| 700 | 2.524 | 0.085 | 0.001 | 2.5 | 4.6 | 101.5 ± 1.4 |
| 750 | 2.498 | 0.107 | 0.002 | 3.1 | 8.0 | 100.5 ± 1.0 |
| 800 | 2.531 | 0.151 | 0.000 | 4.4 | 16.5 | 101.7 ± 0.4 |
| 850 | 2.487 | 0.186 | 0.000 | 5.5 | 33.4 | 100 ± 0.3 |
| 900 | 2.434 | 0.185 | 0.001 | 5.4 | 48.0 | 97.9 ± 0.3 |
| 950 | 2.371 | 0.247 | 0.000 | 7.3 | 57.9 | 95.45 ± 0.5 |
| 995 | 2.492 | 0.145 | 0.000 | 4.2 | 66.0 | 100.2 ± 0.5 |
| 1100 | 2.473 | 0.328 | 0.000 | 9.6 | 72.6 | 99.5 ± 0.5 |
| 1200 | 2.551 | 0.127 | 0.000 | 3.7 | 99.9 | 102.5 ± 0.2 |
| Total age = 100 ± 1 | | | | | | |
| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
| JX12 Muscovite | | J=0.023027 | | | | |
| 500 | 1.690 | 0.730 | 0.005 | 21.5 | 1.1 | 68.9 ± 3.5 |
| 550 | 2.131 | 0.457 | 0.003 | 13.5 | 2.5 | 86.5 ± 2.8 |
| 600 | 2.679 | 0.060 | 0.002 | 1.7 | 4.7 | 108.0 ± 2.2 |
| 650 | 2.679 | 0.177 | 0.002 | 5.2 | 7.8 | 108.0 ± 1.4 |
| 700 | 2.826 | 0.027 | 0.001 | 0.8 | 14.1 | 113.8 ± 0.9 |
| 750 | 2.841 | 0.073 | 0.000 | 2.1 | 20.9 | 114.3 ± 1.6 |
| 800 | 2.929 | 0.074 | 0.000 | 2.1 | 29.2 | 117.8 ± 0.6 |
| 850 | 3.040 | 0.034 | 0.000 | 1.0 | 41.3 | 122.1 ± 0.5 |
| 900 | 3.007 | 0.094 | 0.000 | 2.7 | 51.8 | 120.8 ± 0.6 |
| 950 | 2.977 | 0.081 | 0.000 | 2.4 | 62.4 | 119.6 ± 0.5 |
| 995 | 3.014 | 0.108 | 0.000 | 3.1 | 71.6 | 121.1 ± 0.4 |
| 1100 | 3.053 | 0.141 | 0.000 | 4.1 | 79.7 | 122.6 ± 0.4 |
| 1200 | 3.098 | 0.082 | 0.000 | 2.4 | 99.6 | 124.3 ± 0.3 |
| 1300 | 2.890 | 1.373 | 0.000 | 40.6 | 100 | 116.2 ± 10.8 |
| Total age 118.8 ±1.9 | | | | | | |

Table III-3 Les âges Ar-Ar de Massif du Lushan

| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Jx23 biotite | | J=0.023727 | | | | |
| 500 | 0.362 | 3.314 | 0.05 | 97.9 | 0.8 | 15.5 ± 12.3 |
| 550 | 1.531 | 2.527 | 0.017 | 74.6 | 2.7 | 64.4 ± 4.1 |
| 600 | 2.504 | 1.787 | 0.004 | 52.8 | 10.0 | 104.2 ± 0.9 |
| 650 | 2.891 | 0.188 | 0.003 | 5.5 | 26.3 | 119.7 ± 0.6 |
| 700 | 2.893 | 0.094 | 0.003 | 2.7 | 44.8 | 119.8 ± 0.5 |
| 750 | 2.922 | 0.093 | 0.011 | 2.7 | 53.2 | 120.9 ± 0.8 |
| 800 | 2.801 | 0.200 | 0.037 | 5.9 | 58.2 | 116.1 ± 1.3 |
| 850 | 2.697 | 0.043 | 0.077 | 1.2 | 63.4 | 111.9 ± 1.6 |
| 900 | 2.659 | 0.113 | 0.105 | 3.3 | 68.4 | 110.4 ± 2.1 |
| 950 | 2.645 | 0.102 | 0.053 | 3.0 | 77.8 | 109.8 ± 0.9 |
| 995 | 2.651 | 0.049 | 0.042 | 1.4 | 87.6 | 110.1 ± 1.2 |
| 1100 | 2.649 | 0.117 | 0.019 | 3.4 | 96.9 | 110.0 ± 1.0 |
| 1300 | 2.681 | 0.159 | 0.079 | 4.7 | 99.9 | 111.3 ± 2.5 |
| Total age = 112.7 ± 1.1 | | | | | | |
| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
| jx25biotite | | J=0022918 | | | | |
| 500 | 2.322 | 0.950 | 0.003 | 28.0 | 4.1 | 93.5 ± 0.5 |
| 550 | 2.616 | 0.460 | 0.001 | 13.5 | 8.1 | 105.1 ± 1.3 |
| 600 | 2.751 | 0.122 | 0.000 | 3.6 | 22.7 | 110.3 ± 0.4 |
| 650 | 2.827 | 0.045 | 0.000 | 1.3 | 59.0 | 113.3 ± 0.2 |
| 700 | 2.734 | 0.056 | 0.000 | 1.6 | 74.3 | 109.7 ± 0.2 |
| 750 | 2.76 | 0.066 | 0.002 | 1.9 | 80.5 | 110.7 ± 0.8 |
| 800 | 2.701 | 0.086 | 0.002 | 2.5 | 84.8 | 108.4 ± 0.5 |
| 850 | 2.554 | 0.177 | 0.002 | 5.2 | 87.1 | 102.7 ± 2.4 |
| 900 | 2.665 | 0.102 | 0.000 | 3.0 | 91.9 | 106.9 ± 0.6 |
| 950 | 2.674 | 0.102 | 0.001 | 3.0 | 97.9 | 107.3 ± 0.3 |
| 995 | 2.764 | 0.065 | 0.004 | 1.9 | 99.7 | 110.8 ± 3.2 |
| 1050 | 2.884 | 3.025 | 0.023 | 89.4 | 99.9 | 115.5 ± 10.1 |
| Total age = 109.8 ± 1.1 | | | | | | |
| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
| Jx26 biotite | | J=0.023727 | | | | |
| 550 | 1.805 | 1.038 | 0.038 | 30.6 | 1.5 | 75.7 ± 2.9 |
| 600 | 2.29 | 0.457 | 0.007 | 13.5 | 8.4 | 95.5 ± 0.8 |
| 650 | 2.333 | 0.137 | 0.002 | 4.0 | 29.2 | 97.2 ± 0.3 |
| 700 | 2.344 | 0.054 | 0.002 | 1.5 | 65.7 | 97.7 ± 0.2 |
| 750 | 2.324 | 0.136 | 0.004 | 4.0 | 76.0 | 96.9 ± 0.5 |
| 800 | 2.355 | 0.041 | 0.008 | 1.2 | 80.0 | 98.1 ± 1.3 |
| 850 | 2.31 | 0.093 | 0.019 | 2.7 | 82.8 | 96.3 ± 2.5 |
| 900 | 2.364 | 0.11 | 0.026 | 3.2 | 86.4 | 98.5 ± 1.1 |
| 950 | 2.374 | 0.152 | 0.03 | 4.5 | 90.9 | 98.9 ± 0.9 |
| 995 | 2.326 | 0.209 | 0.021 | 6.1 | 96.6 | 96.9 ± 0.7 |
| 1100 | 2.297 | 0.235 | 0.061 | 6.9 | 99.5 | 95.7 ± 1.6 |
| 1200 | 2.742 | 0.254 | 1.178 | 7.5 | 100.0 | 113.8 ±17.2 |
| Total age = 97 ± 0.9 | | | | | | |

Table III-3 Les âges Ar-Ar de Massif du Lushan

| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| jx28 amphibole | | J=0.022918 | | | | |
| 500 | 6.298 | 1.451 | 1.077 | 42.8 | 0.2 | 243.3 ±66.4 |
| 600 | 1.901 | 1.724 | 0.318 | 50.9 | 0.5 | 76.96 ± 37 |
| 700 | 1.656 | 1.252 | 0.409 | 36.9 | 1.8 | 67.2 ± 27.3 |
| 800 | 2.600 | 0.013 | 0.735 | 0.3 | 3.1 | 104.5 ±10.2 |
| 875 | 2.928 | 0.236 | 2.439 | 6.9 | 7.8 | 117.2 ± 3.6 |
| 925 | 3.328 | 0.074 | 2.663 | 2.1 | 22.6 | 132.6 ± 1.1 |
| 975 | 3.320 | 0.105 | 2.706 | 3.1 | 51.7 | 132.3 ± 0.5 |
| 1100 | 3.379 | 0.077 | 2.682 | 2.2 | 86.1 | 134.6 ± 0.5 |
| 1150 | 3.302 | 0.226 | 2.731 | 6.7 | 98.8 | 131.6 ± 1.0 |
| 1200 | 3.717 | 1.039 | 2.986 | 30.7 | 100 | 147.5 ± 15.5 |
| Total age =131.4 ± 1.4 | | | | | | |
| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
| jx28biotite | | J=0.022918 | | | | |
| 500 | 1.296 | 2.507 | 0.028 | 74.1 | 3.8 | 52.8 ± 1.3 |
| 550 | 2.54 | 0.950 | 0.001 | 28.0 | 10.9 | 102.1 ± 0.5 |
| 600 | 2.514 | 0.168 | 0.000 | 4.9 | 18.0 | 101.1 ± 0.3 |
| 650 | 2.515 | 0.064 | 0.000 | 1.8 | 34.7 | 101.1 ± 0.2 |
| 700 | 2.539 | 0.069 | 0.000 | 2.0 | 55.3 | 102.1 ± 0.2 |
| 750 | 2.546 | 0.060 | 0.000 | 1.7 | 69.7 | 102.3 ± 0.3 |
| 800 | 2.524 | 0.115 | 0.002 | 3.4 | 76.7 | 101.5 ± 0.6 |
| 850 | 2.623 | 0.180 | 0.005 | 5.3 | 81.1 | 105.3 ± 0.5 |
| 900 | 2.587 | 0.104 | 0.004 | 3.0 | 87.3 | 103.9 ± 0.7 |
| 950 | 2.564 | 0.088 | 0.006 | 2.6 | 94.5 | 103.1 ± 0.5 |
| 995 | 2.538 | 0.129 | 0.011 | 3.8 | 98.5 | 102.0 ± 1.0 |
| 1050 | 2.451 | 2.327 | 0.066 | 68.7 | 99.6 | 98.6 ± 5.3 |
| 1100 | 2.404 | 2.717 | 0.586 | 80.2 | 99.9 | 96.8 ± 7.5 |
| Total age =100.2 ± 1 | | | | | | |
| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
| Jx31 biotite | | J=0.023727 | | | | |
| 500 | 1.722 | 1.684 | 0.045 | 49.7 | 1.3 | 72.3 ± 3.0 |
| 550 | 2.111 | 0.935 | 0.013 | 27.6 | 4.7 | 88.2 ± 1.6 |
| 600 | 2.31 | 0.331 | 0.004 | 9.7 | 12.1 | 96.3 ± 0.6 |
| 650 | 2.342 | 0.079 | 0.003 | 2.3 | 27.5 | 97.6 ± 0.3 |
| 700 | 2.345 | 0.056 | 0.002 | 1.6 | 59.5 | 97.7 ± 0.2 |
| 750 | 2.359 | 0.064 | 0.004 | 1.9 | 69.9 | 98.3 ± 0.6 |
| 800 | 2.357 | 0.043 | 0.008 | 1.2 | 75.5 | 98.2 ± 0.9 |
| 850 | 2.356 | 0.089 | 0.018 | 2.6 | 79.8 | 98.2 ± 0.9 |
| 900 | 2.362 | 0.075 | 0.017 | 2.2 | 85.5 | 98.4 ± 0.7 |
| 950 | 2.354 | 0.047 | 0.014 | 1.3 | 92.7 | 98.1 ± 0.5 |
| 1000 | 2.347 | 0.057 | 0.018 | 1.6 | 98.4 | 97.8 ± 0.7 |
| 1100 | 2.376 | 0.525 | 0.096 | 15.5 | 100.0 | 98.9 ± 2.4 |
| Total age = 97.1 ± 0.9 | | | | | | |

Table III-3 Les âges Ar-Ar de Massif du Lushan

| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| JX33Muscovite | | J=0.023027 | | | | |
| 500 | 1.99 | 0.982 | 0.007 | 29.0 | 0.4 | 80.9 ± 8.7 |
| 550 | 2.188 | 0.447 | 0.001 | 13.2 | 0.7 | 88.7 ± 11.6 |
| 600 | 2.484 | 0.150 | 0.003 | 4.4 | 1.6 | 100.4 ± 3.8 |
| 650 | 2.579 | 0.000 | 0.001 | 0.0 | 3.3 | 104.1 ± 1.7 |
| 700 | 2.568 | 0.007 | 0.000 | 0.2 | 6.8 | 103.7 ± 1.0 |
| 750 | 2.558 | 0.043 | 0.000 | 1.2 | 12.6 | 103.3 ± 0.6 |
| 800 | 2.571 | 0.074 | 0.000 | 2.2 | 20.3 | 103.8 ± 0.5 |
| 850 | 2.677 | 0.108 | 0.000 | 3.2 | 27.1 | 107.9 ± 0.8 |
| 900 | 2.844 | 0.069 | 0.000 | 2.0 | 43.5 | 114.4 ± 0.4 |
| 950 | 2.786 | 0.101 | 0.000 | 3.0 | 57.3 | 112.2 ± 0.4 |
| 995 | 2.86 | 0.061 | 0.000 | 1.8 | 67.8 | 115.1 ± 0.4 |
| 1100 | 2.955 | 0.044 | 0.000 | 1.3 | 74.2 | 118.8 ± 0.6 |
| 1200 | 3.005 | 0.060 | 0.000 | 1.7 | 93.7 | 120.7 ± 0.2 |
| 1300 | 3.069 | 0.101 | 0.000 | 2.9 | 100 | 123.2 ± 0.8 |
| Total age = 113.4 ± 1.8 | | | | | | |
| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE ± 1sd |
| Jx87 Muscovite | | J=0.023727 | | | | |
| 500 | 1.165 | 0.402 | 0.000 | 11.8 | 1.7 | 49.2 ± 4.1 |
| 550 | 2.142 | 0.006 | 0.002 | 0.1 | 4.0 | 89.4 ± 2.0 |
| 600 | 2.632 | 0.020 | 0.001 | 0.5 | 8.7 | 109.3 ± 1.1 |
| 650 | 2.753 | 0.132 | 0.000 | 3.9 | 14.9 | 114.2 ± 0.8 |
| 700 | 2.763 | 0.050 | 0.000 | 1.4 | 23.6 | 114.6 ± 1.3 |
| 750 | 2.759 | 0.051 | 0.000 | 1.5 | 36.6 | 114.4 ± 1.3 |
| 800 | 2.842 | 0.051 | 0.000 | 1.5 | 53.1 | 117.7 ± 0.8 |
| 850 | 2.909 | 0.054 | 0.000 | 1.6 | 69.6 | 120.4 ± 0.5 |
| 900 | 2.869 | 0.099 | 0.000 | 2.9 | 78.1 | 118.8 ± 0.8 |
| 950 | 2.896 | 0.089 | 0.001 | 2.6 | 82.9 | 119.9 ± 1.2 |
| 995 | 2.992 | 0.000 | 0.000 | 0.0 | 85.9 | 123.7 ± 3.5 |
| 1100 | 2.93 | 0.288 | 0.000 | 8.5 | 90.0 | 121.3 ± 1.0 |
| 1200 | 3.092 | 0.100 | 0.000 | 2.9 | 98.9 | 127.8 ± 0.6 |
| 1300 | 2.759 | 0.895 | 0.000 | 26.4 | 100.0 | 114.4 ± 4.2 |
| Total age =116.3 ± 1.1 | | | | | | |
| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39 Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
| jx68muscovite | | J= .016949 | | | | |
| 1 | 4.301 | 0.514 | 0.1971 | 0.005 | 9.0 | 127 ± 2.1 |
| 2 | 4.296 | 0.324 | 0.2104 | 0.007 | 22.7 | 126.8 ± 1.4 |
| 3 | 4.389 | 0.367 | 0.2030 | 0.003 | 31.9 | 129.4 ± 1.7 |
| 4 | 4.284 | 0.1 | 0.2264 | 0.008 | 43.7 | 126.5 ± 1.2 |
| 5 | 4.415 | 0.296 | 0.2066 | 0.012 | 50.3 | 130.2 ± 2.8 |
| 6 | 4.197 | 0.207 | 0.2236 | 0.009 | 59.5 | 124 ± 2.8 |
| 7 | 3.835 | 0.22 | 0.2437 | 0.013 | 64.0 | 113.6 ± 2.8 |
| 8 | 4.299 | 0.021 | 0.2310 | 0.000 | 70.7 | 126.9 ± 1.9 |
| 9 | 4.337 | 0.304 | 0.2097 | 0.017 | 79.0 | 128 ± 2.1 |
| 10 | 4.109 | 0.196 | 0.2291 | 0.005 | 95.4 | 121.5 ± 1 |
| 11 | 4.462 | 0.085 | 0.2184 | 0.000 | 100.0 | 131.5 ± 2.7 |
| Total age = 125.8 ± 1.2 | | | | | | |

Table III-3 Les âges Ar-Ar de Massif du Lushan

| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| jx75biotite | | J=0.016949 | | | | |
| 1 | 2.221 | 1.69 | 0.2252 | 0.011 | 10.4 | 66.7 ± 1.2 |
| 2 | 3.223 | 0.128 | 0.2983 | 0.003 | 30.3 | 96 ± 0.5 |
| 3 | 3.288 | 0.057 | 0.2989 | 0.003 | 45.0 | 97.8 ± 1.1 |
| 4 | 3.379 | 0.053 | 0.2911 | 0.007 | 55.1 | 100.5 ± 1.1 |
| 5 | 3.296 | 0.123 | 0.2922 | 0.006 | 64.0 | 98.1 ± 0.7 |
| 6 | 3.314 | 0.291 | 0.2755 | 0.005 | 81.1 | 98.6 ± 0.7 |
| 7 | 3.289 | 0.058 | 0.2987 | 0.006 | 88.1 | 97.9 ± 1 |
| 8 | 3.344 | 0.021 | 0.2971 | 0.000 | 92.9 | 99.5 ± 1.8 |
| 9 | 3.071 | 0.251 | 0.3013 | 0.047 | 94.7 | 91.6 ± 3.3 |
| 10 | 3.076 | 0.228 | 0.303 | 0.029 | 100.0 | 91.7 ± 1.3 |
| Total age = 94.2 ± 0.8 | | | | | | |
| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
| jx75muscovite | | J=0.016949 | | | | |
| 1 | 3.148 | 0.798 | 0.2427 | 0.005 | 4.3 | 93.8 ± 1.5 |
| 2 | 2.989 | 0.492 | 0.2858 | 0.007 | 9.8 | 89.2 ± 1.6 |
| 3 | 3.174 | 0.244 | 0.2922 | 0.001 | 18.0 | 94.6 ± 1.3 |
| 4 | 3.257 | 0.080 | 0.2996 | 0.010 | 25.8 | 96.9 ± 1.3 |
| 5 | 3.224 | 0.125 | 0.2986 | 0.004 | 28.3 | 96 ± 2.7 |
| 6 | 3.098 | 0.134 | 0.3098 | 0.011 | 35.6 | 92.3 ± 1.6 |
| 7 | 3.043 | 0.154 | 0.3134 | 0.001 | 40.9 | 90.7 ± 1.7 |
| 8 | 3.381 | 0.067 | 0.2898 | 0.008 | 44.4 | 100.5 ± 2.6 |
| 9 | 3.195 | 0.711 | 0.2471 | 0.000 | 52.9 | 95.2 ± 2 |
| 10 | 3.12 | 0.195 | 0.3019 | 0.002 | 59.7 | 93 ± 1.4 |
| 11 | 3.283 | 0.086 | 0.2967 | 0.002 | 67.4 | 97.7 ± 1.3 |
| 12 | 3.158 | 0.079 | 0.3092 | 0.000 | 78.3 | 94.1 ± 1.2 |
| 13 | 3.227 | 0.094 | 0.301 | 0.000 | 85.5 | 96.1 ± 1.3 |
| 14 | 3.291 | 0.010 | 0.3028 | 0.000 | 100.0 | 97.9 ± 0.9 |
| Total age = 95 ± 0.9 | | | | | | |
| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
| jx08 muscovite | | J=0.016949 | | | | |
| 1 | 3.601 | 2.055 | 0.109 | 0.000 | 1.8 | 106.9 ± 4 |
| 2 | 3.304 | 0.183 | 0.2861 | 0.003 | 10.0 | 98.3 ± 1 |
| 3 | 3.58 | 0.204 | 0.2624 | 0.000 | 13.8 | 106.3 ± 2 |
| 4 | 3.669 | 0.226 | 0.2541 | 0.000 | 17.8 | 108.9 ± 1.3 |
| 5 | 3.724 | 0.05 | 0.2645 | 0.008 | 20.1 | 110.4 ± 2.2 |
| 6 | 3.622 | 0.164 | 0.2626 | 0.001 | 23.0 | 107.5 ± 3.8 |
| 7 | 3.346 | 0.122 | 0.2879 | 0.000 | 31.6 | 99.5 ± 1.8 |
| 8 | 3.158 | 0.139 | 0.3035 | 0.002 | 36.6 | 94.1 ± 1.4 |
| 9 | 3.14 | 0.122 | 0.3069 | 0.008 | 44.8 | 93.5 ± 1.2 |
| 10 | 3.521 | 1.712 | 0.1402 | 0.000 | 50.3 | 104.6 ± 2.6 |
| 11 | 3.429 | 0.072 | 0.2852 | 0.000 | 53.3 | 101.9 ± 1.7 |
| 12 | 3.466 | 0.126 | 0.2776 | 0.000 | 58.4 | 103 ± 1.3 |
| 13 | 3.369 | 0.139 | 0.2845 | 0.000 | 66.3 | 100.2 ± 1.7 |
| 14 | 3.267 | 0.025 | 0.3036 | 0.000 | 71.4 | 97.2 ± 1.7 |
| 15 | 3.327 | 0.08 | 0.2933 | 0.002 | 84.2 | 99 ± 0.9 |
| 16 | 3.358 | 0.079 | 0.2906 | 0.011 | 90.8 | 99.9 ± 1.3 |
| 17 | 3.72 | 0.014 | 0.2676 | 0.000 | 100.0 | 110.3 ± 1 |
| Total age = 101.3 ± 0.9 | | | | | | |

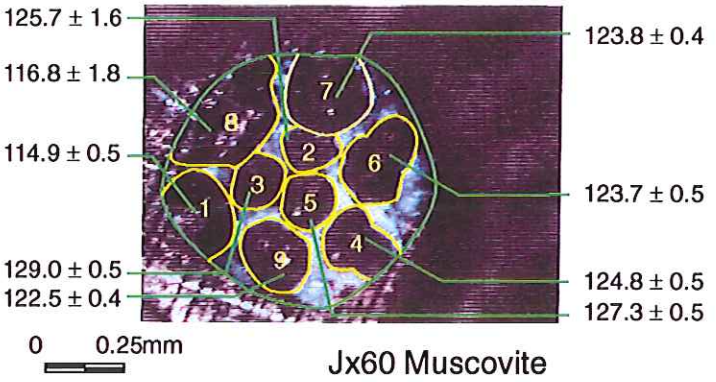
Table III-3 Les âges Ar-Ar de Massif du Lushan

| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| jx60muscovite spote | | J=0.017986 ± 0.000178 | | | | |
| 1 | 3.657 | 0.2514 | 0.2531 | 0.000 | 7.43 | 114.9 ± 0.5 |
| 2 | 4.014 | 0.0616 | 0.2446 | 0.007 | 1.82 | 125.7 ± 1.6 |
| 3 | 4.122 | 0.0961 | 0.2356 | 0.003 | 2.84 | 129.0 ± 0.5 |
| 4 | 3.981 | 0.0827 | 0.245 | 0.031 | 2.44 | 124.8 ± 0.5 |
| 5 | 4.065 | 0.0381 | 0.2432 | 0.028 | 1.13 | 127.3 ± 0.5 |
| 6 | 3.945 | 0.0457 | 0.25 | 0.014 | 1.35 | 123.7 ± 0.5 |
| 7 | 3.95 | 0.0104 | 0.2523 | 0.006 | 0.31 | 123.8 ± 0.4 |
| 8 | 3.738 | 0.0283 | 0.2667 | 0.027 | 0.84 | 116.8 ± 1.8 |
| 9 | 3.906 | 0.0381 | 0.2531 | 0.000 | 1.13 | 112.5 ± 0.4 |
| Total age = 123.5 ± 1.1 | | | | | | |
| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
| jx60muscovite paliecs | | J=0.017986 ± 0.000178 | | | | |
| 1 | 2.713 | 2.8468 | 0.702 | 0.073 | 84.12 | 86 ± 37.6 |
| 2 | 3.461 | 1.5763 | 0.000 | 0.278 | 46.58 | 108.9 ± 19.3 |
| 3 | 2.716 | 1.3814 | 0.258 | 0.669 | 40.82 | 86.0± 4.6 |
| 4 | 4.051 | 0.6886 | 0.000 | 1.429 | 20.35 | 126.9 ± 3.1 |
| 5 | 4.032 | 0.039 | 0.000 | 1.979 | 1.15 | 126.3 ± 3.8 |
| 6 | 4.041 | 0.0658 | 0.000 | 12.471 | 1.94 | 126.6 ± 0.3 |
| 7 | 4.01 | 0.0281 | 0.000 | 24.656 | 0.83 | 125.6 ± 0.3 |
| 8 | 3.992 | 0.038 | 0.000 | 47.033 | 1.12 | 125.1 ± 0.4 |
| 9 | 3.938 | 0.0657 | 0.000 | 58.123 | 1.94 | 123.5 ± 0.3 |
| 10 | 3.902 | 0.0428 | 0.000 | 63.718 | 1.26 | 122.3 ± 0.8 |
| 11 | 3.765 | 0.11 | 0.000 | 66.869 | 3.25 | 118.2 ± 0.8 |
| 12 | 3.768 | 0.0387 | 0.000 | 71.732 | 1.14 | 118.3 ± 0.6 |
| 13 | 3.743 | 0.0029 | 0.000 | 76.602 | 0.09 | 117.5 ± 0.6 |
| 14 | 3.833 | 0.0097 | 0.000 | 81.284 | 0.29 | 120.3 ± 0.6 |
| 15 | 3.972 | 0.0035 | 0.000 | 100.0 | 0.1 | 124.5 ± 0.2 |
| Total age = 123.5 ± 1.1 | | | | | | |
| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
| jx82 Biotite | | J=0.017986 ± 0.000178 | | | | |
| 1 | 5.923 | 2.0701 | 0.0655 | 0.000 | 61.17 | 182.6 ± 35.7 |
| 2 | 4.609 | 2.3176 | 0.1958 | 0.1 | 68.48 | 51.5 ± 2.0 |
| 3 | 1.788 | 1.6354 | 0.2889 | 0.051 | 48.33 | 57.1 ± 1.4 |
| 4 | 2.518 | 0.8557 | 0.2967 | 0.07 | 25.29 | 79.9 ± 2.3 |
| 5 | 2.789 | 0.5002 | 0.3055 | 0.057 | 14.79 | 88.3 ± 1.2 |
| 6 | 2.998 | 0.3691 | 0.2971 | 0.085 | 10.91 | 94.7 ± 1.0 |
| 7 | 3.041 | 0.3588 | 0.2939 | 0.101 | 10.6 | 96.1 ± 1.1 |
| 8 | 3.193 | 0.2373 | 0.2912 | 0.123 | 7.01 | 100.7 ± 1.6 |
| 9 | 3.249 | 0.2248 | 0.2873 | 0.125 | 6.64 | 102.4 ± 1.9 |
| 10 | 3.309 | 0.1771 | 0.2864 | 0.136 | 5.23 | 104.3 ± 1.2 |
| 11 | 3.355 | 0.2027 | 0.2801 | 0.12 | 5.99 | 105.7 ± 0.8 |
| 12 | 3.312 | 0.211 | 0.2831 | 0.108 | 6.24 | 104.4 ± 0.5 |
| 13 | 3.308 | 0.1536 | 0.2885 | 0.125 | 4.54 | 104.3 ± 0.6 |
| 14 | 3.356 | 0.1686 | 0.2831 | 0.12 | 4.98 | 105.7 ± 0.5 |
| 15 | 3.313 | 0.1344 | 0.2898 | 0.179 | 3.97 | 104.4 ± 0.6 |
| 16 | 3.29 | 0.1403 | 0.2913 | 0.202 | 4.14 | 103.7 ± 0.5 |
| 17 | 3.293 | 0.0748 | 0.2969 | 0.227 | 2.21 | 103.8 ± 0.7 |
| 18 | 3.294 | 0.1364 | 0.2913 | 0.221 | 4.03 | 103.8 ± 0.7 |
| 19 | 3.287 | 0.4654 | 0.2623 | 0.352 | 13.75 | 103.6 ± 1.6 |
| Total age = 99.8 ± 0.9 | | | | | | |

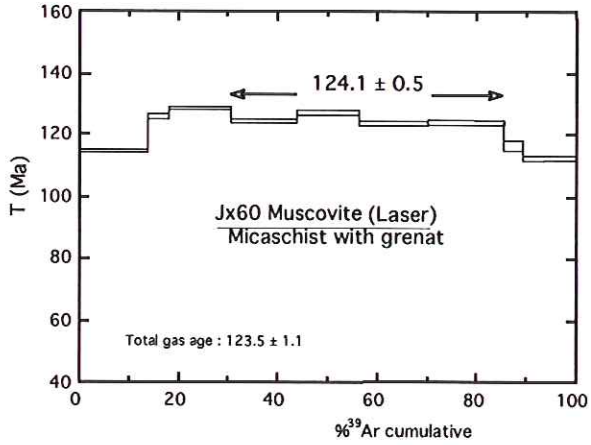
Table III-3 Les âges Ar-Ar de Massif du Lushan

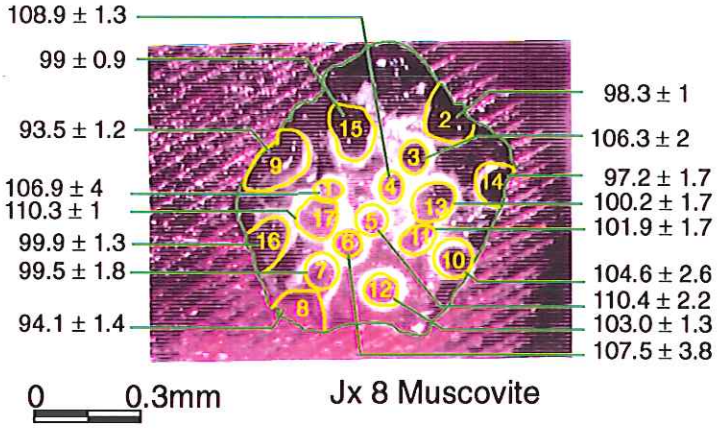
| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| jx60 Biotite 1 | | J=0.017986 ± 0.000178 | | | | |
| 1 | 4.619 | 1.1072 | 0.1456 | 0.000 | 32.72 | 144.0 ± 32.7 |
| 2 | 3.281 | 0.0946 | 0.2962 | 0.005 | 2.79 | 103.4 ± 0.2 |
| 3 | 3.359 | 0.0246 | 0.2955 | 0.000 | 0.73 | 105.8 ± 0.5 |
| 4 | 3.362 | 0.0095 | 0.2966 | 0.000 | 0.28 | 105.9 ± 1.1 |
| 5 | 3.351 | 0.0371 | 0.2951 | 0.015 | 1.1 | 105.6 ± 0.9 |
| 6 | 3.334 | 0.0328 | 0.297 | 0.000 | 0.97 | 105.1 ± 0.5 |
| 7 | 3.326 | 0.0828 | 0.2932 | 0.000 | 2.45 | 104.8 ± 3.1 |
| 8 | 3.253 | 0.1353 | 0.2951 | 0.000 | 1.0 | 102.6 ± 8.8 |
| 9 | 3.39 | 0.0424 | 0.2912 | 0.000 | 1.25 | 106.8 ± 6.8 |
| Total age = 104.5 ± 1.0 | | | | | | |
| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
| jx60 Biotite 2 | | J=0.017986 ± 0.000178 | | | | |
| 1 | 4.221 | 3.3715 | 0.0778 | 0.000 | 67.12 | 132.0 ± 6.9 |
| 2 | 3.339 | 0.1073 | 0.29 | 0.000 | 3.17 | 105.2 ± 0.6 |
| 3 | 3.333 | 0.03 | 0.2974 | 0.000 | 0.89 | 105.0 ± 2.1 |
| 4 | 3.349 | 0.0074 | 0.2979 | 0.000 | 0.22 | 105.5 ± 0.6 |
| 5 | 3.355 | 0.151 | 0.2847 | 0.000 | 4.46 | 105.7 ± 0.7 |
| 6 | 3.329 | 0.0236 | 0.2982 | 0.000 | 0.7 | 104.9 ± 1.2 |
| 7 | 3.303 | 0.0225 | 0.3007 | 0.000 | 0.67 | 104.1 ± 1.1 |
| 8 | 3.255 | 0.0379 | 0.3037 | 0.000 | 1.12 | 102.6 ± 1.8 |
| 9 | 3.214 | 0.0273 | 0.3086 | 0.000 | 0.81 | 101.4 ± 1.3 |
| 10 | 3.222 | 0.0475 | 0.3059 | 0.000 | 1.4 | 101.6 ± 2.2 |
| 11 | 3.133 | 0.0596 | 0.3135 | 0.000 | 1.76 | 98.9 ± 2.7 |
| 12 | 3.162 | 0.0481 | 0.3117 | 0.000 | 1.42 | 99.8 ± 2.1 |
| Total age = 104.9 ± 1.1 | | | | | | |
| N | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 39Ar/40Ar | 37Ar/39Ar | % Atm. | AGE ± 1sd |
| jx69biotite | | J=0.016949 | | | | |
| 1 | 3.167 | 1.357 | 0.189 | 0.008 | 19.0 | 94.3 ± 3.3 |
| 2 | 3.012 | 0.408 | 0.2918 | 0.049 | 47.8 | 89.8 ± 1.3 |
| 3 | 3.179 | 0.111 | 0.3042 | 0.022 | 77.6 | 94.7 ± 1.6 |
| 4 | 3.106 | 0.22 | 0.3008 | 0.04 | 100.0 | 92.6 ± 2.6 |
| Total age = 92.7 ± 1.3 | | | | | | |
| T(°C) | 40Ar*/39Ar | 36Ar/40Ar x 1000 | 37Ar/39Ar | % Atm. | %39Ar | AGE +/- 1sd |
| jx24 Amphibole | | J=0.022918 | | | | |
| 1100 | 3.845 | 1.09 | 17.671 | 32.2 | 40.4 | 152.4 ± 3,0 |
| 1200 | 3.429 | 0.977 | 16.222 | 28.8 | 60.5 | 136.5 ± 5.6 |
| 1250 | 3.616 | 0.75 | 16.554 | 22.1 | 97.8 | 143.7 ± 3.5 |
| Total age = 142.2 ± 3.4 | | | | | | |

Table III-3 Les âges Ar-Ar de Massif du Lushan

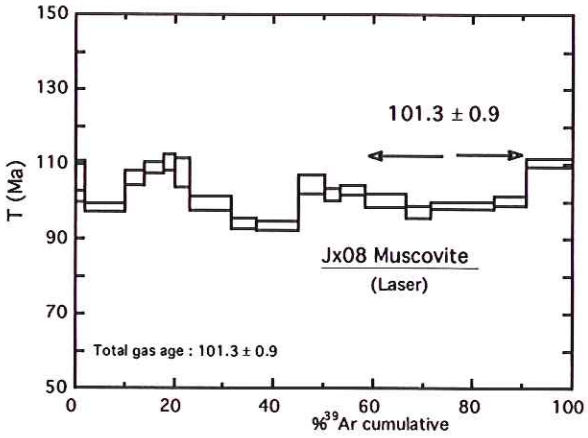


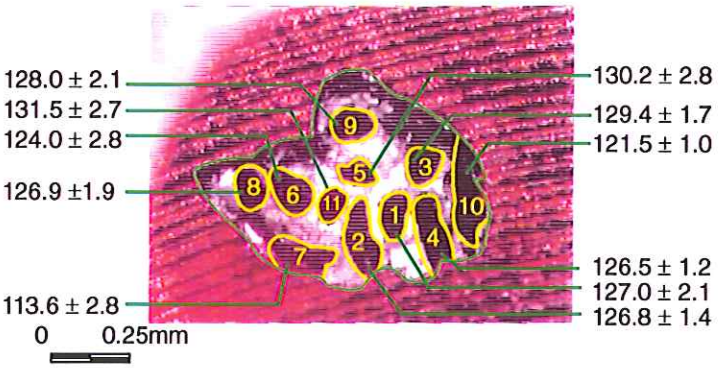

Jx60 Muscovite



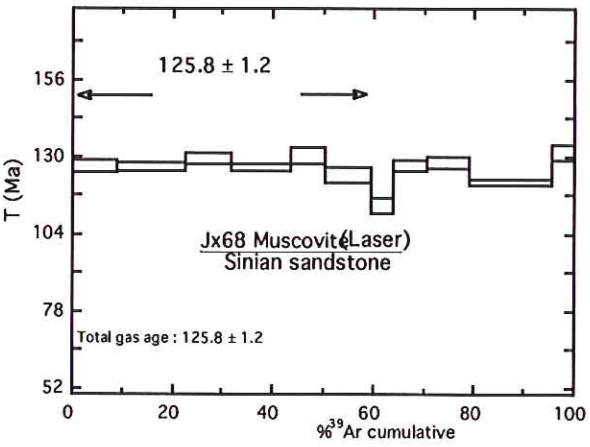



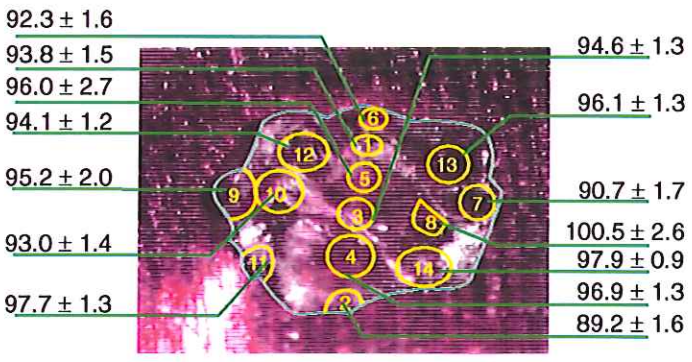

Jx 8 Muscovite




Jx68 Muscovite




Jx75 Muscovite

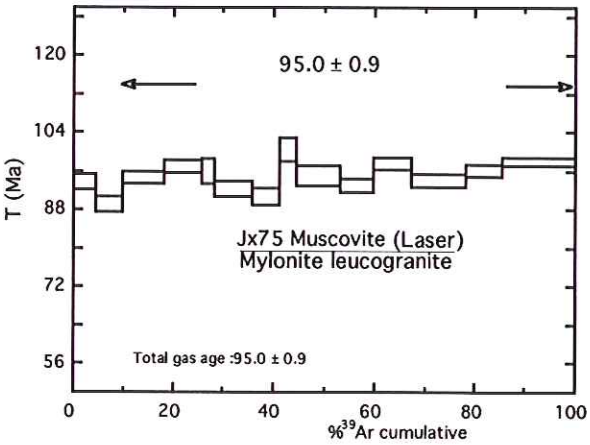



Fig. III-14 : Les âge Ar-Ar de Massif du Lushan (plateaux et points d'analyses au laser sur les muscovite)

# Chapitre IV

# La Tectonique Mésozoïque du Massif du Jiulingshan

## Présentation générale du massif du Jiulingshan

Le massif du Jiulingshan constitue un vaste massif situé pour l'essentiel dans le Nord de la province du Jiangxi et également dans celle du Hunan (Fig. IV-1). Contrairement au massif de Lushan, le Juilingshan n'a pas été étudié en détail dans ce travail du fait de sa très grande superficie et des médiocres conditions d'affleurement. L'accent a été mis sur l'examen des bordures du massif et notamment sur l'analyse structurale de la couverture sédimentaire qui va du Protérozoïque supérieur (Sinien) au Crétacé. En effet, on possède là un certain contrôle sur l'âge des déformations qui affectent toute la séquence jusqu'au Trias inférieur inclus. Les couches rouges du Crétacé supérieur ne sont que très faiblement déformées et lorsqu'il est présent le Trias supérieur est discordant sur les terrains plus anciens.

Nos principales observations et interprétations sont présentées dans ce chapitre sous forme d'un article soumis à la revue "Journal of SE Asia Earth Sciences".

Le massif du Jiulingshan est un anticlinorium d'axe moyen E-W situé dans l'avant-pays méridional du Dabieshan dont il est séparé par la zone plissée du Yangtze. Dans cette dernière, n'affleurent que des roches sédimentaires d'âge Cambrien à Trias inférieur. Les trains de plis sont recoupés par des intrusions granitiques d'âge Crétacé. Ce domaine, situé dans la plaine alluviale du Changjiang, affleure très mal et n'a pas été étudié. En revanche, le Jiulingshan forme des reliefs modérés découpés par des vallées permettant des observations structurales satisfaisantes.

