

中国揚子プラットフォームの地質

中 嶋 輝 允 (鉱床部)
Terumasa NAKAJIMA

はじめに

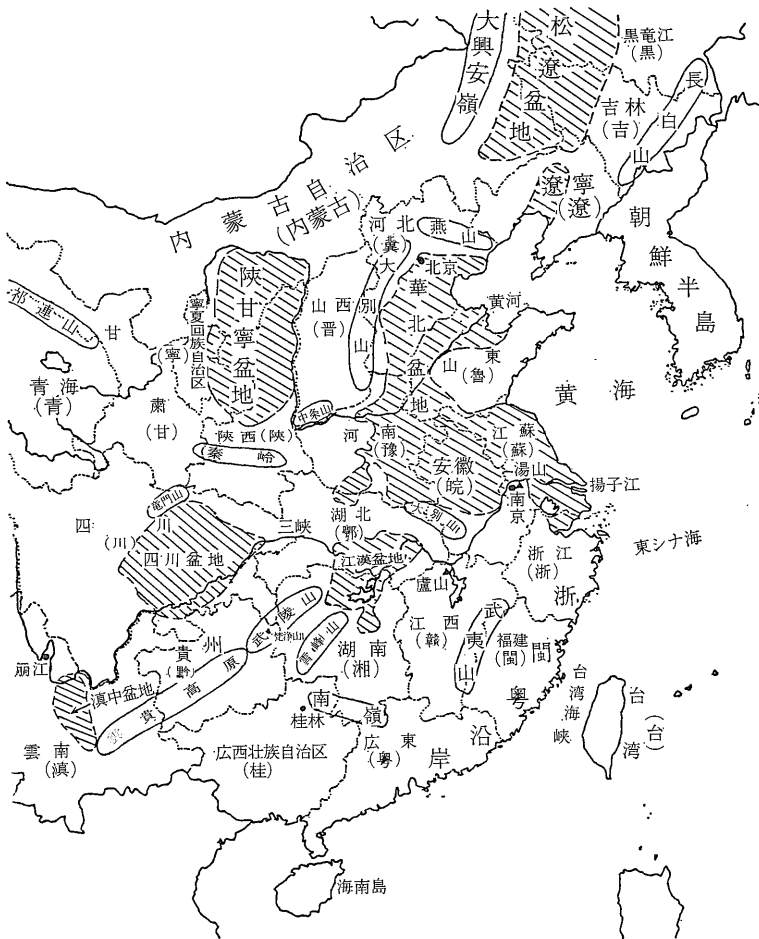
日本列島に住む我々地質屋にとって 楯状地とかプラットフォームという大陸的な地質は あまりなじみのものではない。それは 日本列島全体が いわばひとつの造山帯の中にすっぽり入っているようなもので 楯状地やプラットフォームという異なる地質単元は 中国シベリアあるいは朝鮮半島まで行かねば見ることができないからである。

大陸や島弧がどのようにしてできたかということは

地質学誕生以来多くの議論を呼んだテーマであった。近年においてもまた プレートテクトニクス理論などで大陸や島弧は いくつかのブロック マイクロコンチネントあるいはテレーンに分けられ その形成について論じられている。このような議論においては 大陸の地質の特徴や大陸と島弧の違いを はっきりと認識しておくことがまず第一で 日本の地質屋にとっては とりわけ隣接する中国をはじめ東アジア大陸の地質に親しんでおくことが必要であろう。幸いなことに 最近中国は積極的に外国人に対する国内解放政策を進めており この傾向が今後なお続くならば 近い将来には かなり自由に中国大陸の地質を見る機会に恵まれるものと予想される。

地質調査所は ITIT 事業の一環として 中国地質産産部(省) 南京地質産産研究所との間で 過去3年間 研究協力を続けてきた。南京地質産産研究所は 中国南東部の山東 江蘇 安徽 江西 浙江 福建の6省を Territoryとして研究を行っている。その地域の大半は 揚子プラットフォームと華南褶曲帯に属し(図2) 金属鉱床では 揚子江型といわれる鉄・銅 鉱床をはじめ ポーフイリー型銅・モリブデン鉱床そして著名なタングステン 鉱床やアンチモン鉱床が存在する。また 華南褶曲帯の南東沿海地方には 中生代後期の火山岩類が広く分布して いて これらは日本の濃飛流紋岩類と深い関係をもっている。この地方には 日本と同様いくつかのロウ石鉱床も知られている。

筆者は 上記のITIT 事業に基づく 交流研究員として 昨年9月に 約1ヶ月間中国揚子江下流地方を訪れ その地質・鉱床を見る機会を得た。この地方は 揚子プラットフォームに属し 各地でその地質を見ることができ



第1図 地質関係の文献によく出てくる中国の地名

第1表 プラットフォームの分類 (黄, 1960より)

| 正プラットフォーム | 準プラットフォーム |
|-------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| (1) 活動的ではない。振幅の小さい振動運動をする。 造山運動は原則として起らない。 | (1) 活動的。振動運動の振幅は大きい。 造山運動も時に伴う。 |
| (2) 固化した基盤をもつ。 | (2) 基盤の固化の程度は低い。 |
| (3) 被覆層は薄く3000m以下。 晩期の陸成層は基本的には存在しない。 | (3) 被覆層は厚く3~4000mまたは5~6000m。 浅海性炭酸塩岩が主で晩期の陸成層は時に厚く発達し その結果全体の被覆層の厚さはさらに大きくなる。 |
| (4) 視模の大きい隆起や沈降は 早期に形成された背斜や向斜に関係する。晩期の大陸性陥没盆地は存在しない。直線状構造はない。背斜と向斜上の堆積層の厚さは余り違わない。 | (4) 隆起や沈降は背斜や向斜に関係せず差別的振動運動の結果として規模の大きい隆起や沈降を生ずる。早期の隆起 沈降は直線的で沈降部は海底に生じた。晩期の隆起 沈降は直線的でなく沈降部は陸上で生じ厚い陸成層を堆積させた。沈降部の被覆層は一般に隆起部の2倍以上の厚さでその差は大きい。 |
| (5) プラットフォームの縁辺に直線状隆起帯や沈降帯はない。 また 隆起帯と沈降帯の平行配列または直線状準地向斜型沈降帯も存在しない。 | (5) プラットフォームの縁辺に直線状隆起帯や沈降帯が存在する。隆起帯と沈降帯の平行配列や直線状準地向斜型沈降帯は準プラットフォームの特徴。 |
| (6) 重要な火成活動は生じない。 玄武岩の大規模な流出があるだけで 花崗岩の貫入はない。 | (6) 造山運動は多輪廻で 花崗岩 塩基性~超塩基性岩の貫入 玄武岩・安山岩・流紋岩の噴出が繰返しあった。 |
| (7) 燕山造山運動はない。 | (7) 燕山造山運動の強烈な影響を受けた。 但し これは中国の地質の特徴。 |
| (8) 深部断層は存在しないかまたは明らかでない。少なくとも被覆層を切ることはない。 | (8) 多くの深部断層が存在し 基盤から被覆層までを切る。とくに プラットフォーム縁辺の直線状隆起帯に多い。深部断層は火成活動の通路となった。 |
| (9) ネオテクトニズムは強くない。地形は古い。 | (9) ネオテクトニズムは強い。地形は若い。 |

る。むろん 筆者の訪れることのできた地域は そのごく一部ではあるが 中国における最近の研究を交えながら ここに揚子プラットフォームの地質の概要を紹介したい。

揚子プラットフォームの範囲

中国のプラットフォームは ロシアプラットフォームやカナダ楯状地周囲の典型的なプラットフォームに比較すると 少し異なっている。中国の地質学者・黄汲清(1956, 1960)は プラットフォームを正プラットフォームと準プラットフォームの2つに分け 中国のものは準プラットフォームとすべきであるとした(表1)。中国の文献によく出てくる准地台というのがそれで 揚子プラットフォームをその典型としている。普通 プラットフォームと言えば 大陸の広大な部分を占め その基盤岩がほぼ水平な地層(被覆層)によって覆われているものをさす。中国のプラットフォームの場合には大陸がプラットフォーム化した後で 中生代後期の燕山造山運動によって プラットフォーム被覆層がかなり強く褶曲している点で異なっている(写真1)。

この様子は 中国の地質図を見ればよく分る。一見すると プラットフォームの地域は大変複雑に褶曲していて 大陸らしくない。筆者も 現地で見物を見るま

では 日本のような複雑な地質を想像していたのであるが 実物は紛れもないプラットフォーム被覆層であった。日本のように地向斜性の堆積層の多いところでは考えられぬほど連続性のよい 単調な岩相の浅海性堆積層が広大な面積に渡って分布しているのである。

中国には 中朝 揚子 タリムという3つの主要なプラットフォームが存在する(図2)。それぞれのプラットフォームの間には褶曲帯があり プラットフォームと褶曲帯という2つの地質構造単元が 中国の地体構造を形作っている。かつては チベット高原 華南および中国東北部(満州)もプラットフォームとされていたのであるが その後の研究によって地向斜性の褶曲帯に改められ 結局今日まで 中国には上述の3つのプラットフォームと約17の褶曲帯が認められている。

揚子プラットフォームの名は その中心を通って流れている揚子江に因んで命名されたものである。その範囲は 南は雲南省から北は江蘇省に至り さらに北方の黄海南部に及ぶ。西部では四川盆地も揚子プラットフォームに含まれる。

揚子プラットフォームは四方を深部断層で取り囲まれている。詳しくは 北側は城口-房县断層と襄樊-広済断層をもって秦嶺褶曲帯と接し 鄭城-廬江断層と嘉山-响水断層をもって中朝プラットフォームと接する(図3)。