Dans le Jiulingshan, nous distinguons deux ensembles. Un domaine géométriquement inférieur constitué de roches métamorphiques et plutoniques d'âge Protérozoïque Moyen (autour de1 Ga-700 Ma) et un ensemble supérieur, discordant sur le précédent composé de roches sédimentaires allant du Sinien au Trias. Dans ce dernier ensemble qui a fait l'objet de notre travail, nous avons identifié deux types de déformations.

Une phase de raccourcissement N-S caractérisée par des chevauchements à vergence sud, des plis droits associés ou non à une schistosité de flux. C'est en particulier le cas dans les lithologies pélitiques du Sinien, où une schistosité de flux verticale se développe. Toutes ces structures sont interprétées comme le résultat d'une compression subméridienne.

Une seconde phase de déformation est responsable de glissements bancs sur bancs, des plis d'entraînement de style "collapse" associés ou non à une schistosité de plan axial. En outre, on observe des superpositions anormales de terrains du Paléozoïque supérieur (Carbonifère-Permien) et du Trias inférieur sur des terrains plus anciens (Paléozoïque inférieur ou Protérozoïque). Nous interprétons ces structures comme des "allochtones extensifs". La seconde phase de déformation relève donc d'une tectonique en extension d'origine gravitaire qui est une conséquence mécanique de la compression préalable. Ainsi la structure en dôme peut être interprétée comme une sorte de "flambage d'échelle decakilométrique" résultant du blocage des cisaillements vers le sud. Cette interprétation sera développée dans le chapitre VI après avoir présenté dans le chapitre V quelques données structurales sur le massif du Dabieshan.

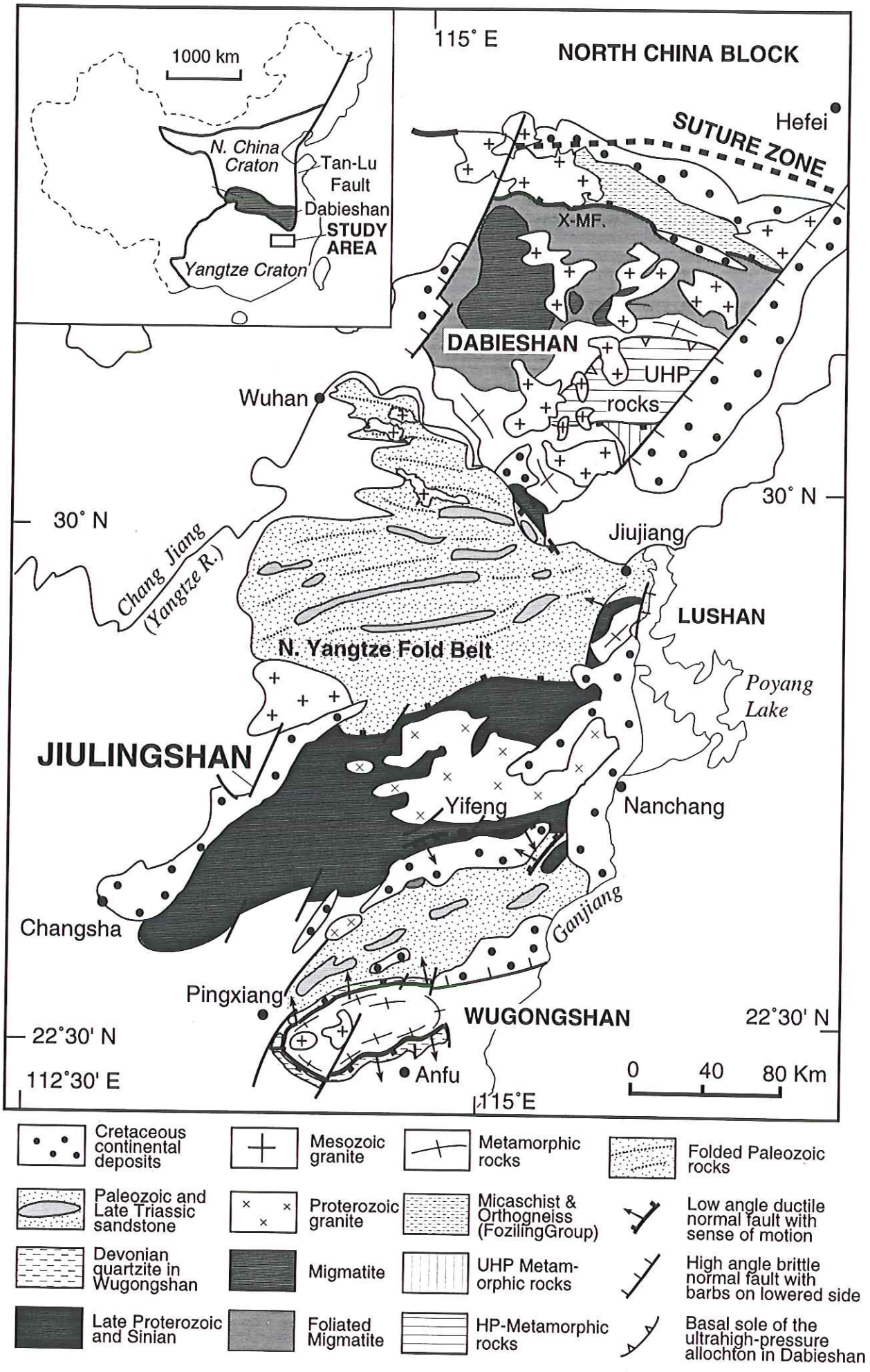



Figure IV-1 Localisation du massif du Jiulingshan

# Compression to Extension switch during the Early Triassic Orogeny of E. China : the case study of the Juilingshan massif in the Southern foreland of the Dabieshan

Wei LIN[1], Michel FAURE[1], Yan SUN[2], Liangshu SHU[2]

1 : Département des Sciences de la Terre, Université d'Orléans, 45067 Orléans Cedex 2 France
2 : Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, PR China

**Abstract**

The Jiulingshan massif is an E-W trending anticlinorium of the South China Block (SCB) in the southern foreland of the Qinling-Dabie orogen. The Jiulingshan consists of Middle Proterozoic metamorphic and plutonic rocks unconformably covered by Sinian to Triassic rocks. In these cover rocks, two types of deformation dated of pre-Late Triassic age are recognised. Namely, a N-S compressional phase characterized by south verging thrusts, upright folds and vertical cleavage is followed by an extensional phase characterized by slip on the layers, collapse folds and extensional allochtons of Proterozoic slate upon Carboniferous to Early Triassic carbonates. The extensional tectonics appears as a mechanical consequence of the compressional tectonics. At the regional scale, the structure of the Jiulingshan massif belongs to one of the domed crustal scales shear zones of the SCB, which accommodated the continuing convergence that immediately followed the Qinling-Dabie collision.

## 1. Introduction

The structure of SE China results of the welding of the Sino-Korean and Yangtse cratons or North and South China respectively. The collision zone corresponds to the Qinling-Dabie orogen which evolution is still disputed. Depending on the authors, the timing of the collision ranges from early Paleozoic to Jurassic (e. g. Mattauer et al., 1985; 1991; Hacker et al. 1996; Gilder and Courtillot, 1997 and references therein). Whatever the age of the collision between N. and S. China blocks, an important tectonic-metamorphic and plutonic event called the Indosinian orogeny occurred in

Permian-Triassic times. In the S. China block, Triassic tectonic and metamorphic processes leading to ultra high-pressure metamorphism are recognised in the Dabieshan (Mattauer et al., 1991; Hacker et al.,1996; Liou et al., 1996) and also more to the south in the Wugongshan (Faure et al., 1996; Fig. IV-1). The Juilingshan massif which lies in between of these two massifs is an anticlinorium of Proterozoic basement rimmed by sedimentary rocks ranging from Late Proterozoic (Sinian, around 800-600 Ma) to Late Cretaceous. This paper aims to present structural evidence for a Triassic compression followed by gravitational collapse in the Jiulingshan massif. The significance of these structures is discussed in the tectonic framework of SE China.

## 2. Geological outline of the Juilingshan massif

In North Jiangxi Province, the Jiulingshan massif (Fig. IV-2) is an E-W trending topographic high ranging from Hunan to Zhejiang Provinces from West to East respectively. To the north, the massif is separated from the Dabieshan massif by the Lower Yangtse River plain which consists of folded and thrusted Paleozoic rocks. To the south, the Paleozoic-Mesozoic Pingxiang sedimentary basin separates the Jiulingshan and the Wugongshan massifs. The Jiulingshan massif is also divided by the Neogene Poyang Lake basin into western and eastern areas. In the following we shall mainly deal with the western area. In addition to several plutonic rocks, the Jiulingshan massif consists of two groups of rocks.

The younger and geometrically upper one corresponds to sedimentary rocks ranging from Sinian to Middle Triassic. The stratigraphic succession of these fossiliferous rocks represented by shale, sandstone and limestone is well established (JBGMR, 1984). It is worth noting that conversely to other parts of SE China, such as Wugongshan or southern areas, the Late Devonian unconformity is lacking there. In N. Jiangxi Province, the sedimentary sequence is continuous from Late Proterozoic (Sinian) to Early Triassic. However, layer parallel decollements may locally rework the normal succession (cf below). As commonly observed in Jiangxi Province, Late Triassic terrigeneous rocks unconformably cover older rocks. Jurassic and Early Cretaceous

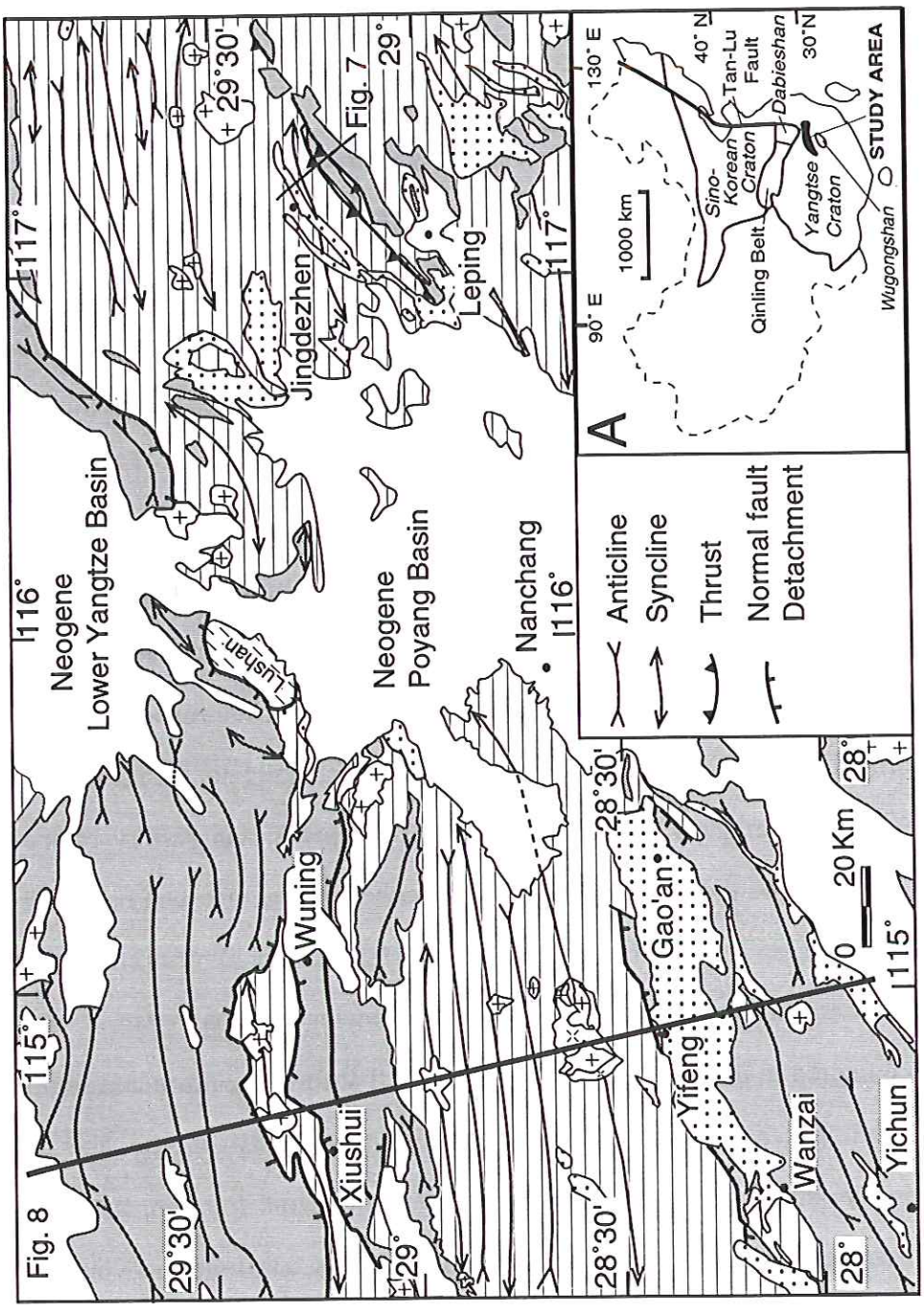



Fig. IV-2 : General structural map of the Jiulingshan massif in N. Jiangxi Province. A : location map of the study area in China, with respect to Wugongshan and Dabieshan.

sedimentary rocks are very rare. Lastly, subhorizental or gently tilted Late Cretaceous continental red beds seal all the regional deformations.

The second group of rocks which underlies the Sinian- Paleozoic sequence consists of Proterozoic metamorphic rocks. Slates and biotite phyllites are the dominant lithologies but micaschist and gneiss are also exposed. Due to the lack of comprehensive mapping, these different rocks are not distinguished on the structural map, except in the Lushan dome which complex polyphase tectonic evolution is discussed elsewhere (Fig. IV-2; Lin et al., 1999; submitted).

Several plutons are also recognised in the Jiulingshan massif. Proterozoic biotite granite forms the central part of the massif. These rocks frequently exhibit a post-solidus foliation. In particular, this structure is well observed along the S. margin of the plutons ranging from West of Wanzai up to East of Chitian (Fig. IV-3) where mylonite develops. Available $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of biotite and muscovite from this mylonitic granite provide ages around 500-550 Ma arguing for an Early Paleozoic event (Xu et al., 1992; Shu et al., 1994). Permian to Triassic granites dated around 260-240 Ma (JBGMR, 1984 ) are rare but the radiometric ages are poorly constrained. Lastly, Early Cretaceous plutons form isolated masses of relatively minor extend compared to other places of SE China. As shown by the Sinian unconformity, most of the metamorphism and ductile deformation observed in the Jiulingshan massif belong to a Proterozoic event called the Jiangnan orogeny. A detailed study of the pre-Sinian history of the Jiulingshan massif is beyond the scope of this paper. Further information can be found in Guo et al. (1980), Li (1987), Chen et al. (1991), Shu (1991), Xu et al. (1992), Shu et al. (1994), Li et al.(1997), Charvet et al. (1999). In the following, we shall examine the deformations encountered in the Sinian and younger rocks that form the north and south margins of the Jiulingshan massif in order to avoid uncertainty on the age of deformation. However some structures overprinting the Proterozoic foliation in slates and magmatic rocks that might be related to the same event as that found in younger rocks will be discussed later.

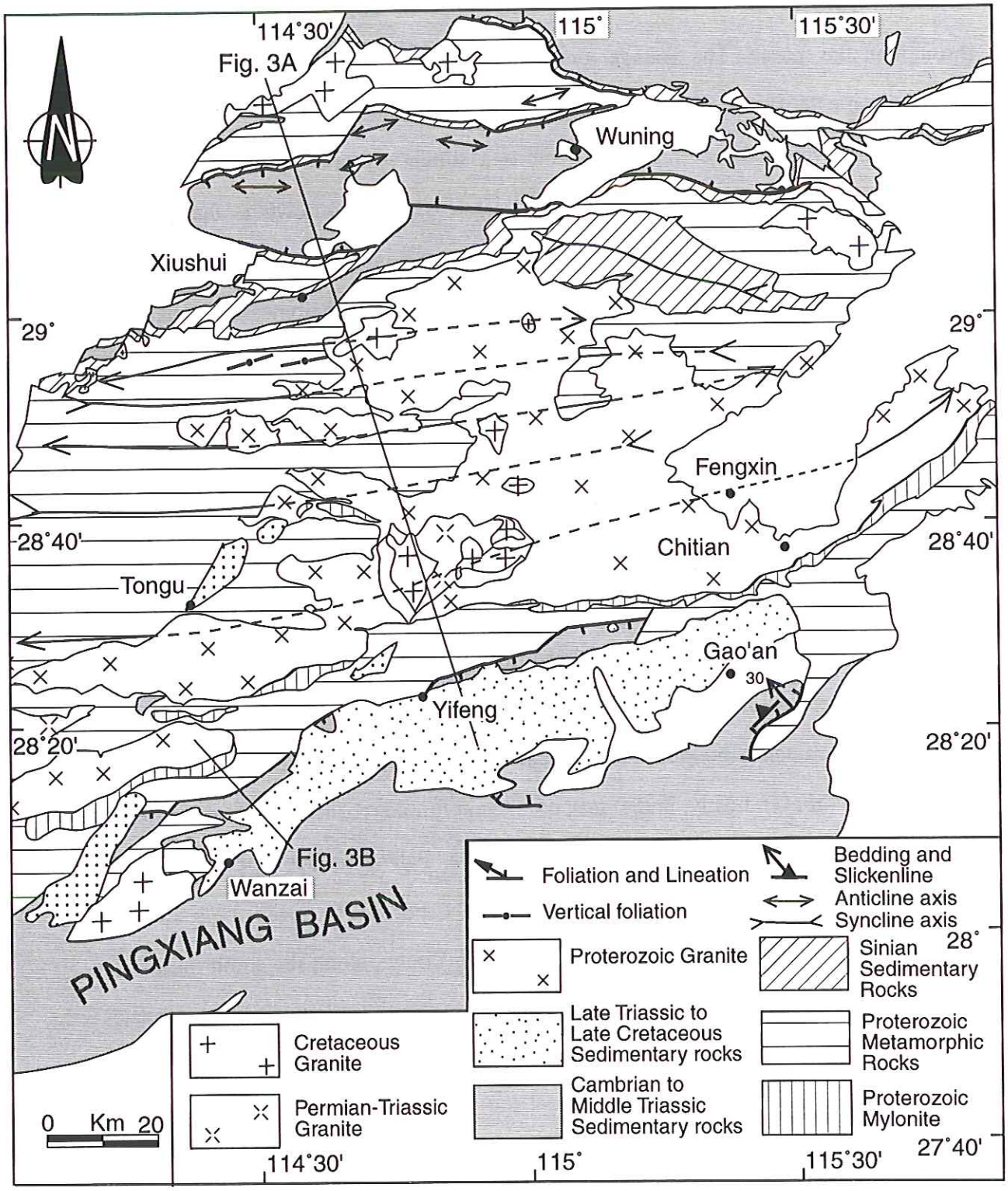



Fig. IV-3 : Structural map of the western part of the Jiulingshan massif (west of Nanchang).

## 3. Structural analysis of the Jiulingshan massif

From north of Wuning to the Pingxiang basin, the Juilingshan massif is an hundred-kilometre scale anticlinorium surrounded by Paleozoic sedimentary rocks structured as synclinoria (Fig. IV-5A). Two types of deformation are recognised throughout the massif. The younger event, located at the margins of the Jiulingshan massif, is an extensional one which overprints a compressional event. For each of these two tectonic events, the deformation exhibits a similar structural style whatever the studied formation from Sinian to Early Triassic. In the following, the younger extensional structures are described first. Since there is no unconformity between these strata, all the extensional structures observed in all kinds of lithologies are considered here as coeval.

### *3.1 Structures due to extensional tectonics.*

Brittle normal faults and down dip slickenlines are widespread in the Carboniferous and Permian limestones. Intensely sheared decameter-scale cataclasites and breccias zones are also observed. In addition to high angle normal faults, evidence for slip on the layers is provided by striated bedding planes, fibrous crystallizations of calcite or quartz, tension gashes oblique to the slip surface and sigmoidal veins (Fig. IV-5D, E, I). Asymmetric boudins also indicate down dip shearing along decollement levels (Fig. IV-5F, G). Lastly, in the most competent lithology, such as coal measures in the Permian carbonates or pelitic joints in the Paleozoic sequence, drag and dysharmonic folds are well developed (Figs. IV5-H, Fig. IV-6). Drag folds are also observed in the Proterozoic slate. For instance, near Yifeng, along the south margin of the Jiulingshan, chevron folds with subhorizental or southward dipping axial planes indicate a southward vergence.

### *3.2 Kinematic pattern related to extensional tectonics*

In the whole study area, the slickenlines related to extensional tectonics are dominantly NS trending (Fig. IV-7) but the sense of motion is always downward

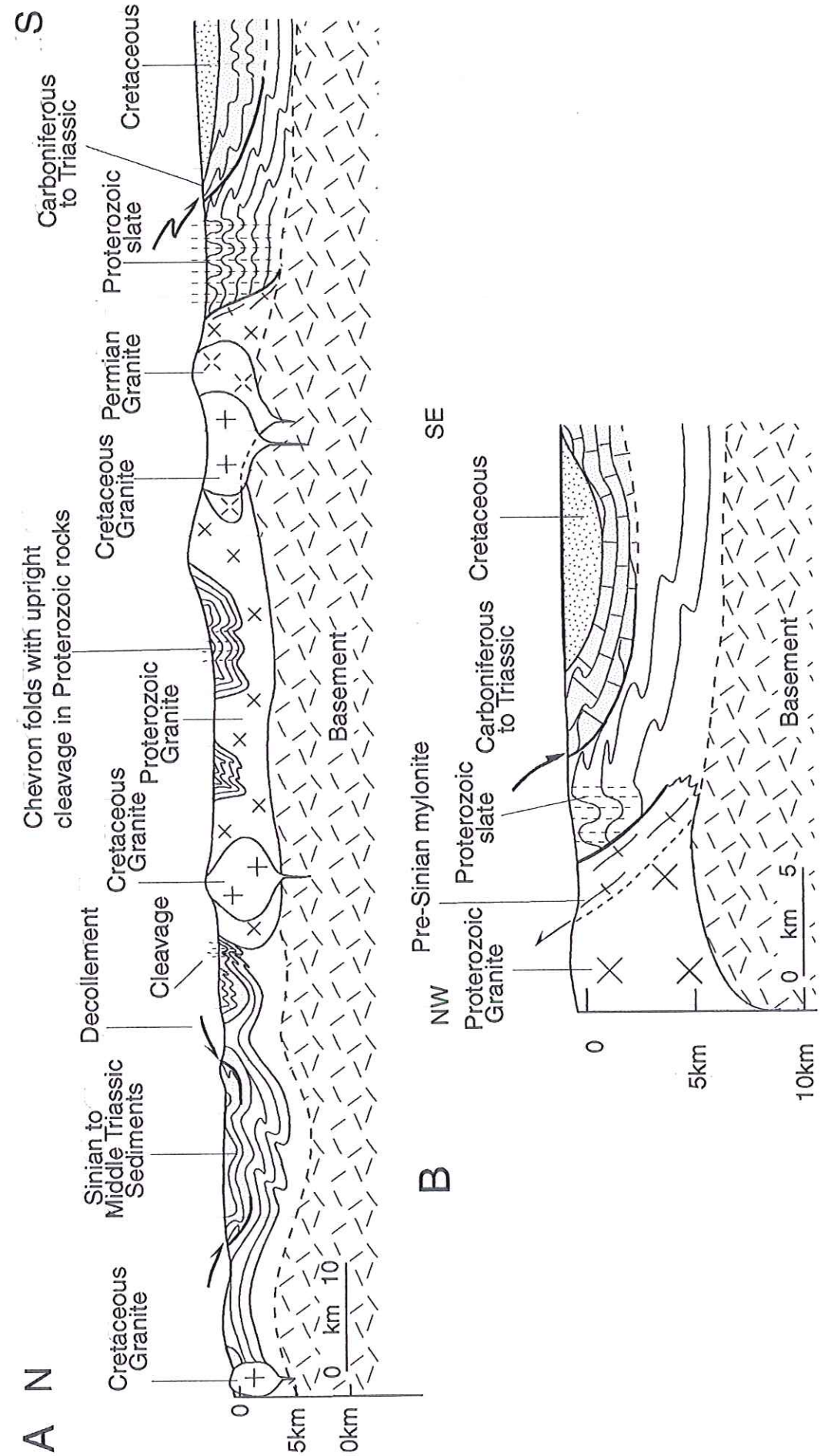



Fig. IV-4 A : Cross section of the western part of the Jiulingshan massif
B : Detail cross-section of the southern margin of the Jiulingshan near Wanzai (location in Fig. IV-3).

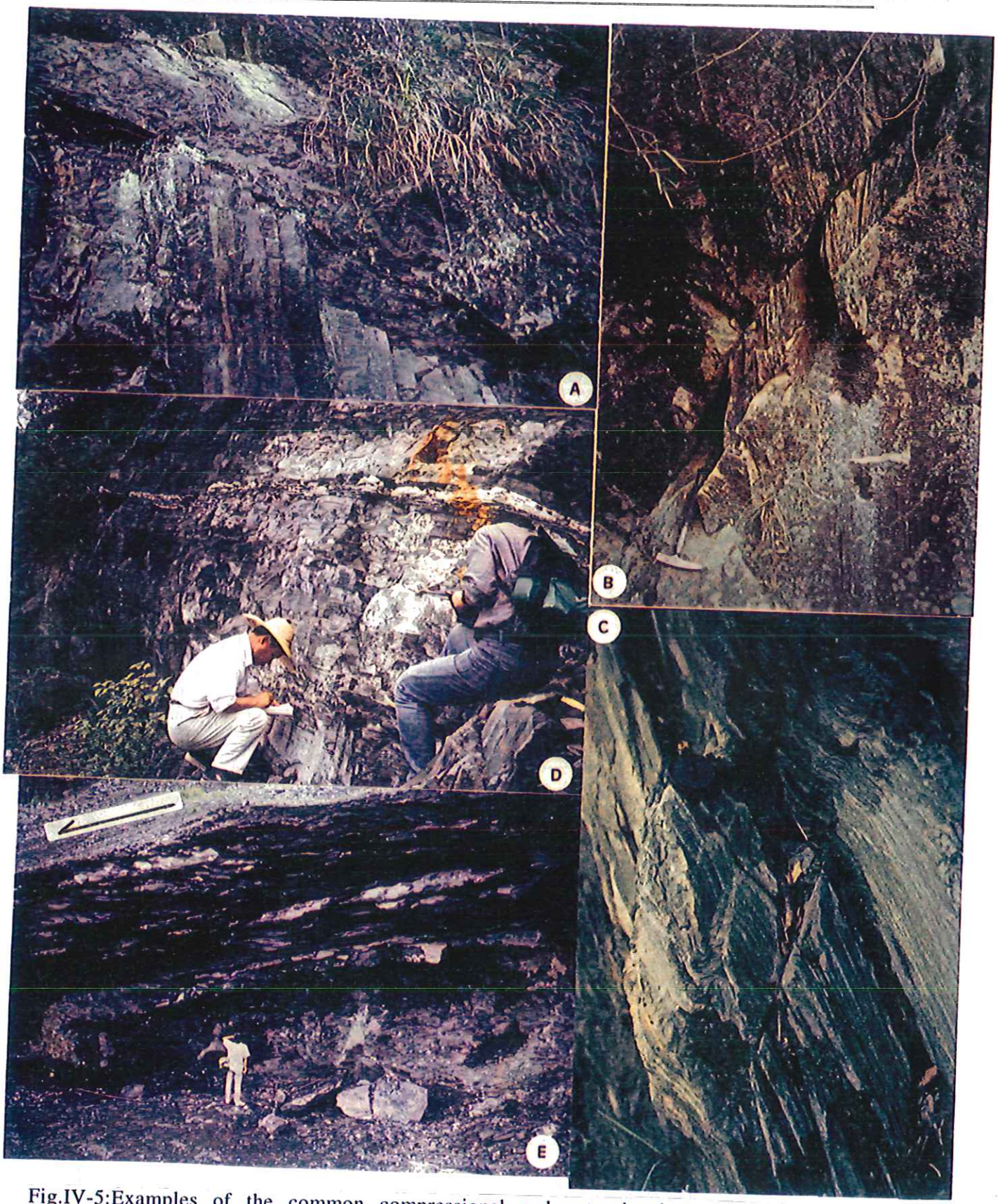



Fig.IV-5:Examples of the common compressional and extensional structures found in the Jiulingshan massif

A : South verging brittle thrust cutting Ordovician turbidite (N. of Wuning). B : Vertical cleavage in Sinian beds (E. of Xiushui). C : Upright chevron folds in Proterozoic slate refolding the Proterozoic foliation and lineation (E. of Yifeng). These folds are related to the Triassic horizontal shortening. D : Layer parallel decollement marked by calcite veins in Cambrian limestone (related to the Triassic horizontal shortening; Xiushui city). E : Hectometer-scale decollement with normal displacement along coal layers in Permian limestone formation (related to the Triassic horizontal shortening; near Gao'an)

Fig. IV-5 : Examples of the common compressional and extensional structures found in the Jiulingshan massif (related to the triassic horizontal shortening)
F : S. dipping brittle shearing in massive Permian limestone, near Wanzai, W. of Yifeng. The sigmoidal shape of the lenses indicates a top-to-the-S. shearing. Scale bar is 1 m.
G: Detail of slip on a coal mesure in Permian series, E. of Yifeng. Scale bar is 10 cm.
H: detail of a decollement layer in coal series showing drag folds and sigmoidal structures. E. of Yifeng.
I : Calcite veins in Cambrian limestone N. of Wuning showing slip on the layers and normal sense of motion

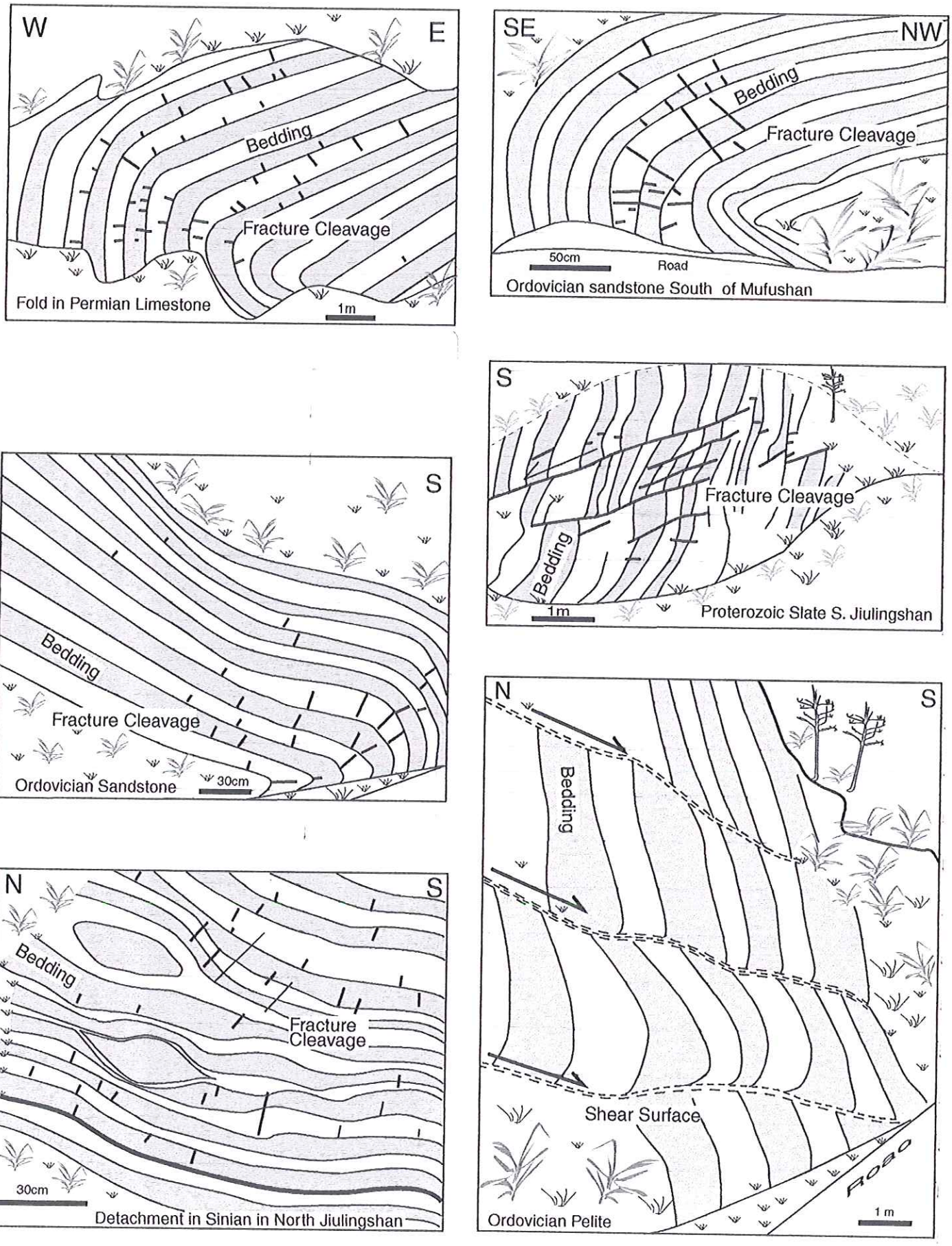



Fig. IV-6 : Examples of folded and sheared proterozoic and Paleozoic rocks on both limbs of the Jiulingshan anticline (redrawn from pictures).

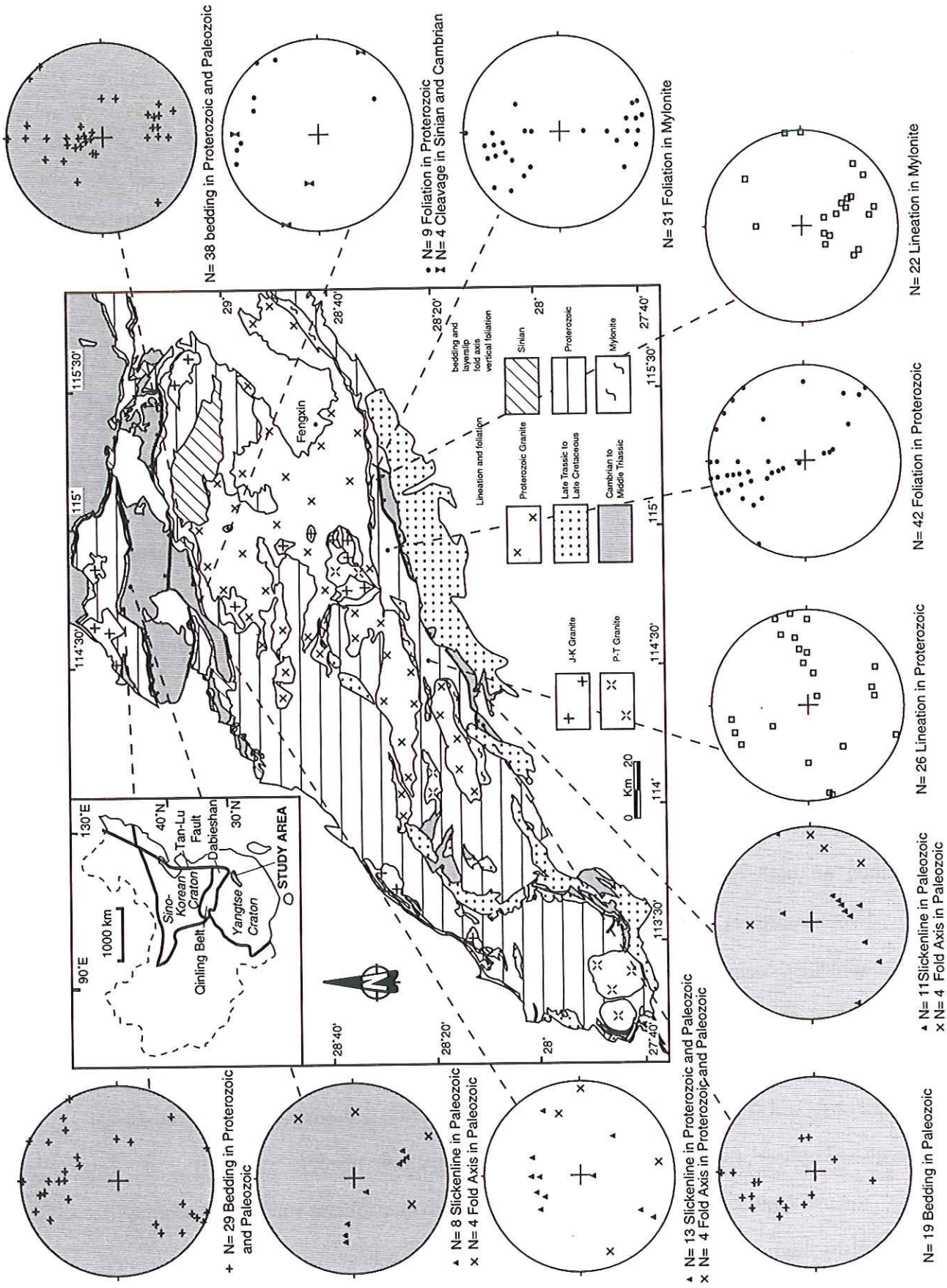



Fig. IV-7 : Stereograms of the structural elements in the Jiulingshan massif

directed. Top-to-the-south and top-to-the-north shearing is observed on the south and north limbs of the upright folds respectively. Near Yifeng, Proterozoic slate overlies Permian-Carboniferous limestone along10m thick foliated cataclasite. This tectonic superposition has been interpreted either as north (Hsu et al., 1990 ) or south verging nappe (Zhu et al., 1987, 1989; Zhong, 1992; Zhu and Fan., 1992; Fan, 1993). Alternatively, an interpretation in terms of extensional tectonics which better accounts for the geometry of this structure has been put forward (Faure et al., 1998). Indeed, the extend of this abnormal superposition of Proterozoic rocks above Paleozoic-Mesozoic ones is always limited to a few hundred meters, so that it cannot be represented on the general structural map (Fig. IV-3). Along the southern margin of the Jiulingshan, the Proterozoic slate forms extensional allochtons developed during the regional shortening. A genetic model accounting for these structures considers that the horizontal layers are rotated during the regional folding leading to the Jiulingshan antiform. When sliding is allowed due to the internal friction of rocks, collapse style folds from and their inverted limbs are sheared. Consequently, the old inner beds of the normal limbs tectonically overlie young outer beds.

E-W trending folds with subhorizental to down-dip axial planes are common on both limbs of the Jiulingshan anticline. This kind of folds indicates that a vertical shortening acted upon an already tilted layer. Similar structures have been also described on both flanks of the Wugongshan dome and on the south flank of the Dabieshan (Faure et al. , 1996; 1998). The age of folding and shearing is stratigraphically constrained by Late Triassic or Jurassic unconformities in the Wugongshan and Dabieshan massifs respectively. In the Jiulingshan massif, Late Triassic rocks are absent, the Late Cretaceous red beds are the first unconformable deposits observed. Therefore, an accurate timing cannot be demonstrated, but a pre-Late Triassic age appears likely according to the regional tectonic history.

East of Chitian, the southward dipping Proterozoic foliation in biotite granite is reworked by high angle shear bands along which biotite is retrogressed into chlorite. Top-to-the-south motion indicated by these shear bands is in agreement with a normal

sense displacement. Post-folial shear bands in granite and folds in slate obviously post-date the ductile deformation related to the Proterozoic tectonics. Although, a radiometric dating of this deformation is impossible, the consistency of their strain axes with those inferred from the Sinian to Early Triassic series suggest a synchronous development during a deformation characterized by vertical shortening.

The tectonic significance of these extensional structures for the geological evolution of the Jiulingshan Massif will be discussed below. Before that, evidence for compressional tectonics is presented in the next section.

*3.3 Structures related to compression*

Several features argue also for a Triassic horizontal shortening. The strongest evidence is provided by a sequence of S. verging thrust developed between Jingdezhen and Leping (JBGMR, 1984; Zhong, 1992; Fig. IV-8). There, the foliation of the Proterozoic slate and phyllite is cut by large flat-lying overthrusts emplaced upon Triassic sandstone or Permian limestone. Although the very place of the thrust surface is not observed in the field, the abnormal superposition of older rocks upon younger ones is verified by drilling and coal mining works.