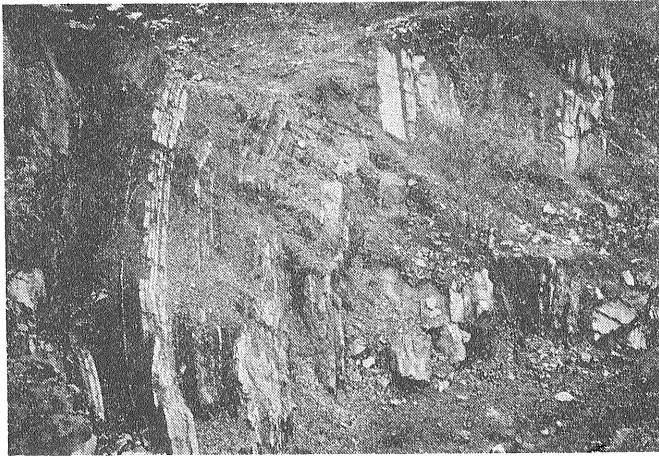


写真 1

青竜層の石灰岩（三畳系下部）

揚子プラットフォームの主要な構成員 南京郊外の墳頭では地層は強く褶曲し 写真のように直立している

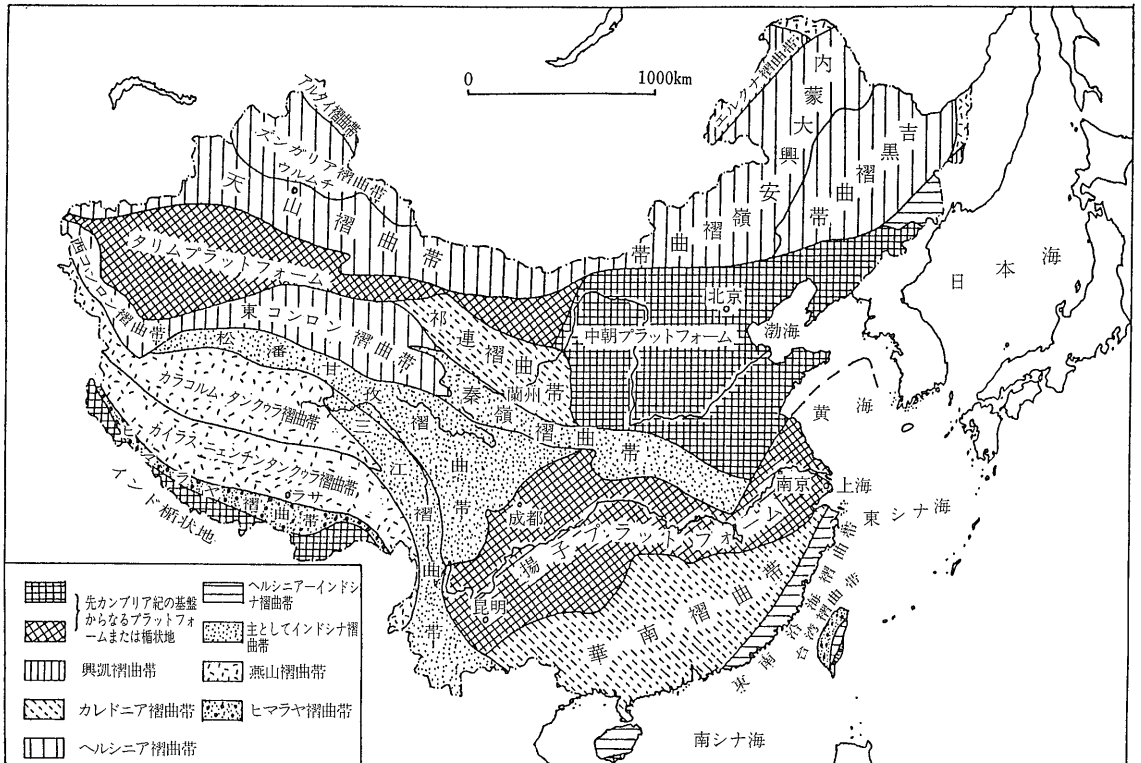
南側は ^{ナンパンチヤン}南盤江断層 ^{スプ シーバオ}淑浦-四堡断層および^{チヤンシヤン シヤオシ}江山-紹興断層で華南褶曲帯と接するが 華南褶曲帯との関係は後述するように 大陸化する時期が少し異なっている程度で 揚子プラットフォームとは一連のもののように見える。

西側は ^{ルンヒンシヤン}北西で竜門山断層および^{リーチヤン アンシヤンチヤン}丽江-安順場断層をもって^{スパン カンツイ}松藩・甘孜褶曲帯と接し ^{チンシャヤ-セヤン}南西では金沙江-紅河

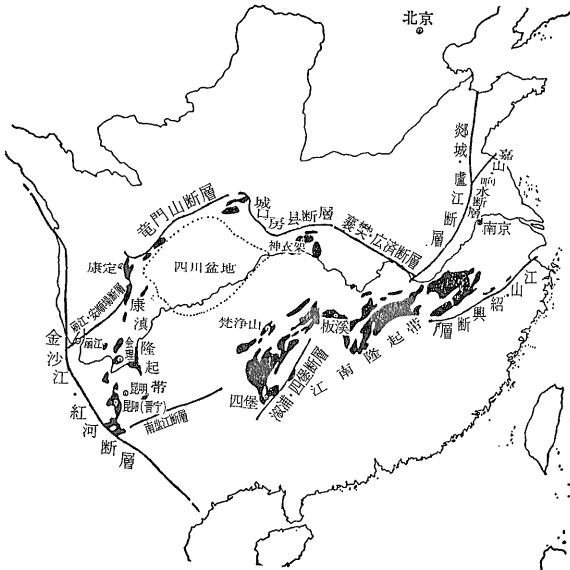
^{サンチヤン}断層で三江褶曲帯と接している。

揚子プラットフォームの西側に接する^{スパン カンツイ}松藩・甘孜 三江などの褶曲帯は 主にインドシナ期の地角斜堆積層が褶曲を受けたもので それらは 西方に存在していたテーチス海の領域に属する。

なお 揚子プラットフォームの北西にある大別山には始生界が分布する。この部分は^{フアイヤン}淮陽地塊と呼ばれ 以



第 2 図 中国の地質構造区分（黄ほか1977と任ほか1980による）



第3図 揚子プラットフォームの先震旦系基盤岩の分布(黒い部分)と周辺部の断層

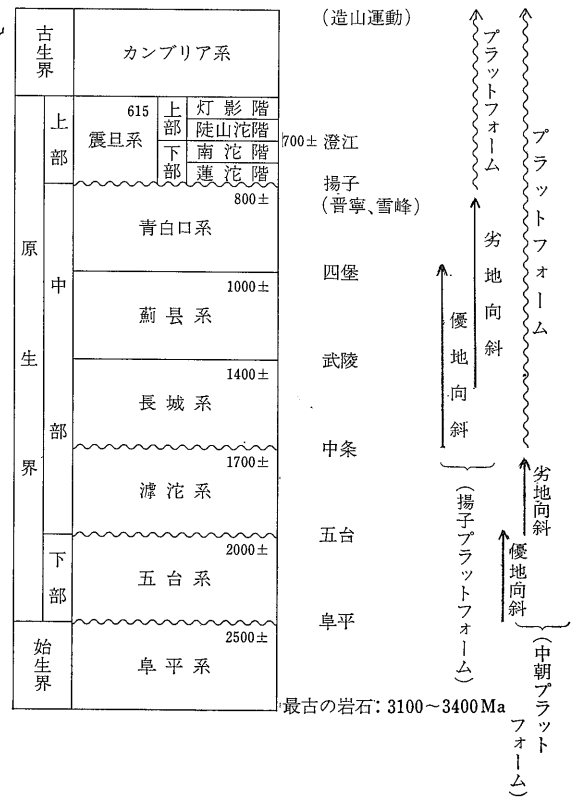
前には中朝プラットフォームに属させられ その後揚子プラットフォームの一部と改められたりした(黄ほか1977). 400万分の1「中国大地構造図」の説明書では西から東へ細長く続く秦嶺褶曲帯に組み込まれた(任ほか1980). しかしそこでも指摘されているようにその帰属については なお問題が多い.

揚子プラットフォーム北側の中朝プラットフォームは中国の3つのプラットフォームのうち最古のもので 約1700Maの中条造山運動によって完成したとされる(表2). これに対して 揚子とタリムプラットフォームは 800Maの揚子造山運動によって固化し 大陸化した.

揚子プラットフォームと中朝プラットフォームの相違はその被覆層にもみられる. 揚子プラットフォームの被覆層は 震旦紀から三疊紀中期までは ほぼ連続的に堆積した浅海性碎屑岩や炭酸塩岩からなり 一部の地域で デボン系(+石炭系の一部)が欠け 三疊紀後期以降になって陸成層が主となる. 一方 中朝プラットフォーム被覆層の浅海性堆積層は 震旦紀からオルドビス紀まで. シルル デボン紀の地層が大きく欠如し 石炭紀以降が 主に陸成層となっている.

揚子プラットフォーム東側の華南褶曲帯は 震旦紀からシルル紀の地向斜堆積層からなり フリッシュと少量の炭酸塩岩および火山岩によって構成されている(図4). これらの堆積層は 古生代前期のカレドニア造山運動によ

第2表 中国先カンブリア紀の層序

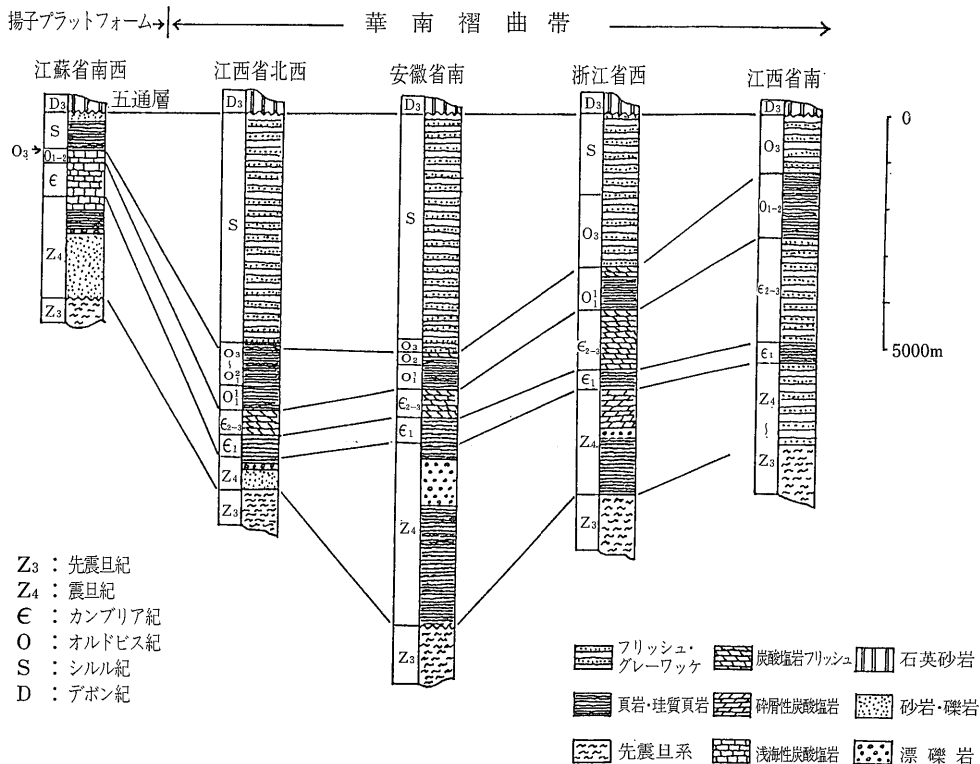


(任ほか1980; 亞洲地質図編図組1982; 程ほか1983; 中国科学院地質研究所国家地震局地質研究所1983などより)

て固化し 揚子プラットフォームに付け加わった. それ以後は 華南褶曲帯の西部は デボン紀~三疊紀中期の浅海性被覆層によって広く覆われている. これらの被覆層は揚子プラットフォームのそれと一連のものなので 華南褶曲帯の西部は 古生代前期にプラットフォーム化したと考えられる.

中国の地質学者の中には 華南褶曲帯東隣の浙江 福建 広東各省の沿海地方(浙閩粵沿海区)は 後述するように 古生代後期の造山帯であったと考える人も多い(郭ほか1983). 石炭・二疊紀から三疊紀にかけては 日本から琉球 台湾 フィリピンにかけての西太平洋縁辺部は ヘルシニア-インドシナ優地向斜となっていたとされるが その西側には劣地向斜が存在し 浙閩粵沿海区(東南沿海褶曲帯)にまで及んでいたとする見方である.