In the western domain of the Juilingshan massif, compressional structures are also recognised. Between Xiushui and Wuning (Fig. IV-2), low angle south verging brittle thrust faults are observed in the Cambrian and Ordovician sandstone (Fig. IV-5A). More to the west, east of Xiushui, Sinian greywacke and conglomerate unconformably cover the Proterozoic slate without any decollement, nevertheless, a vertical cleavage developing in the Sinian greywacke and shale support the existence of a deformation characterized by an important horizontal shortening (Fig. IV-5B). N-S shortening structures are also observed in the Proterozoic slate. For instance, in the central part of the Juilingshan, the Proterozoic foliation and lineation are folded by upright chevron folds (Fig. IV-5C). Also, NE of Yifeng, on the south limb of the Jiulingshan antiform, brittle-ductile reverse faults with top-to-the south sigmoidal lenses cross-cut the Proterozoic foliation. All these observations clearly indicate that the Late

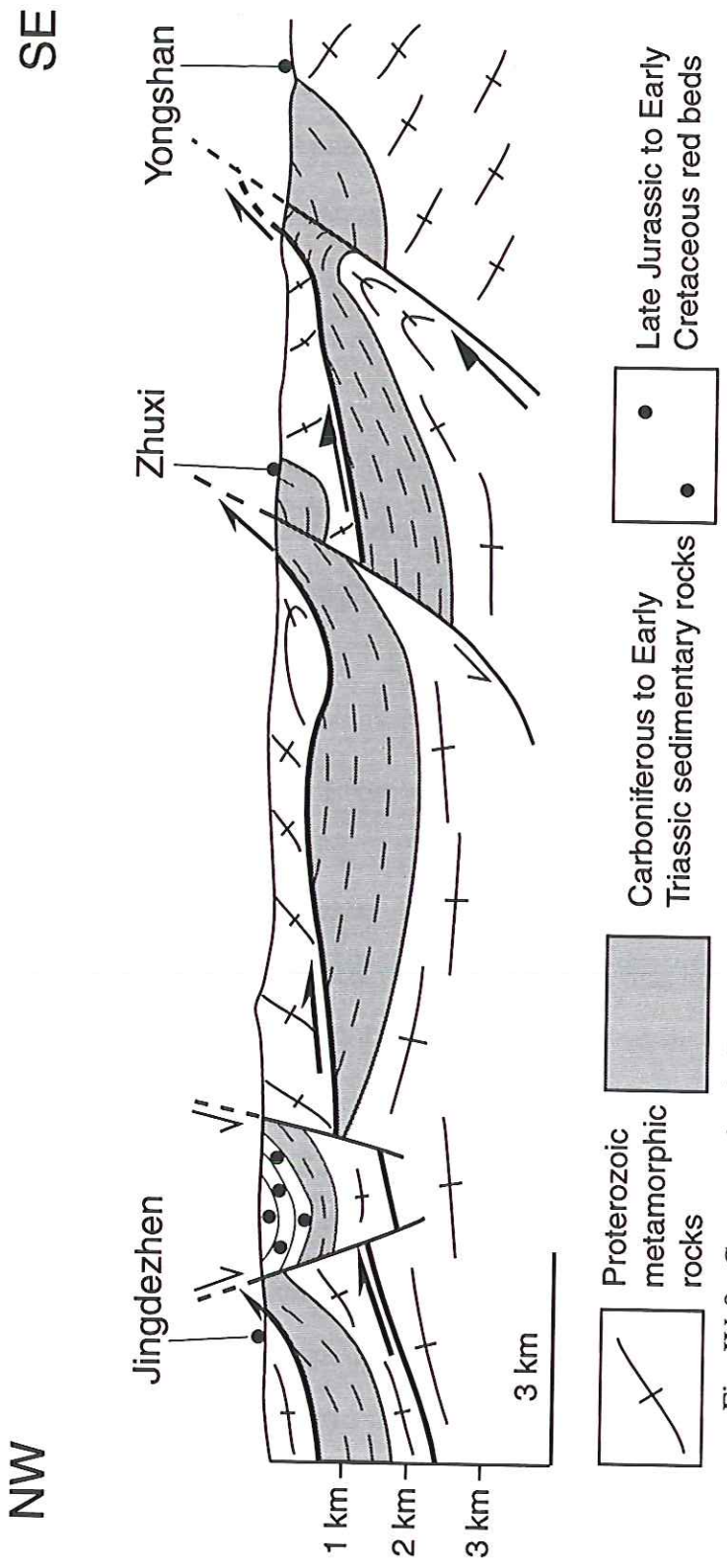



Fig. IV-8 : Cross-section in E. Jiulingshan massif, located in Fig. 1, showing southward vergent thrusts of Proterozoic slate upon Carboniferous to early Triassic sedimentary rocks; (simplified from Zhong, 1992).

Proterozoic to Early Mesozoic sedimentary cover of the Jiulingshan massif experienced a bulk N-S shortening and southward thrusting before the extensional tectonics. Due to the lack of Late Paleozoic-Early Mesozoic rocks in the central part of the Juilingshan antiform, this kind of compressional structure has not been unambiguously dated. It can only be bracketed between Middle Paleozoic and Cretaceous. However, on the basis of regional geology of Jiangxi Province (JBGMR, 1984), all these compressional structures are related to the Triassic deformation.

## 4. Discussion : compression to extension switch during the Triassic Indosinian orogeny

The above presented data allow us to propose a general interpretation of the compressional and extensional tectonics of the Jiulingshan Massif. The shortening structures cannot be separated from those observed in the nearby Lushan Massif (Fig. IV-2). There, a deep seated thrusting coeval to kyanite crystallization develops in the Proterozoic and Sinian rocks (Lin et al. 1999, submitted). The time of thrusting is assumed to be Triassic since Sinian is involved in the deformation and Devonian unconformity is lacking in N. Jiangxi. In Lushan, the main deformation which follows the compression corresponds to an extensional decollement along the Sinian-Middle Proterozoic boundary. The Lushan Massif exposes the deep part of the same thrust system described here near Leping (Fig. IV-8) and in W. Jiulingshan. These structural data are used to draw an interpretative crustal scale cross section showing the development of a blind thrust reworked by Triassic normal faults (Fig. IV-9).

Indeed, compressional and extensional tectonics are not independent, but the succession can be explained by a progressive change of maximum shortening direction from subhorizental in the early stages to vertical in the last ones. Firstly, the Proterozoic basement and its Sinian to Triassic cover are deformed by top-to-the-South thrusting. When the convergence is going on, subhorizental shearing is unable to account for the deformation of the S. China Block. Thrusting is followed by a nearly coaxial regime. The maximum shortening (X axis of the strain ellipsoid) rotates from an oblique

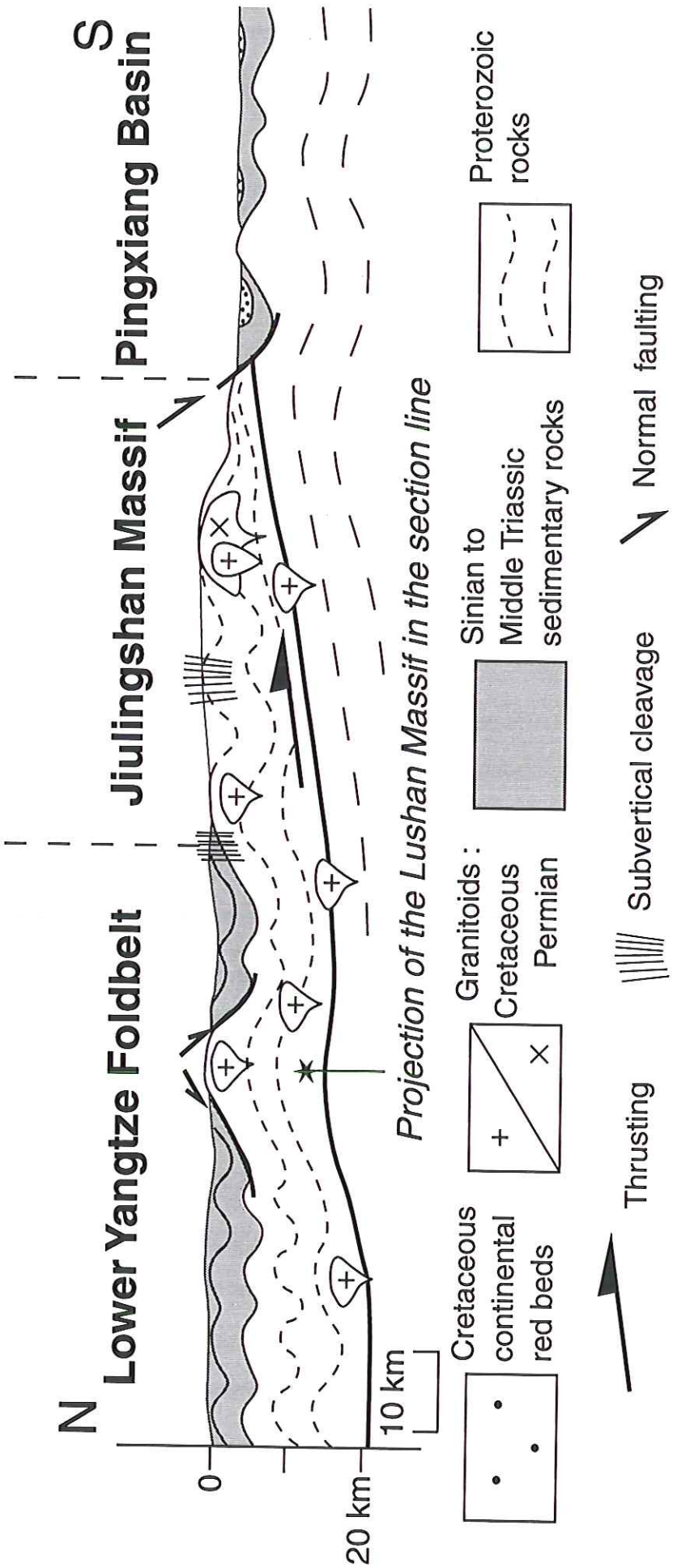



Fig. IV-9 : Crustal scale cross section of the whole Jiulingshan massif showing a deep seated blind thrust cut by Triassic normal faults. The amount of granitic plutons has been minored.

position during the shearing towards an horizontal orientation during the coaxial regime. This last position gives rise to upward folding and vertical cleavage. Lastly, the large scale fold of the Jiulingshan antiform induces a gravitational instability which is removed by normal faulting, collapse folds and slip on the tilted layers (Fig. IV-10). As already suggested, this deformation belongs to the tectonic event recognised in the South China Block in the foreland of the Qinling-Dabie belt (Faure et al., 1998).

In a wider sense, the compressional tectonics of the Jiulingshan are related to those of the Dabieshan (Okay et al., 1993; Hacker et al. 1996). In Permian-Triassic times, the N. China Block and S. China Block convergence is accommodated by a northward subduction of the S. China Block and simultaneously by southward thrusting within the continental crust of the S. China Block. The deformation is not restricted to the Qinling-Dabie belt, but the whole S. China Block experienced large scale deformations linked with the collision. The Proterozoic basement with its Sinian-Paleozoic cover is sliced into several thrust sheets such as the above presented in the Jiulingshan or formerly described in the Wugongshan (Faure et al., 1996; 1998). The location of these shear surfaces might be controlled by the inherited Proterozoic structure of the S. China Block such as lithological discontinuities, thickness variations or ancien thrust zones. As a matter of fact, rift related Middle Proterozoic magmatism and Late Proterozoic ophiolitic nappes recognised in the Jiulingshan area (e. g. Guo et al., 1980; Shu 1991; Xu et al., 1992) will exert a significant influence in the localisation of thrust zones. At depth, as it can be observed in the Lushan massif (Lin et al., 1999), the shearing is coeval to metamorphism and at shallower levels, ductile to brittle deformation accommodates the thrusting.

At the scale of the southern foreland of the Qinling-Dabie belt, domal structures such as Jiulingshan, Wugongshan or Lushan characterized by conspicuous extensional features appears as the result of continental convergence between the N. China Block and S. China Block. Thus according to this model, the origin of extensional tectonics lies in the immediately preceding compressional one.

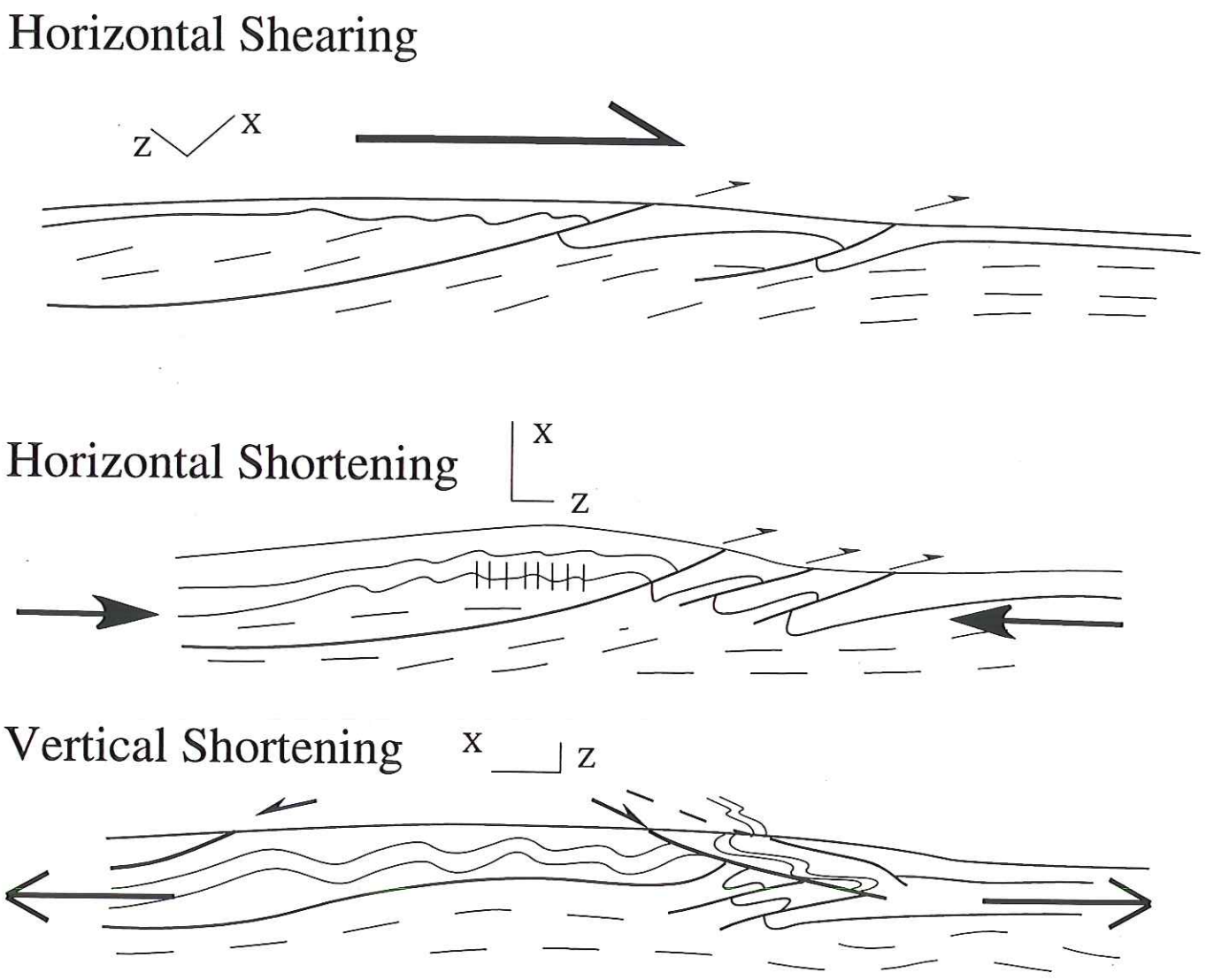



Fig. IV-10 : Schematic model showing how extensional structures can develop as a consequence of regional shearing and thrusting. When horizontal shearing is blocked, deformation continues as coaxial horizontal shortening. Lastly, gravitational collapse accomodates the realeasing of vertical thickening.

# Chapitre V

# Evolution Tectonique du Massif du Dabieshan

## 1. Présentation générale du massif du Dabieshan

En Chine de l'Est, le massif du Dabieshan (Fig. V-1) est très célèbre car il contient des éclogites à coesite et diamant et des gneiss à jadéite. Les protolithes sont des roches crustales : granitoïdes, quartzites, marbres, pélites et filons basaltiques ou doléritiques appartenant à la plaque de Chine du Sud. Les conditions du métamorphisme de haute et ultra haute pression (UHP) sont estimées autour de 30 Kbar. Cela signifie que le substratum continental a été enfoui à une centaine de kilomètres de profondeur puis a été exhumé. Ces phénomènes se produisent pendant la collision entre les blocs de Chine du Nord et de Chine du Sud. Le métamorphisme de UHP est donc formé pendant la subduction continentale du bloc de Chine du Sud sous le bloc de Chine du Nord.

La découverte des roches métamorphiques de UHP a suscité de très nombreux travaux minéralogiques, pétrologiques et géochimiques. Ainsi, la thermobarométrie et les trajets P-T de nombreuses roches sont assez solidement établies. Parfois même des conclusions très générales ont été déduites de l'étude d'un seul échantillon.

En revanche, l'état des connaissances restait insuffisant pour les aspects structuraux et géochronologiques. Grâce à deux missions de terrain totalisant une cinquantaine de journées, nous nous sommes attachés à enrichir la base de données structurales : géométrie des structures, cinématique, déformations superposées et relations cristallisation-déformation. Un schéma structural - probablement le premier - de l'ensemble du Dabieshan a pu ainsi être établi. Il est exposé dans ce chapitre sous forme d'un article sous presse dans la revue "Terra Nova". Bien qu'encore préliminaire, un modèle géodynamique de l'exhumation des roches de UHP a été également élaboré. Compte tenu de la longueur limitée de cet article, seuls les principaux résultats sont présentés. Ils sont brièvement résumés ci-dessous.

Le Dabieshan est divisé en trois domaines tectoniques. Le *Dabieshan méridional* est une pile d'unités allochtones, de bas en haut : 1) une unité gneissique métamorphisée dans le faciès amphibolite et dépourvue de roches de UHP; 2) une unité allochtone de UHP; 3) une unité de roches de HP en majeure partie rétromorphosées dans le faciès schiste vert; 4) une unité de métasédiments (grès et ardoises) Protérozoïques faiblement métamorphiques; 5) une couverture de roches sédimentaires non-métamorphiques d'âge Cambrien à Trias inférieur recouvertes en discordance par des grès jurassiques. A l'exception de la dernière unité, les autres ensembles sont déformés ductilement et montrent une linéation NW-SE avec un sens de cisaillement vers le NW de la partie supérieure. La foliation est ensuite déformée par des plis de collapse à vergence sud. Le *Dabieshan Central* est un dôme migmatitique superposé aux gneiss de UHP. Vers la périphérie du dôme, les migmatites acquièrent une foliation gneissique post-solidus et

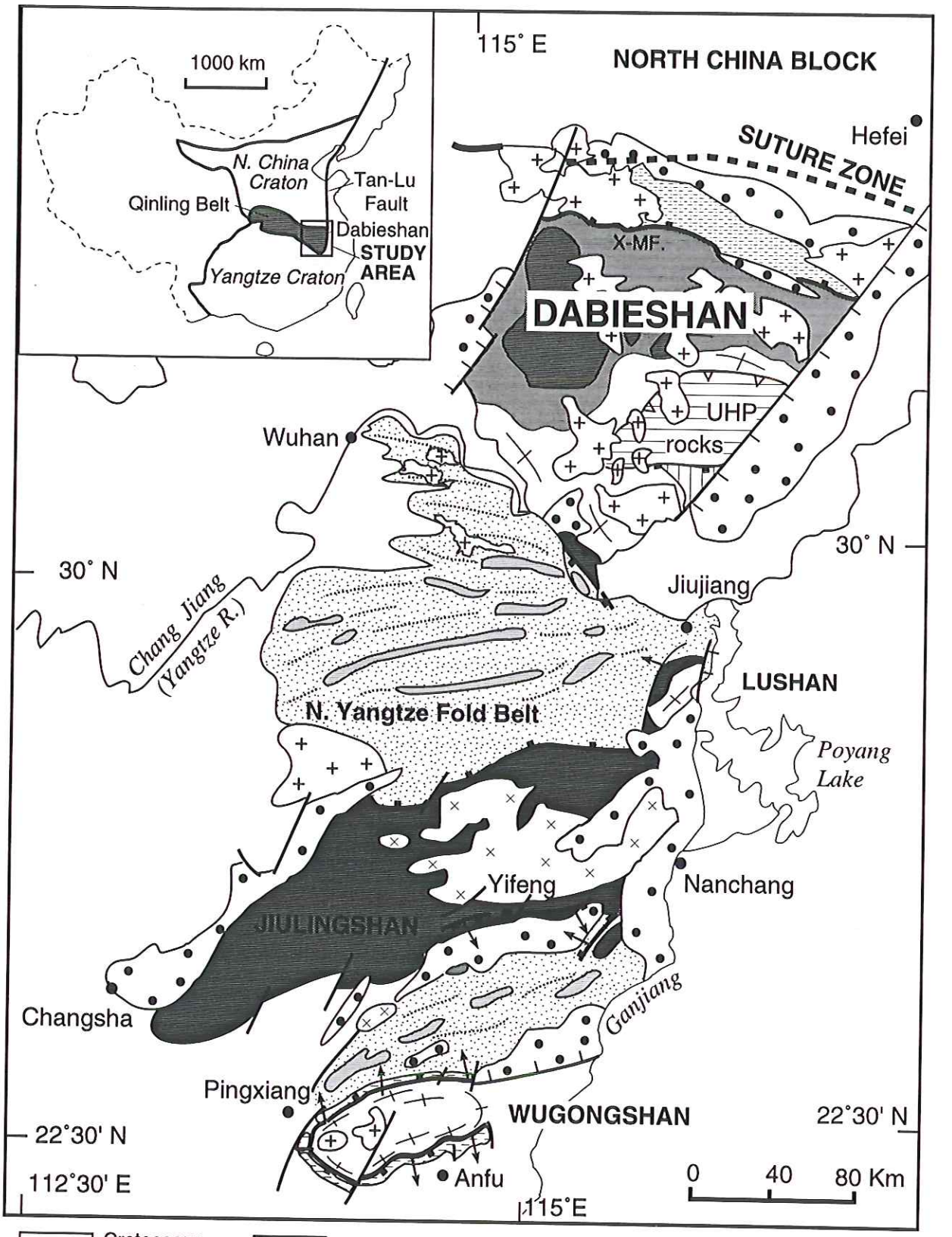



Figure V-1 Structural map of the South China platform south of Dabieshan Showing the location of Dabieshan Massif

une linéation NW-SE. Cette zone ductile d'épaisseur plurikilométrique est responsable de l'exhumation des unités de UHP durant leur rétromorphose dans le faciès amphibolite. Le *Dabieshan septentrional* est formé de roches métamorphiques protérozoïques (schiste vert à amphibolite) qui n'ont jamais subi le métamorphisme de UHP. Une linéation précoce orientée N-S et déformée par des plis de collapse vers le N correspond au premier stade de l'exhumation. Un modèle associant le jeu simultané de chevauchements et de failles normales est proposé pour rendre-compte de l'exhumation des roches de UHP du Dabieshan. Ce modèle qui s'inspire fortement des modélisations analogiques de Chemenda et al. (1995, 1996) suppose que les zones de chevauchement précoces sont réutilisés en failles normales alors que la zone où se localise la déformation compressive se déplace vers l'avant dans la plaque de Chine du Sud. A la fin de l'évolution tectonique, après une première rétromorphose des éclogites en amphibolite pendant un stade précoce d'exhumation, les gneiss subissent une fusion partielle produisant un dôme de migmatites. La chronologie de cette évolution n'est pas encore fermement établie. Néanmoins les données actuellement disponibles indiquent que la migmatisation est antérieure au Jurassique.

Un autre article plus détaillé est actuellement en préparation mais son état d'avancement ne permet pas de l'inclure dans ce mémoire. En outre, des datations Ar/Ar des minéraux syncinématiques de la rétromorphose des éclogites sont en cours d'obtention au laboratoire de géochronologie de l'Université de Clermont-Ferrand par N. Arnaud et la datation U/Pb sur sphènes des migmatites du Dabieshan central sont également en cours au laboratoire de géochronologie de l'Université Paris VII chez U. Schärer.

Dans ce chapitre V, des données additionnelles sont fournies sous forme de compléments. Il s'agit notamment de 1) des données de détail sur la structure des zones de bordure du Dabieshan; 2) de données structurales (foliation, linéation, axes de plis) et de données d'orientation préférentielles de réseau (axes C du quartz) à l'échelle de l'ensemble du massif; 3) de la caractérisation minéralogique des enclaves d'éclogites que nous avons découvertes dans les granites d'anatexie; 4) d'une discussion des données géochronologiques disponibles sur le Dabieshan.

# Tectonics of the Dabieshan (E. China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks

Michel Faure [1], Wei Lin [1], Liangshu Shu [2], Yan Sun [2], and Urs Schärer [3]

1 : Dept des Sciences de la Terre, Université d'Orléans, UMR 6530

E-mail : Michel.Faure@univ-orleans.fr

2 : Dept. Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, P. R. China

3 : Laboratoire de Géochronologie, Université Paris 7 and IPG-Paris, UMR 7578, 2 Place Jussieu, 75251 Paris Cedex 2, France

**Abstract**

The Dabieshan is divided into three tectonic domains. The S. Dabieshan is a stack of allochtons, from top to bottom : 1) unmetamorphozed Cambrian-Early Triassic series unconformably covered by Jurassic sandstone; 2) weakly metamorphosed Proterozoic slate; 3) HP rocks mostly retrogressed into greenschist facies; 4) UHP allochton; 5) UHP-free gneisses. These units exhibit a NW-SE lineation and top-to-the-NW shearing reworked by south verging folds. The Central Dabieshan is a migmatitic dome superimposed on UHP metamorphism and bounded by a detachment fault responsible for the exhumation of the UHP unit during its retrogression into amphibolite facies. In the N. Dabieshan, early foliation and N-S trending compressional lineation are deformed by N-verging folds coeval to the syn-exhumation ductile structures of the Central Dabieshan. A geodynamic model involving coeval thrusting and normal faulting is discussed.

## Introduction

In E. China, the Dabieshan is the eastern termination of the Qinling Belt which results of the collision zone between North and South China blocks (NCB and SCB respectively), truncated eastward by the Tan-Lu fault (Mattauer et al., 1985; Okay et al., 1993; Gilder et al 1999; Fig. V-2). Since the discovery of ultra high-pressure (UHP) metamorphism, the Dabieshan has been widely investigated from the petrological point of view (e. g. Liou et al., 1996 and enclosed references). Many models have been proposed to account for the formation and exhumation of these rocks buried down to 100 km (cf. Hacker et al., 1995; 1996; Wang et al., 1998 for recent reviews) but the structural aspects are seldom considered. We present here the first comprehensive structural map and crustal scale cross-section of the Dabieshan. Polyphase deformations and kinematic analyses allow us to discuss an exhumation scenario.

**General zonation**

*A) The tectonic stack of the Southern Dabieshan*

The S. Dabieshan consists of five units stacked from top to bottom (Figs. V-2, 3).

1- The foreland fold belt composed of sedimentary rocks of Late Proterozoic to Early Triassic age. NW-SE trending folds are unconformably covered by Jurassic continental rocks.

2- A brittle fault separates this uppermost unit from weakly metamorphosed slates, sandstones and siliceous volcanites of Proterozoic age.

3- Quartzites-micaschists-metabasites metamorphosed under HP-LT conditions underlie the Proterozoic unit.

4- The next unit consists of gneisses, quartzites, marbles and amphibolites which experienced eclogite facies metamorphism under ultra-high pressure conditions reaching 3GPa.

5- The lowermost unit consists of gneisses, amphibolites and marbles metamorphosed under amphibolite facies conditions but which never experienced the UHP metamorphism.

*B) The migmatites and plutons of the Central domain*

1- The central domain consists of migmatite developed at the expense of the rocks of units 5 and 4. Mafic restite corresponds to hardly melted amphibolite. The pyroxenites recognized in the Central Dabieshan (Okay et al. 1993) do not belong to an ophiolitic sequence but correspond to ultramafic cumulates well known in the Proterozoic basement of the SCB (JBGMR, 1984; HuBMGR, 1990). Magmatically oriented granodiorite represents the most evolved stage of migmatization. Indeed, some of the plutons shown in geological maps (e. g. ABGMR, 1982; HeBGMR, 1989; HuBGMR, 1990) are anatectic massifs coeval to the migmatite. The migmatite is overprinted by solid state foliation and lineation, however, the primary migmatitic fabric is still well recognizable. Moving to the northern and eastern margins of the Central domain, the gneissic migmatite is more and more mylonitized.

2- The foliated Cretaceous plutons

A large part of the Dabieshan is occupied by granodiorite and tonalite plutons which are heterogeneously deformed with mylonitic rims around unfoliated cores. These intrusions are not always distinguished from anatectic granitoids, but hectometre-scale enclaves of mylonitic migmatite demonstrate that the main deformation in the Dabieshan was completed before Cretaceous pluton emplacement.

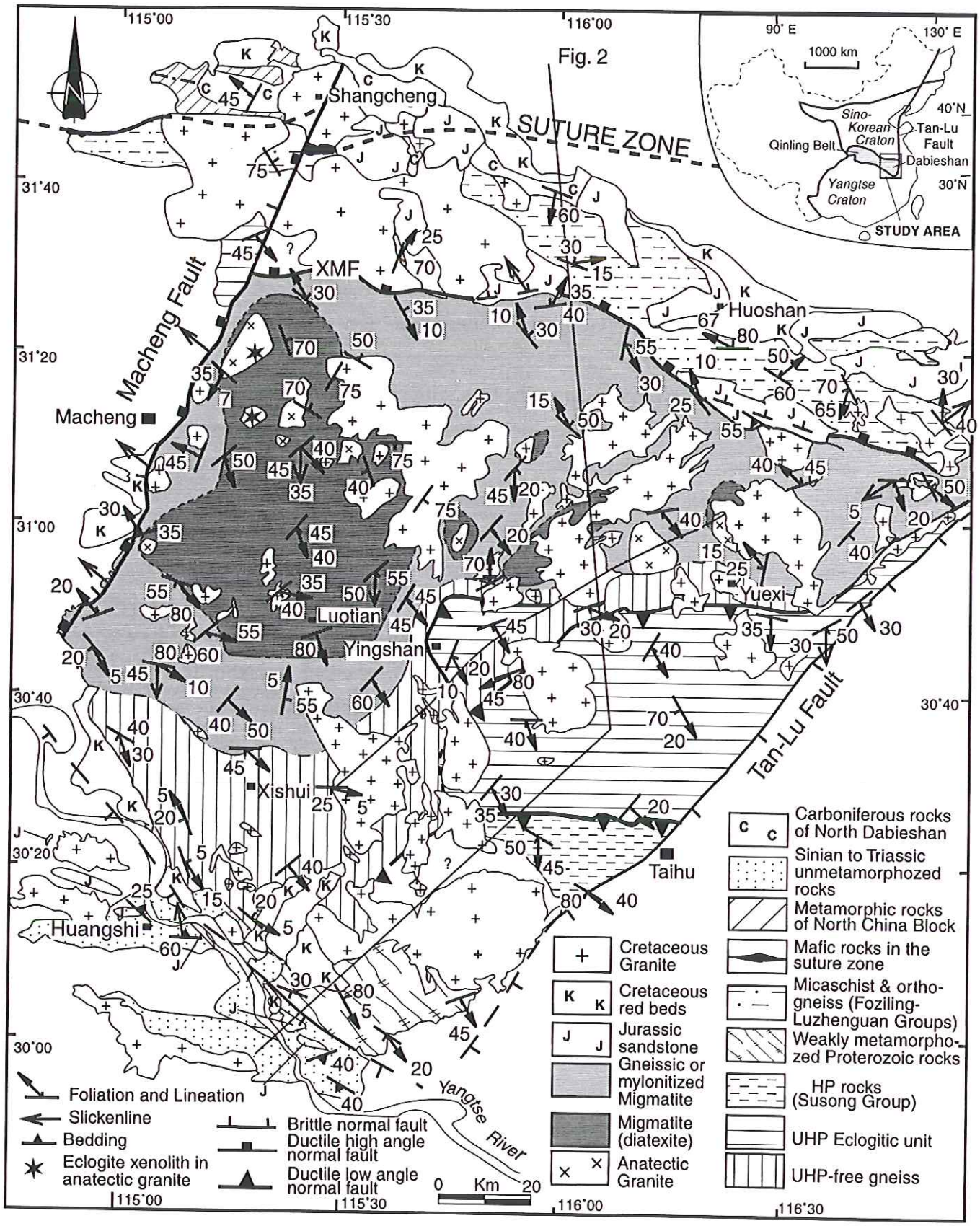



Fig. V-2 : Structural map of the Dabieshan. Arrows of lineation and slickenline point down-dip. Kinematics, not represented here, are consistently top-to-the-NW except in the N. Dabieshan domain.

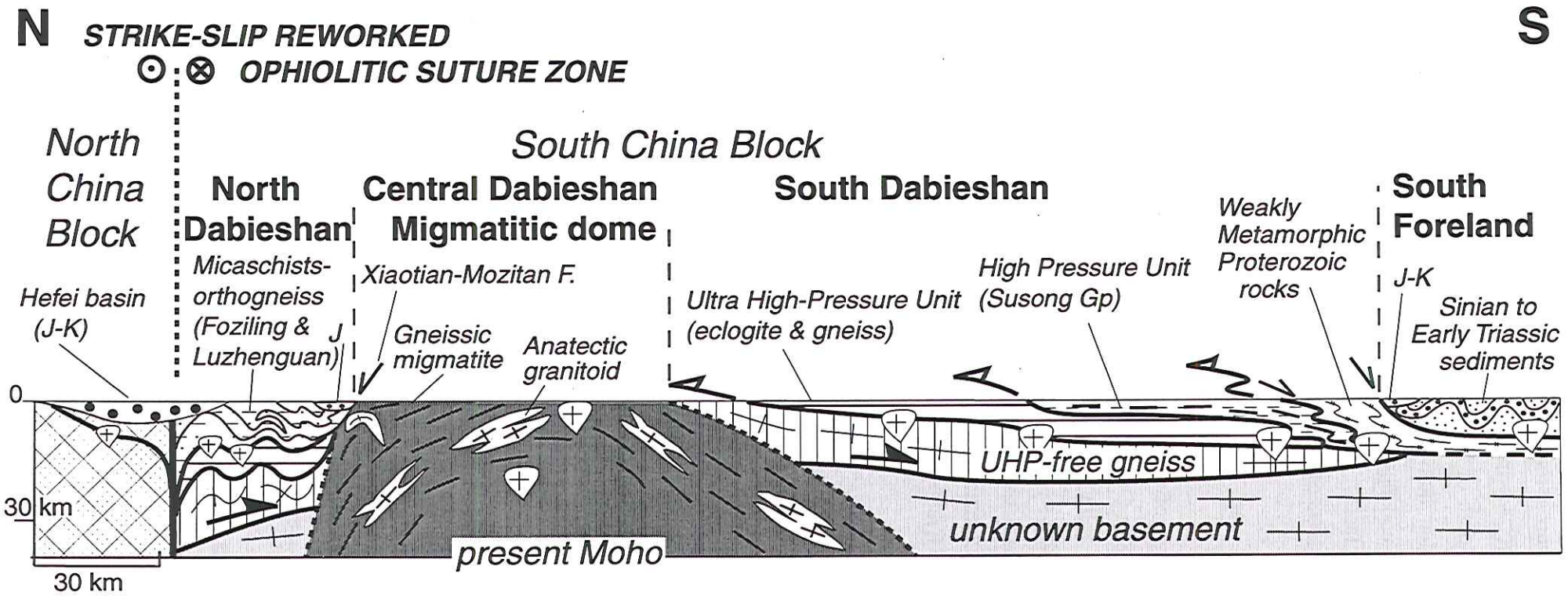



Fig. V-3 : Crustal scale cross section of the Dabieshan. Black arrows indicate the southward compression. Open arrows show the top-to-the-NW shearing related to the Triassic doming. Simple arrows are Cretaceous normal faults.

*C) The suture and metamorphics of the Northern Dabieshan*

The Xiaotian-Mozitan (X-M) fault is not a suture zone between the NCB-SCB since ophiolite are lacking there. South of Shangsheng, foliated gabbros, amphibolites and mafic metagreywackes are interpreted here as the suture. North of the X-M fault, orthogneiss, micaschist, quartzite, marble and phyllite (Foziling and Luzhenguan groups) experienced a greenschist to amphibolite facies metamorphism, but high pressure rocks are absent (ABGMR, 1982; Okay et al., 1993 ; Fig. V-2).

**Deformation analysis**

*A) The Tan-Lu fault*

At the eastern boundary of the Dabieshan, the Tan-Lu fault is often considered as a strike-slip fault (Xu et al., 1987). Our field work along the Dabieshan segment of the Tan-Lu fault shows that the regional foliation and lineation are cut by a NE-SW trending, vertical brittle fault zone with down-dip striae. No ductile structure related to strike-slip faulting has been recognised along the Dabieshan segment of the Tan-Lu fault, which is, in agreement with previous works (e. g. Mattauer et al., 1991), suggesting that a brittle normal faulting controls the opening of a Late Cretaceous half-graben.

*B) The Xiaotian-Mozitan and Macheng faults*

These faults exhibit a polyphase deformation. The Late Cretaceous basins are bounded by brittle high angle normal faults with down dip striae. A cataclastic deformation affects Early Cretaceous granites, Jurassic lavas, sediments and metamorphic rocks. The brittle deformation overprints the ductile structures which are well identified in the plutons. Mylonites and ultramylonites exhibit a NW-SE stretching lineation along which top-to-the-NW shearing is conspicuous. The ductile Macheng fault is a nearly normal fault with west side moving downwards (Liu and Li, 1993). An Early Cretaceous age is inferred from synkinematic granites. The X-M fault has a normal motion (north side moving downward) with a sinistral wrench component. Near Xiaotian, a brittle fault separates underlying gneisses and overlying Mesozoic rocks but in many other places, Jurassic rocks unconformably cover the mylonite. The ductile shearing restricted to Cretaceous plutons has to be distinguished from pre-Jurassic ductile events. Along both faults, foliated migmatites are deformed by drag folds overturned to the NW (Fig. V-4E). These folds suggest that deformation is characterized by a vertical shortening of already tilted layers. This structure is a secondary stage in the exhumation history of the Dabieshan metamorphic rocks.

*C) The southern boundary of the Dabieshan*

The southern boundary of the Dabieshan is often considered as a strike-slip fault since the foliation is vertical there (Hacker et al., 1996; Xue et al., 1997; Wang et al., 1998).

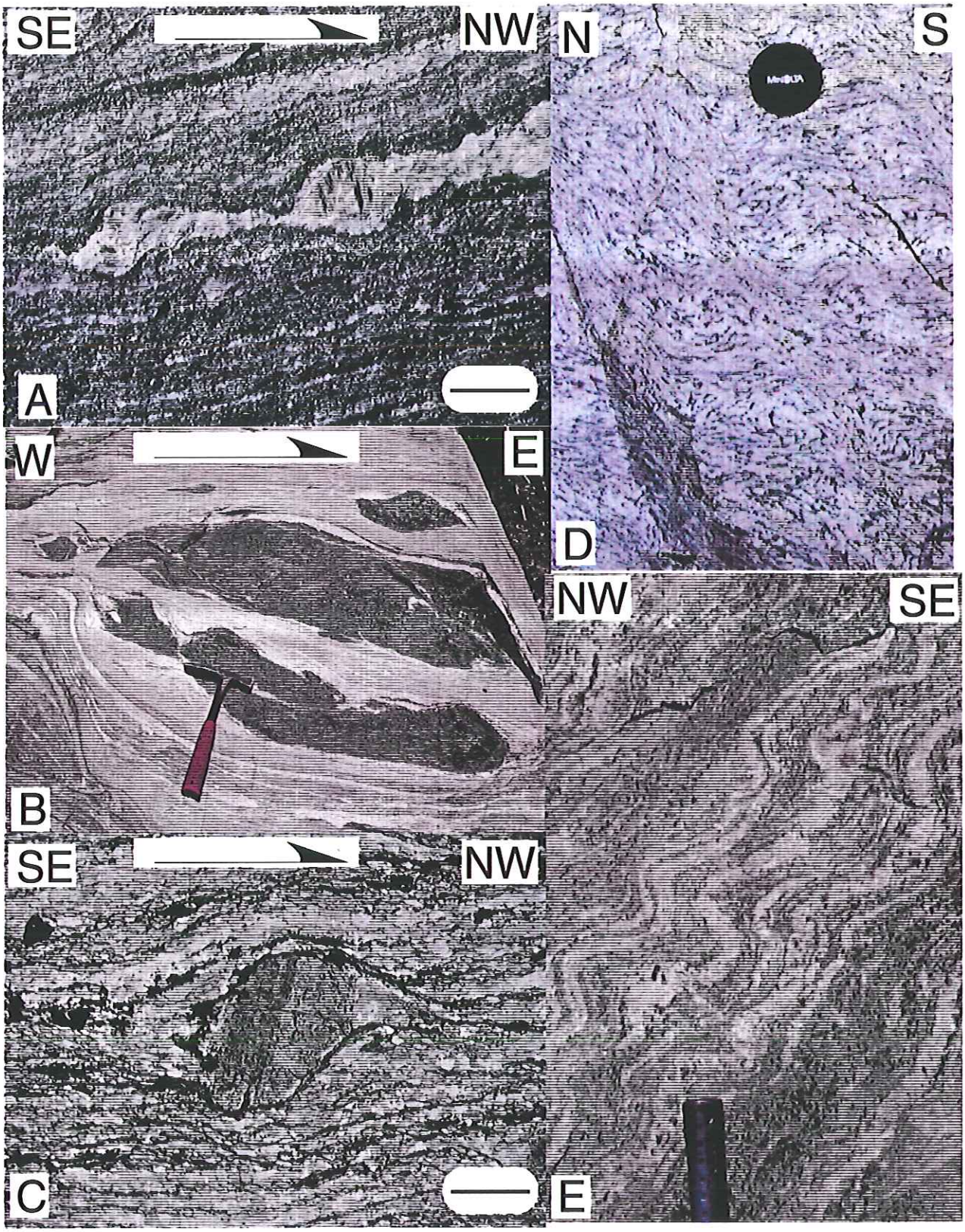



Fig. V-4 : Ductile deformations in the Dabieshan. A: Gneissic migmatite with K-feldspar megacryststsheared to the NW, East of Macheng (scale bar 0.5 cm). B: Restitic amphibolite boudins in migmatite.Note the quartz-feldspar melts relocated in pressure shadsows at the end of boudin, North of Yingshan.C: Top-to-the NW sheared K-feldspar porphyroclast in Proterozoic sandstone, SE of Huangshi (scalebar 1 mm). D: Synmigmatitic ductile normal fault related to doming, near Loutian. E: Gneissic migmatitedeformed by collapse-style folds overturned to the NW (SE of Macheng).