三疊紀後期以降は 浙閩粵沿海区は 一転して新しい



第4図 震旦紀-シルル紀の揚子プラットフォームから華南褶曲帯地向斜への岩相変化 (主として Department of Geology, Nanjing University, 1980による)

活動段階に入り インドシナ 燕山の各造山運動の舞台となった。とくに燕山期には大規模な中～酸性火山岩類・花崗岩類の活動があった。

揚子プラットフォームの基盤

揚子プラットフォームの地質は その構造発達史に基づいて 次の4段階に分けることができる。

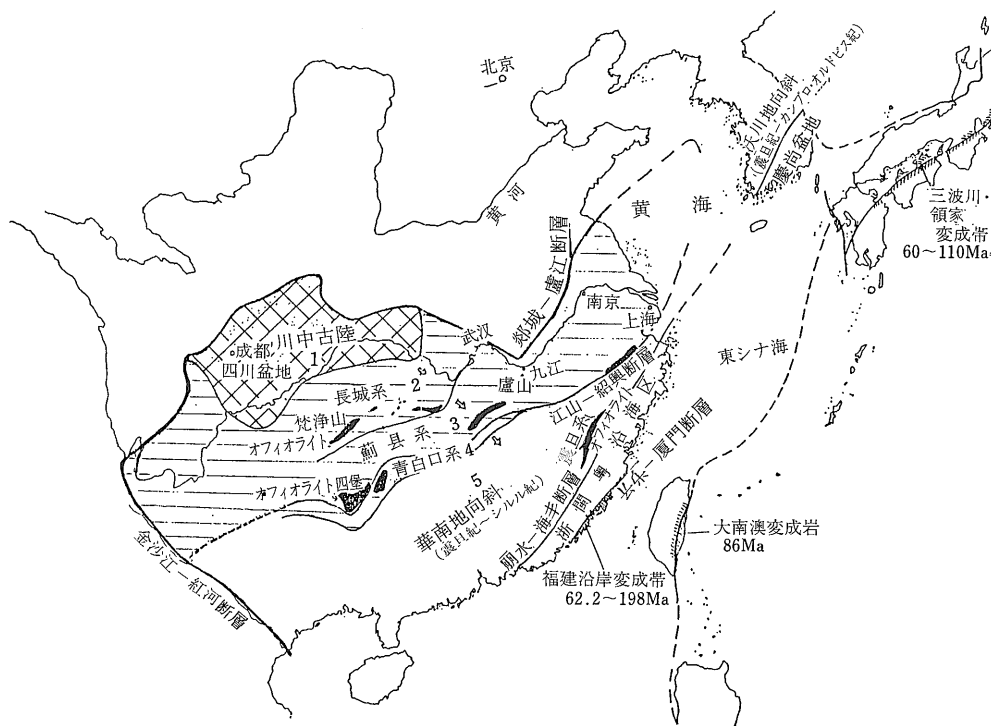
- 1 先震旦系： プラットフォームの基盤岩類
- 2 震旦系～三疊系中部： 浅海性のプラットフォーム被覆層
- 3 三疊系上部～白垩系： 陸成層を主とするプラットフォーム被覆層と燕山造山期の陸上火山岩・深成岩
- 4 第三系～第四系： 主として 陸成層および沖積層

先震旦系の基盤岩類は 大局的にみて 揚子プラット

フォームの南東部に 安徽省南部から広西壮族自治区北部へと比較的幅広く分布するもの(江南隆起帯)と 北西部のプラットフォームの縁に沿って細長く分布するもの(康滇隆起帯など)とがある(図3)。梵淨山 板溪 四堡 冷家溪 双橋山などという層群名は 南東部の基盤の分布する各地で命名された先震旦系であり 昆陽 会理 神農架などの各層群や康定コンプレックス 宝興コンプレックスなどの花崗岩類は北西部からのものである。

これらの基盤岩は 変成度や固化の程度によって 次の3種類に分けられる(任ほか1980)。

- 1) 川中型：四川省中部 湖北省中部と西部および黄海の南部のもので 基盤岩 は変成して いて 固化の程度が高い。
- 2) 江南型：江南隆起帯のもので 一般に非変成で 固化の程度が低い。
- 3) 昆陽型：康滇隆起帯などプラットフォーム北西部の基盤で 弱変成しており 固化の程度は前2者の間。



第5図
中国大陸南部の成長（中国大陸の部分は主に 喬・耿1981による）

川中型基盤は もっとも固化していて しかも原生代末期の震旦紀に花崗岩の貫入を受けている。このため多くの中国の地質学者は この部分は揚子プラットフォームの最古の部分（古陸核）と考えている（図5）。実際には 川中型基盤の大部分は 古生代～新生代の地層に覆われていて 詳細はよく分っていない。

しかし 他の型の基盤についてはよく分っていて それらは 主に地向斜堆積層から成っている。しかも下部はオフィオライトを含むフリッシュ相からなる優地向斜堆積層 上部は劣地向斜堆積層やモラッセから構成されている。

揚子プラットフォーム基盤の地向斜堆積層の各地における対比については まだ議論の余地があるが 喬と耿（1981）は 揚子プラットフォームの基盤の形成史について面白い見解を示している。

彼らは 四川盆地下に存在する川中型基盤を揚子プラットフォームの最古の部分と考え 四川古陸（または四川マイクロコンチネント）と呼んだ。そして この四川古陸を取り囲んで 揚子プラットフォーム南東部から華南褶曲帯に至る原生界の中にオフィオライトを含む4つの優地向斜帯を認めた（図5）。この4つの優地向斜帯は 四川古陸より南東に向かって時代が若くなっている。地層の対比 産出化石 貫入岩の絶対年代などから 4つの優地向斜帯のオフィオライトは それぞれ 1400Ma 1400～1100または1000Ma 1000～800Ma 800～600Ma