Indeed, when approaching the Yangtse river, the horizontal foliation turns to vertical but the subhorizontal stretching lineation keeps its NW-SE trend. Since neither brittle nor ductile faults are found here, the structure of this area is explained by a flexural folding (Fig. V-5). Kinematically, the apparent right lateral shearing observed in the subvertical foliation corresponds to the rigid rotation of older top-to-the-NW shear criteria coeval to the flat-lying foliation. Near Huangshi, subhorizontal Jurassic sandstone unconformably covers folded and southward overturned Paleozoic to Early Triassic rocks. The observation gap between the Yangtze foldbelt and the Dabieshan metamorphics, below Cretaceous and younger deposits, corresponds to the Proterozoic unit. This thickness reduction agrees with a normal shearing placing the Yangtze foldbelt directly upon the metamorphics.

*D) Ductile deformations of the south and central Dabieshan*

1-Syn-migmatization deformation

South of the X-M fault, the mylonitized migmatite is progressively replaced by a gneissic migmatite which foliation allows us to define two domal structures: a largest one centred NW of Luotian and a smaller dome north of Yuexi (Fig. V-2). In center of the Luotian and Yuexi domes, the regional solid state ductile deformation disappears. The foliation defined by a rough banding of leucosomes or mafic clots is deformed by syn-migmatitic shear zones (Fig. V-4 D). Along the south and east margins of the Luotian dome, these ductile faults indicate a normal shearing to the south and east respectively. During migmatization, amphibolite layers are boudinaged and rotated. Around these rigid objects, quartz-feldspar melt is relocated in low strain domains forming structures similar to pressure shadows observed in solid state deformation whose asymmetry agrees with the migmatitic shear zones (Fig. V-4B). These structures accommodate the dome emplacement under partly melted conditions.

2- Main shearing deformation

A NW-SE (N 130E to N160E) trending stretching lineation is a conspicuous feature observed all units defined above : gneissic migmatite, eclogitic unit, non-eclogitic gneiss, HP rocks and Proterozoic slate. Along this lineation, shear criteria (Fig. V-4A, C) indicate top-to-the-NW shearing whatever the tectonic unit and the dip of the foliation. This deformation is coeval to the amphibolite facies retrogression, post-dating both the UHP metamorphism and migmatization.

3-Post-foliation collapse folding

Our observations do not support a top-to-the-S ductile shearing previously described (Wang et al., 1998). But in the Proterozoic phyllite and gneisses of the S. Dabieshan, the foliation and NW-SE lineation are deformed by NE-SW trending subhorizontal axial planar

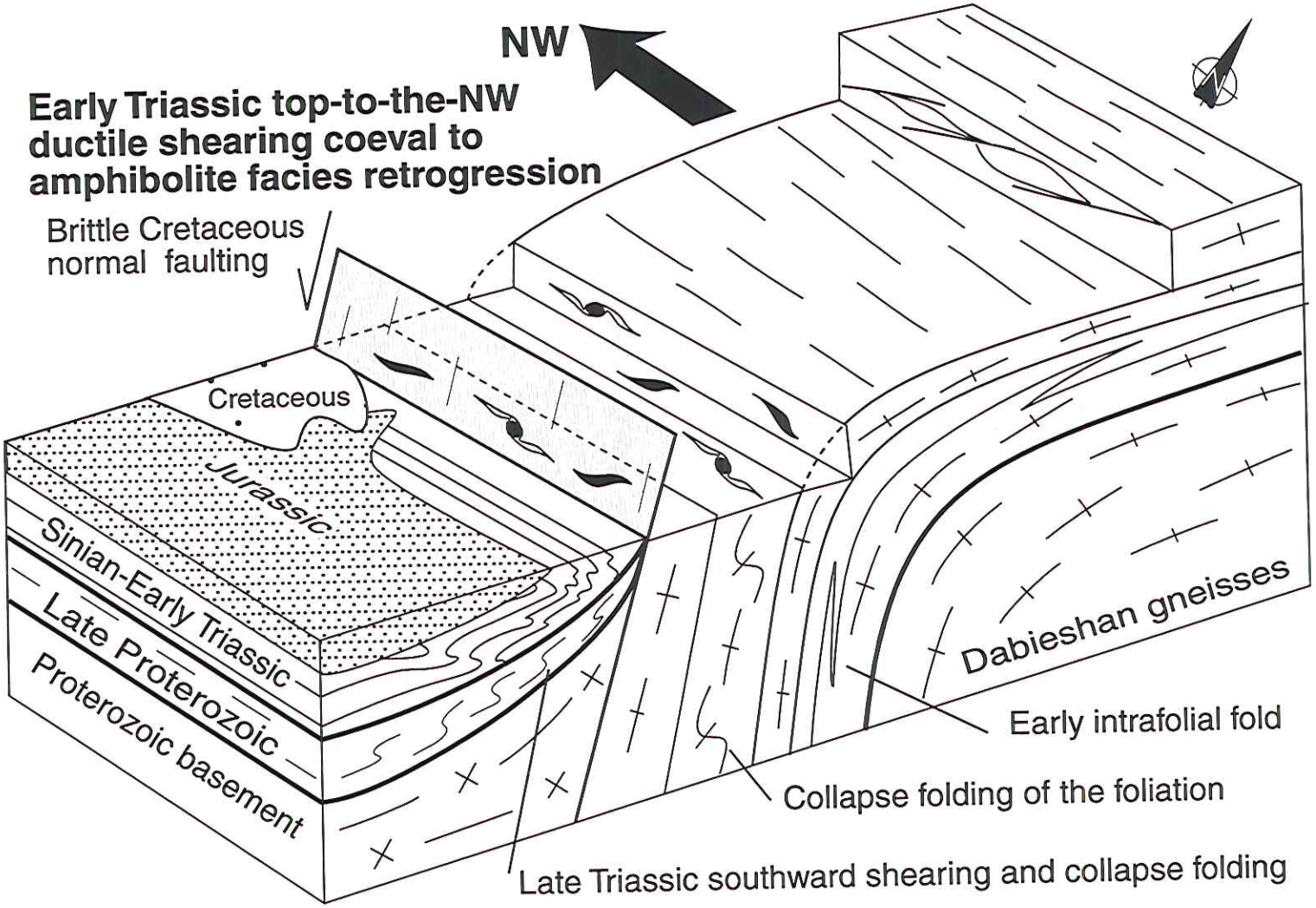



Fig. V-5 : Block diagram showing the geometry of the S. margin of the Dabieshan.
The folding of the early foliation apparently changes the sense of shear. In the verticalized foliation, the dextral motion is not due to wrench faulting. The flat lying deformation is followed by southward collapse of the Proterozoic-Paleozoic cover before deposition of Jurassic sandstone.

folds overturned to the SE. Similar folds found in the Triassic rocks of the S. Dabieshan, accommodate an upward motion of the gneisses with respect to the Proterozoic-Paleozoic units.

*E) North Dabieshan Unit*

The foliation of the metasediments and orthogneisses of this unit bears a N-S or NE-SW trending lineation parallel to isoclinal folds. In micaschist, shear criteria indicate a top-to-the-south motion interpreted here as the result of thrusting during an early compressional phase. The north-dipping foliation is crenulated by NE-SW trending folds with subhorizontal axial planes similar to the collapse folds observed on the footwall of the X-M fault. Thus the folds deforming the foliation in the N. Dabieshan unit are likely related to normal motion accommodating the exhumation of the metamorphic rocks of the central and south Dabieshan. Moreover in one place, south-dipping augen gneisses with N-S stretching lineation exhibit top-to-the-north shear bands.

**Chronological constraints**

*A) Cretaceous extension*

As commonly observed in SE China, the Late Cretaceous continental red beds around the Dabieshan infill troughs bounded by brittle normal fault such as the Tan-Lu or Macheng faults. The magmatic to post-solidus fabrics in foliated plutons demonstrates that the Macheng and X-M faults acted as ductile normal faults in Early Cretaceous. In spite of locally strong shearing, this Cretaceous event does not represent the main deformation since kilometer-scale rafts of foliated and folded migmatite with contacts oblique to the granite foliation are enclosed in the plutons.

*B) Late Triassic extension*

Since the southward verging collapse folding along the S. Dabieshan margin involves Early Triassic but not Jurassic rocks, this deformation cannot be related to the Cretaceous extension. This Triassic collapse tectonics is also recognised in the S. foreland of the belt (Faure et al., 1998). In the N. Dabieshan, the post-metamorphic folding of the Foziling micaschist which indicates a top-to-the-NW motion can either be related to this event or to the Cretaceous one. The absence of folded Jurassic rocks supports a pre-Cretaceous age. At any rate, the main syn-metamorphic deformation of the Dabieshan is older than Triassic.

*C) Main deformation : migmatization and ductile extensional shearing*

Our field observations show that the Dabieshan is a migmatite-gneiss dome rimmed by mylonitized diatexite developed under amphibolite facies conditions. The kinematic consistency of the top-to-the-NW shearing all over this dome shows that deformation is controlled by a northward dipping detachment fault which progressively flattens when the footwall is exhumated as suggested for many metamorphic core complexes (e. g. Lister and

Davis, 1989). The stack of units in the S. Dabieshan described in the proceeding section consists of several extensional allochtons formed during exhumation.

Available $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ ages cluster in two groups at about 200 and 135 Ma, respectively. The main group at 135 Ma corresponds to K-Ar system closure during cooling associated to the Cretaceous magmatic-thermal event, which has reset most of older Ar-ages (Mattauer et al., 1991; Eide et al., 1994; Hacker et al., 1996). Where preserved, the older ages around 220 Ma have been ascribed to retrogressive crystallization under amphibolite facies conditions, post-dating eclogitzation. U-Pb and Sm-Nd ages for the UHP rocks also lie around 220 Ma (e. g. Okay et al., 1993; Ames et al., 1996; Chavagnac and Jahn, 1996; Rowley et al., 1997, Hacker et al., 1996) being interpreted to date UHP metamorphism. If valid, this would mean that burial, exhumation, migmatization and doming of the UHP rocks has occurred during a very short time span, covering in maximum a few Ma. For the interpretation of these geochronological data, it has to be considered that any open-closed system behaviour of a given radiochronometer is governed by temperature and not pressure conditions, leaving open the question whether or not pressures and temperatures reached their maximum values coevally. It therefore might be that the climax of pressure conditions in the Dabieshan pre-dates temperature dependent equilibration of the chronometers, i.e. the real age of the highest pressure pulse is somewhat older than the radiometric ages.

Up to now, eclogite restites were not reported in the diatexite of the central Dabieshan although granulites are well known (Zhang et al., 1996). During our field work, two places have been discovered in the northern part of the Luotian dome. In each outcrop, few decimetre-scale eclogite xenoliths are preserved among tens of amphibolite restites. The scarcity of eclogite restite is due to a generalized retrogression of the UHP rocks before their migmatization during an early exhumation stage. This interpretation agrees with the tectonics of the N. Dabieshan unit where the top-to-the-N shearing does not comply neither with the NW-SE main phase nor with a top-to-the-south thrusting. We suggest that this deformation is due to a pre-migmatitic extension.

Exhumation of the deep parts of orogens is a controversial topic. A model where ductile normal faulting is coeval to thrusting can explain how UHP and HP rocks are overlying gneisses which never experienced the UHP metamorphism. The existence of a blind thrust below the Dabieshan (Okay et al., 1993; Faure et al., 1998) is supported by N. dipping mid-crustal reflectors (Wang et al., 1997). The lack of southward shearing led us to assume that older thrusts are reworked as ductile normal faults. A geodynamic model associating thrusting and normal faulting in a convergent system, at variance to those proposed (Chemenda et al., 1995, 1996) is discussed here (Fig. V-6). During the exhumation, melting develops in the S. China crust and migmatites are also deformed by extensional shearing. The

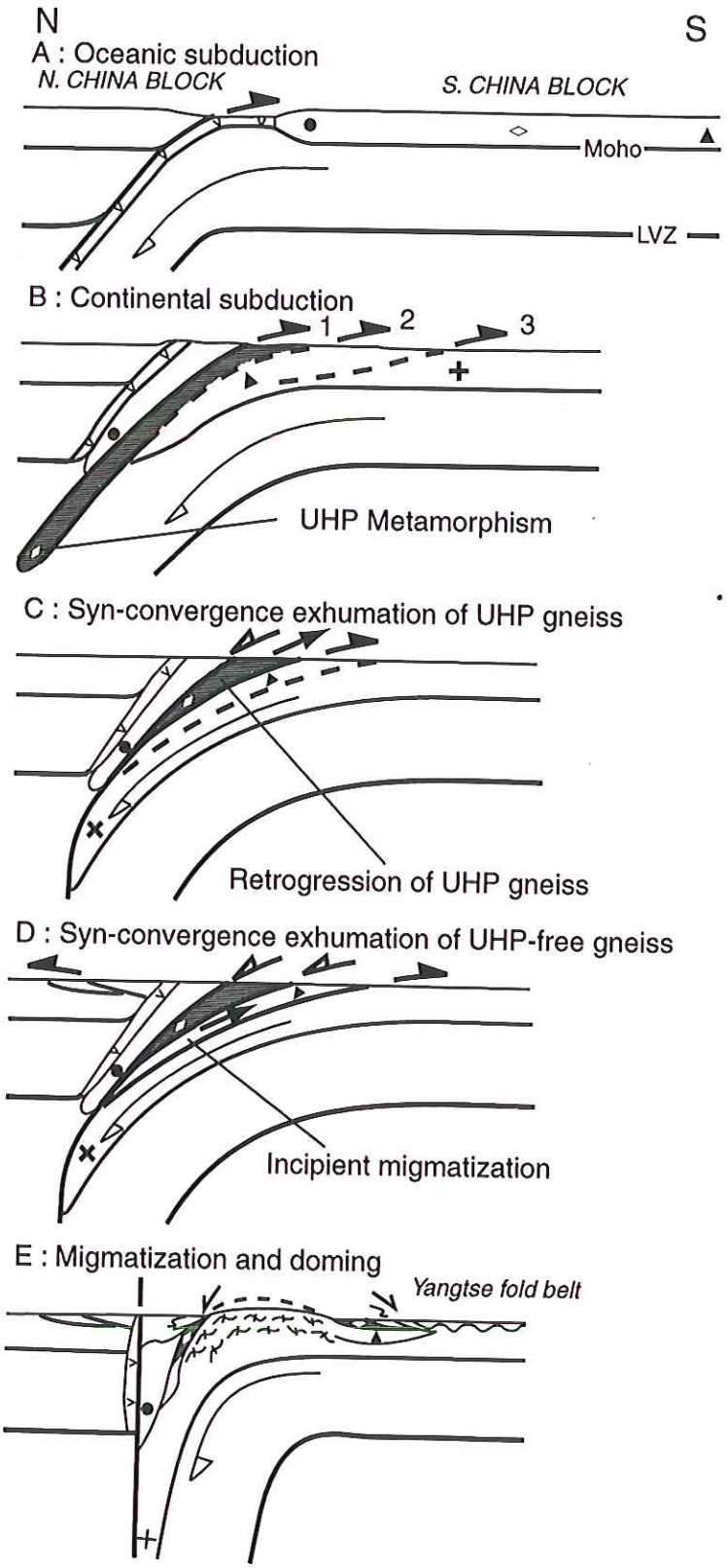



Fig. V-6 : Schematic lithosphere-scale model. In Permian-Triassic times, the convergence between N. and S. China Blocks leads to oceanic (A) and continental subduction (B). The continental subduction is accomodated by progressive slicing of the S. China crust along southward younging thrusts from 1 to 3 (B). As convergence proceeds southward, the older thrusts are reworked as normal faults. The coeval activity of thrust 2 and normal fault 1 leads to exhumation of the UHP unit (C). In the next stage, thrust 2 is converted into normal fault responsible for the exhumation of UHP-free unit (D). Simultaneously, decompression of continental crust triggers migmatization. During the exhumation, crustal melting develops (D) and finally give rise to a granite-migmatite dome (E). Lastly, the foliation is reworked by collapse folds and the southern end of the stacked allochtons is cut by a normal fault before deposition of Jurassic sandstone. The Cretaceous extensional tectonics and plutonism are not represented here.

X-M fault and the contact between the UHP and UHP-free gneisses act as normal faults accommodating the exhumation. Presently, structural evidence for compressional tectonics in the Dabieshan is very rare. The dominant syn- to late-migmatization ductile deformation characterized by a flat-lying foliation and top-to-the-NW shearing is related to the exhumation of UHP rocks.

## 3. Données complémentaires sur le massif du Dabieshan

### 1) DONNEES STRUCTURALES SUR LES BORDURES DU DABIESHAN

*A) La bordure sud*

La plupart des auteurs considèrent que la limite sud du Dabieshan est un accident décrochant : la faille de Xincheng-Xishui (par ex. Wang et al., 1998). Cette conclusion repose sur le fait que près du contact entre les gneiss et la couverture sédimentaire, la foliation est verticale et porte une linéation d'allongement subhorizontale. Cependant, cette géométrie n'est pas primaire. En effet, l'allure verticale de la foliation correspond à un plissement tardif. Sur une coupe N-S de cette bordure du Dabieshan, on observe que la foliation subhorizontale devient progressivement verticale, le plissement s'accompagne de plis post-foliaux déversés vers le S-SW. Si on restitue à la foliation verticale une attitude subhorizontale en la faisant tourner autour de l'axe moyen de ces plis post-foliaux, la linéation horizontale acquiert une orientation NW-SE, c'est à dire identique à celle de la linéation régionale des gneiss du Dabieshan. De plus, la cinématique dextre du pseudo-décrochement de Xincheng-Xishui est cohérente avec le cisaillement de la partie supérieure vers le NW des gneiss à foliation plate.

Dans la zone plissée du Yangtse, la couverture sédimentaire qui comprend des séries allant du Protérozoïque supérieur au Trias inférieur est déformée par des plis sans schistosité ou des cisaillements. Elles sont recouvertes en discordance par des dépôts terrigènes subhorizontaux datés paléontologiquement du Jurassique supérieur ou du Crétacé. Localement, ces séries jurassiques sont renversées, comme c'est le cas autour de Huangshi (Fig. V-7A & B). La couverture sédimentaire du Yangtse est complètement décollée de son substratum métamorphique. Les plans axiaux des plis associés à ce décollement sont souvent subhorizontaux ou même à pendage sud (Fig. V-12). Cette géométrie est identique à celle déjà décrite autour des autres dômes de Chine du Sud : Lushan (cf. chapitre III), Jiulingshan (cf. chapitre IV), Wugongshan (Faure et al., 1996).

Dans les roches métamorphiques, cette tectonique en décollement vers le sud se superpose à la tectonique ductile majeure qui caractérise les gneiss du Dabieshan. La linéation d'allongement NW-SE et les plis isoclinaux sont déformés par des plis en collapse identique à ceux rencontrés dans la couverture du Yangtse (Fig. V- 8).

*B) La bordure occidentale du Dabieshan : la faille de Macheng*

La limite W. du Dabieshan est actuellement une faille normale fragile : la faille de Macheng, contrôlant la sédimentation des couches rouges du Crétacé supérieur. La faille de Macheng est polyphasée. Le jeu cassant en faille normale se superpose à un jeu ductile, également en faille normale enregistrée par les granites du Crétacé inférieur

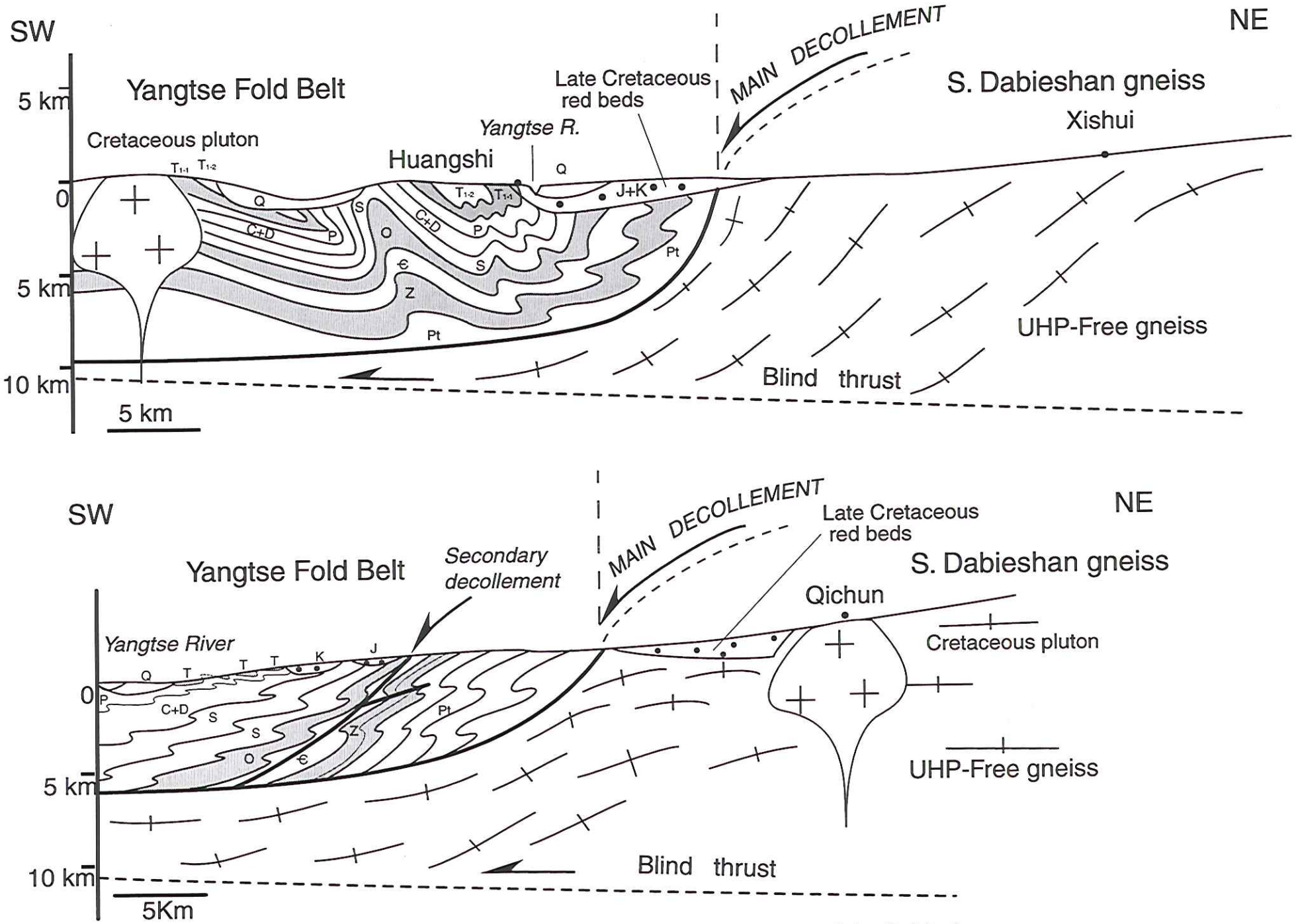



Fig. V-7 : cross-sections along the southern margin of the Dabieshan

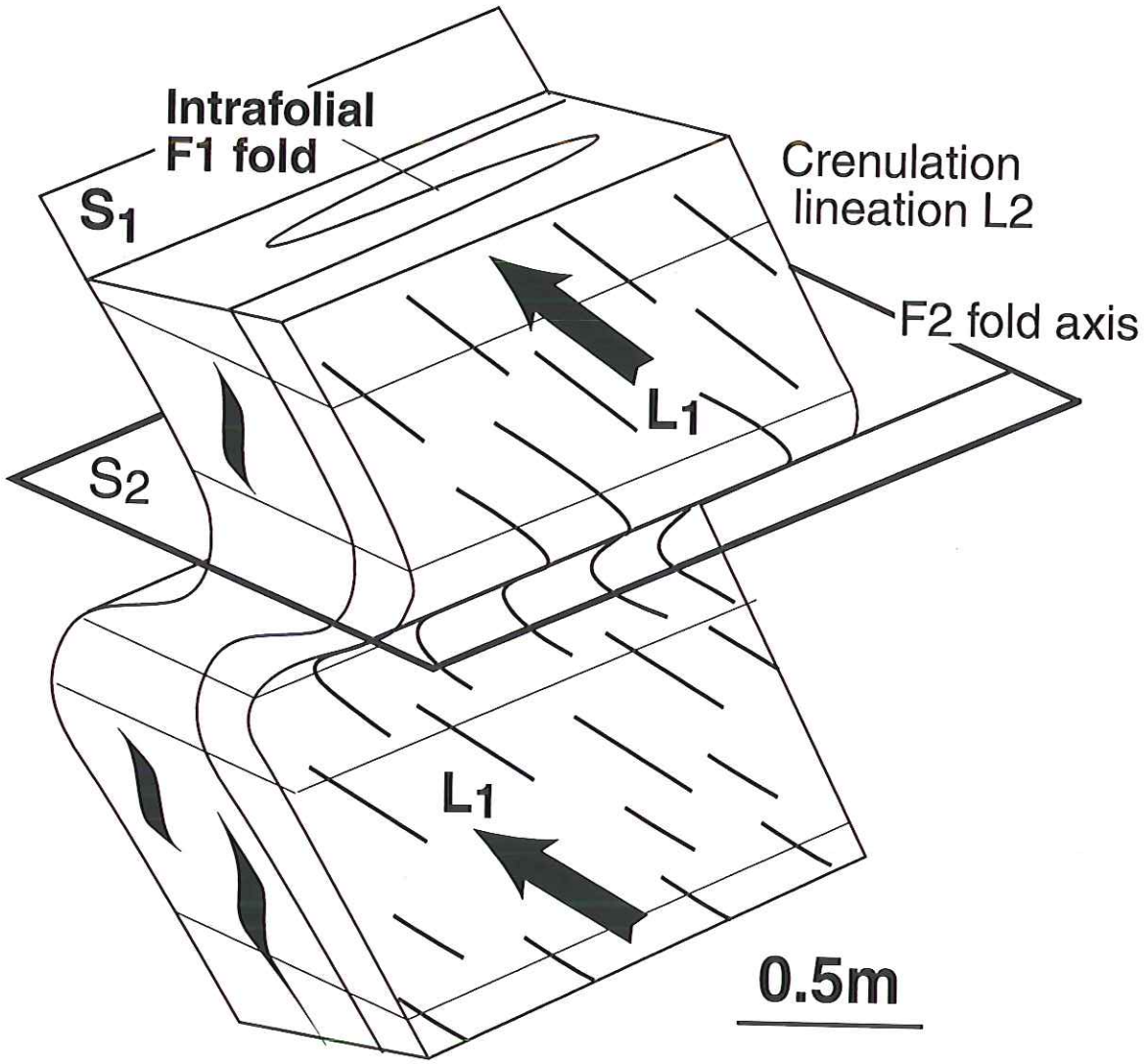



Fig. V-8 : Block diagram showing the southward refolding of the foliation in the South Dabieshan

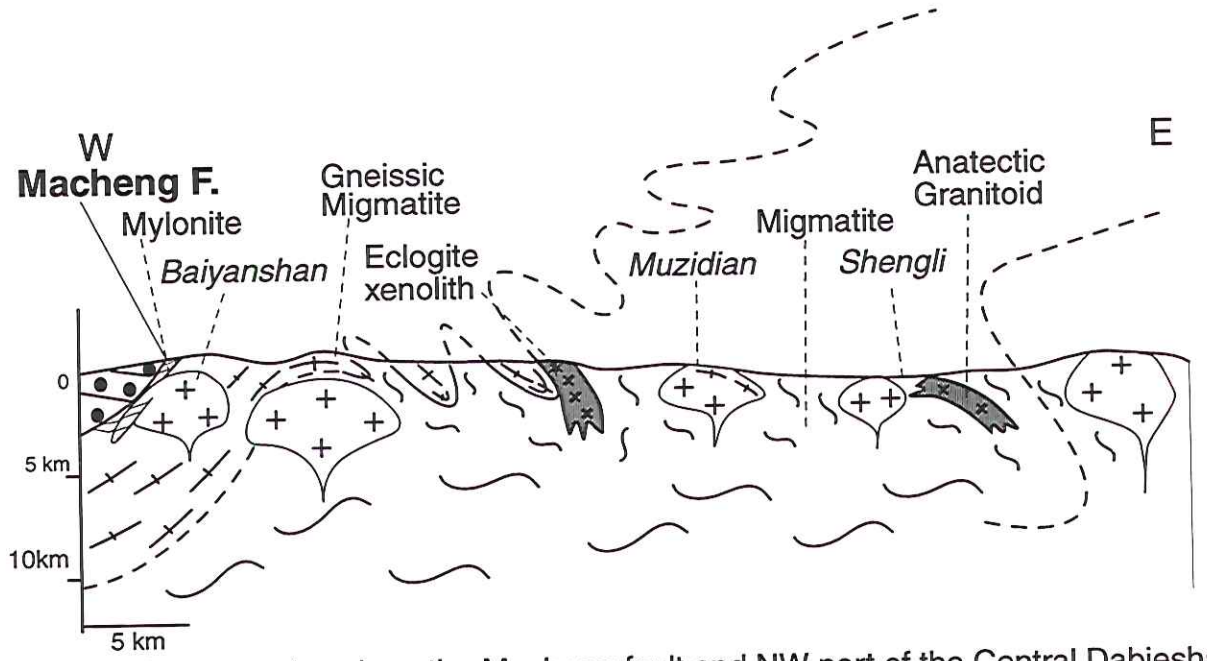



Fig. V-9 : Cross-section along the Macheng fault and NW part of the Central Dabieshan

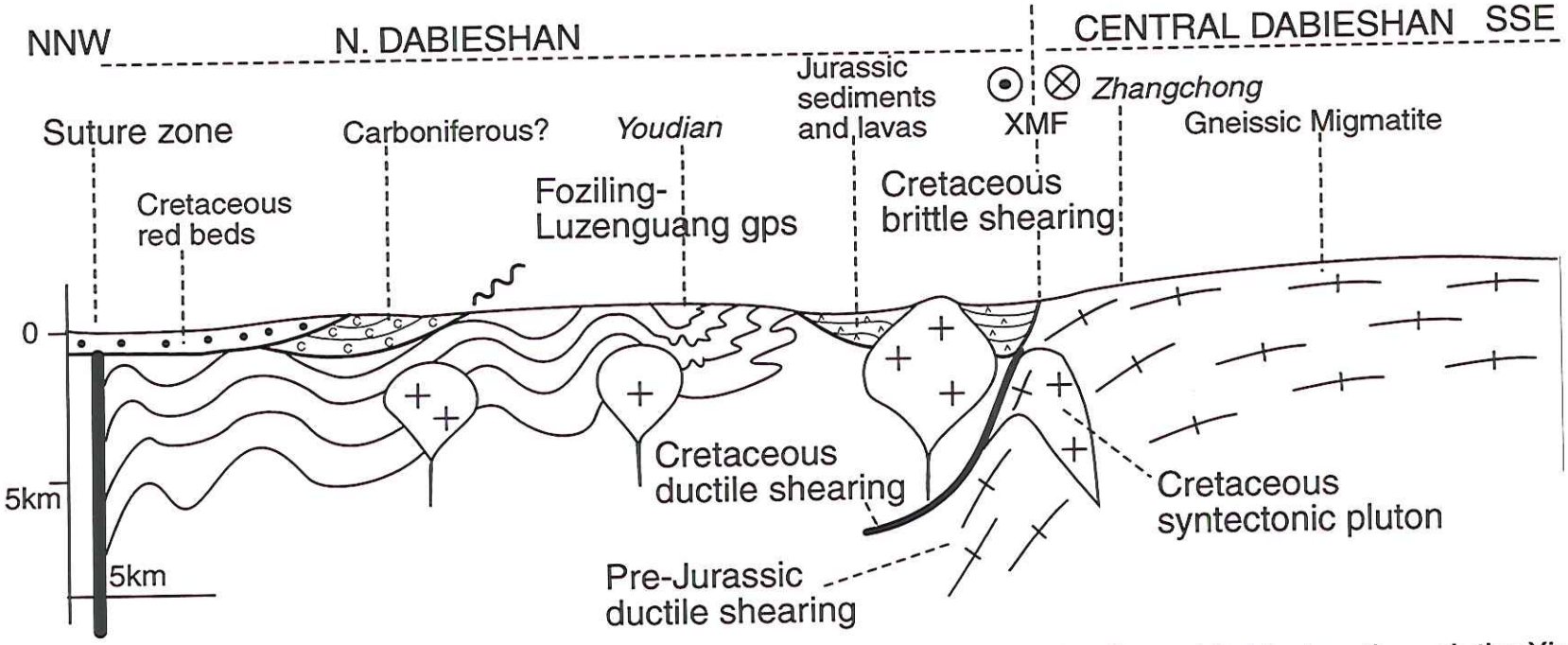



Fig. V-10 : Cross-sectionof the N. Dabieshan, from the suture zone to the NW part of the Central Dabieshan through the Xiaotian-Mozitan fault

comme par exemple le massif du Baiyashan (Fig. V-9). En effet, ces massifs granitiques sont des plutons syntectoniques dont les bordures sont déformées à l'état post-solidus avec une géométrie et une cinématique en faille normale et des linéations orientées E-W à NW-SE (Fig. V-12). En revanche, dans le centre du pluton, la linéation est de même orientation mais les minéraux du granite sont structurés à l'état sub-solidus.

En outre, ces massifs se mettent en place dans un encaissant déjà structuré. Il s'agit de gneiss à biotite-hornblende portant une linéation très prononcée correspondant à l'orientation préférentielle des amphiboles, à l'étirement ductile des rubans quartzo-feldspathiques et aussi à des axes de plis isoclinaux. Cette linéation NW-SE est la même que la linéation régionale du Dabieshan (cf. infra). Localement, les gneiss développent des textures mylonitiques et ultra-mylonitiques et il n'est pas toujours facile de séparer dans les gneiss les déformations ductiles extensives du Crétacé associées à la mise en place des granites des déformations plus anciennes, également interprétées en terme d'extension, mais liées à l'exhumation des roches de HP-UHP et sans doute d'âge Triasique. Les gneiss et mylonites préservent souvent des textures migmatitiques, démontrant comme dans toute la bordure du dôme du Dabieshan central, que la déformation ductile majeure est postérieure à la migmatisation. Une chronologie relative des déformations est proposée ci-dessous (§2).

Comme l'indique la coupe de la bordure W. du Dabieshan, la foliation des migmatites est plissée après sa gneissification (Fig. V- 9). Enfin, c'est également dans cette région qu'ont été découvertes les enclaves éclogitiques dans les granites d'anatexie dont la pétrologie est présentée dans la 3° partie de ce chapitre.

*C) La bordure septentrionale du Dabieshan central : la faille de Xiaotian-Mozitan*

La faille de Xiaotian-Mozitan (Fig. V-10) représente une limite tectonique importante dans le Dabieshan, entre les domaines central et septentrional. Certains auteurs ont proposé que la faille de Xiaotian-Mozitan correspondait à la zone de suture entre les blocs de Chine du Nord et de Chine du Sud. Nos observations ne confirment pas cette conclusion, la limite de plaque est vraisemblablement située plus au Nord, sous le bassin de Hefei. Nous avons en effet découvert quelques affleurements de roches basiques : gabbros, amphibolites et de sédiments détritiques remaniant des roches basiques, il s'agit de grès gabbroïques à clastes de pyroxènes. La rareté et la forte altération des affleurements ne nous ont pas permis une analyse détaillée de la déformation. Mais les linéations observées sur la foliation subverticale ou à fort pendage nord, elles sont mêmes verticales.

Le domaine du Nord Dabieshan est constitué de métasédiments (pélites, grès) du groupe Foziling, et d'orthogneiss, micaschistes et marbres du groupe Luzhenguan, (Okay et al., 1993). Bien que non daté, ces roches sont probablement équivalentes aux formations du protérozoïque pré-Sinien du Dabieshan méridional. Le Nord Dabieshan n'a jamais connu de métamorphisme de HP ou UHP. Biotite et muscovite sont les minéraux les plus communs dans les pélites. En ce qui concerne la déformation, trois phases structurales sont identifiées

dans les métasédiments du groupe Foziling. Dans son ensemble, la foliation des micaschistes et des gneiss est plissée en grands antiformes et synformes d'axe moyen E-W. A l'échelle de l'affleurement, la foliation est aussi déformée par des plis "de collapse" d'axe NE-SW et à plans axiaux horizontaux ou à pendage nord (donc à déversement nord) (Fig. V-12). Ces plis apparaissent donc comme symétriques de ceux décrits dans la bordure S du Dabieshan méridional. La foliation des roches du Dabieshan septentrional est plissée isoclinalement et porte aussi une linéation d'allongement N-S ou NW-SE. Les critères cinématiques (queues de cristallisation autour des porphyroclastes dans les orthogneiss) indiquent un déplacement du S. vers le N (Fig. V-13).

La datation des déformations est très importante, mais actuellement, on ne dispose pas encore de données isotopiques. Une datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ est en cours au laboratoire de géochronologie de l'Université de Clermont-Ferrand. Une mesure $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite donne un âge compris entre 200 et 250 Ma (Hacker et al., 1998), mais cette datation peut être discutée car ni la localisation de l'échantillon, ni sa minéralogie, ni les données analytiques ne sont fournies. Du point de vue stratigraphique, les roches métamorphiques du Dabieshan septentrional sont recouvertes en discordance par des grès calcareux attribués au Carbonifère (HeBGMR, 1989). Cependant cette attribution stratigraphique repose sur la datation de calcaires qui pourraient être en fait des olistolithes remaniés dans des sédiments plus récents.

La faille de Xiaotian-Mozitan est un accident polyphasé (Fig. V-11). Une déformation fragile représentée par des plans striés anastomosés, des cataclasites de granite et des glissements sur les interlits pélitiques du Jurassique est très clairement observée. La strie de direction N 50E à pitch 50E et les critères de mouvement montrent que la faille de Xiaotian-Mozitan est une faille normale. Une déformation ductile, d'intensité variable, produisant des tectonites variées : protomylonites à ultramylonites, affecte des granitoïdes crétacés. La linéation correspondante, de direction NW-SE indique que le cisaillement ductile crétacé le long de la faille de Xiatian-Mozitan est normal avec une composante décrochante sénestre. Comme le long de la faille de Macheng, ces granites sont des plutons syntectoniques qui témoignent d'un jeu ductile normal-sénestre d'âge Crétacé de la faille de Xiaotian-Mozitan. Mais là aussi, il existe une déformation plus ancienne responsable de la mylonitisation des migmatites du Dabieshan central.

La datation des déformations successives de la faille de Xiaotian-Mozitan reste débattue. Il semble cependant assez clair que la déformation ductile qui gneissifie les migmatites est antérieure au Jurassique moyen-supérieur. On peut ainsi distinguer deux grands événements. 1) le plus récent correspond à une extension ductile d'âge Crétacé inférieur (datée par les plutons granitiques vers 120-130Ma) qui se poursuit dans le domaine fragile pendant le Crétacé supérieur; 2) le plus ancien correspond à la déformation ductile des migmatites du Dabieshan central.

Comme nous le discuterons dans la partie suivante, cette déformation ductile est interprétée en termes de tectonique extensive responsable, en partie, de l'exhumation des

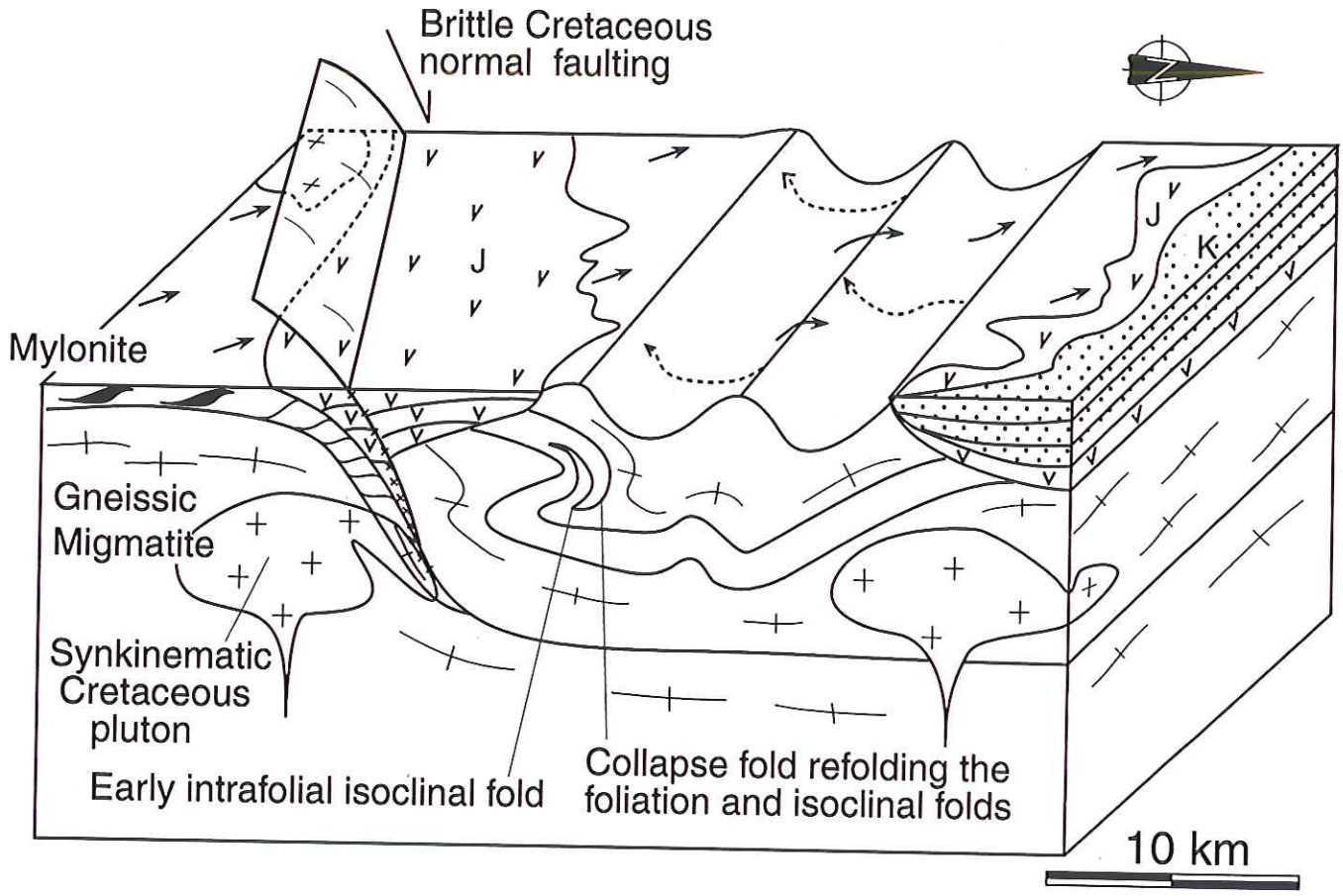



Fig.V-11 : Block diagram showing the geometry near the X-M Fault and the unit of north Dabieshan

roches de UHP. La difficulté de cette interprétation tient au fait que les directions d'allongement des deux événements sont pratiquement confondues. Il reste à établir si ce parallélisme est fortuit ou s'il est contrôlé par l'anisotropie des tectonites. On pourrait ainsi concevoir que les orientations préférentielles planaires et linéaires acquises lors de la gneissification des migmatites ont guidé ensuite l'extension du Crétacé.

## 2) STRUCTURE ET CINEMATIQUES DU DABIESHAN

### *A) Géométrie d'ensemble*

Les données structurales acquises lors de nos missions de terrain sur l'ensemble du massif du Dabieshan sont compilées et synthétisées sous forme de stéréogrammes et de cartes structurales (Fig. V-12). Ces représentations permettent de visualiser la géométrie du Dabieshan. Ainsi, la forme en dôme apparaît clairement. Mais dans le détail, on peut en fait distinguer plusieurs dômes de second ordre. Le dôme principal (ou dôme de Lushan) possède une géométrie complexe, notamment sur sa bordure NW où la foliation est replissée et déversée vers l'Ouest. Le schéma structural proposé ici reste encore préliminaire. Il est probable que des études plus détaillées permettront de préciser la structure du Dabieshan Central.

Un autre fait remarquable est la dominance de la linéation régionale NW-SE qui constitue la structure la plus remarquable dans l'ensemble du Dabieshan. D'une manière générale, cette linéation se forme dans des conditions métamorphiques du faciès amphibolite.

Une exception notable est représentée par le domaine du N. Dabieshan dans lequel on rencontre outre des linéations NW-SE, des structures N-S à NE-SW (Fig. V-12). Ces structures sont interprétées comme la marque du stade précoce de l'exhumation, antérieur à la migmatisation.

### *B) Orientations préférentielles de réseau et cinématiques polyphasées du Dabieshan*

Les critères de cisaillement ductiles classiques : queues de recristallisation de type $\sigma$ ou $\delta$, fabrique de forme sigmoïde des biotites et des amphiboles, bandes de cisaillement sont bien développées dans les gneiss et micaschistes du Dabieshan. Ils ont été utilisés pour analyser la cinématique à l'échelle du massif.

Une étude des orientations préférentielles des axes C du quartz a également été entreprise pour préciser la cinématique (Fig. V-13). Ces diagrammes confirment globalement les résultats obtenus par les autres critères de cisaillement. Il existe cependant des anomalies. Dans quelques cas dans la même lame mince, par ex DB 93, la fabrique d'axes C est en sens contraire c'est à dire partie supérieure vers le SE des autres critères. Un possible

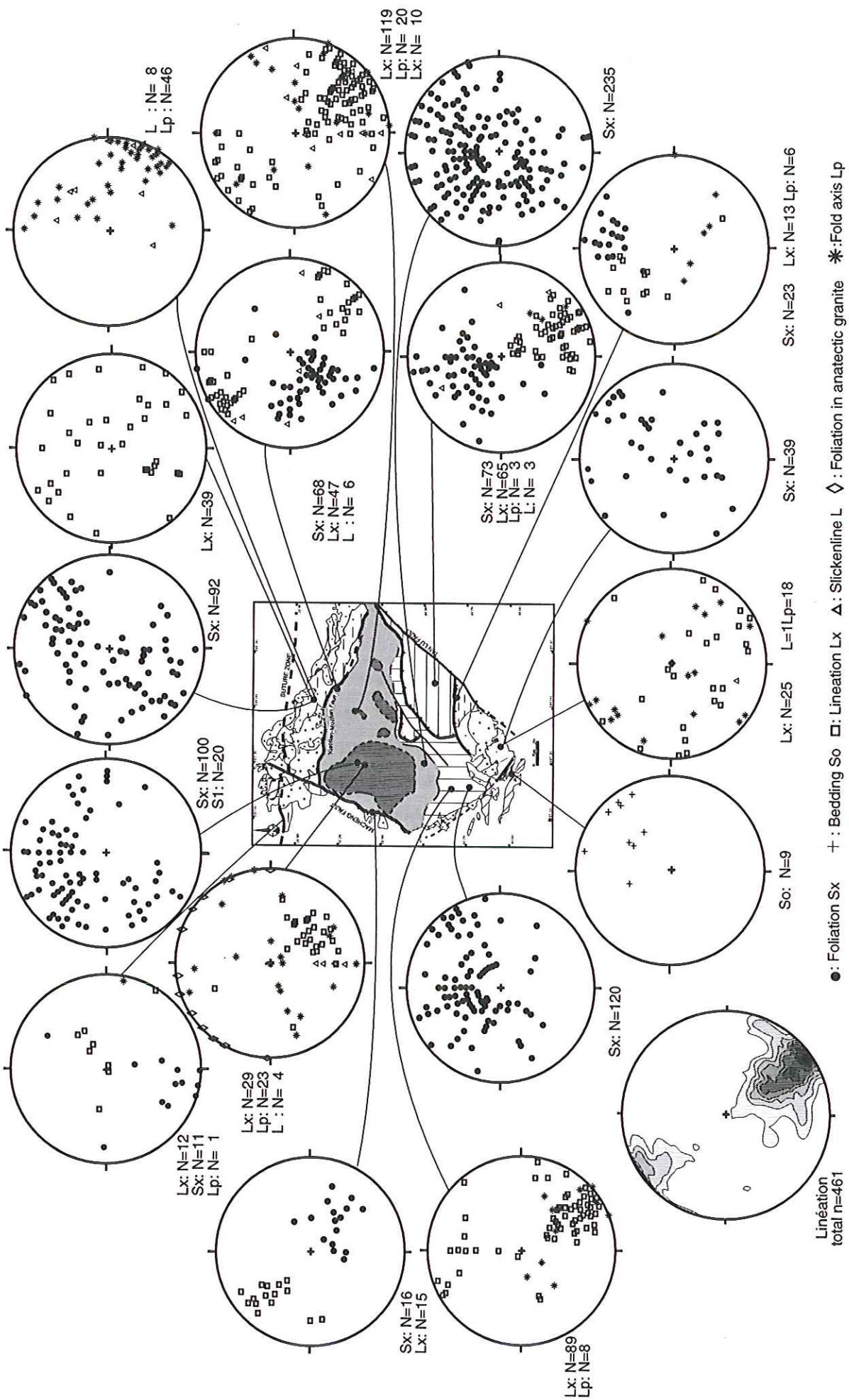



Fig. V-12 : Structural elements of the Dabieshan massif. All diagrams are equiareal Schmidt net, lower hemisphere

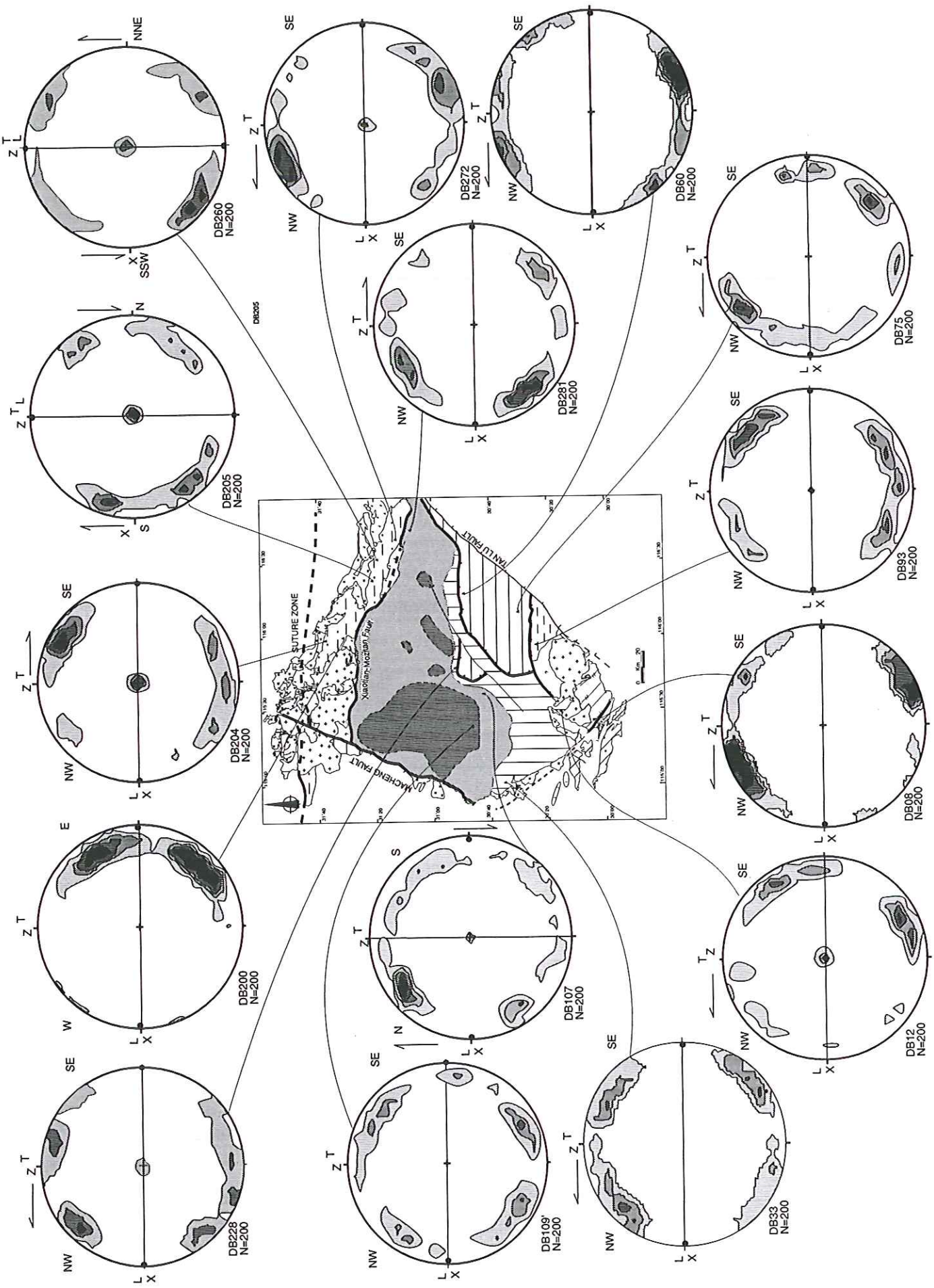



Fig. V-13 : C-axis preferred orientation (Schmidt net, lower hemisphere)

explication serait de considérer que les orientations préférentielles du quartz sont acquises postérieurement au développement des structures planaires et linéaires. Il faut également noter que les diagrammes présentent peu de concentrations d'axes C sur l'axe Y (au centre du diagramme). Ce fait indique que la déformation du quartz est surtout accommodée par du glissement basal <a> et que le glissement prismatique <a> n'est pratiquement pas activé. Ceci suggère en effet que les orientations préférentielles sont acquises dans des conditions de relativement basse température (300°C) c'est à dire nettement en dessous des conditions de température du faciès amphibolite. Les fabriques du quartz seraient donc tardives. Une autre possibilité serait de considérer que les mesures sont biaisées car les grains qui devaient se trouver au centre du diagramme sont toujours éteints et ils sont donc facilement oubliés lors des mesures.

Les diagrammes mesurés dans des niveaux quartzeux des migmatites peu foliées, ne montrent pas d'asymétrie particulière. Ceci révèle l'état rhéologique incomplètement cristallisé de cette déformation.

Enfin, dans le Dabieshan septentrional, des cisaillements vers le Sud le long de la linéation N-S sont mis en évidence par l'orientation préférentielle des axes C (ech DB 260).

*C) Proposition de chronologie relative des déformations*

L'analyse microtectonique à l'échelle de tout le massif, nous permet d'ébaucher une succession des déformations présentée dans l'ordre chronologique inverse.

**(1). Déformations crétacées (cycle Yanshan)**

Les déformations fragiles n'ont pas été étudiées en détail. Ainsi que nous l'avons vu, les failles bordières de Macheng, Xiaotian-Mozitan et Tan-Lu sont des failles normales. Les stries sont plutôt de direction NW-SE, mais des directions NE-SW existent aussi les long de la faille Xiaotian-Mozitan (Fig. V-14).

Des déformations ductiles post- et subsolidus sont observées dans les granites crétacés avec une direction d'allongement dominante NW-SE. Elles traduisent l'interférence entre la dynamique de mise en place des plutons et une tectonique régionale extensive.

L'ensemble des déformations fragiles et ductiles qui affectent les couches rouges du Crétacé supérieur et les granitoïdes du Crétacé inférieur résulte d'un régime tectonique extensif qui relève du cycle Yanshanien (s. l.).

**(2). Plissement post-folial**

La foliation régionale du Dabieshan est plissée. Si l'on excepte le centre du dôme migmatitique où les plis sont associées à la migmatisation, dans les autres unités, ces plis post foliaux ont un style "en collapse" avec des plans axiaux subhorizontaux ou à pendage dirigé vers l'extérieur du dôme du Dabieshan central. Dans le Dabieshan méridional, des plis en collapse vers le Sud ou le SW replissent la foliation et la linéation NW-SE sont fréquemment observés dans l'unité des gneiss sans éclogites, dans l'unité de UHP, celle de HP, les métamorphites du Protérozoïque et dans la série Paléozoïque-Trias inférieur. Si on admet que

tous ces plis sont contemporains, ils se forment donc avant le dépôt discordant du Jurassique. Des plis de style comparable sont observés à proximité des failles de Macheng et de Xiaotian-Mozitan mais avec des déversements vers le NW (Fig. V-15). Enfin, dans le Dabieshan septentrional, les micaschistes du groupe Foziling sont aussi structurés par des plis de collapse à déversement N ou NE, mais il n'existe là aucune contrainte chronologique pour dater ce plissement. Les deux possibilités les plus raisonnables sont : i) soit un âge crétacé en liaison avec la mise en place syntectonique des plutons ou ii) soit un âge triasique, le plissement correspondrait alors à un stade tardif de la tectonique en extension responsable de la formation de la foliation régionale.

**(3). Déformation synfoliale majeure**

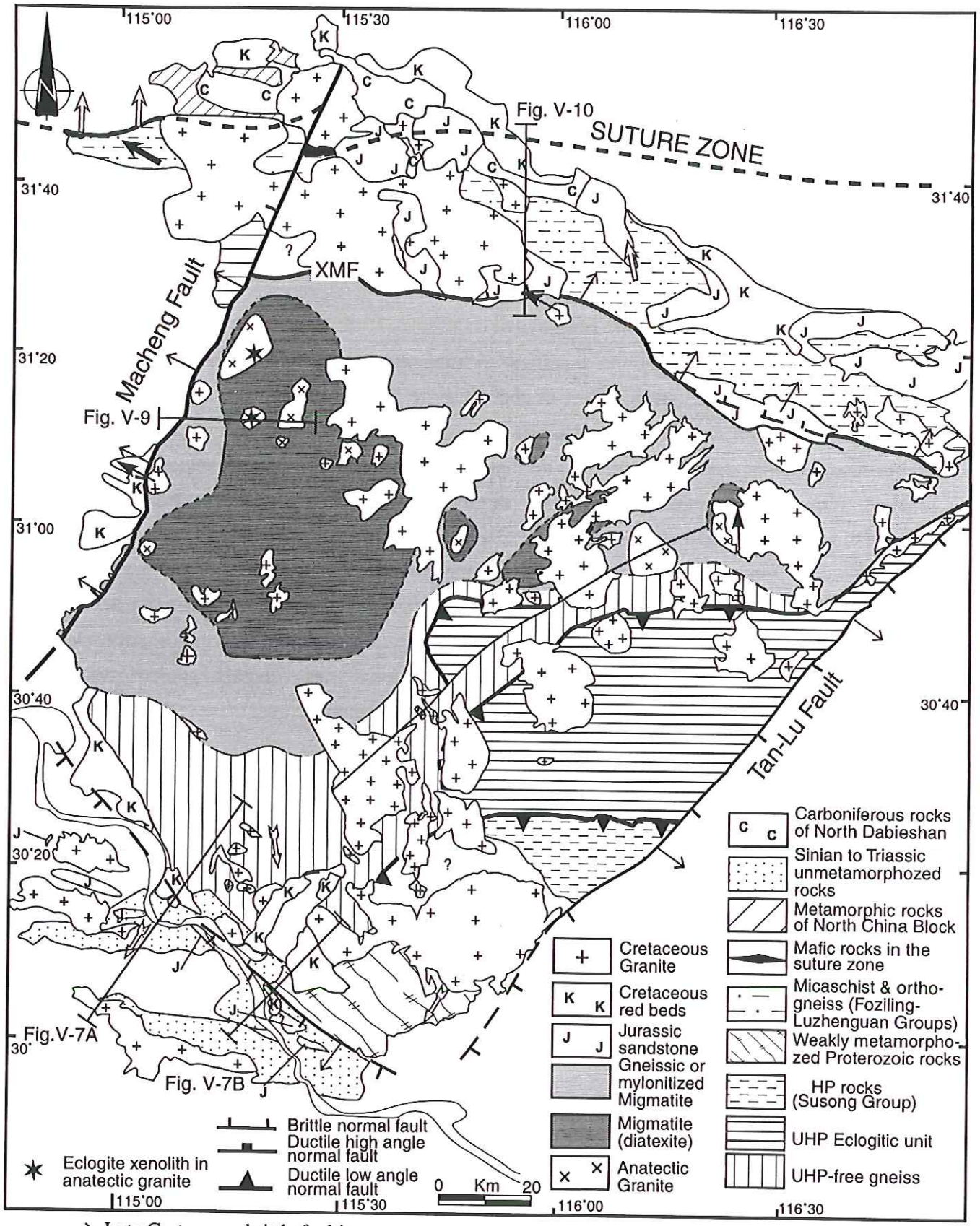
La foliation régionale et la linéation d'allongement NW-SE qu'elle porte sont les structures majeures sur le terrain. C'est la géométrie de la foliation qui permet de définir la structure en dôme du Dabieshan Central. En lame mince, les minéraux constitutifs de cette foliation sont stables dans les conditions du faciès amphibolite. Malgré quelques cas ambigus, la cinématique vers le NW est largement dominante (Fig. V-15). Cette déformation est responsable de la gneissification de la partie externe du dôme migmatitique qui se trouve être ainsi enveloppé d'une sorte de carapace gneissique. On retrouve là, mutatis mutandis, une structure comparable à celle d'un "Metamorphic Core Complex". La zone gneissique est alors interprétable comme une zone ductile de détachement qui accommode l'exhumation des roches métamorphiques du Dabieshan. Comme dans tous les dômes extensifs asymétriques, la zone de détachement acquiert sa forme en dôme lors de sa remontée.

**(4). La déformation subsolidus des migmatites**

Les migmatites du cœur du dôme du Dabieshan Central préservent des structures formées pendant la migmatisation. Du point de vue cinématique, on observe des failles normales syn-migmatisation, des zones de cisaillement magmatiques ou encore des structures de relocalisation des leucosomes soit entre les boudins d'amphibolites soit dans les ombres de pression aux extrémités des boudins. Les plis ne semblent pas bien réglés, mais les figures de cisaillement indiquent un mouvement vers le haut du dôme sur son flanc sud (vers Luotian), alors que des cisaillements vers l'Est et le Nord s'observent plus à l'est dans les petits massifs migmatitiques (Fig. V-15).

**(5). La phase d'exhumation précoce**

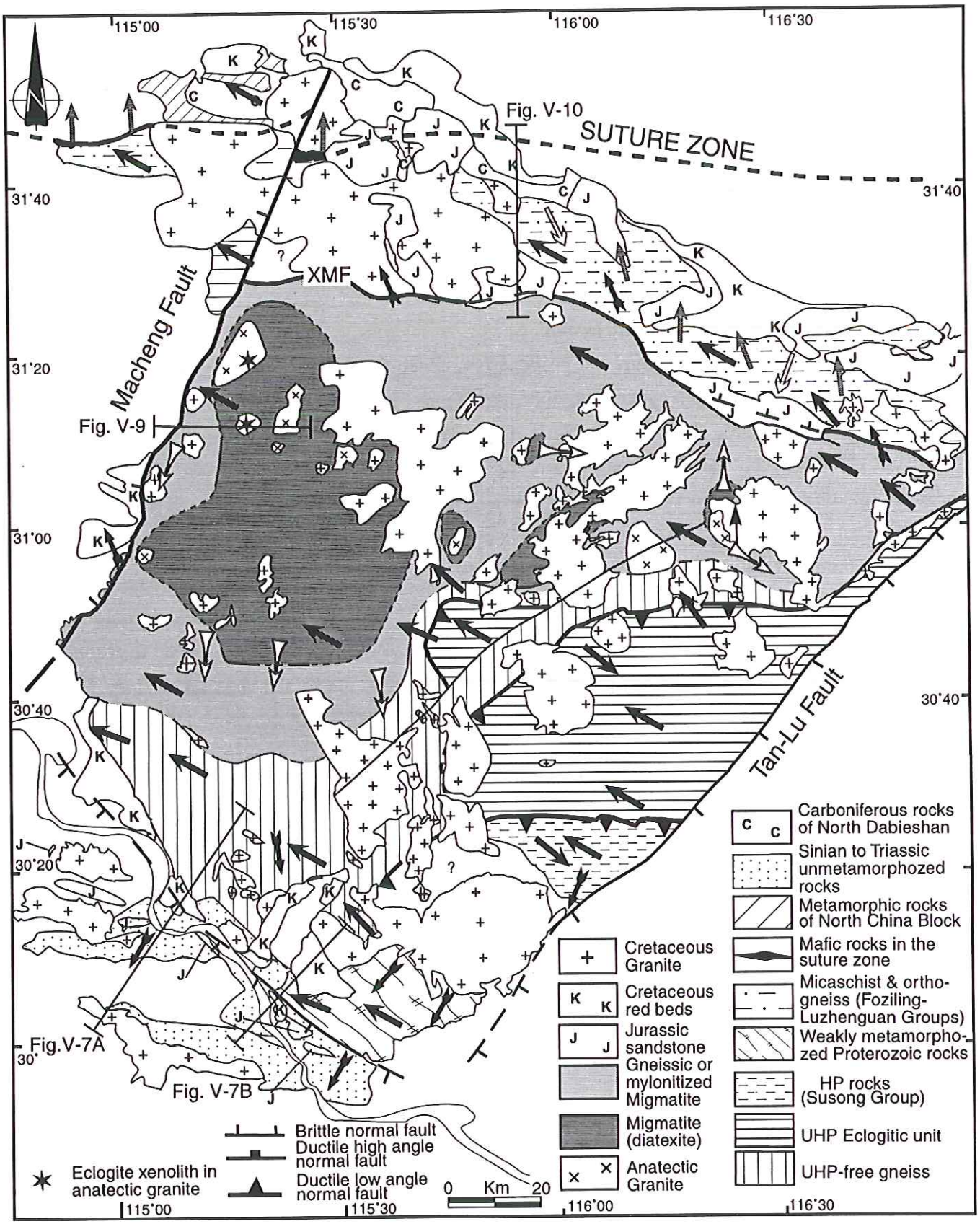
Comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, nous avons découvert seulement deux affleurements de granite d'anatexie renfermant des enclaves d'éclogite. Ce type d'observation est très rare, la plupart des enclaves restitiques étant des d'amphibolites. Les très grand développement des amphibolites et la rareté des éclogites préservées, nous conduit à supposer que la rétromorphose des éclogites à l'origine de la cristallisation des amphibolites




→ Late Cretaceous brittle faulting

→ Early Cretaceous ductile deformation in the margin of synkinematic granites

Fig. V-14 : Kinematic map for the Cretaceous events. Arrows point to the sense of shear of the upper part




Overturning of folds deforming to the main foliation, likely pre-Jurassic

Main deformation : shearing along the NW-SE lineation

Deformation in the sub-solidus state of the migmatitic dome in Central Dabieshan

Ductile shearing related to an early syn-exhumation retrogression before migmatization

Top-to-the-south shearing likely related to the early compression

Fig. V-15 : Kinematic map for the different tectonic events older than Cretaceous. Arrows point to the sense of shear of the upper part

précède la migmatisation. On fait donc l'hypothèse de l'existence d'une amphibolitisation précoce qui se produit probablement pendant l'exhumation des roches de UHP dans la croûte inférieure. Mais les microstructures qui accompagnent cette amphibolitisation n'ont pas été observées.

Toutefois, dans le Dabieshan septentrional, on rencontre des linéations sub-méridiennes en moyenne, notamment dans les orthogneiss du groupe Luzhenguan, et qui présentent des cinématiques vers le nord. Ces structures sont interprétées ici à titre d'hypothèse de travail, comme formées pendant le stade d'exhumation précoce qui précède la migmatisation.

**(6). Les traces de la compression**

Tous les auteurs antérieurs ont proposé l'existence de chevauchements à vergence sud. Notre modèle d'exhumation synconvergence admet aussi que des chevauchements crustaux se propagent dans le bloc de Chine du Sud, et que les chevauchements les plus anciens sont ensuite réactivés en faille normale. Lors de nos travaux, nous n'avons pas observé de structures de compression vers le sud qui seraient des reliques de cette compression. Dans le Dabieshan septentrional, il existe en quelques points des linéations d'allongement subméridiennes (N40E-N40W) avec une cinématique vers le sud donnée par les axes C du quartz et de rares critères de cisaillement (micas sigmoïdes). Les minéraux syntectoniques sont représentatifs d'une déformation dans des conditions de moyenne pression et de moyenne à basse température qui pourraient donc correspondre aux traces de la compression. Les structures équivalentes dans les unités de HP et UHP et les gneiss sans éclogites restent encore à être découvertes et interprétées.

L'ensemble des données géométriques et cinématiques disponibles est présenté sous forme de trois blocs diagrammes qui visualisent en 3D l'allure générale du Dabieshan (Fig. V-16). Dans sa structure actuelle, ce massif apparaît donc comme un vaste dôme migmatitique polyphasé qui reprend des unités métamorphiques de ultra-haute pression. Un modèle évolutif à l'échelle de la lithosphère est présenté dans l'article suivant et dans le chapitre VI.

## 3) CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES ENCLAVES D'ECLOGITES DECOUVERTES DANS LES GRANITES D'ANATEXIE

Les granites d'anatexie associés aux migmatites renferment très fréquemment des enclaves d'encaissant métamorphique. La plupart de ces enclaves sont des amphibolites à hornblende, cependant dans le NW du Dabieshan central, au NE de Macheng (Fig. V- 2) nous avons découvert en deux sites des enclaves d'éclogite. Dans les deux affleurements, ces enclaves éclogitiques sont très rares puisque seulement 2 ou 3 échantillons de quelques $dm^3$

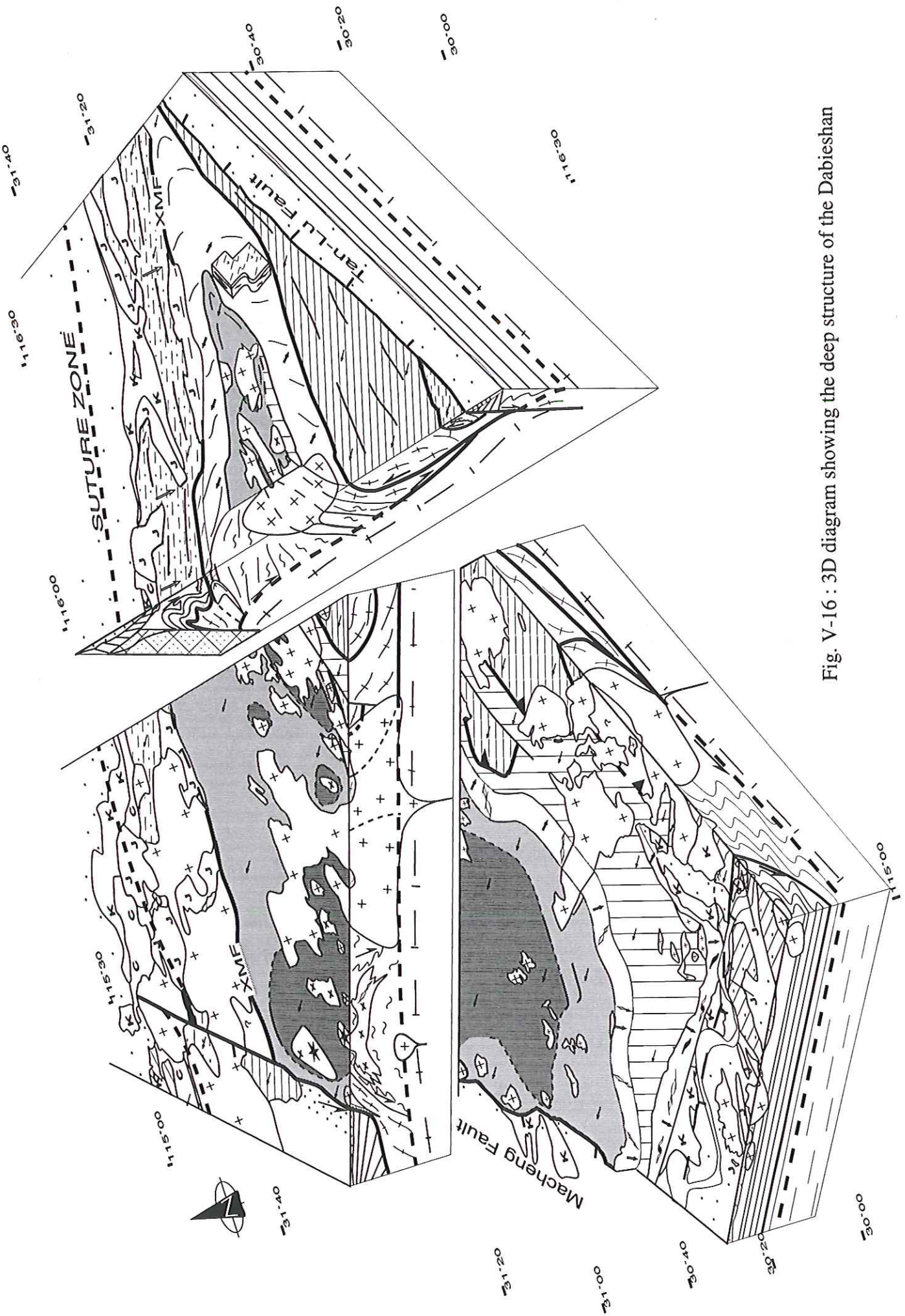



Fig. V-16 : 3D diagram showing the deep structure of the Dabieshan

Une étude minéralogique a donc été entreprise afin de caractériser la pétrologie de ces enclaves éclogitiques. Les analyses microsonde des *clinopyroxènes*, amphiboles et grenats sont donnés dans les tables ci-dessous et la figureV-17. Les diagrammes triangulaires des clinopyroxènes montrent que le pyroxène omphacitique contient environ 40% de jadéite ($0,3<X_{Jd}<0,45$). Ces analyses sont conformes à celles disponibles pour les omphacites des autres éclogites du Dabieshan méridional (p. ex. Zhang et al., 1995; 1996; Liu et al., 1996; 1998; Carlswell et al., 1997; Castelli et al., 1998).

Les *amphiboles bleues* se placent dans les champs des baroisites ($[CaNa]Mg_3Al,Fe^{3+}Si_7AlO_{22}[OH]_2$)et des winchites ($[CaNa]Mg_4[Al,Fe^{3+}]Si_8O_{22}[OH]_2$) selon la nomenclature de Leake (1997). Quelques analyses indiquent aussi la présence de katophorite et Mg-katophorite. Ces résultats sont très comparables à ceux obtenus pour les amphiboles des éclogites de l'unité de UHP dans le Dabieshan méridional (Tabata et al., 1998).

Dans la plupart des lames minces, les pyroxènes et les amphiboles montrent des traces de rétromorphose liées à une décompression. Les omphacites ayant les plus hautes teneurs en jadéite et les baroisites ayant les plus fortes teneur en Si, considérées comme les plus proches du climax de pression, se rencontrent systématiquement en inclusions dans le grenat.

Les *grenats* sont riches en almandin et pauvres en pyrope. Il existe aussi une zonation très faible des grains, caractérisée par une légère décroissance du Ca et un léger accroissement du Mg du centre vers les bords des grains (Fig. V- 17E). Dans les cœurs, la composition moyenne est $Aml_{62}Prp_{05}Gs_{31}Sps_{01}$ alors que sur les bords, elle est $Aml_{63}Prp_{09}Gs_{26}Sps_{01}$. Ces analyses sont également très semblables à celles des éclogites de l'unité UHP (Liu et al. 1996; Castelli et al., 1998).

Les estimations thermobarométriques disponibles dans la littérature relative au Dabieshan permettent d'esquisser des trajets P-T-t pour l'unité éclogitique du S. Dabieshan et du dôme migmatitique du Dabieshan central (Fig. V- 18).

## 4) SYNTHESE ET DISCUSSION DES DONNEES RADIOMETRIQUES

Ainsi qu'il a été mentionné plus haut, nous ne disposons pas encore de datations de première main puisqu'elles sont en cours de réalisation. Il existe déjà un grand nombre de données, mais il est parfois difficile de connaître exactement la position de l'échantillon et sa nature pétrologique. Ces données sont synthétisées sur la figure V-19.

Deux groupes d'âges apparaissent clairement.

A) Le premier groupe correspond à des âges Crétacé supérieur (120-135 Ma). Les mesures sont obtenues soit par la méthode $^{30}Ar/^{40}Ar$ réalisées sur des populations de minéraux métamorphiques, soit par la méthode U/Pb sur des zircons extraits de granitoïdes ou d'orthogneiss. Les datations U/Pb sont réalisées soit sur des populations de zircons soit sur des monograins par la méthode SHRIMP. Notons que les mesures U/Pb mettent aussi en évidence

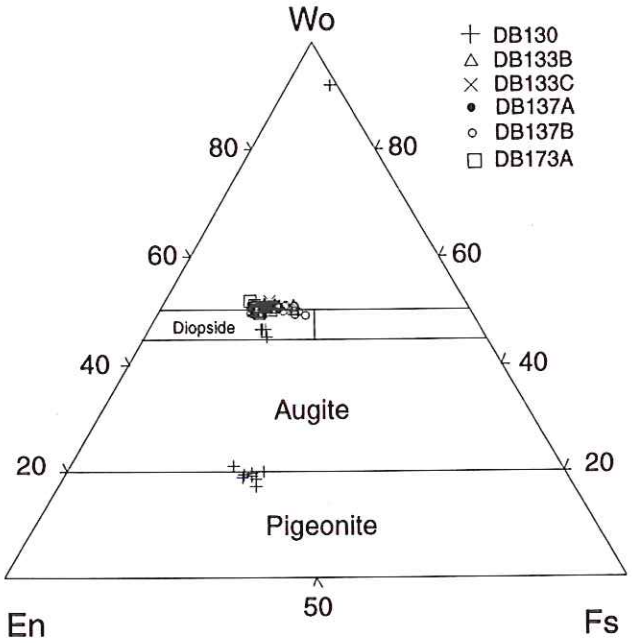



Fig. A : Composition of clinopyroxene from the anatectic granite xenoliths in the Wollastonite-Enstatite-Ferosilite triangle

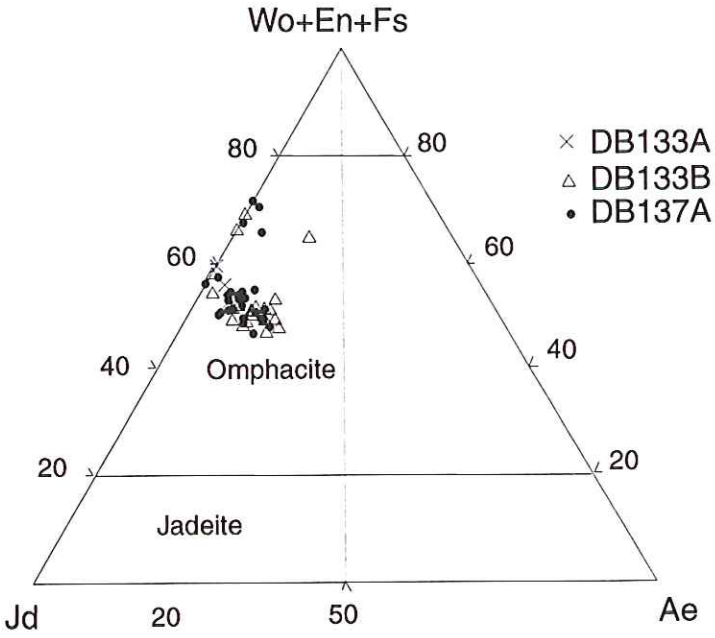



Fig. B : Composition of clinopyroxene from the anatectic granite xenoliths in the Jadeite-Aegyrine-(Wollastonite-Enstatite-Ferosilite) triangle

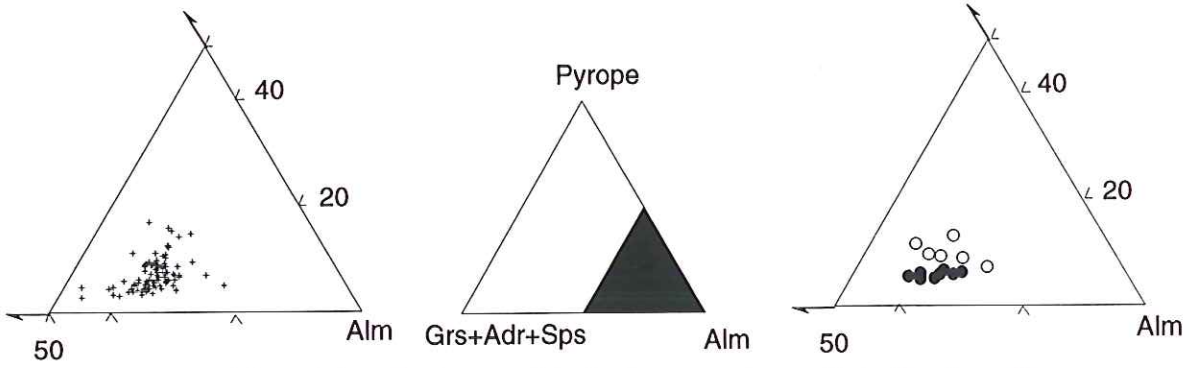



Fig. C : Garnet composition of the eclogite xenoliths in the anatextic granite in the almandine-pyrope-(grossular+andradite+spessartine) diagram. The right triangle shows the zonation of rim (○) and core ( ● )

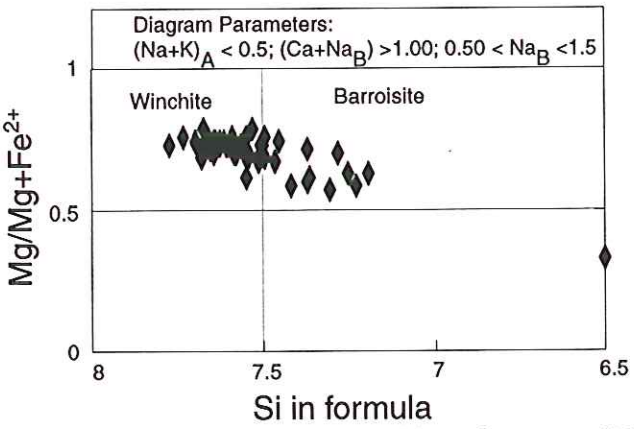



Fig. D : Amphibole compositions from xenolith in anatectic granite. Grids dividing the composition spaces after Leake(1997).

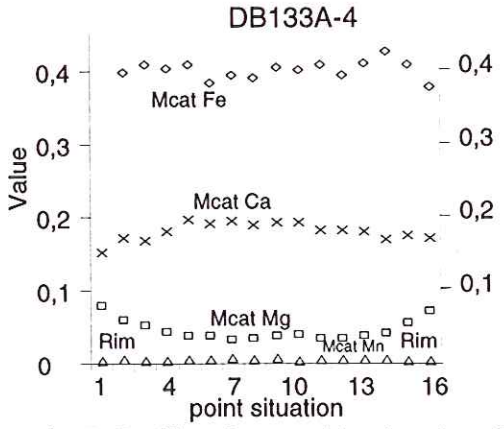



Fig. E : Profiles of compositional zoning of garnet from xenolith in anatectic granite (sample DB133A grain 4)

Fig. V- 17 : chemical analyses of omphacite, garnet, amphibole from xenoliths enclosed in anatectic granite

dans les zircons zonés des cœurs hérités à 700- 800 Ma qui démontrent qu'une partie des orthogneiss dérive de granites mis en place à la fin de l'orogenèse du Protérozoïque supérieur (voir chapitre II). Les âges argon indiquent que dans les biotites, muscovites et hornblende, le chronomètre argon a été remis à zéro lors de l'intrusion des granites crétacés.

Ces datations crétacées confirment l'importance de l'événement thermique "yanshanien" qui se traduit principalement par la mise en place des granites et aussi la reprise des structures préexistantes, comme cela a déjà été souligné par d'autres auteurs (p. ex. Eide et al., 1994).