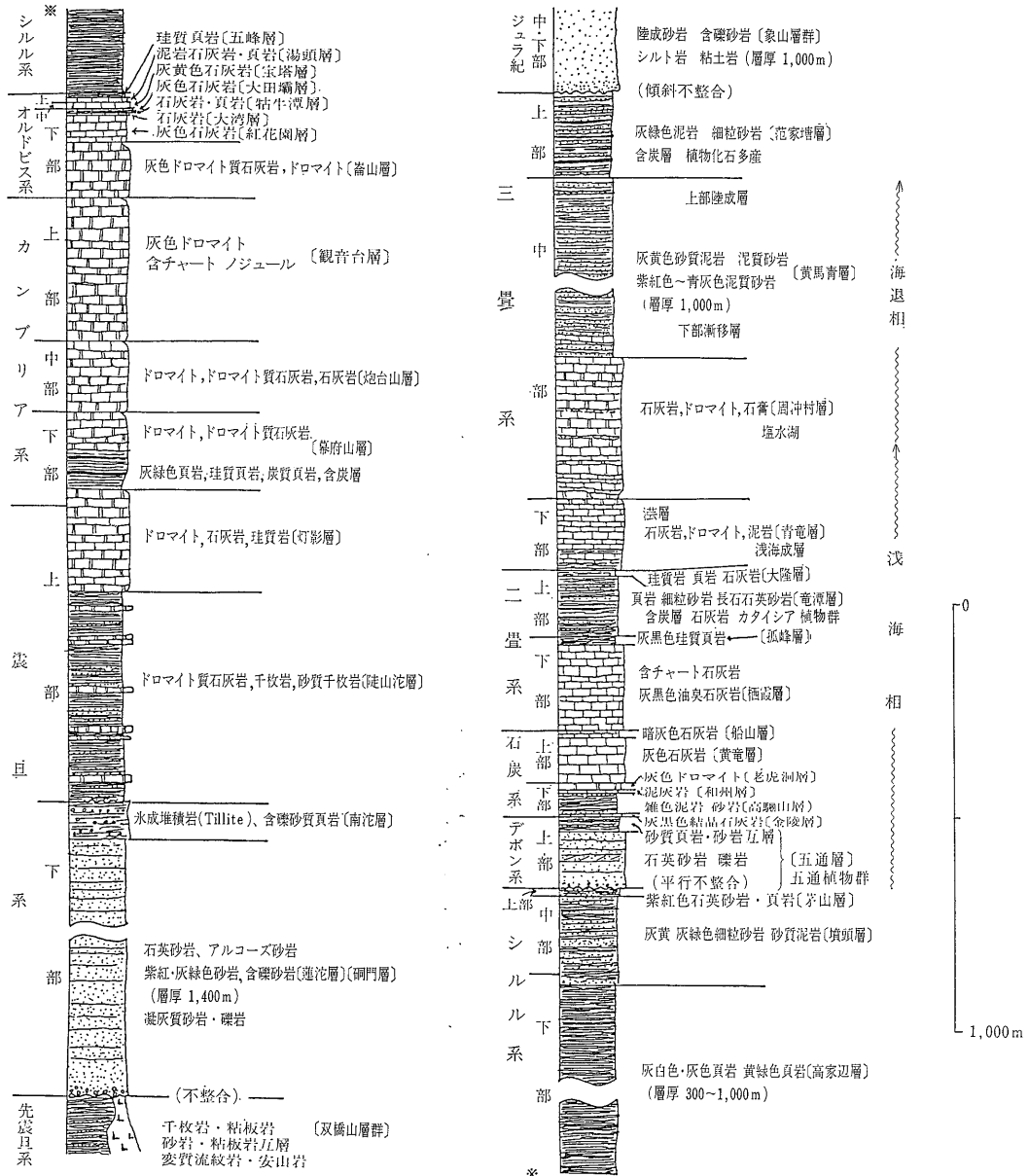
に形成されたとした。

彼らは これらの優地向斜堆積層をもとに 島弧とそれに沿う沈み込み帯を推定し 当時東側に存在した海洋プレートが四川古陸に堆積物を付加していったと考えた。島弧と沈み込み帯の形成は 合計4回行われ その結果四川古陸には東方より堆積物が次々と付加され 大陸は次第に成長していったのである。

4回の沈み込みは 最初の3回が原生代の^{ウーリン}武陵^{シーバオ}四堡^{スエフン}および雪峰の各造山運動に対応する（表2）。従って揚子プラットフォームの基盤は^{スエフン}雪峰造山運動（800Ma, ^{チンフン}晋寧および揚子造山運動にも相当する）によって完成したことになる。また 最後の1回は 古生代前期のカレドニア造山運動に対応し これによって華南褶曲帯の基盤が形成され大陸化した。この意味では 前述のように揚子プラットフォームから華南褶曲帯に渡る地域は 一連の過程で生じたものといえよう。

揚子プラットフォームの被覆層

揚子プラットフォーム被覆層の代表的な地質柱状図を江南隆起帯を例にとりて図6に示してある。江南隆起帯の基盤は 前述のように固化の程度が低く また^{スエフン}雪峰造山運動によっても強い変形を受けなかった。そのため 基盤とそれを覆うプラットフォーム被覆層の間は 多くの場合急角度の傾斜不整合となっていない。



第6図 揚子江下流域における揚子プラットフォーム海成被覆層

江南隆起帯では 基盤をなす地層は 双橋山層群 (先震旦系) と呼ばれる。粘板岩や千枚岩を主とし 砂岩・粘板岩互層や変質流紋岩・安山岩などを含むものである。これらは 中国の原生界蕪湖系～青白口系に対比される。この基盤を不整合に覆って 震旦系～三畳系中部のプラットフォーム被覆層が発達している (写真2)。ほとんどが浅海性の碎屑岩と炭酸塩岩からなる。そして 最上部の三畳系中部に至って海退相が現われ 次のサイクルである三畳系上部又は 多くの地域でそう