B) Le second groupe d'âges compris entre 206 et 250 Ma correspond au Trias. La datation $^{30}Ar/^{40}Ar$ à 250 Ma de muscovites de micaschistes du N. Dabieshan indique probablement l'âge du début de la déformation mais comme le spectre n'est pas publié, il est très difficile de discuter sa validité. Un autre âge argon à 206 Ma est obtenu sur des phengites des éclogites dans l'unité de UHP. Il peut être interprété comme l'âge du passage de l'isotherme 350°C pour cette roche.

Les autres âges U/Pb et Sm/Nd sont obtenus pour des éclogites situées hors du dôme migmatitique du Dabieshan Central. On peut donc considérer qu'ils correspondent au climax de température atteint par les roches de UHP. En revanche, ces âges ne sont pas nécessairement représentatifs du climax de pression qui pourrait se produire bien avant le Trias.

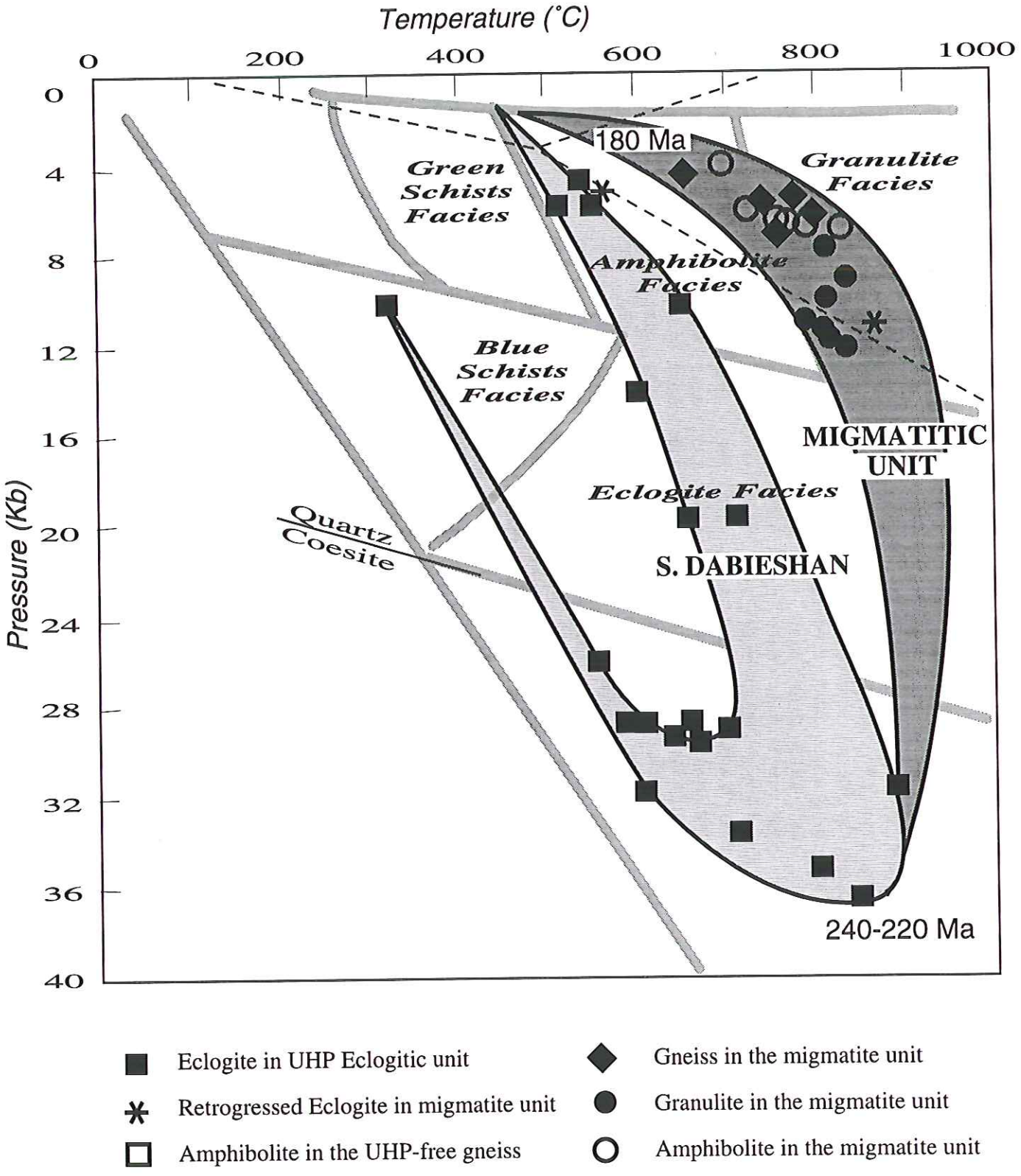



Fig. V-18 : P-T-t paths of Dabieshan showing the evolution of the UHP unit (light gray) and the migmatitic dome (dark gray). (Modified from Zhang et al., 1995; 1996; Liou et al. 1996; 1998; Castelli et al., 1998 and Xu et al., 1999)

## Table V-1 : Amphibolite de Dabieshan

| N° Sample | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB133A | DB133A | DB133A | DB137A |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| N° Analyse | 10 | 11 | 20 | 53 | 9 | 21 | 74 | 77 | 78 | 79 | 110 | 117 | 118 | 119 | 163 | 167 | 171 | 179 | 4 | 18 | 40 | 163 |
| SiO2 | 50,19 | 49,08 | 53,86 | 54,29 | 38,94 | 51,55 | 46,97 | 51,36 | 46,66 | 43,29 | 53,15 | 52,45 | 53,33 | 53,82 | 54,57 | 54,39 | 53,63 | 53,97 | 52,31 | 51,89 | 53,23 | 54,57 |
| TiO2 | 0,490 | 0,530 | 0,040 | 0,070 | 0,000 | 0,370 | 0,160 | 0,100 | 0,200 | 0,300 | 0,050 | 0,060 | 0,030 | 0,040 | 0,070 | 0,100 | 0,010 | 0,000 | 0,080 | 0,140 | 0,090 | 0,070 |
| Al2O3 | 6,000 | 7,280 | 7,210 | 7,010 | 19,170 | 4,430 | 12,270 | 9,730 | 13,330 | 15,010 | 8,070 | 7,740 | 7,700 | 6,940 | 6,050 | 10,050 | 8,130 | 7,940 | 8,330 | 8,080 | 8,090 | 6,050 |
| Cr2O3 | 0,070 | 0,000 | 0,020 | 0,100 | 0,030 | 0,020 | 0,130 | 0,020 | 0,000 | 0,020 | 0,030 | 0,000 | 0,040 | 0,140 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,060 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 16,40 | 17,02 | 10,75 | 9,94 | 19,75 | 16,32 | 21,69 | 14,51 | 15,63 | 21,03 | 10,31 | 10,66 | 10,31 | 10,05 | 9,69 | 9,45 | 10,11 | 9,99 | 10,53 | 11,45 | 10,39 | 9,69 |
| MnO | 0,070 | 0,080 | 0,090 | 0,030 | 0,040 | 0,210 | 0,020 | 0,050 | 0,000 | 0,100 | 0,110 | 0,100 | 0,050 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,060 | 0,060 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| MgO | 11,51 | 10,69 | 13,80 | 14,20 | 5,70 | 12,00 | 6,01 | 10,39 | 8,31 | 5,69 | 13,54 | 13,61 | 13,47 | 14,10 | 14,33 | 11,96 | 13,08 | 13,25 | 13,08 | 13,02 | 13,66 | 14,33 |
| CaO | 9,090 | 9,070 | 7,560 | 7,780 | 9,820 | 10,090 | 6,290 | 6,720 | 7,640 | 7,180 | 8,390 | 8,110 | 7,250 | 7,660 | 7,930 | 4,760 | 7,160 | 6,870 | 7,210 | 6,640 | 6,770 | 7,930 |
| Na2O | 2,910 | 3,090 | 3,860 | 3,620 | 4,270 | 2,000 | 5,310 | 4,460 | 4,560 | 5,390 | 3,490 | 3,710 | 3,890 | 3,750 | 3,580 | 5,530 | 4,050 | 4,290 | 3,920 | 4,480 | 3,900 | 3,580 |
| K2O | 0,000 | 0,040 | 0,070 | 0,040 | 0,060 | 0,020 | 0,040 | 0,090 | 0,160 | 0,040 | 0,040 | 0,030 | 0,060 | 0,100 | 0,070 | 0,040 | 0,080 | 0,040 | 0,060 | 0,070 | 0,130 | 0,070 |
| Total | 96,73 | 96,88 | 97,26 | 97,08 | 97,78 | 97,01 | 98,89 | 97,43 | 96,49 | 98,05 | 97,18 | 96,47 | 96,13 | 96,6 | 96,29 | 96,28 | 96,25 | 96,47 | 95,58 | 95,77 | 96,26 | 96,29 |
| Si | 7,433 | 7,292 | 7,643 | 7,681 | 5,91 | 7,601 | 6,967 | 7,414 | 6,908 | 6,521 | 7,547 | 7,527 | 7,634 | 7,667 | 7,776 | 7,679 | 7,65 | 7,674 | 7,549 | 7,517 | 7,601 | 7,7756 |
| Ti | 0,055 | 0,059 | 0,004 | 0,007 | 0,000 | 0,041 | 0,018 | 0,011 | 0,022 | 0,034 | 0,005 | 0,006 | 0,003 | 0,004 | 0,008 | 0,011 | 0,001 | 0,000 | 0,009 | 0,015 | 0,010 | 0,008 |
| Al | 1,047 | 1,275 | 1,206 | 1,169 | 3,429 | 0,770 | 2,145 | 1,655 | 2,326 | 2,665 | 1,351 | 1,309 | 1,299 | 1,165 | 1,016 | 1,672 | 1,367 | 1,331 | 1,417 | 1,380 | 1,362 | 1,016 |
| Cr | 0,008 | 0,000 | 0,002 | 0,011 | 0,004 | 0,002 | 0,015 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,005 | 0,016 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe t | 2,031 | 2,115 | 1,276 | 1,176 | 2,507 | 2,012 | 2,691 | 1,752 | 1,935 | 2,649 | 1,224 | 1,279 | 1,234 | 1,197 | 1,155 | 1,116 | 1,206 | 1,188 | 1,271 | 1,387 | 1,241 | 1,155 |
| Mn | 0,009 | 0,010 | 0,011 | 0,004 | 0,005 | 0,026 | 0,003 | 0,006 | 0,000 | 0,013 | 0,013 | 0,012 | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mg | 2,541 | 2,367 | 2,919 | 2,994 | 1,289 | 2,637 | 1,329 | 2,235 | 1,834 | 1,278 | 2,866 | 2,911 | 2,874 | 2,994 | 3,043 | 2,517 | 2,781 | 2,808 | 2,813 | 2,812 | 2,908 | 3,043 |
| Ca | 1,442 | 1,444 | 1,149 | 1,179 | 1,597 | 1,594 | 1,000 | 1,039 | 1,212 | 1,159 | 1,276 | 1,247 | 1,112 | 1,169 | 1,211 | 0,720 | 1,094 | 1,047 | 1,115 | 1,031 | 1,036 | 1,211 |
| Na | 0,836 | 0,890 | 1,062 | 0,993 | 1,256 | 0,572 | 1,527 | 1,248 | 1,309 | 1,574 | 0,961 | 1,032 | 1,080 | 1,036 | 0,989 | 1,514 | 1,120 | 1,183 | 1,097 | 1,258 | 1,080 | 0,989 |
| K | 0,000 | 0,008 | 0,013 | 0,007 | 0,012 | 0,004 | 0,008 | 0,017 | 0,030 | 0,008 | 0,007 | 0,005 | 0,011 | 0,018 | 0,013 | 0,007 | 0,015 | 0,007 | 0,011 | 0,013 | 0,024 | 0,013 |
| Total | 15,4 | 15,46 | 15,29 | 15,22 | 16,01 | 15,26 | 15,7 | 15,38 | 15,58 | 15,9 | 15,25 | 15,33 | 15,26 | 15,27 | 15,21 | 15,24 | 15,23 | 15,25 | 15,29 | 15,41 | 15,26 | 15,21 |
| Site B 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe2 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 1,429 | 1,431 | 1,144 | 1,175 | 1,579 | 1,583 | 0,987 | 1,033 | 1,21 | 1,145 | 1,275 | 1,243 | 1,107 | 1,165 | 1,211 | 0,72 | 1,094 | 1,045 | 1,109 | 1,022 | 1,026 | 1,2109 |
| Na | 0,571 | 0,569 | 0,856 | 0,825 | 0,421 | 0,417 | 1,013 | 0,967 | 0,79 | 0,855 | 0,725 | 0,757 | 0,893 | 0,835 | 0,789 | 1,28 | 0,906 | 0,955 | 0,891 | 0,978 | 0,974 | 0,7891 |
| total B | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Site A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Na | 0,256 | 0,313 | 0,201 | 0,165 | 0,822 | 0,151 | 0,495 | 0,274 | 0,516 | 0,699 | 0,236 | 0,271 | 0,182 | 0,198 | 0,200 | 0,235 | 0,214 | 0,227 | 0,200 | 0,270 | 0,096 | 0,200 |
| K | 0,000 | 0,008 | 0,013 | 0,007 | 0,011 | 0,004 | 0,007 | 0,016 | 0,030 | 0,008 | 0,007 | 0,005 | 0,011 | 0,018 | 0,013 | 0,007 | 0,015 | 0,007 | 0,011 | 0,013 | 0,023 | 0,013 |

## Table V - 2 : Clinopyroxene de Dabieshan

| N° Sample | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB133B | DB133B | DB133B | DB137A | DB137A |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| n° analyse | 12 | 83 | 84 | 92 | 49 | 50 | 51 | 52 | 56 | 58 | 142 | 148 | 151 | 123 | 128 | 129 | 35 | 37 | 38 | 162 | 178 |
| SiO2 | 56,950 | 56,310 | 56,120 | 56,360 | 56,100 | 55,820 | 56,470 | 56,360 | 56,330 | 56,210 | 56,610 | 56,370 | 56,620 | 56,640 | 56,090 | 56,470 | 56,360 | 56,100 | 56,520 | 56,540 | 56,550 |
| TiO2 | 0,0100 | 0,0400 | 0,0100 | 0,0000 | 0,0500 | 0,0400 | 0,0000 | 0,0600 | 0,0000 | 0,1000 | 0,0100 | 0,0600 | 0,0600 | 0,0300 | 0,0000 | 0,0100 | 0,0600 | 0,0600 | 0,0500 | 0,0100 | 0,0000 |
| Al2O3 | 9,5300 | 8,9000 | 8,6300 | 8,8800 | 8,6000 | 8,4000 | 9,4500 | 8,8900 | 9,4200 | 7,7600 | 9,5900 | 9,5300 | 9,4500 | 9,6500 | 9,2400 | 8,2900 | 8,9900 | 8,2600 | 9,1200 | 10,150 | 9,2500 |
| FeO | 6,7600 | 6,9300 | 8,3200 | 7,5500 | 8,0300 | 8,3700 | 6,7500 | 8,0500 | 6,4800 | 8,5100 | 6,1900 | 5,8000 | 6,0400 | 5,9700 | 7,5100 | 7,6000 | 7,6500 | 7,5900 | 6,9300 | 5,7700 | 6,0800 |
| Cr2O3 | 0,0400 | 0,0200 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0600 | 0,1500 | 0,1100 | 0,0400 | 0,0000 | 0,0100 | 0,0900 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0600 | 0,0200 | 0,1000 | 0,0000 | 0,1200 | 0,0800 | 0,0000 |
| MnO | 0,0900 | 0,0600 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0600 | 0,0000 | 0,0400 | 0,1000 | 0,0400 | 0,0300 | 0,0600 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0500 | 0,0500 | 0,0200 | 0,0000 | 0,0400 | 0,0300 |
| MgO | 7,4500 | 7,4500 | 7,1100 | 7,1800 | 7,0700 | 6,9700 | 6,9200 | 6,8600 | 7,1600 | 7,5100 | 7,2700 | 7,6800 | 7,8400 | 7,3300 | 6,7900 | 7,5800 | 6,9600 | 7,6200 | 7,5500 | 7,4200 | 7,6200 |
| CaO | 12,030 | 12,650 | 12,570 | 12,390 | 11,940 | 12,110 | 11,620 | 11,630 | 12,060 | 12,740 | 12,170 | 13,070 | 13,000 | 12,960 | 11,350 | 12,820 | 11,870 | 12,380 | 12,820 | 12,210 | 13,090 |
| Na2O | 7,6800 | 7,3900 | 7,3900 | 7,4200 | 7,6200 | 7,7100 | 7,8700 | 7,9600 | 7,4800 | 7,1300 | 7,7300 | 7,0600 | 7,0200 | 6,8500 | 7,9600 | 7,0400 | 7,7000 | 7,3600 | 7,3800 | 7,4500 | 6,8200 |
| K2O | 0,0300 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0200 | 0,0100 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0100 | 0,0000 | 0,0200 | 0,0200 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0100 | 0,0000 | 0,0300 | 0,0000 | 0,0100 | 0,0000 | 0,0000 |
| Total | 100,57 | 99,75 | 100,15 | 99,80 | 99,42 | 99,54 | 99,23 | 99,97 | 99,07 | 100,02 | 99,63 | 99,72 | 100,03 | 99,43 | 99,01 | 99,88 | 99,77 | 99,39 | 100,50 | 99,67 | 99,44 |
| Si | 2,0339 | 2,0340 | 2,0321 | 2,0381 | 2,0410 | 2,0358 | 2,0427 | 2,0391 | 2,0396 | 2,0414 | 2,0365 | 2,0255 | 2,0281 | 2,0370 | 2,0412 | 2,0424 | 2,0391 | 2,0398 | 2,0267 | 2,0270 | 2,0371 |
| Ti | 0,0003 | 0,0011 | 0,0003 | 0,0000 | 0,0014 | 0,0011 | 0,0000 | 0,0016 | 0,0000 | 0,0027 | 0,0003 | 0,0016 | 0,0016 | 0,0008 | 0,0000 | 0,0003 | 0,3833 | 0,0016 | 0,0013 | 0,0003 | 0,0000 |
| Al | 0,4011 | 0,3789 | 0,3683 | 0,3785 | 0,3688 | 0,3611 | 0,4029 | 0,3791 | 0,4020 | 0,3321 | 0,4066 | 0,4036 | 0,3989 | 0,4090 | 0,3963 | 0,3534 | 0,3833 | 0,3540 | 0,3854 | 0,4289 | 0,3927 |
| Fe | 0,2019 | 0,2093 | 0,2519 | 0,2283 | 0,2443 | 0,2553 | 0,2042 | 0,2436 | 0,1962 | 0,2585 | 0,1862 | 0,1743 | 0,1809 | 0,1796 | 0,2286 | 0,2299 | 0,2315 | 0,2308 | 0,2078 | 0,1730 | 0,1832 |
| Cr | 0,0011 | 0,0006 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0017 | 0,0043 | 0,0031 | 0,0011 | 0,0000 | 0,0003 | 0,0026 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0017 | 0,0006 | 0,0029 | 0,0000 | 0,0034 | 0,0023 | 0,0000 |
| Mn | 0,0027 | 0,0018 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0019 | 0,0000 | 0,0012 | 0,0031 | 0,0012 | 0,0009 | 0,0018 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0015 | 0,0015 | 0,0006 | 0,0000 | 0,0012 | 0,0009 |
| Mg | 0,3967 | 0,4012 | 0,3838 | 0,3871 | 0,3834 | 0,3790 | 0,3732 | 0,3700 | 0,3865 | 0,4066 | 0,3899 | 0,4114 | 0,4186 | 0,3930 | 0,3684 | 0,4087 | 0,3754 | 0,4130 | 0,4036 | 0,3966 | 0,4092 |
| Ca | 0,4603 | 0,4896 | 0,4877 | 0,4801 | 0,4654 | 0,4732 | 0,4504 | 0,4509 | 0,4679 | 0,4957 | 0,4691 | 0,5032 | 0,4989 | 0,4994 | 0,4426 | 0,4968 | 0,4601 | 0,4823 | 0,4925 | 0,4690 | 0,5052 |
| Na | 0,5318 | 0,5176 | 0,5188 | 0,5203 | 0,5375 | 0,5452 | 0,5520 | 0,5584 | 0,5251 | 0,5021 | 0,5392 | 0,4919 | 0,4875 | 0,4777 | 0,5616 | 0,4937 | 0,5401 | 0,5189 | 0,5131 | 0,5179 | 0,4763 |
| K | 0,0014 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0009 | 0,0005 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0005 | 0,0000 | 0,0009 | 0,0009 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0005 | 0,0000 | 0,0014 | 0,0000 | 0,0005 | 0,0000 | 0,0000 |
| Total | 4,0313 | 4,0340 | 4,0429 | 4,0332 | 4,0423 | 4,0543 | 4,0297 | 4,0475 | 4,0214 | 4,0413 | 4,0298 | 4,0158 | 4,0146 | 3,9965 | 4,0408 | 4,0272 | 4,4187 | 4,0410 | 4,0343 | 4,0161 | 4,0047 |
| En % | 0,4120 | 0,4424 | 0,4391 | 0,4335 | 0,4210 | 0,4273 | 0,4073 | 0,4047 | 0,4252 | 0,4479 | 0,4232 | 0,4562 | 0,4512 | 0,4548 | 0,4007 | 0,4498 | 0,4133 | 0,4374 | 0,4422 | 0,4240 | 0,4602 |
| Fs % | 0,3550 | 0,3625 | 0,3456 | 0,3496 | 0,3469 | 0,3422 | 0,3375 | 0,3321 | 0,3512 | 0,3673 | 0,3517 | 0,3730 | 0,3786 | 0,3579 | 0,3335 | 0,3700 | 0,3371 | 0,3746 | 0,3623 | 0,3585 | 0,3727 |
| Wo % | 0,0024 | 0,0017 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0017 | 0,0000 | 0,0011 | 0,0028 | 0,0011 | 0,0008 | 0,0017 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0014 | 0,0014 | 0,0006 | 0,0000 | 0,0011 | 0,0008 |
| Ae % | 6,8727 | 6,6784 | 6,6538 | 6,7009 | 6,8932 | 6,9612 | 7,1174 | 7,1444 | 6,7972 | 6,4415 | 6,9734 | 6,4006 | 6,3485 | 6,2387 | 7,2071 | 6,3738 | 6,9155 | 6,6744 | 6,6249 | 6,7350 | 6,2120 |
| Jd % | 89,998 | 90,144 | 90,173 | 90,127 | 89,937 | 89,872 | 89,741 | 89,727 | 90,027 | 90,362 | 89,879 | 90,407 | 90,462 | 90,557 | 89,645 | 90,428 | 89,605 | 90,132 | 90,218 | 90,105 | 90,574 |
| Ca-Tsch % | 0,3590 | 0,3424 | 0,3316 | 0,3418 | 0,3336 | 0,3260 | 0,3644 | 0,3402 | 0,3653 | 0,3001 | 0,3668 | 0,3659 | 0,3608 | 0,3725 | 0,3588 | 0,3199 | 0,3443 | 0,3210 | 0,3460 | 0,3877 | 0,3577 |
| Ti-Tsch % | 0,1807 | 0,1892 | 0,2268 | 0,2062 | 0,2210 | 0,2305 | 0,1847 | 0,2186 | 0,1783 | 0,2335 | 0,1680 | 0,1580 | 0,1636 | 0,1635 | 0,2069 | 0,2081 | 0,2079 | 0,2093 | 0,1866 | 0,1564 | 0,1668 |
| Es % | 0,0002 | 0,0010 | 0,0002 | 0,0000 | 0,0012 | 0,0010 | 0,0000 | 0,0015 | 0,0000 | 0,0025 | 0,0002 | 0,0015 | 0,0015 | 0,0007 | 0,0000 | 0,0002 | 0,3443 | 0,0015 | 0,0012 | 0,0002 | 0,0000 |
| Ko% | 1,8201 | 1,8381 | 1,8296 | 1,8406 | 1,8463 | 1,8381 | 1,8474 | 1,8302 | 1,8534 | 1,8443 | 1,8372 | 1,8363 | 1,8341 | 1,8552 | 1,8481 | 1,8491 | 1,8313 | 1,8498 | 1,8193 | 1,8325 | 1,8555 |
| Total | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

## Table V-3 : Garnet de Dabieshan

| N° sample | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB133B | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB137A | DB133A | DB137A | DB137A | DB137A |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| n° | 2 | 28 | 29 | 31 | 62 | 64 | 73 | 75 | 94 | 124 | 131 | 137 | 138 | 139 | 156 | 158 | 159 | 161 | 5 | 53 | 59 |
| SiO2 | 39,21 | 38,92 | 38,98 | 39,18 | 39,31 | 38,48 | 38,65 | 38,9 | 39,27 | 39,38 | 39,33 | 38,96 | 37,98 | 38,83 | 38,67 | 38,72 | 38,72 | 39,31 | 39,18 | 38,22 | 38,15 |
| FeO | 28,19 | 28,19 | 28,03 | 28,39 | 29,38 | 21,99 | 29,68 | 30 | 28,8 | 28,08 | 28,03 | 28,38 | 28,02 | 28,34 | 28,73 | 27,88 | 26,85 | 28,99 | 27,78 | 27,52 | 28,39 |
| Na2O | 0,000 | 0,050 | 0,040 | 0,000 | 0,000 | 0,050 | 0,040 | 0,050 | 0,050 | 0,000 | 0,050 | 0,060 | 0,030 | 0,060 | 0,080 | 0,080 | 0,040 | 0,010 | 0,080 | 0,040 | 0,040 |
| K2O | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,020 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,010 | 0,000 | 0,000 | 0,030 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Al2O3 | 21,62 | 21,2 | 21,76 | 21,31 | 22,25 | 21,32 | 21,42 | 21,68 | 21,64 | 21,82 | 21,21 | 21,32 | 21,32 | 21,59 | 21,83 | 21,52 | 21,43 | 21,67 | 21,32 | 22,15 | 22,19 |
| MnO | 0,220 | 0,450 | 0,170 | 0,230 | 0,130 | 6,940 | 0,380 | 0,510 | 0,190 | 0,270 | 0,890 | 0,400 | 0,830 | 0,270 | 0,380 | 1,330 | 2,880 | 0,280 | 0,400 | 0,420 | 0,370 |
| MgO | 3,230 | 1,190 | 2,460 | 2,600 | 3,510 | 0,930 | 1,380 | 1,480 | 3,140 | 4,050 | 1,800 | 1,130 | 1,090 | 2,440 | 1,350 | 0,960 | 0,790 | 3,620 | 3,800 | 1,510 | 1,380 |
| CaO | 8,75 | 10,42 | 9,63 | 9,67 | 7,90 | 10,79 | 9,70 | 10,19 | 8,49 | 7,41 | 10,20 | 10,57 | 10,87 | 9,74 | 10,07 | 10,54 | 10,42 | 7,93 | 8,03 | 10,72 | 10,28 |
| Cr2O3 | 0,000 | 0,050 | 0,020 | 0,010 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,060 | 0,030 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,010 | 0,050 | 0,010 | 0,010 | 0,050 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,020 | 0,130 | 0,000 | 0,050 | 0,000 | 0,190 | 0,140 | 0,060 | 0,050 | 0,000 | 0,100 | 0,190 | 0,210 | 0,010 | 0,110 | 0,130 | 0,130 | 0,010 | 0,020 | 0,130 | 0,070 |
| Total | 101,2 | 100,6 | 101,1 | 101,5 | 102,5 | 100,7 | 101,4 | 102,9 | 101,7 | 103 | 101,6 | 101 | 100,4 | 101,3 | 101,2 | 101,2 | 101,3 | 101,9 | 100,7 | 100,7 | 100,9 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,085 | 6,124 | 6,072 | 6,094 | 6,034 | 6,067 | 6,062 | 6,024 | 6,080 | 5,843 | 6,123 | 6,110 | 6,020 | 6,055 | 6,052 | 6,074 | 6,080 | 6,072 | 6,103 | 5,997 | 5,991 |
| Fe | 3,659 | 3,709 | 3,651 | 3,693 | 3,772 | 2,899 | 3,893 | 3,885 | 3,730 | 3,484 | 3,649 | 3,722 | 3,714 | 3,695 | 3,760 | 3,657 | 3,526 | 3,745 | 3,620 | 3,611 | 3,729 |
| Na | 0,000 | 0,015 | 0,011 | 0,001 | 0,000 | 0,017 | 0,013 | 0,015 | 0,016 | 0,000 | 0,016 | 0,017 | 0,009 | 0,020 | 0,024 | 0,024 | 0,012 | 0,002 | 0,023 | 0,011 | 0,012 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Al | 3,955 | 3,932 | 3,994 | 3,906 | 4,025 | 3,961 | 3,959 | 3,957 | 3,949 | 3,815 | 3,891 | 3,941 | 3,982 | 3,967 | 4,026 | 3,978 | 3,966 | 3,946 | 3,915 | 4,096 | 4,108 |
| Mn | 0,029 | 0,061 | 0,022 | 0,031 | 0,017 | 0,927 | 0,051 | 0,067 | 0,025 | 0,034 | 0,117 | 0,053 | 0,111 | 0,036 | 0,051 | 0,177 | 0,383 | 0,037 | 0,053 | 0,056 | 0,050 |
| Mg | 0,748 | 0,280 | 0,571 | 0,602 | 0,804 | 0,219 | 0,324 | 0,342 | 0,726 | 0,896 | 0,417 | 0,264 | 0,258 | 0,567 | 0,315 | 0,225 | 0,186 | 0,835 | 0,881 | 0,354 | 0,323 |
| Ca | 1,455 | 1,757 | 1,608 | 1,612 | 1,300 | 1,823 | 1,630 | 1,690 | 1,408 | 1,178 | 1,702 | 1,776 | 1,846 | 1,627 | 1,689 | 1,772 | 1,753 | 1,313 | 1,341 | 1,802 | 1,730 |
| Cr | 0,000 | 0,006 | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,006 | 0,002 | 0,001 | 0,007 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,003 | 0,015 | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,023 | 0,016 | 0,007 | 0,006 | 0,000 | 0,012 | 0,022 | 0,025 | 0,002 | 0,012 | 0,016 | 0,015 | 0,001 | 0,002 | 0,015 | 0,008 |
| Total | 15,93 | 15,9 | 15,93 | 15,95 | 15,95 | 15,94 | 15,95 | 15,99 | 15,94 | 15,25 | 15,93 | 15,9 | 15,97 | 15,97 | 15,93 | 15,93 | 15,92 | 15,96 | 15,94 | 15,94 | 15,95 |

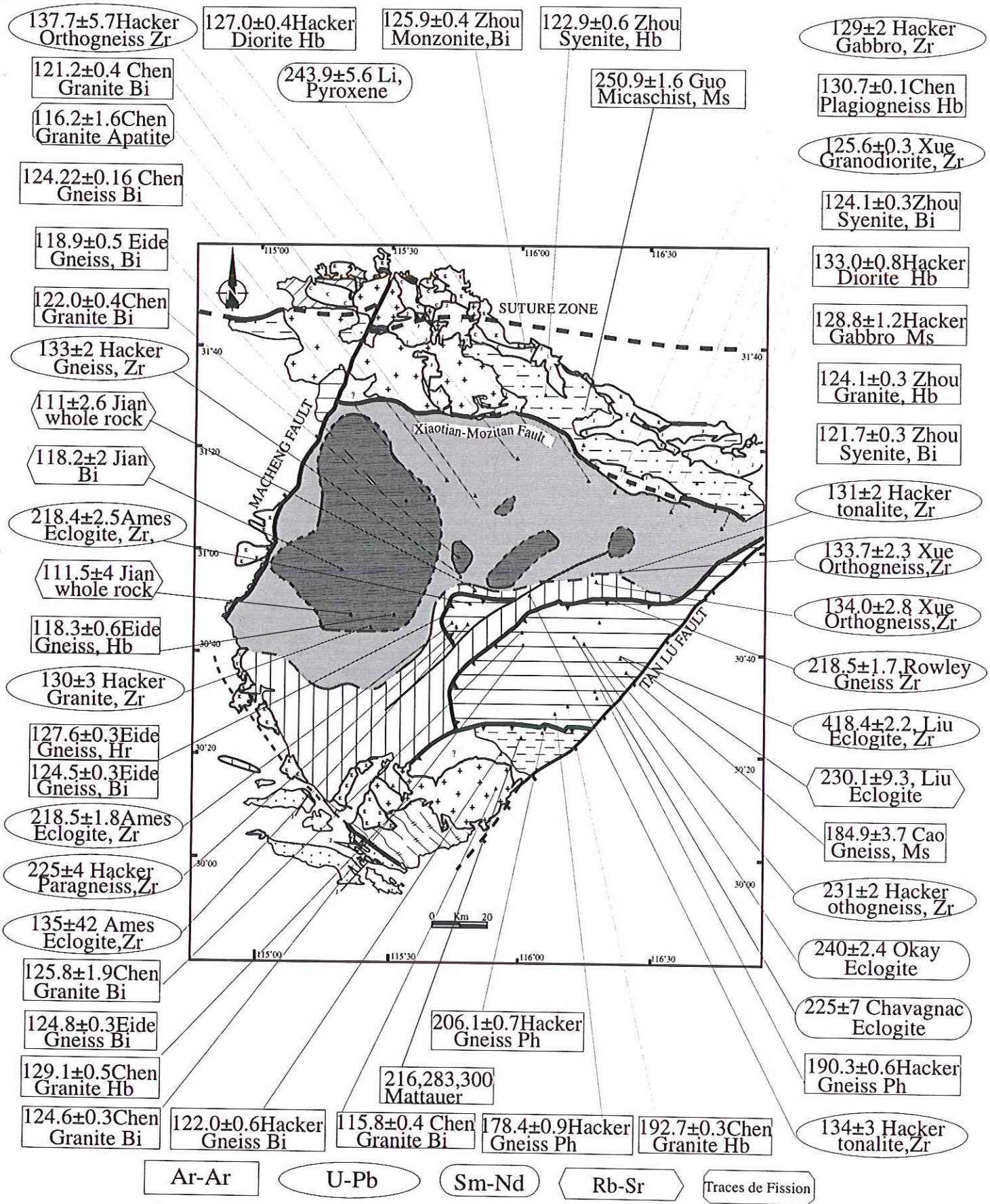



Fig. V-19 : Carte synthétique des âge radiomé trique disponibles dans le Dabieshan (d'après Li et al., 1989; Mattauer et al., 1991; Zhou et al., 1992; Okay et al., 1993; Eide et al., 1994; Chen et al., 1995; Liu et al.,1995; Cao et al., 1995; Jian et al., 1996; Hacker et al., 1996, 1998; Ames et al., 1996; Guo et al., 1997; Rowley et al., 1997; Xue et al., 1997)

# Chapitre VI

# Conclusion sur la Tectonique de la Chine du SE au Mésozoïque

## 1. Introduction

Au terme de ce travail, il est maintenant possible de proposer une synthèse des événements tectoniques qui ont affecté l'avant-pays de la chaîne du Dabieshan. L'étude des différents dômes et bassins montre que la déformation liée à la collision du Dabieshan se propage sur plusieurs centaines de km dans le bloc de Chine du Sud.

Le dôme du Wugongshan n'a pas été étudié ici. Cependant une visite rapide de quelques jours sur le terrain nous a permis d'observer directement les structures décrites par Faure et al. (1996). Le Wugongshan est un dôme métamorphique et granitique d'âge Triasique repris en partie pendant la mise en place de plutons syntectoniques au Crétacé inférieur (vers 132 Ma). Dans les roches métamorphiques, la foliation qui dessine la forme en dôme de grand axe E-W porte une linéation d'orientation très constante N-S mais avec des cinématiques contrastées : le flanc sud est cisaillé vers le sud et le flanc nord vers le nord (Fig. VI-1). Le même style est observé dans la couverture sédimentaire paléozoïque. Les couches calcaires du Carbonifère-Permien et Trias inférieur sont plissées par des plis plongeants "en collapse" vers le Sud ou le Nord selon le flanc correspondant et des failles normales. Les séries terrigènes du Dévonien correspondent au niveau de décollement, dans les conglomérats, les galets sont allongés dans la direction N-S et les quartzites sont intensément mylonitisées. Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ autour de 225 Ma indiquent un âge triasique pour la déformation ductile liée au dôme.

Une interprétation générale est exposée sous forme d'un article déjà publié dans "Terra Nova". Les résultats principaux de cette publication sont présentés ci-dessous. Les structures fragiles et ductiles décrites sur les bordures des différents dômes montrent des cinématiques divergentes de part et d'autre de l'axe des dômes. Les superpositions anormales de roches métamorphiques sur la couverture sédimentaire permo-triasique, interprétées par les auteurs précédents comme des nappes, sont réinterprétées ici comme des "allochtones extensifs". formés lors du basculement , du glissement banc sur banc, du plissement et du cisaillement des flancs inverses des plis.

Cette tectonique de "collapse" correspond à une extension contrôlée par la gravité. Le modèle élaboré à partir de l'étude du Jiulingshan (Chap. IV) est valable pour les autres dômes. La collapse gravitaire de la couverture des dômes est une conséquence directe du doming. Le dôme du Dabieshan résulte de la déformation ductile qui accompagne une partie de l'exhumation des roches de UHP. Le modèle développé au chapitre précédent met l'accent sur une extension syn-convergence ce qui implique l'existence de déformations compressives contemporaines de l'extension. celles-ci sont en effet observées à des degrés divers dans les massifs de Lushan, Jiulingshan et Dabieshan. La collision entre les blocs de Chine du Nord et de Chine du Sud produit des chevauchements crustaux, non seulement sous les gneiss du Dabieshan, mais aussi sous les massifs de Lushan, Juilingshan et Wugongshan. Le blocage des cisaillements provoque la formation des dômes par plissement à grand rayon de courbure de type "buckling". Lorsque les flancs atteignent un pendage critique, qui dépend de la lithologie, du gradient de température et peut être aussi de la présence de fluides, les structures de collapse peuvent de développer et s'amplifier. Ainsi la tectonique extensive dans l'avant-pays du Dabieshan apparaît comme la conséquence de la compression.

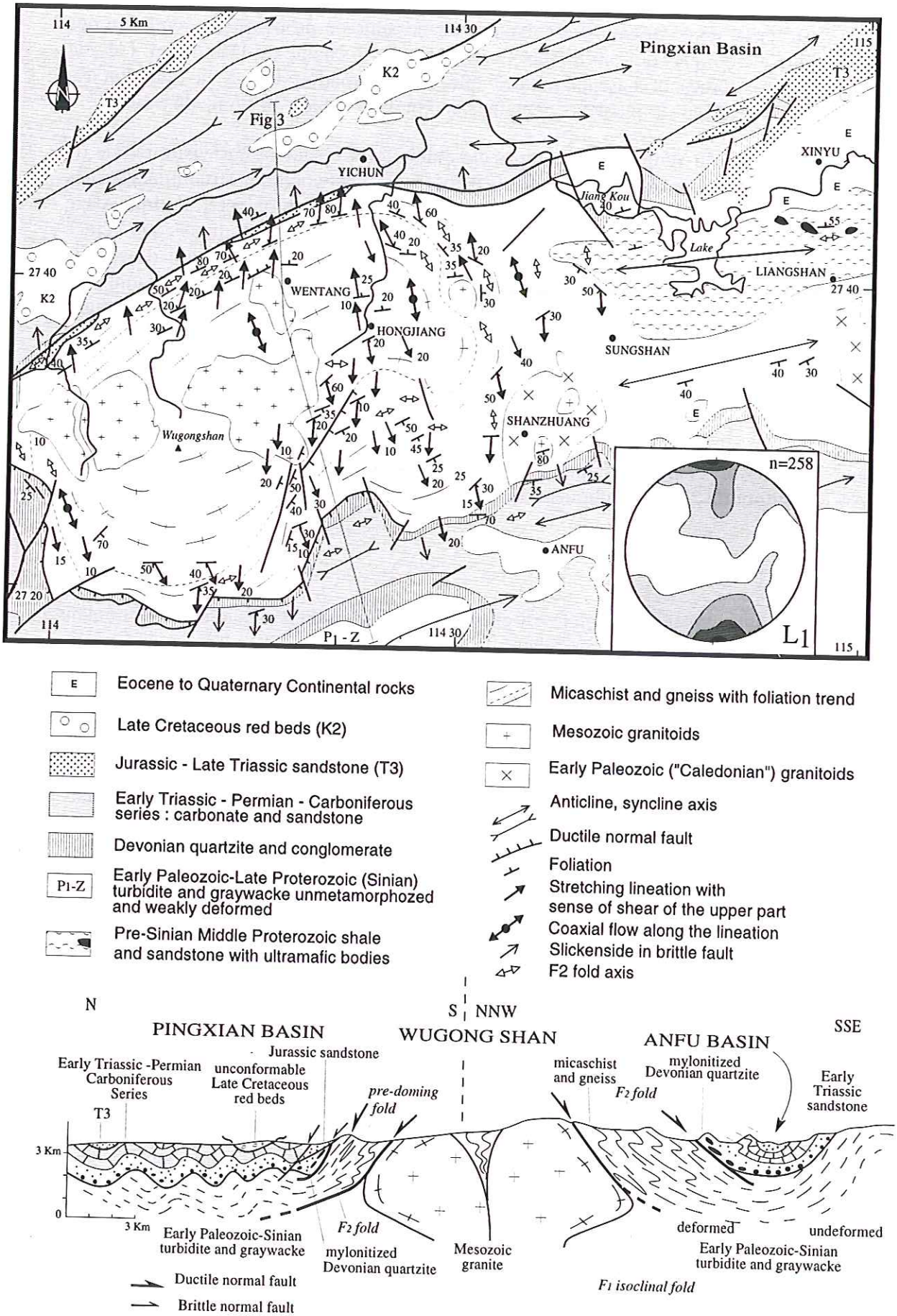



Fig. VI-1 : Structural map and cross-section of the Wugongshan dome from Faure et al. (1996).