なのだが ジュラ系以上の陸成層を主とする地層によって傾斜不整合に覆われる。

揚子プラットフォーム海成被覆層の中部には デボン紀を中心に地層の欠如が認められる。これは カレドニア造山運動の影響によるものと考えられ 一時期 揚子プラットフォームが広く陸化したことを示している。けれども これは地層の変形を伴うものではなく したがって不整合をはさんで上下の地層は平行である (写真3)。そして 一般にはこの欠層部分を境界として 揚

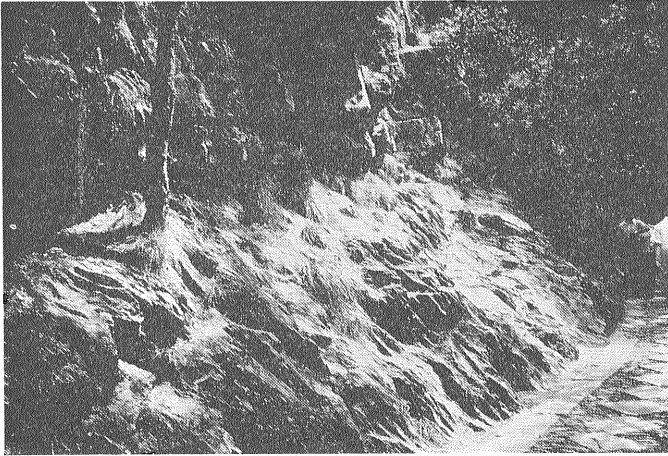


写真2

廬山の仙人洞付近における震旦系基底の不整合 上部の水平な層理の見えるのが震旦系洞門層のアルコーズ砂岩 立木の根元が不整合面。 下部は双橋層群の千枚岩

子プラットフォーム海成被覆層は上下に区分される。

揚子プラットフォーム海成被覆層の下部は 震旦系からシルル系まで、この部分は広く揚子プラットフォーム全体を覆っている。

1) 震旦系*

中国特有の地質区分として知られる震旦系は 揚子プラットフォーム上において典型的に発達する。1922年に 揚子プラットフォーム中部の湖北省長江三峽東部に模式地として提唱され 先カンブリア紀末の 800 ± 50 Maから 615 ± 20 Maに及ぶ非変成ないし弱変成の堆積岩類に

対して命名された(邢ほか1983)。

模式地では 下位に先震旦系三斗坪層群の変成岩や花崗岩(850Ma)があり それらを傾斜不整合に覆って震旦系の基底礫岩がのっている。その上には 凝灰質砂岩 氷成堆積岩(tillite) 泥質石灰岩 ドロマイト・頁岩互層 ドロマイトが順に重なり 氷成堆積岩を含め各岩相は 揚子プラットフォーム上にさしたる大きな岩相変化もなく拡がっている。震旦系とカンブリア系との間 つまり先カンブリア紀と古生代の境界は 模式地を含め 揚子プラットフォームの大半の地域において整合で 両者の岩相も境界において漸移的に変っている(図6)。



写真3 九江・城門山における五通層基底の平行不整合(ハンマーの位置) 左側がデボン系五通層の石英砂岩 右側がシルル系沙帽層の細粒砂岩 五通層の基底が少し粗く 礫質となっているほかは 岩相はよく似ている

*震旦はシニアンと読むのが普通。

震旦紀の古生物についてみると それはかなり変化に富み 原始的生物が主であるとはいえず 生物の起源を調べるうえでは興味深い。まずその前期には 微古植物のアクリターチ類 *Sphaeromorphitae* 亜群に代表されるいくつかの属が多く また 褐藻類をはじめ他の藻類の化石が知られている。次いで震旦紀後期になると軟体の後生動物や後生植物が出現しはじめ 微古植物では *Michrhystridium* 属などの多くの新しい型が現われた。

震旦紀後期の特徴は 2つの生物地理区らしきものが中国の南北に認められるようになったことである。北のものは 中朝プラットフォームの東縁部に当り 吉林省から遼東・山東の両半島を経て安徽省の北西部に到るもので それらの地名をとって 膠遼徐淮生物区と呼ばれている。南のものは ほぼ揚子プラットフォームに相当し 揚子生物区という。

北の膠遼徐淮生物区は 後生動物では腔腸動物の原始的なクラゲ類が特徴的で浅海的环境にあった。一方 揚子生物区には原始的後生動物である海綿動物や蠕形動物が出現し それらの動物の棲む海は膠遼徐淮生物区に較べて やや深い海であったと考えられている(程ほか 1983)。南北両生物区の違いは 藻類にもっとよく現れている。膠遼徐淮生物区では震旦型のストロマトライトが多産し 大型藻類は少ないが 揚子生物区には 震旦型ストロマトライトがみられず その代りに *Manicosiphoniaceae* や *Vendotaenides* などの藻類化石が多産することである。面白いことには 膠遼徐淮生物区の特徴はオーストラリアの Late Adelaide 系に似ているということである。

次の時代 カンプリア紀と震旦紀との間にはもっと大きな生物相の変化がある。岩相は前述のように 震旦系とカンブリア系は一連整合で とくに大きな変化はないのであるが 生物相は明瞭に異なっている。例えば震旦系の模式地では その境界は灯影層のドロマイト層の中にある。このドロマイト層の下半部までは震旦系の微古植物や軟体の後生動物が見出されるが 上半部になると軟体動物の腹足類 単殻類 ヒオリテス類 *Cambroscleritida* コノドント 海綿動物などのカンブリア系基底部を代表する化石が出現する。したがって先カンブリア紀と古生代の境界は 何の変哲もないドロマイト層の中に存在するわけである。