2. Conclusion Générale

# Doming in the southern foreland of the Dabieshan (Yangtse block, China)

Michel Faure[1]*, Wei Lin[1] and Yan Sun[2]

[1]*Department des Sciences de la Terre, Université d'Orléans, UMR 6530 and Institut Universitaire de France, 45067 Orléans Cedex 2, France,* [2]*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, China*

**ABSTRACT**

**In China, the foreland of the Dabieshan is characterized by E–W trending domes and basins. From South to North the Wugongshan, Jiulingshan, Lushan and Dabieshan domes consist of Proterozoic metamorphics unconformably covered by late Proterozoic to Triassic sediments. Ductile and brittle extensional structures are described along the margins of the metamorphic domes. Along the N–S striking lineation, kinematic indicators show divergent top-to-the-north and -south shear in the north and south flanks of the domes, respectively. The superposition of Proterozoic phyllite over Permian–Triassic carbonates is reinterpreted as extensional allochthons formed by tilting, shearing and sliding on the layers. Plate convergence is responsible for continental subduction in the Dabieshan and deep-seated thrusting in the Yangtse plate. As compression continued, the thrust contacts were folded and several antiformal stacks developed. Domal uplift induced the formation of gravity-driven extensional structures.**

Terra Nova, 10, 307–311, 1998

## Introduction

In recent years, geologists have paid attention to ductile deformation linked with extensional tectonics in orogens. In several cases, extension and compression acted simultaneously in different parts of the same orogen. As a result, a metamorphic dome bounded by extensional structures may form in a compressional setting. This paper presents geometric and kinematic data on domes located in Jiangxi Province in the foreland of the Qinling-Dabie belt. The Jiangxi domes are interpreted as gravity-driven structures initiated by folding of early thrusts. A crustal-scale interpretation linking the doming with the Dabieshan tectonics is discussed.

## Geological setting

It is widely acknowledged that the north boundary of the Yangtse plate, in south China, underwent continental subduction down to at least 100 km, as shown by ultrahigh-pressure (UHP) relicts in eclogite facies rocks of the Dabieshan (e.g. Okay *et al.*, 1993; Liou *et al.*, 1996; and references therein). Although still controversial, most authors assume that subduction occurred in Triassic time (Mattauer *et al.*, 1985; Hacker *et al.*, 1996). However, none of the models dealing with the formation and exhumation of UHP rocks takes into account the area south of Dabieshan. The tectonic framework of the north Jiangxi Province is characterized by NNE–SSW and E–W regional trends (JBGMR, 1984). The former corresponds to Neogene grabens and the latter consists, from south to north, of the Anfu, Pingxiang and Yangtse basins separated by the structural highs of Wugongshan, Jiulingshan, Lushan and Dabieshan (Fig. 1). Flat-lying or slightly tilted Late Cretaceous continental red beds fill half-grabens (Gilder *et al.*, 1991) superimposed on Jurassic or Late Triassic deposits that unconformably cover a folded early Mesozoic–Palaeozoic succession. The topographic highs consist of metamorphic rocks folded in antiforms whose flanks exhibit extensional structures.

*Correspondence: E-mail: michel.faure@univ-orleans.fr,

## The Wugongshan dome and surrounding basins

The Wugongshan is a metamorphic dome surrounded by Devonian quartzite (Faure *et al.*, 1996; Fig. 1). The regional Devonian unconformity over older formations (JBGMR, 1984) is reworked as a low-angle detachment fault. The detachment footwall consists of low-grade sandstone and greywacke of Palaeozoic and late Proterozoic age. Biotite–garnet micaschist and gneiss are the deepest rocks observed therein. Along the N160°–180°E stretching lineation, kinematic criteria indicate top-to-the-north and top-to-the-south shearing on the north and south flanks, respectively. The detachment hanging wall series, ranging from Carboniferous to Early Triassic, is unfoliated but exhibits localized slip on strata. Metre to hectometre-scale outwardly overturned folds are found on both sides of the dome. Folds with subhorizontal axial-planar cleavage formed with vertical shortening of previously tilted layers show that an antiformal structure should have pre-existed before the onset of folding. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of biotite and muscovite, from micaschist and orthogneiss were carried out, based on step-heating of mica separates, laser-probe spot fusion and step-heating of single grains (Faure *et al.*, 1996). Apart from a 132-Myr biotite age from a mylonite at the margin of a Cretaceous pluton, other ages cluster around 225 Myr old. These dates are in agreement with the Late Triassic unconformity in the Pingxiang basin. Pre-doming features such as isoclinal folds or relicts of kyanite–garnet assemblage preserved inside the dome support the existence of a pre-Late Triassic tectonic–metamorphic event. The Anfu and Pingxiang basins consist of gently folded late Palaeozoic carbonates and terrigenous rocks.

## Jiulingshan

The Jiulingshan is a large anticline of moderately metamorphosed Proterozoic phyllite, greywacke and tuff intruded by granodiorite and peraluminous granite and fringed by Neo-Proterozoic to Palaeozoic sediments (Fig. 1). Along the southern margin of the Jiulingshan, the Proterozoic phyllite overlies Carboniferous to Early Triassic carbonates (Fig. 2b). The contact is a 30-m-thick foliated cataclasite

©1998 Blackwell Science Ltd

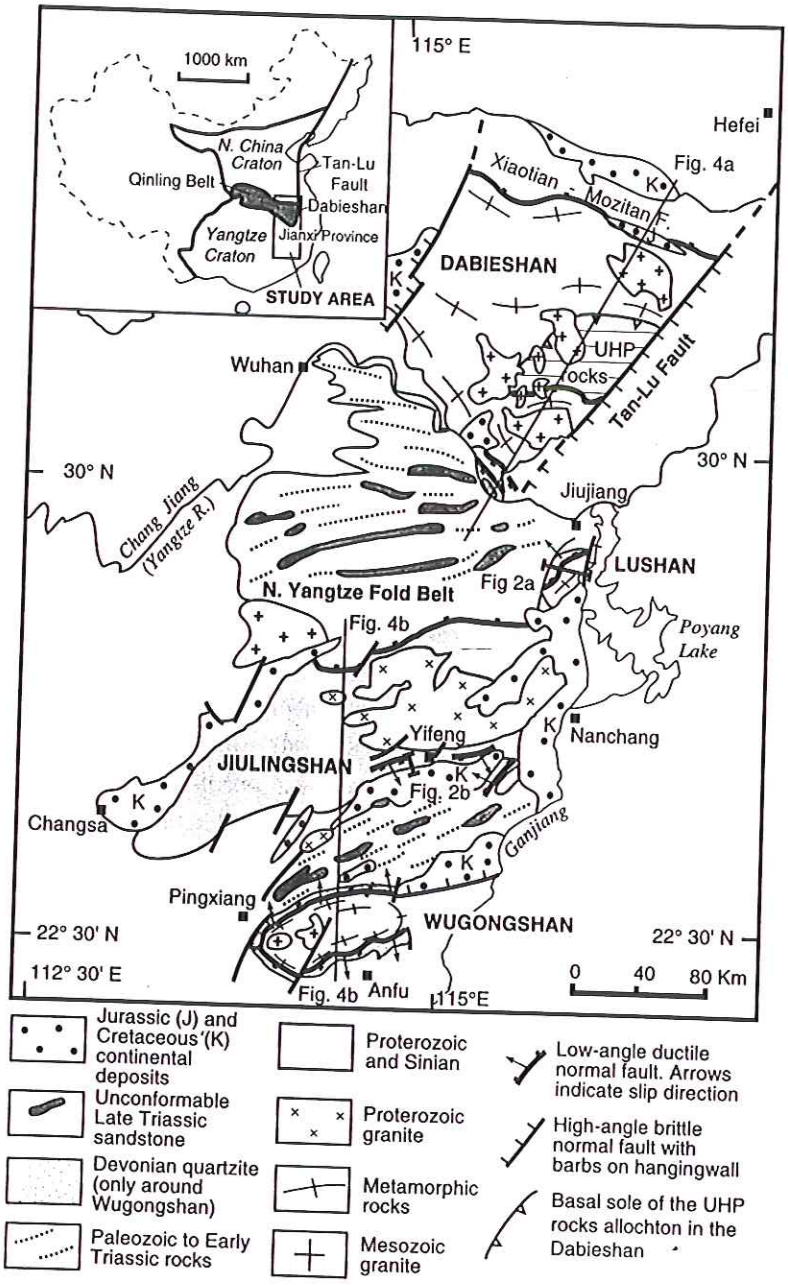



**Fig. 1** Structural map of the S. Dabieshan foreland. (a), (b): section lines of Fig. 2. Dotted lines in Palaeozoic-Early Triassic rocks represent fold axes.

with normal sense of shear (Fig. 3a). Further north, the phyllite is folded by E–W trending postfolial folds overturned to the south, with subhorizontal axial planes. Due to suitable lithology, the coal measures interbedded with massive limestone exhibit asymmetric boudins, drag folds and shear zones indicating a normal sense of shear. This abnormal superposition has been interpreted as klippen of the south-vergent 'Nanchang-Yifeng nappe' (Zhu *et al.*, 1987; Zhong, 1992) or the north-vergent 'Huanan nappes' (Hsu *et al.*, 1990). However, the formation of these structures is best explained in terms of extensional allochthons rather than compressional nappes. These allochthons are less than 1 km long, so that they cannot be represented on the general map (Fig. 1). A similar structural style of collapse folds and decollement is also found on the northern side of the Jiulingshan (Zhu *et al.*, 1987; and pers. obs.). Below the collapsed cover, basement rocks exhibit extensional structures too. The Proterozoic foliation of granitoids is cut by high-angle ductile shear bands with a normal sense of motion coeval to retrogression of biotite into chlorite (Fig. 3c).

## Lushan

North of Nanchang, the Lushan area is a NE–SW elongated dome with most of the SE side hidden below Neogene sediments of the Poyang lake (Fig. 1). A steep Cretaceous ductile normal fault cuts the present SE boundary of the Lushan dome and a shallow-dipping detachment forms its NW boundary (Fig. 2a). The dome core consists of biotite–garnet micaschist, amphibolite and gneiss intruded by Cretaceous granite (JBGMR, 1984). The micaschists are overlain by terrigenous Sinian rocks and Cambrian to Silurian carbonates and pelites. In this sedimentary cover, deformation and metamorphism increase from NW to SE, i.e. from top to bottom of the sequence. The Palaeozoic rocks are unmetamorphosed and gently folded, whereas in the upper part of the Sinian series, cleavage-free parallel folds overturned to the NW occur. Shear zones with NW–SE trending striae (Fig. 3b), sigmoidal cleavage and folds overturned to the NW are observed along the detachment between the sedimentary cover and the metamorphic basement. Undeformed dykes of probably Cretaceous age intrude the foliated Sinian sandstone and postdate the decollement.

## Dabieshan

Much attention has been paid to the metamorphic and tectonic evolution of the Dabieshan (e.g. Hacker *et al.*, 1996; Liou *et al.*, 1996). Our work allows us to draw the following conclusions. The Dabieshan appears as a hundred-kilometre scale dome similar to the Wugongshan and Jiulingshan. Except inside eclogite boudins, the foliation consists of amphibolite facies minerals due to the retrogression of UHP rocks. A detailed study of the tectonics of Dabieshan is beyond the scope of this paper. Previously estimated 220–240 Myr $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of hornblende and muscovite from amphibolite and eclogite facies rocks (Mattauer *et al.*, 1991; Hacker *et al.*, 1996) correspond to the early stage of exhumation.



©1998 Blackwell Science Ltd

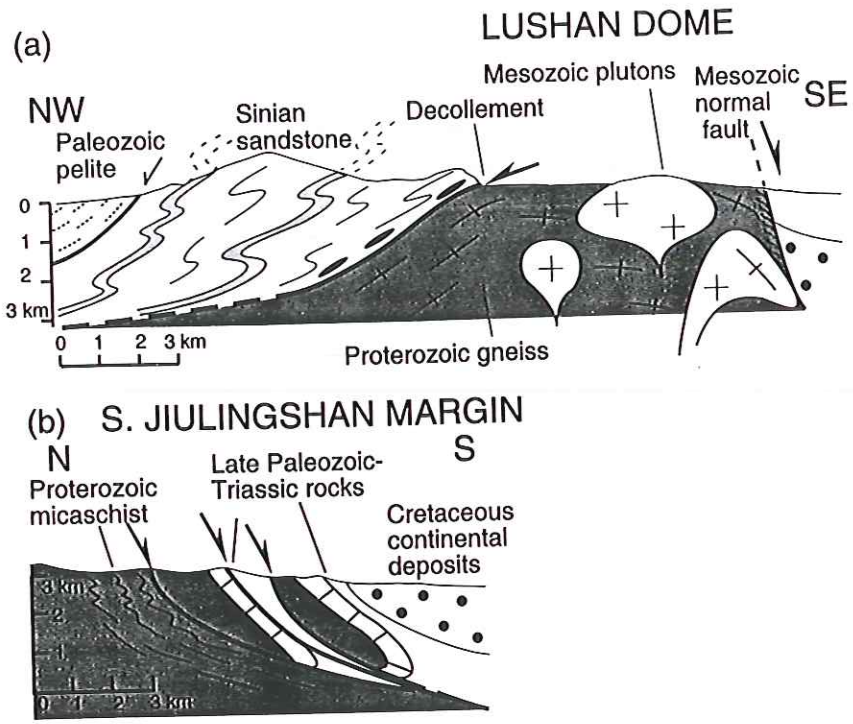



**Fig. 2** Cross-sections showing decollement and extensional allochtons along dome margins. Locations shown in Fig. 1. (a) Lushan, (b) S. Jiulingshan.

The South Dabieshan consists of four S-dipping stacked tectonic–metamorphic units (Fig. 4). The uppermost one is an unmetamorphosed Cambrian to Early Triassic series of carbonates and terrigenous rocks unconformably covered by Late Triassic sandstone. The Palaeozoic–Triassic sequence is deformed by cleavage-free E–W trending folds with subhorizontal or southward dipping axial planes (Fig. 3d). The contact between Cambrian and underlying Neo-Proterozoic rocks is a S-dipping brittle normal fault. The second unit consists of Neo-Proterozoic low-grade phyllite, sandstone and volcanics. NW–SE folds and subhorizontal or southward dipping crenulation cleavage deform the foliation. Further north, the low-grade phyllite tectonically overlies amphibolite facies metamorphics of the Susong group (BGMRAP, 1982; Okay *et al.*, 1993). As shown by folds overturned to the SW that deform the foliation, a normal fault also bounds the Susong group from eclogite facies rocks below. To the north, the Xiaotian–Mozitan ductile normal fault which partly accommodates the exhumation of the metamorphic rocks is covered by unmetamorphosed Jurassic rocks (Fig. 1). Since the structures described here are deforming fabrics coeval to retrogression of the UHP rocks, they accommodate the last steps of exhumation only.

## Discussion and conclusion

A similar deformation style can be illustrated in each of the domes presented above. First, detachment faults exist at dome margins. The main difference lies in the age of the deformed sequences in the hanging wall: Sinian in Lushan, Cambrian in Dabieshan, Devonian in Wugongshan and Carboniferous in Jiulingshan. Importantly, the rocks involved in the décollement are older than Jurassic and the age of the deformation appears to be Early Triassic. Secondly, the bulk kinematic pattern is divergent on both flanks of the domes. Thirdly, both in the hanging wall and footwall, collapse type folds are present. The evolution in the geometry and style of deformation allows us to propose a general model of formation. A first sequence of events (Fig. 5a,b,c) corresponds to the progressive asymmetric folding of the strata during their tilting. When tilting reaches a critical value, that may differ for each series depending on the internal friction of rocks, shearing along the inverted limbs leads to the formation of allochthonous slices of Proterozoic phyllite upon Carboniferous to Triassic carbonates (Fig. 5d,e). This model implies a progressive change of the local maximum shortening axis from subhorizontal in the early stage to subvertical in the later one. The detached slabs are the consequence of a combination of thrusting and normal faulting.

At the present state of knowledge, both stratigraphic and radiometric constraints support a Triassic age for the development of the dome structures. We suggest that during the early stage, compression was responsible for thrusting and coeval metamorphism. The Dabieshan thrusts southward upon the deep part of the foreland belt represented by the Neo-Proterozoic to Triassic sedimentary cover of the Yangtse plate (Mattauer *et al.*, 1985; Okay *et al.*, 1993). This conclusion is supported by seismic data (Wang *et al.*, 1997). A similar interpretation is extended here for other basement highs south of the Dabieshan (Fig. 4). During the Permian–Triassic continental convergence, the northern part of the Yangtse block was deeply subducted, but the deformation propagated southward. The whole continental crust of the Yangtse plate experienced a generalized compression which induced deep-seated thrusting. When shortening proceeded, the thrust surfaces were buckled in an anticlinal stack of km-scale wavelength. As a result of folding, the uppercrustal layers were tilted and placed in a suitable position for bedding parallel slip, collapse folding and normal shearing. At a crustal scale, the bulk structure of the South Dabie fore-



©1998 Blackwell Science Ltd

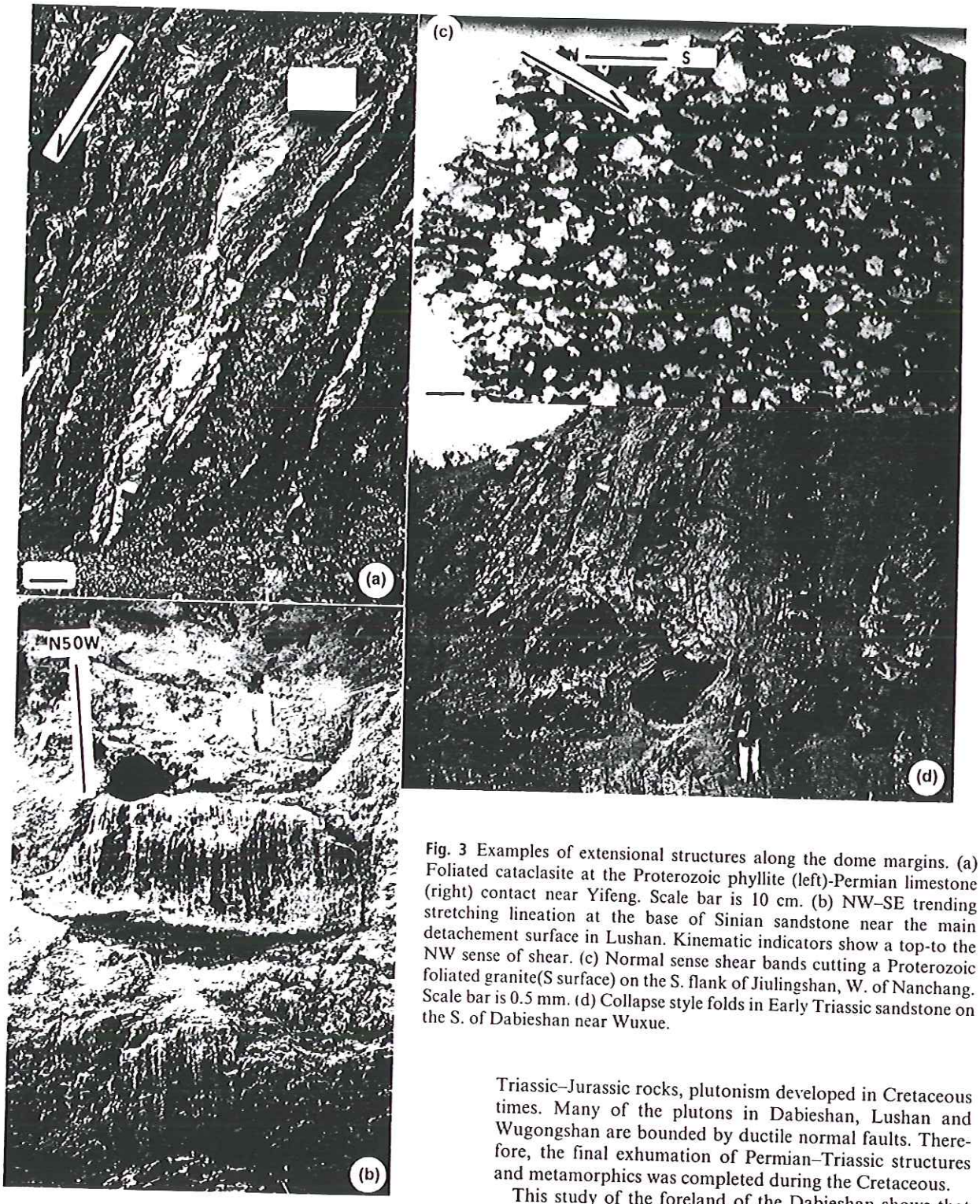



**Fig. 3** Examples of extensional structures along the dome margins. (a) Foliated cataclasite at the Proterozoic phyllite (left)-Permian limestone (right) contact near Yifeng. Scale bar is 10 cm. (b) NW–SE trending stretching lineation at the base of Sinian sandstone near the main detachement surface in Lushan. Kinematic indicators show a top-to the NW sense of shear. (c) Normal sense shear bands cutting a Proterozoic foliated granite(S surface) on the S. flank of Jiulingshan, W. of Nanchang. Scale bar is 0.5 mm. (d) Collapse style folds in Early Triassic sandstone on the S. of Dabieshan near Wuxue.

land corresponds to a succession of blind thrust geometries formed by stacking and folding of metamorphic nappes. Nappe tips were cut by Triassic detachments whereas on the dome north flanks, the sedimentary cover slid to the north (Fig. 4).

The Triassic cycle did not end the deformation in the Yangtse plate. After unconformable deposition of the Late Triassic–Jurassic rocks, plutonism developed in Cretaceous times. Many of the plutons in Dabieshan, Lushan and Wugongshan are bounded by ductile normal faults. Therefore, the final exhumation of Permian–Triassic structures and metamorphics was completed during the Cretaceous.

This study of the foreland of the Dabieshan shows that Triassic deformation characterized by dome and basin pattern developed in the Yangtse block up to 400 km south of the Dabieshan. Although these domes exhibit evidence of local extensional structures, their origin is related to slicing of the Yangtse basement during continental subduction of the Dabieshan below North China. Doming appears as a syn-orogenic process initiated by compression and completed by gravity-driven collapse. During the Cretaceous, an exten-



©1998 Blackwell Science Ltd

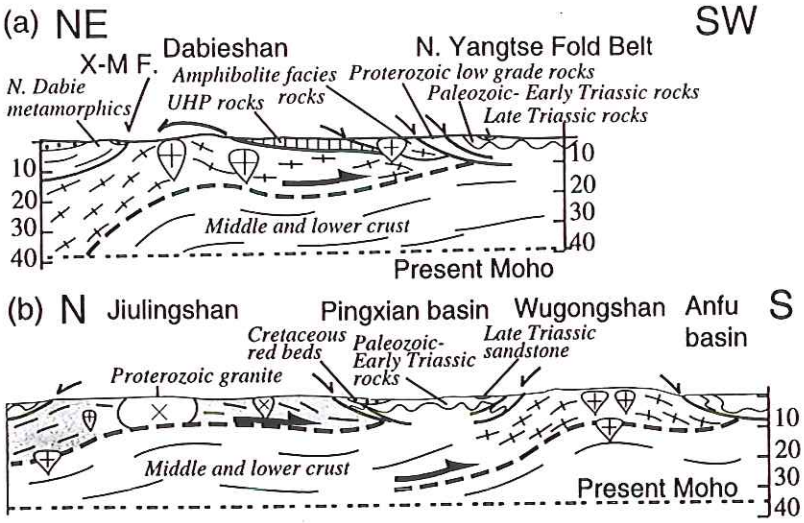



Fig. 4 Interpretative crustal scale cross-sections: (a) from Dabieshan to Yangtse fold belt; (b) from Jiulingshan to Wugongshan (see location on Fig. 1). The general structure of the Yangtse basement consists of several blind thrusts cut by normal faults. X-M F, Xiaotian-Mozitan fault. The number of Cretaceous plutons has been reduced.

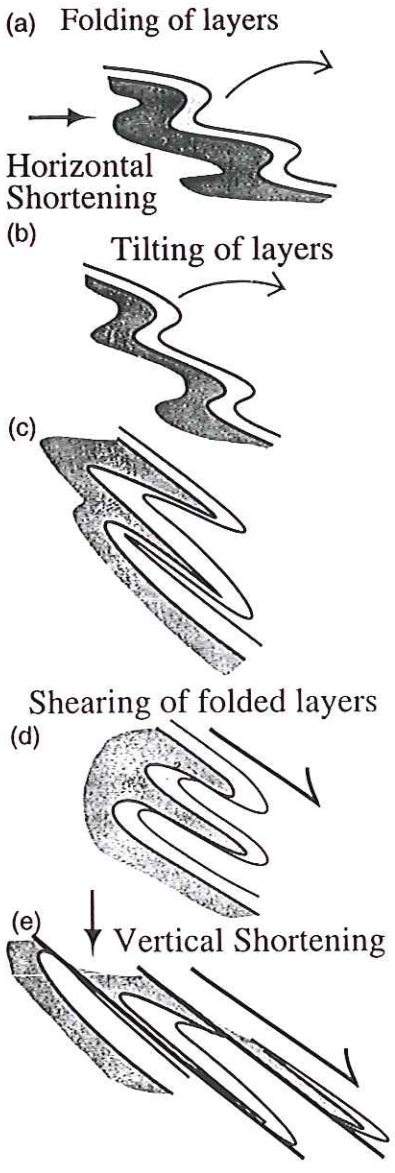



Fig. 5 (Left) Sketch showing the evolution from folding and shearing of the series to emplacement of extensional allochthons along the dome margins (see discussion section).

sional deformation associated with pluton emplacement amplified the dome structure.

## Acknowledgements

Field work was funded by the National Science Fundation in China and French Ministère des Affaires Etrangères. The Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources provided field assistance.

## References

BGMRAP (Bureau of Geology and Mineral Resources of Anhui Province), 1982. *Regional Geology of Anhui Province.* Geological Publishing House, Beijing, 721pp.

Faure, M., Sun, Y., Shu, L.P. and Monié, and Charvet, J., 1996. Extensional tectonics within a subduction-type orogen. The case study of the Wugongshan dome (Jiangxi Province, SE China). *Tectonophysics*, **263**, 77–108.

Gilder, S.A., Keller, G.R., Luo, M. and Goodell, P.C., 1991. Timing and spatial distribution of rifting in China. *Tectonophysics*, **197**, 225–243.

Hacker, B.R., Wang, X., Eide, E.A. and Ratsbacher, L., 1996. The Qinling-Dabie ultrahigh-pressure collisional orogen. In: *Tectonic Evolution of Asia* (A. Yin and T.M. Harrison, Eds), pp. 345–370. Cambridge University press, Cambridge.

Hsu, K.J., Li, J., Chen, H., Wang, Q., Sun, S. and Sengor, A.M.C., 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, **183**, 9–39.

JBGMR (Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources), 1984. *Regional Geology of Jianxi Province.* Geological Publishing House, Beijing, 921pp.

Liou, J.G., Zhang, R.Y., Wang, X., Eide, E.A., Ernst, W.G. and Maruyama, S., 1996. Metamorphism and tectonics of high-pressure and ultrahigh-pressure belts in the Dabie-Sulu region, China. In: *Tectonic Evolution of Asia* (A. Yin and T.M. Harrison, eds.), pp. 300–344. Cambridge University press, Cambridge.

Mattauer, M., Matte, P., Malavieille, J., Tapponnier, P., Maluski, H., Xu, Z., Lu, Y. and Tang, Y., 1985. Tectonics of the Qinling Belt: build-up and evolution of Eastern Asia. *Nature*, **317**, 496–500.

Mattauer, M., Matte, P., Maluski, H., Xu, Z., Zhang, Q. and Wang, Y., 1991. La limite Chine du Nord-Chine du Sud au Paléozoïque et au Trias: Nouvelles données structurales et radiométriques dans le massif du Dabieshan (chaîne des Qinling). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, 1227–1233.

Okay, A., Sengor, A.M.C. and Satir, M., 1993. Tectonics of an ultrahigh-pressure metamorphic terrane: the Dabieshan/Tongbaishan orogen, China. *Tectonics*, **12**, 1320–1334.

Wang, C., Ding, Z., Song, Z., Wu, Q., Zheng, J. and Zhang, X., 1997. Study of crustal structure of Dabieshan from the analysis of the S-wave velocity. *Acta Geophys. Sin.*, **40**, 54–63.

Zhong, N., 1992. Nappe structure in the Pingxiang-Leping area. *Jiangxi Regional Geol.*, **1**, 1–13.

Zhu, Z., Ye, J. and Yang, K., 1987. On thrust-nappe and gliding-detachement on both sides of Mufushan-Jiulingshan uplift and asymmetrical tectonic architecture of mountains. *Earth Sci.*, **12**, 503–510 (in Chinese).

*Received 15 December 1998; revised version accepted 22 March 1999*

©1998 Blackwell Science Ltd



Article reproduit avec l'aimable autorisation de Blackwell Science Editeur-Publication Terra Nova, Blackwell Science Ltd, Osney Mead, Oxford OX2 OEL, UK.

## 2) Le modèle lithosphérique de Dabieshan et son avant pays

A partir de ce travail, nous pouvons différencier sept étapes dans l'évolution du Dabieshan et des régions méridionales (Fig. VI-2).

*Subduction océanique :*

Au vu des études paléomagnétiques et paléogéographiques (X. Zhao, 1987 ; Lin, et al. 1985, 1990 ; Zhan et al., 1982), la période Permien supérieur – Trias inférieur voit la convergence entre les blocs de Chine du Nord (NCB) et du Sud (SCB). Cette convergence a pour conséquence la fermeture de l'océan de Qinling par l'initialisation de la subduction du nord du craton du Yangtze vers le Nord sous le NCB (Fig. VI-2-A).

*Subduction continentale :*

Pendant le Trias, la collision continentale NCB/SCB est effective avec disparition partielle du SCB sous le NCB. La profondeur atteinte par la croûte continentale subductée peut atteindre plus de 100 kilomètre (Okay, et al. 1993 ; Ames et al., 1996). Du fait du sous-charriage de la plaque de Chine du Sud, des portions de croûte continentale chevauchent les unités plus méridionales (Fig. VI-2-B : la faille 1 corresponde à la suture océanique ; la convergence est accommodée par la faille 2, correspondant à la X-MF, joue ensuite le rôle de surface de subduction).

*Exhumation syn-convergence :*

Pendant cette étape et toujours en phase de convergence (Fig. VI-2-C), les unités HP et UHP chevauchent vers le Sud selon des cisaillements crustaux (Failles 3 et 4). La faille 2 rejoue en faille normale, et la faille 3 prend le relais en tant que surface de subduction. L'exhumation des unités de HP et UHP unité commence à cette période, elle est responsable de la première rétrométamorphise des éclogites.

*Exhumation syn-convergence et délamination :*

Cette déformation correspond à la déformation principale du massif de Dabieshan. Elle est exprimée par un cisaillement à vergence NW visible dans l'ensemble des unités. Elle fait non seulement disparaître presque toute les déformations liées à la subduction mais également les déformations plus tardives liées au cisaillement crustal. Dans cette étape, la faille 3 qui limite la base de l'unité de UHP rejoue à son tour en faille normale à faible pendage tandis que la faille 4 la remplace comme surface de chevauchement vers le Sud (Fig. VI-2-D).

*Doming et rétro-chevauchement :*

Dans cette étape, sur les bordures nord et sud du Dabieshan, on observe des chevauchements respectivement vers le Nord et vers le Sud, alors qu'au cœur du massif le dôme commence à se former (Fig. VI-2-E). Dans le Sud, le cisaillement affecte les formations autochtones du bloc de Chine du Sud, à grande distance dans les massifs du Lushan, du Jiulingshan et du Wugongshan (Faure et al., 1996). Cette déformation explique ainsi la formation de chaînes de montagne sur la bordure nord du SCB (Faure et al., 1999).

*Migmatisation et doming*

Pendant le développement du doming, dans le Dabieshan central, la décompression de la croûte continentale et la libération de fluides engendre une migmatisation responsable de la fusion d'une partie du nord de l'unité UHP (Fig. VI-2-F). Par endroits, l'éclogite est conservée sous forme d'enclaves dans le granite d'anatexie. L'unité UHP du Dabieshan du Sud est un témoin resté en dehors de la zone affectée par la migmatisation. Dans les zones du nord et du sud du massif, la foliation est plissée par des plis collapse pendant à cette phase ce doming. La foliation de la déformation principale (phase 4) est retravaillée par ces plis et ces effondrements, et au Sud, les empilements de formations allochtones sont recoupés par des failles normales avant le dépôt des grès Jurassique. Plus loin, entre le massif du Dabieshan et Massif du Mufushan – Lushan, la déformation de la zone de collapse et le compactage horizontal créent la zone de plissement de l'avant pays de la plaque du Yangtze. Nous pouvons observer la même déformation de détachement dans le Lushan (Chapitre 3), le Jiulingshan (Chapitre 4) et le Wugongshan (Faure et al., 1996).

*Plutons crétacés et doming tardif*

Pendant le Crétacé inférieur, il y a une tectonique d'extension généralisée en Asie de l'Est, et de nombreux plutons intrudent des massifs métamorphiques. Cette vaste extension prend place jusqu'à l'Eocène.

La mise en place des plutons n'est pas bien connue. Ces derniers induisent un apport thermique suffisamment important pour modifier les températures de fermeture des minéraux. Les données géochronologiques donnent donc des âges Crétacé inférieur.

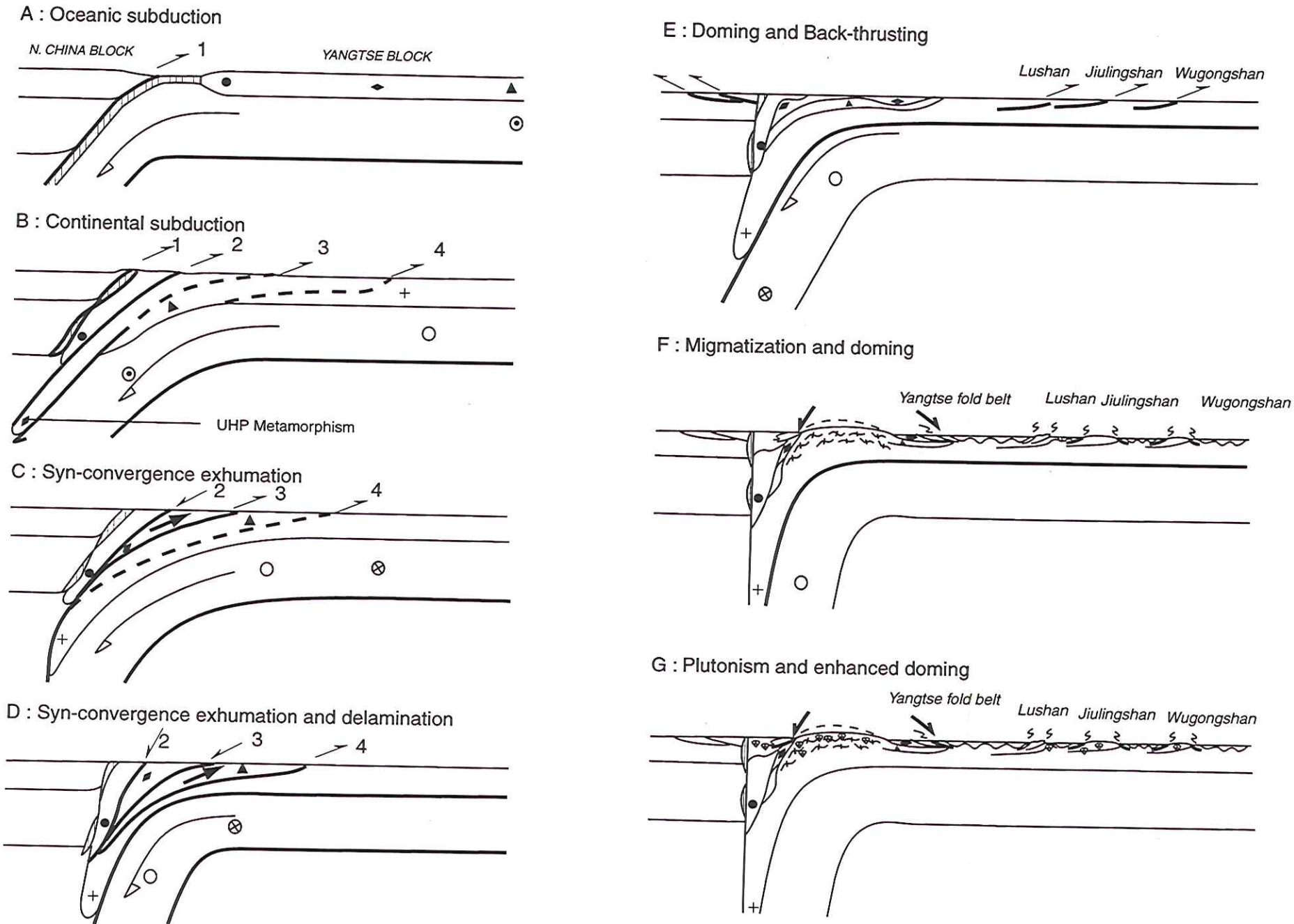



Fig. VI-2: Modèle d'évolution géodynamique du bloc de Chine du Sud prenant en compte les dôme étudiés ici

### 3. Perspectives de recherche

Le bloc de Chine du Sud, même restreint à sa partie orientale, est un très vaste domaine. Il est donc évident que les interprétations qui ont été proposées ici ont négligé de nombreux aspects de l'évolution tectonique de la Chine. Parmi les multiples problèmes en suspens, on retiendra les quelques points suivants.

A) La tectonique d'âge Crétacé (cycle Yanshanien)

Dans l'état actuel des connaissances, il n'existe aucune grande structure d'échelle crustale que l'on puisse attribuer à des déformations crétacées. Les événements classiquement appelés "Yanshaniens" se caractérisent surtout par un plutonisme lié à la fusion de la croûte continentale protérozoïque qui forme le substratum de la Chine du Sud. Nous avons vu dans ce mémoire que de nombreux plutons crétacés sont syntectoniques et déformés dans un contexte tectonique globalement extensif. Cependant, de nombreuses données structurales, géochimiques et géochronologiques restent à acquérir pour déterminer un contexte géodynamique satisfaisant du cycle Yanshanien.

B) Le rôle de la faille de Tan-Lu

Nous avons volontairement limité notre étude de terrain à l'Ouest de la faille de Tan-Lu. L'histoire de cet accident, long de plus de 700 km, est encore assez mal connu. Si la plupart des auteurs l'interprètent comme un décrochement senestre d'environ 540 km de rejet, d'autres considèrent ce décalage comme primaire et lié à la géométrie initiale du bloc de Chine du Sud.

De fait, nos observations rapides le long du segment du Dabieshan de la faille de Tan-Lu ne révèlent aucune déformation ductile attribuable avec certitude à un jeu décrochant. La faille de Tan-Lu apparaît comme un faille normale fragile qui contrôle l'ouverture et le remplissage d'un demi-graben de couches rouges du Crétacé supérieur. Les granitoïdes du Crétacé inférieur et moyen qui jalonnent la faille ne sont pas déformés dans des conditions ductiles. Enfin, il est clair que la foliation et la linéation que l'on observe au voisinage de la faille sont des structures plus anciennes formées lors de la tectonique du Dabieshan (cf chapitre V) et déformées ensuite. Ainsi, la linéation sub-horizontale NW-SE est proche de la ligne de plus grande pente lorsque la foliation est elle-même verticalisée. Cependant, on ne peut pas exclure des mouvements plus anciens le long de la faille de Tan-Lu, mais ils restent à être découverts, datés et interprétés.

C) La prolongation de la chaîne du Dabieshan dans le domaine de Sulu

A l'est de la faille de Tan-Lu, des roches de UHP sont décrites dans la péninsule de Jiaodong (Province du Shandong) et regroupées sous le non de domaine de Sulu (Fig. VI-3). Tous les travaux pétrologiques, géochimiques et géochronologiques

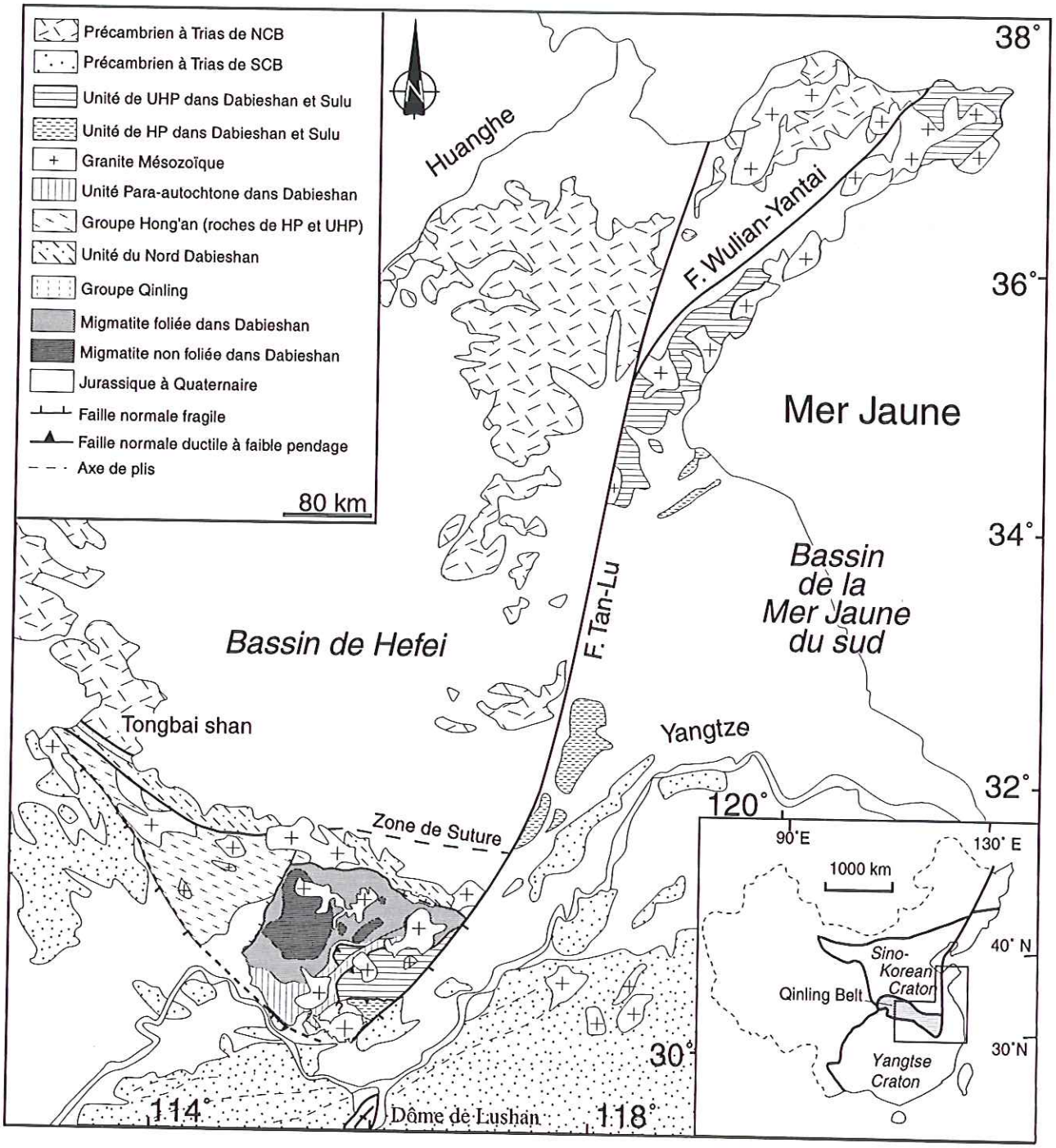



Fig. VI-3 Carte tectonique de la Chine de l'Est, montrant les relations entre le Dabieshan et le domaine de Sulu (d'après Okay et al. 1993, modifié)

soulignent l'analogie de ces roches avec celles du Dabieshan (cf. par exemple Okay et al., 1993; Liu et al., 1996). Mais, comme pour le Dabieshan, il n'existe pas de données structurales de détail ni de coupes générales. Ainsi on peut s'interroger sur l'existence de linéations d'allongement associées à l'exhumation des éclogites et à la cinématique des déformations ductiles. De nombreux auteurs considèrent que la limite entre les blocs de Chine du N. et de Chine du S. passe au milieu de la péninsule de Jiaodong le long de la faille de Yantai-Qindao-Wulian. Il serait également très important de vérifier cette interprétation et d'analyser de manière détaillée cette éventuelle zone de suture qui reste très mal exposée à l'Ouest de la faille de Tan-Lu.

# REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABGMR, 1987, Regional Geology of Anhui province. Anhui Bureau of Geology and Mineral Research, Geological Publishing House, Beijing, 5, 721 pp.

Ames L., Tilton G. R. et Zhou G., 1993, Timing of the Sino-Korean and Yangtse Cratons: U-Pb Zircon of Coesite-bearing eclogites. Geology, 21, 339-342.

Ames L., Zhou G. et Xiong B., 1996, Geochronology and Isotopic Character of Ultrahigh-pressure Metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtse Cratons, Central China. Tectonics, 15, 472-489.

Armsrong R. J., 1982, Cordilleran metamorphic core complexes-form Arizone to Southern Canada. Am. Rev. Earth. plante. Sci., 10, 129-154.

Brunel M, 1986, Ductile thrusting in the Himalayas: Shear sense criteria and stretching lineations. Tectonics, 5, 247-256.

Burret C. F., 1974, Plate tectonics and fusion of Asia. Earth and Planetary Science Letters, 21, 181-189.

Cao R. et Zhu S., 1995, A Eclogite zone with coesite in Dabieshan- A ultrametamorphic zone of late Archean. Acta Geologica Sinica, 69, 232-241.

Cao X, Zhang X, Zhang Y. et Dang Z., 1994, Formation and Evolution of the Jianmusi Composite Terrane. in L Z Guo, Research in Modern Geology, Nanjing University, Nanjing, 147-153.

Castelli D., Rolfo F., Compagnoni R. et Xu S., 1998, Metamorphic veins with kyanite, Zoisite and quartz in the Zhu-jia-chong, Dabieshan China. The island Arc, 7, 159-173.

Charvet J., Cluzel D., Faure M., Caridroit M, Shu L. et Lu H., 1999, Some tectonic aspects of the pre-Jurassic accretionary evolution of East Asia. in I Metcalfe, Gondwana Dispersion and Asian Accretion, IGCP Final Results, 37-65.

Charvet J., Lapierre H. et Yu Y., 1994, Geodynamic Significance of The Mesozoic Volcanism of South-Eastern China. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 9, 387-396.

Charvet J., Shu L., Shi Y., Guo L. et Faure M, 1996, The building of South China: collision of Yangtze and Cathaysia blocks, problems and tentative answers. Journal of Southeast Asian Earth Science, 13, 223-235.

Chavagnac V. et Jahn B.-M, 1996, Coesite-bearing eclogites from the Bixiling complex, Dabie Mountains, China : Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications. Chemical Geology, 133, 29-51.

Chemenda A I., Mattauer M et Bokun A N, 1996, Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. Earth and Planetary Science Letters, 143, 173-182.

Chemenda A I., Mattauer M, Malavieille J. et Bokun A N, 1995, A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. Earth and Planetary Science Letters, 132, 225-232.

Chen A, 1998, Geometric and Kinematic Evolution of Basement-Cored Structure: Intraplate Orogenesis Within the Yanshan Orogen, North China. Tectonophysics, 292, 17-42.

Chen J., Dong S., Dong Y. et Chen Y., 1993, Interpretation of K-Ar age of the Dabieshan Orogen- A differential uplifted block. Geological Review, 39, 17-22.

Chen J., Foland K. A, Xing F., Xu X et Zhou T., 1991, Magmatism along the southeast margin of the Yangtse block: Precambrian collision of the Yangtse and Cathaysia blocks of China. Geology, 19, 815-818.

Chen J., Xie Z., Liu S., Li X et Foland K. A., 1995, Cooling Age of Dabie Orogen, China, Determined By 40 Ar- 39 Ar and Fission Track Techniques. Science in China (Series B), 38, 749- 757.

Chen S., 1983, Feature of Deep Structure in Southeastern China and Its Adjacent Sea Area. Journal of Nanjing University, 521- 535.

Coleman R. G., 1989, Continental Growth of Northwest China. Tectonics, 8, 749- 757.

Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B. et Brannock W. X., 1965, Eclogite and eclogites: their differences and similarities. Geological Society of America Bulletin, 76, 483- 508.

Coney P. J. et Harms T. A., 1984, Cordilleran metamorphic core complexes : Cenozoic extensional relicts of Mesozoic compression. Geology, 12, 550- 554.

Corfu F., 1996, Multistage Zircon and Titanite growth and inheritance in an Archean gneiss complex, Winnipeg River Subprovince, Ontario. Earth and Planetary Science Letters, 141, 175- 186.

Dahl P. S., 1996, The effects of composition on retentively of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field- tested empirical model. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 19,3687- 3700.

Dong B. et Tan J., 1987, Discussion of the chronological data of Baodi granitoid. Guangxi Geology, 1987, 24- 37.

Dong S., Sun X, Zhang Y., Huang D., Wang G., Dai S. et Yu B., 1993, The basic research of the Dabieshan collision zone. Chinese Science Bulletin, 38, 542- 545.

Eide E. A., Mcwilliams M. O. et Liou J. G., 1994, 40 Ar/ 39 Ar Geochronology and exhumation of high- pressure to ultrahigh- pressure metamorphic rocks in east- central China. Geology, 22, 601- 604.

Enkin R., Yang Z. Y., Chen Y. et Courtillot V., 1992, The Palaeomagnetic constraints on the geodynamic histroy of the major blocks of China for the Permian to the present. Journal of Geophysical Research, 97, 13,953- 13,989.

Ernst W. G., Cao R. L. et Jiang J. Y., 1988, Reconnaissance study of Precambrian metamorphic rocks, northeastern Sino- Korean shield, People's Republic of China. Geological Society of America Bulletin, 100, 692- 701.

Ernst W. G., Liou J. G. et Hacker B. R., 1994, Petrotectonic significance of high- and ultrahigh - pressure metamorphic belts: inferences for subduction- zone histories. International Geology Review, 36, 213- 237, 213- 237.

Etchecopar A., 1997, Kinematic model of progressive deformation in polycrystalline aggregate. Tectonophysics, 39, 121- 139.

Fan G., 1993, Criteria for the determination of the location of the frontal zone and vergence of migration of the Nanchang- Yifeng thrust nappe structure. Regional Geology of China, 3, 229- 254.

Faure M et Natal'in B. A., 1992, The geodynamic evolution of the Eastern Eurasian margin in Mesozoic times. Tectonophysics, 208, 397- 411.

Faure M., Lin W. et Sun Y., 1998, Doming in the Southern Foreland of the Dabieshan (Yangtze Block, China). Terra Nova, 10, 307- 311.

Faure M., Lin W., Shu L. et Sun Y., 1999, Structure Constraints on the Exhumation of Ultrahigh Pressure rocks in Dabieshan (E. China). Terra Nova, in pressed,

Faure M., Marchadier Y. et Rangin C., 1989, Pre- Eocene Syn- metamorphic Structure in the Mindoro- Romblon- Palawan Area, West Philippines and Implication For the History of Southeast Asia. Tectonics, 8, 5,963- 979.

Faure M., Sun Y., Shu L., Monié P. et Charvet J., 1996, Extensional tectonics within a subduction type orogen, The case study of the Wugongshan dome (Jiangxi Province, Southeastern China). Tectonophysics, 263, 77- 106.

Feng Y., Coleman R. G., Tilton G. et Xiao X., 1989, Tectonic evolution of the west Jungar region, Xiangjinag, China. Tectonics, 8, 729-752.

Gao J., Li M, Xiao X., Tang Y. et He G., 1998, Palaeozoic Tectonic Evolution of the Tianshan Orogen, Northwester China. Tectonophysics, 287, 213-231.

Gao J., Wang T. et Wang J., 1996, the Characteristics of the Engerwusu, Northern Alaxa, Study on Ophiolites and Geodynamics. in Zhang Q. Study on Ophiolites and Geodynamics, Geological Publishing House, Beijing, 121-124.

Gilder S. A., Leloup P. H., Courtillot V., Chen Y., Coe S. R., Zhao X., Xiao W., Halim N., Cogné J.-P. et Zhu R., 1999, Tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via Middle Triassic to Early Cenozoic Palaeomagnetic data. Journal of Geophysical Research, 104, 15,365-15,390.

Gilder S. et Courtillot V., 1997, Timing of the North-South China collision from new middle to late Mesozoic Palaeomagnetic data form the North China Block. Journal of Geophysical Research, 102, 17,713-17,727.

Gilder S., Keller G. R., Luo M. et Goodell P. C., 1991, Timing and spatial distribution of rifting in China. Tectonophysics, 197, 225-243.

Guo F. et Gu J., 1997, On the Crustal Structure Model and Rock Composition Model of the Dabie Orgenic Belt. Geology of Anhui, 1997, 39-47.

Guo L., Shi Y. et Ma R., 1980, The geotectonic framework and crustal evolution of South China. in Scientific Paper for International Exchange, Geological Publishing House, Beijing, 109-116.

Guo L., Shi Y. et Ma R., 1983, On the Formation and Evolution of the Mesozoic-Cenozoic Active Continental Margin and Island Arc Tectonics of the Western Pacific Ocean. Acta Geologica Sinica, 1983, 11-19.

Guo L., Shi Y., Ma R., Ye S. et Lu H., 1984, A Study of Terrane Tectonic on Southeast China. Journal of Nanjing University, 20, 732-739.

Gupta S., 1989, Comment on " Mesozoic overthrust tectonics in south China". Geology, 17, 670-671.

Hacker B. R. et Wang Q. C., 1995, Ar/ Ar geochronology of ultra-high-pressure metamorphism in central China. Tectonics, 14, 994-1006.

Hacker B. R., Ratschbacher L., Webb L. et Dong S., 1995, What brought them up? Exhumation of the Dabieshan ultrahigh-pressure rocks. Geology, 23, 743-746.

Hacker B. R., Ratschbacher L., Webb L., Ireland T., Walker D. et Dong S., 1998, U/Pb Zircon ages constrain the Architecture of the ultrahigh-pressure Qingling-Dabie Orogen, China. Earth and Planetary Science Letters, 161, 215-230.

Hacker B. R., Wang X., Eide E. A. et Ratschbacher L., 1996, The Qinling-Dabie ultrahigh-pressure collisional orogen. A. Yin and T. M. Harrison, Tectonic evolution of Asia, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 345-370 pp.

Hames W. E. et Cheney J. T., 1997, On the loss of 40Ar from muscovite during polymetamorphism. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61, 3863-3872.

Han Z., Zhao G., Hu S., Zhao Y. et Xu B., 1994, The Petrologic feature of Eclogite in Eastern China and its PTt trace research. Journal of Nanjing University, 30, 86-97.

Harrison T. M., 1981, Diffusion of 40Ar in hornblende. Contribution to Mineralogical Petrology, 78, 324-333.

Harrison T. M., Duncan I. et McDougall I., 1985, Diffusion of 40Ar in biotite : temperature, pressure and compositional effects. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, 2461-2468.

Haynes S. J., 1990, Structural reconnaissance of the Jiangnan Geoanticline: a suspect terrane of compressional tectonic character. in D. G. Howell, T. J. Wiley and F. L. Wong, Terrane analysis of China

and the Pacific rim, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, Houston, Texas, 297-299.

He G., Han B., Yue Y. et Wang J., 1990, Tectonic Division and Crystal Evolution of Altay Orogenic Belt in China. Geosciences of Xingjiang, 2, 9-20.

HeBGMR, 1989, Regional Geology of Henan Province. Henan Bureau of Geology and Mineral Resources, Geological Publishing House, Beijing, 772 pp.

Hibbard M J., 1987, Deformation of incompletely crystallised magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. Journal of Geology, 95, 543-561.

Hsü K. J., Li J., Chen H, Wang Q., Sun S. et Sengör A M C., 1990, Tectonic of South China: Key to understanding West Pacific Geology. in J. Angelier, Geodynamic evolution of the Eastern Eurasian Margin, Tectonophysics, 9-39.

Hsü K. J., Sun S. et Li J., 1989, Mesozoic suturing in the Huanan Alps and the tectonic assembly of South China. in A M C Sengör, Tectonic Evolution of the Tethys Region, Kluwer, Dordrecht, 551-565.

Hsü K. J., Sun S., Li J., Chen H., Pen H. et Sengör A M C., 1988, Mesozoic overthrust tectonics in south China. Geology, 16, 418-421.

Hu S. L., Wang S., Sang H, Qiu J. et Liu J., 1985, Using the method of 40 Ar/39 Ar to research the intrusive granodiorite time. ACTA Petrology Sinica, 1, 34-40.

Huang H., Li R. et Yang C., 1989, The research of Geochronology in the zone of metamorphic at the coastal of SE Fujian Province and its tectonic meaning. Chinese Science Bulletin, 16, 58-63.

Huang T. K., 1959, General tectonic of China (In Chinese). Science Publishing House, Beijing, 327 pp.

Huang T. K., 1978, An Outline of the Tectonic Characteristics of China. Eclogae geologica Helvetica, 71, 611-635.

HuBGMR, 1990, Regional Geology of Henan Province. Hubei Bureau of Geology and Mineral Resources, Geological Publishing House, Beijing, 704 pp.

Jaffey A H., Flynn K. F., Glendenin L. E., Bentley W. C. et Essling A. M., 1971, Precision measurement of half-lives and specific activities of 238U and 235U. Physics Review, 4, 1889-1906.

Jäger E., 1967, Die Bedeutung der Biotit-Alterswerte. in Jäger E, Niggli E and Wenk E, Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen, Beitr. Geol, Karte Schweiz, NF, 28-31.

Jahn B.-M, Zhou X. H. et Li J. L., 1990, Formation and Tectonic Evolution of Southeastern China and Taiwan: Isotopic and Geochemical Constraints. Tectonophysics, 183, 145-160,

JBGMR, 1984, Regional geology of Jiangxi province. Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources, Geological Publishing House, Beijing, 2, 921 pp.

Jian P., Ma C. et Yang K., 1996, Geochronology Evidences of Yanshanian Metamorphism-Magnetism-Tectonic Uplifting in the Eastern Dabie Area, Central China. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 21, 519-523.

Jiang H, Zhan S. et Wang H, 1992, The Deep Geoelectrical Characteristic in Dazu-Quanzhou. Geological Science and Technology Information, 6, 214-221.

Jiang J., 1987, The Geochronology in the Huangling metamorphic massif and its evolution. Bulletin of Changchun college of Geology, 3, 78-94.

Jin W. et Sun D., 1997, The deep structure of the South China Continent and its evolution(In Chinese). Geological Publishing House, Beijing, 173 pp.

Kirschner D. L., Cosca M. A., Masson H. et Hunziker J. C., 1996, Staircase 40Ar/39Ar spectra of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. Geology, 24, 747-750.

Klimetz M P., 1983, Speculations on the Mesozoic plate tectonic evolution of Eastern China. Tectonophysics, 2, 139-166.

Krogh T. E., 1982, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant system using air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, 637-649.

Laurent-Charvet S., 1998, Etude Cinématique des déformation du Paléozoïque Supérieur dans Le Tianshan Oriental, Xinjiang, Chine. DEA, Orléans University, Orléans, 40 pp.

Law R. D., 1990, Rheology and Tectonics. in Knipe R J and Rutter E H, Deformation mechanisms, Geol. Soc. Special, London, 335-352.

Leake B. E., 1997, Nomenclature of amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on the New Mineral Names. Canadian Mineralogist, 9, 623-651.

Li D., 1987, The study on mylonite in the root zone of nappe in the southern edge of Jiulingshan Jiangxi. Earth Science, 12, 511-517.

Li J., 1993, The Structure of the Lithosphere in the Continental of SE China and its Geological Evolution (in Chinese). Metallurgic Industry Publishing House, Beijing, 264 pp.

Li J., Hou J., Chai Y., Yang M., He H. et Fu E., 1993, Mélange Zone and Accreted Arc in S. Jianxi: Turkish Type Orogenic Belt Or Suture Zone. in J Li, Continental Lithosphere Structure and Geologic Evolution in Se China, Metallurgic Industry Publishing House, Beijing, 2-11.

Li S. G., Hart S. R., Zheng S. G., Liu D. L., Zhang G. W. et Cho A., 1989, Time of collision between the north and south China block- The Sm-Nd isotopic age evidence. Sciences bulletin of China, 32, 1393-1400.

Li S., Liu D. et Chen Y., 1992, The Sm/Nd age in coesite eclogite of South Dabieshan. Science bulletin of China, 37, 397-400.

Li X., Zhao J., McCulloch M T., Zhou G. et Xing F., 1997, Geochemical and Sm-Nd isotopic study of Neoproterozoic ophiolites from southeastern China: petrogenesis and tectonic implications. Precambrian Research, 81, 129-144.

Li Z., 1994, Collision between the North and South China blocks: A crustal-detachment model for suturing in the region east of the Tanlu fault. Geology, 22, 739-742.

Liang X et Xu Y., 1988, The basic geological feature of Guangdong area (In Chinese). China Geology, 1, 33-54.

Lin J. L et Fuller M, 1990, Palaeomagnetism, North China and South China collision and Tan-Lu Fault. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A331, 589-598.

Lin J. L., Fuller M et Zhang W. Y., 1985, Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China Blocks. Nature, 313, 444-449.

Lin W., Faure M., Monié P., Schärer U. et Zhang L., 2000, Tectonics of SE China, new insights from the Lushan massif (Jiangxi Province). Tectonic accepted,

Lin W., Faure M., Sun Y. et Shu L., 2000, Compression to extension switch During the Early Triassic Orogeny : The Case study of the Jiulingshan Massif in the Southern foreland of the Dabieshan. Journal of Southeast Asian Earth Science, Submitted.

Lin W., Faure M., Y. S. et Monié P., 1998, Compression et extension permo-triasique (Indosinienne) dans l'avant-pays du Dabieshan (Chine du Sud). RST, Brest, 150.

Liou J. G et Zhang R. Y., 1998, Petrogenesis of an ultrahigh-pressure garnet-bearing ultramafic body for Maowu, Dabie Mountains, East-central China. The island Arc, 7, 115-134.

Liou J. G., Zhang R. Y., Wang X., Eide E. A., Ernst W. G. et Maruyama S., 1996, Metamorphism and tectonics of high-pressure and ultrahigh-pressure belts in the Dabie-Sulu region, China. in A Yin and T M

Harrison, Tectonic evolution of Asia, Cambridge University press, Cambridge, United Kingdom, 300-344.

Lister G. S. et Snoke A. W., 1984, S-C Mylonites. Journal of Structural Geology, 6, 617-638.

Liu D. et Li X., 1984, The analysis of deep structure in the central Anhui Province. Acta Geologica Sinica, 1, 27-35.

Liu G. et Zhao J., 1986, The Observation from the drilling of the South China Sea. Science of China, 33, 1-13,

Liu R., Fan Q., Li H., Zhang Q., Zhao D. et Ma B., 1995, The Geochronology research of the High Pressure metamorphic garnet peridotite - eclogite in the Bixiling, Dabieshan. Chinese Science Bulletin, 40, 1304-1307.

Liu X., Hu K., Li X. et Kang W., 1994, The diversity and origion of eclogites from the Dabie-Sulu High-pressure metamorphic belt. Geological Review (Chinese), 40, 494-501,

Liu Z. et Hu J., 1993, Preliminary Research on Basic Characteristics and Formation Time of Macheng-Tuanfeng Shear Zone. Hubei Geology, 7, 38-44.

Ma R., Ye S., Wang C. et Liu G., 1990, The Tectonic of Eastern Tianshan and its evolution. Geoscience of Xinjiang, 2, 54-63.

Ma X. et Ge H., 1989, Precambrian Crustal Evolution of Eastern Asia. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 3, 9-15.

Malavieille J., 1987, Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. Journal of Structural Geology, 9, 541-554.

Manhès G., Minster J.-F. et Allègre C. J., 1978, Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Séverin amphoterite: consequence for early solar system chronology. Earth and Planetary Science Letters, 39, 14-24.

Maruyama S., Liou J. G. et Zhang R. Y., 1994, Tectonic evolution of the ultrahigh-pressure and high-pressure metamorphic belts form central China. The island Arc, 3, 112-121.

Mattauer M., 1998, Réhabilitons Argand (1924) et Holmes (1965) Les nouveaux Jeffreys ont 75 ans de retard. RST, Brest, 158.

Mattauer M., Matte P., Maluski H., Xu Z., Zhang Q. et Wang Y., 1991, La limite Chine du Nord-Chine du Sud au Paléozoïque et au Trias: Nouvelles données structurales et radiométriques dans le massif du Dabieshan (chaîne des Qinling). 312, Comptes rendus de l'Académie des Sciences, 1227-1233.

Mattauer M., Matte P., Tapponnier P., Lakysju H., Xu Z., Liu Y. et tang Y., 1985, Tectonics of the Qinling Belt: build-up and evolution of Eastern Asia. Nature, 317, 496-500.

Meng Q. R. et Zhang G. W., 1999, Timing of Collision of the North and South China Blocks: Controversy and Reconciliation. Geology, 27, 123-126.

Molnar P. et Tapponnier P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 189, 419-426.

Monié P., Caby R. et Arthaud M. H., 1997, The Neoproterozoic brasiliano orogeny of Northeast Brazil 40Ar-39Ar ages and petro-structural data from Ceara. Precambrian Research, 81, 241-264.

Monié P., Soliva J., Brunel M. et Maluski H., 1994, Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France)- Age crétacé 40Ar/39Ar et interprétation tectonique. Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, 165, 559-571.

Morimmoto N., 1988, Subcommitee on Pyroxenes Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMMN) international Mineral Association (IMA). 68, Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 95-111.

Nie S. Y., Rowley D. B. et Ziegler A. M, 1990, Cnostraints on the location of Asian microcontinents in Paleo- Tethys during the late Paleozoic. in Mc Kerrow W S and Scotes C R, Palaeozoic Paleogeography and Biogeography, Memoirs of the Geological Society, London, 397- 408.

Nie S., Yin A, Rowley D. B. et Jin Y., 1994, , Exhumation of the Dabieshan Ultra- high- pressure rocks and accumulation of the Songpan- Ganzi flysch sequence, central China. Geology, 22, 999- 1002.

Odin G. S., 1994, Geological time- scale. in Comptes rendus de l' Académie des Sciences, Paris, 59- 71.

Okay A et Sengör A. M C., 1993, Evidence for intercontinental thrust- related exhumation of the ultra- high- pressure rocks in China. Geology, 20, 411- 414.

Okay A, Sengör A. M C. et Satir M, 1993, Tectonics of an ultrahigh- pressure metamorphic terrane: the Dabieshan/ Tongbaishan Orogen, China. Tectonics, 12, 1320- 1334.

Onstott, T C, Hall C. M et York D., 1989, 40Ar/ 39Ar thermochronometry of the Imataca complex, Venezuela. Precambrian Research, 73, 255- 291.

Qiu Y., Wu Q., Ji X, Li J., Zhong H. et Sheng Z., 1991, Meso- Cenozoic taphrogeny and dispersion in the continental margin of southeast China and adjacent seas. in A F Cangi, World Rift Systems, Tectonophysics, 257- 269.

Ren J. et Chen T., 1989, Tectonic evolution of the continental lithosphere in eastern China and adjacent area. Journal of Southeast Asian Earth Science, 3, 17- 27.

Rodgers J., 1989, Comment on "Mesozoic overthrust tectonics in south China". Geology, 17, 671- 672.

Rowley D. B., Xue F., Tucker R. D., Peng Z. X, Baker J. et Davis A, 1996, Ages of Ultrahigh Pressure Metamorphism and Protolith Orthogneisses Form The Eastern Dabieshan: U Pb Zircon Geochronology. Earth and Planetary Science Letters, 151, 191- 203.

Rowley D. B., Ziegler A. M et Gyou N, 1989, Comment on "Mesozoic overthrust tectonics in south China". Geology, 17, 384- 386.

Sengör A. M C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geological Society of America Special papers, 195, 82 pp.

Sengör A. M C., 1985, East Asian tectonic collage. Nature, 318, 16- 17.

Sengör A. M C., Altiner D., Cin A, Ustaömer T. et Hsü K. J., 1987, Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. in M G Audley- Charles and A Hallam, Gondwana and Tethys, Geological Society Special Publication, 119- 181.

Shao J. et Tang K, 1995, The reconstruction of the margin of the continent and the meaning of the Tectonic- the new research in the Yanbian area, Jinlin Province. Science in China (Series B), 25, 5, 548- 555.

Shao J. et Tang K, 1996, The ophiolite and the evolution of the Paleo- Mongolia Ocean. in Zhang Q. Study on Ophiolites and Geodynamics, Geological Publishing House, Beijing, 117- 120.

Shi S., 1976, The discussion of the geochronology data of Motianling Precambrian Pluton. Geochemistry, 4, 76- 82.

Shu L. et Charvet J., 1996, Kinematics and Geochronology of the Proterozoic Dongxiang- Shexian Ductile Shear Zone : with HP Metamorphism and Ophiolitic Melange (Jiangnan Region, South China). Tectonophysics, 267, 291- 302.

Shu L., 1991, The Late Proterozoic Terrane tectonics and collision orogenic belt in north Jiangxi, eastern China. Geology, Nanjing university, Nanjing, 125 pp.

Shu L., Lu H, Charvet J. et Faure M, 1997, Kinematic study of the northern marginal fault zone of Wuyishan, South China. Geological Journal of China University, 3, 282- 292.

Shu L., Zhu G., Shi Y. et Yin J., 1994, Study of the HP metamorphic rocks and its Late Proterozoic age in the Eastern Jiangnan belt. Chinese Sci. Bull, 39, 1200-1204.

Shui T., 1987, Tectonic framework of the continental basement of southeast China. Scientia Sinica (B), 31, 24-34.

Steiger R. H. et Jäger E., 1977, Subcomission on Geochronology, Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36, 359-362.

Sun M. et Xu K., 1990, On the Caledonian Granitoids and Their Geotectonic Environments of South China. Journal of Nanjing University, 4, 10-22.

Tabata H., Maruyama S. et Shi Z., 1998, Metamorphic zoning and thermal structure of the Dabieshan ultrahigh pressure- high pressure terrane, Central China. The island Arc, 7, 142-158.

Tang K. et Shao J., 1996, Some Characteristics of Ophiolites and Ancient Ocean Evolution in Paleoasia Oceanic Area. in Zhang Q. Study on Ophiolites and Geodynamics, Geological Publishing House, Beijing, 108-111.

Tapponnier P., Peltzer G. et Armijo R., 1986, On the mechainics of the collision between India and Asia. Geol. Soc. London Spec. Publ., 19, 115-157.

Van der Voo R., Spakma W. et Bijwaard H., 1999, Tethyan subducted slabs under India. Earth and Planetary Science Letters, 171, 7-20.

Villa I. M., 1998, Isotopic closure. Terra Nova, 10, 42-47.

Wang C., Ding Z., Song Z., Wu Q., Zhang J. et Zhang X., 1997a, Study of crustal structure of Dabieshan from the analysis of the S- wave velocity. Acta geophysica Sinica, 40, 337-245.

Wang C., Zhang X., Ding Z., Yuan H. et Zheng J., 1997b, Study of upper crustal structure of Dabieshan from the analysis of CT method. Acta geophysica Sinica, 40, 495-501.

Wang Q. et Liu X., 1986, Paleoplate Tectonics Between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China. Tectonics, 5, 1073-1088.

Wang S., 1993, The regional gravity and magnetic field feature of the SE Anhui and Zhejiang province and the research of the crust structure. in J Li, the Structure of the Lithosphere in the Continental of SE China and its Geological Evolution, Metallurgic Industry Publishing House, Beijing, 231-233.

Wang T., 1994, The forming and evolution of Palaeozoic Crust of Altai region (In Chinese). Lanzhuo University Publishing House, Lanzhou, 347 pp.

Wang X., Liou J. G. et Maruyama S., 1992, Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains, Central China: Petrology and P-T path. Journal of Geology, 100, 231-250.

Wang X., Neubauer F., Genser J. et Yang W., 1998, The Babie UHP unit, Cental China: a Cretaceous extensional allochton superposed on a Triassic orogen. Terra Nova, 10, 260-267.

Wang Y., Sun F. et Hu G., 1996, Gravity sliding structures along the two slides of the Wugongshan antiform. North-West Jiangxi Geology, 1, 25-30.

Webb L., Hacker B. R., Ratschbacher L., Mcwilliams M. O. et Dong S., 1999, Thermochronologic Constraints on Deformation and Cooling History of High- and Ultrahigh-Pressure Rocks in The Qinling-Dabie Orogen, Eastern China. Tectonics, 18, 621-638.

Wittlinger G., Masson F., Poupinet G., Tapponnier P., Jinang M., Herquel G., Guilbert J., Achauer U., Xue G. et Shi D., 1999, Seismic topography of northern Tibet and Kunlun: Evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts. Earth and Planetary Science Letters, 139, 263-279,

Xu B. et Qiao G., 1989, Sm-Nd Isotopic Age and Tectonic Setting of the Late Proterozoic Ophiolites in Northeaster Jiangxi Province. Journal of Nanjing University, 3, 108-114.

Xu B., 1989, Development of Researches on the Proterozoic in South China. Geological Science and Technology Information,, 8, 1- 8,

Xu B., Guo L. et Shi Y., 1992, Proterozoic terranes and multiphase collision orogens in Anhui-Zhejiang-jiangxi areas (in Chinese ). Geological Publishing House, Beijing, 112 pp.

Xu J., Zhu G., Tong W., Cui K. et Liu Q., 1987, Formation and Evolution of The Tancheng- Lujiang Wrench Fault System : A Major Shear System To The Northwest of The Pacific Ocean. Tectonophysics, 134, 273- 310.

Xu K., Zhu J., Liu C., Shen W. et Xu S., 1989, Genetic Series and Material Sources of Granitoids in South China. Journal of Nanjing University (Earth Sciences), 3, 1- 18,

Xu R. H., Scharer U. et Allègre C. J., 1985, Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet) : A geochronological study. Journal of Geology, 93, 41- 57.

Xu S., Jiang L. et Liu Y., 1992, Tectonic Framework and Evolution of the Dabie Mountains in Anhui, eastern China. Acta Geologica Sinica, 66, 1- 14.

Xu S., Jiang L. et Liu Y., 1999, The Eclogite discovery in North Dabieshan and its character of petrology facies. Sciences bulletin of China, 44, 1452- 1456.

Xu S., Liu Y. et Jiang L., 1994, The tectonic of Dabieshan and its evolution. Publishing House of Science, Beijing, 217 pp.

Xu Z., 1995, Late Precambrian Scissors- Type Opening- Closing Tectonics and its Dynamics in South China. Acta Geologica Sinica, 69, 63- 71.

Xue F., Rowley D. B., Tucker R. D. et Peng Z. X., 1997, Tectonic Framework and Evolution of the Dabie Mountains in Anhui, eastern China. Journal of Geology, 105, 744- 753.

Yang S. N. et Yang W. R., 1984, Regional Geology of China. Geological Publishing House, Beijing, pp.

Yang Z., Cheng Y. et Wang H., 1986, The Geology of China. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, Clarendon Press, Oxford, 3, pp.

Ye Y. et Lan Y. Q., 1993, The environment of the Late Proterozoic volcanic forming and the feature of the REE. Geochemistry, 3, 56- 72.

Zhai X. M., Howard W. D., Hacker B. R. et You Z. D., 1998, Palaeozoic Metamorphism in Qinling Orogen, Tongbai Mountains, Central China. Geology, 26, 371- 374.

Zhan L., Chen Y., Li L. et Chen B., 1982, The Permian system of China, An Outline of the Stratigraphy in China. . Edited by Chinese Academy of Geological Sciences, Geological Publishing House Beijing China, 219- 262.

Zhang G., Zhang Z. et Dong Y., 1996, Nature of Main Tectono- Lithostratigraphic Units of the Qinling Orogen: Implications For the Tectonic Evolution. Acta Petrologica Sinica, 11, 101- 104.

Zhang L- S. et Schärer U., 1996, Inherited Pb components in magmatic titanite and their consequence for the interpretation of U- Pb ages. Earth and Planetary Science Letters, 138, 57- 65.

Zhang R., Liou J. et Tsai C., 1996, Petrogenesis of a high- temperature metamorphic terrane: a new tectonic interpretation for the north Dabieshan, central China. Journal of Metamorphic Geology, 14, 319- 333,

Zhang W. Y., 1986, Marine and Continental Geotectonics of China and Its Environs(in Chinese). Publishing House of Science, Beijing, pp.

Zhang Z. M., Liou J. G. et Coleman R. G., 1984, An outline of the plate tectonics of China. Geological Society of America Bulletin, 95, 275- 312.

Zhao X. et Coe R. S., 1987, Paleomagnetic constraints on the collision and rotation of North and South China. Nature, 327, 141- 144.

Zhong N., 1992, Nappe structure in the Pingxiang-Keping area. Jiangxi Regional Geology, 1, 1-13,

Zhou G. et Zhao J., 1990, Sm-Nd Isotopic Research of Ophiolites in Northeastern Jiangxi-Southeastern China-Yangtze Craton. Chinese Science Bulletin, 35, 219-232.

Zhou T., Chen J., Li X. et Foland K. A., 1992, 40Ar/39Ar Isotopic Dating of Intrusions From Huoshan-Shucheng Syenite Zone. Geology of Anhui, 2, 4-11.

Zhu Z. et Fan G., 1992, On Nanchang-Yifeng thrust nappe system of Pingle depression zone and its relationship with the gliding nappe-thrust nappe system on the north side of Wugongshan. in X Ma, S Yang and Z Zhu, Continental Tectonics in China, China University of Geosciences Press, Wuhan, 51-62.

Zhu Z., Ma C. et Yang K., 1989, Multilevel gliding detachment in southeast Hubei and its convergence-connection relationship with multilevel gliding detachment of Tongbai-Dabie mountain. Earth Science, 14, 19-27,

Zhu Z., Ye J. et Yang K., 1987, On thrust-nappe and gliding-detachment on both sides of Mufushan-Jiulingshan uplift and asymmetrical tectonic architecture of mountains. Earth Sciences (in Chinese), 12, 503-510.

Zou G., Zhang S., Cheng J., Gong Y., Wang Y. et Wun H., 1996, Division of Ophiolite and Their Tectonic Significance in Qilian Area. in Q Zhang, Study on Ophiolites and Geodynamics, Geological Publishing House, Beijing, 129-134.

# Résumé

L'avant pays méridional de la chaîne Qinling-Dabie correspond à la partie nord du Bloc de Chine du Sud. (ou bloc du Yangtse). Cette région est constituée d'une succession de bassins et de rides ou dômes métamorphiques d'axe E-W. Au S. du Dabieshan, on rencontre successivement l'avant pays plissé du Yangtse, le dôme de Lushan et son équivalent latéral plus superficiel du Jiulingshan, le bassin de Pingxiang, le dôme du Wugongshan et le bassin d'Anfu. Outre la tectonique cénozoïque qui n'a pas été considérée ici, la structure régionale résulte de deux évènements tectono-métamorphiques respectivement d'âge Crétacé (cycle yanshanien) et Triasique (cycle indosinien).

L'évènement crétacé est caractérisé par la formation d'hemi-grabens remplis de sédiments terrigènes continentaux (couches rouges) dont l'ouverture est controlée par des failles normales fragiles. La faille de Tan-Lu est l'accident majeur de ce système. L'extension fragile superficielle peut s'accompagner d'une déformation ductile profonde qui mylonitise des granitoïdes. Cependant de nombreux massifs granitiques d'âge Crétacé moyen à inférieur sont des plutons syntectoniques dont les bordures sont mylonitiques et le cœur est orienté à l'état subsolidus.

L'évènement triasique est daté stratigraphiquement dans les bassins par la discordance du Trias supérieur sur le Paléozoïque-Trias inférieur plissé et radiométriquement dans les dômes par des âges autour de 220Ma. Les roches sédimentaires sont affectées par des structures extensives "en collapse" : glissements bancs sur bancs dans la pente, failles normales, plis plongeants. Ces structures sont symétriques et divergentes par rapport à l'axe des dômes. Une déformation ductile extensive apparaît aussi dans les roches métamorphiques. Dans le Dabieshan, la déformation ductile majeure est un cisaillement vers le NW qui accommode une partie de l'exhumation des éclogites de UHP pendant leur rétromorphose en amphibolite et une migmatisation. Cette tectonique d'exhumation est interprétée comme un phénomène d'extension synconvergence. Des déformations compressives existent dans les massifs de Jiulingshan, Lushan et Dabieshan. La collision Chine du Nord-Chine du Sud se propage ainsi sur une grande distance dans le bloc de Chine du Sud. Des cisaillements synmétamorphes conduisent à un écaillage de la croûte du bloc de Chine du Sud. Le blocage des chevauchements provoque la formation de dômes en contexte globalement compressif. Sur les flancs redressés des dômes, des structures extensives sont donc induites par une tectonique compressive. La forme actuelle des dôme est accentuée par la mise en place des plutons lors de l'évènement du Crétacé.



Mots clés : Bloc de Chine du Sud; exhumation de roches de UHP; dôme compressif; tectonique extensive; déformation ductile; géochronologie.


***


# Abstract

The southern foreland of the Qinling-Dabie Belt corresponds to the north part of the S. China Block (or Yangtse Block). This region is a succession of E-W trending basins and metamorphic domes. S. of the Dabieshan, from N. to S., the Yangtse fold and thrust belt, Lushan dome and its lateral equivalent of Jiulingshan, Pingxiang basin, Wugongshan dome and Anfu basin are recognized. In addition to the Cenozoic tectonics, not considered here, the regional structure is due to two tectono-metamorphic events of Cretaceous and Triassic ages, belonging to the Yanshanian and Indosinian cycles respectively.

The Cretaceous event is characterized by the formation of half-grabens filled by continental terrigeneous sediments (red beds) which opening is controlled by brittle normal faults. The Tan-Lu fault is the largest fault of this system. The superficial brittle extension is coeval to a ductile shearing at depth leading to granite mylonite. Moreover, many Cretaceous granitic massifs are syntectonic plutons with mylonitic rim and magmatically oriented core formed under subsolidus conditions.

The Triassic event is dated in the basins by the late Triassic unconformity above folded Paleozoic-Early Triassic rocks and in the domes around 220Ma. The sedimentary rocks exhibit extensional structures such as down-dip layer slip, normal faults and collapse folds. These structures are symmetric and divergent from the dome axis. A ductile extensional deformation is also found in the metamorphic rocks. In the Dabieshan, the main ductile deformation is a top-to-the-NW shearing which partly accommodates the exhumation of the UHP eclogite, coeval to their retrogression in the amphibolite facies and migmatization. This exhumation tectonics is interpreted as a syn-convergence extensional process. Compressional deformations are found in Lushan Jiulingshan and Dabieshan massifs. The N. China Block-S. China Block collision is deforming the S. China Block over a large distance. Synmetamorphic shearing leads to slicing of the S. China Bloc crust. The blocking of thrusting induces buckling of thrust surfaces and doming of foliation in a globally compressional system. Along the tilted flancks of the domes, extensional structures are therefore induced by compressional tectonics. Lastly, the present shape of the domes is strengthened by Cretaceous plutons.



Key words : South China Block; exhumation of UHP rocks; compressional dome, extensional tectonics; ductile deformation; geochronology.