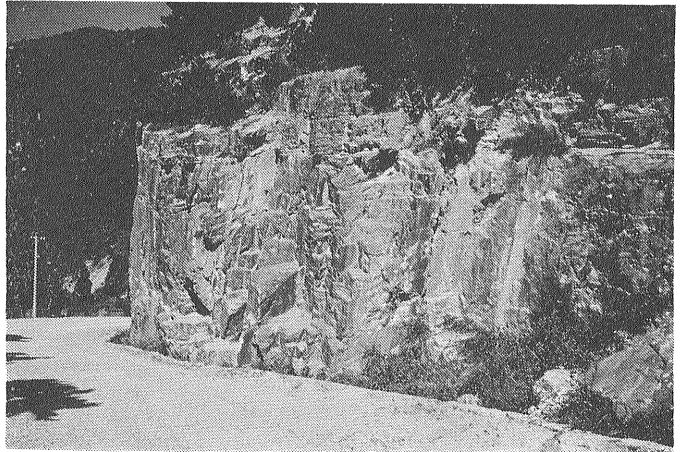


写真4 廬山・小天池付近の震旦系硃門層(石英砂岩)

国際対比では 中国の震旦系は オーストラリアの Adelaide 系 北ヨーロッパの Finmark 層群 ソ連の Timurian 上部 北米の Windermere 層群 南西アフリカの No Sib-Gariep 層群や Nama-Damara 層群に対比されている(邢ほか1983)。

なお 中国の学者によっては 震旦系を その全体あるいは上半部を古生界に組み入れる人がいる(任ほか1980;張ほか1982)。そうすると 古生界には新たにひとつ系が加わり 合計7つの系が含まれることになる。また その始まりも700~800Maまでさかのぼることにもなる。

震旦系下部の砂岩を主とする部分は 揚子プラットフォームでは 体寧層 硃門層 蓮沱層あるいは澄江砂岩などと呼ばれており 中国の地質学者は一種のモラッセ堆積物と考えている。この砂岩層の上には氷成堆積層が広く分布しており 南沱層あるいは蘭田氷碛層と呼ばれる。これは震旦系中のひとつのよい鍵層となっていて 震旦系はこの漂礫岩の上限をもって上部と下部に分けられる。

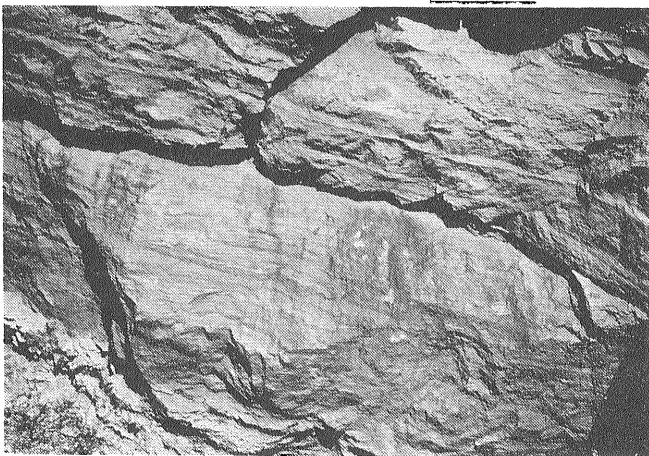
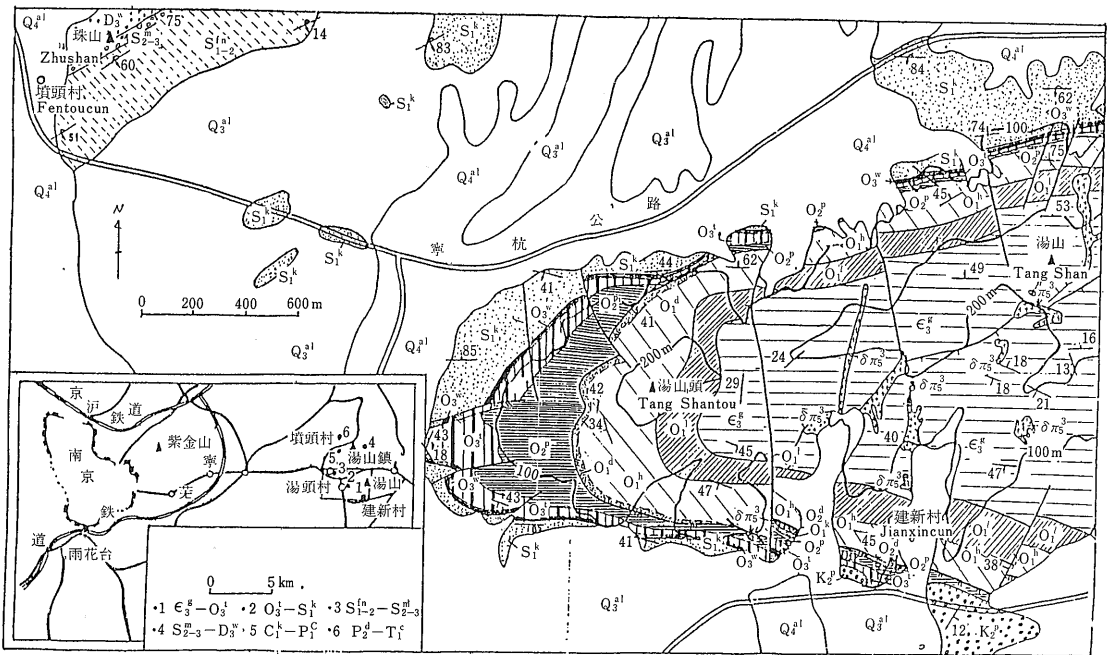


写真5 震旦系南沱層の葉理の発達する砂岩(廬山) 南沱層は氷成堆積層として有名 淡紫色~淡緑色のカラフルな葉理が特徴的である

震旦系の典型的な露頭は 江南隆起帯では廬山においてみられる。そこでは 震旦系下部の硃門層は 層厚1400m以上に達する(写真4)。主に石英砂岩 砂礫岩 アルコーズ砂岩から成り しばしば 斜層理の発達する浅海性堆積層である。硃門層上位の南沱層は 廬山では層厚0.6~28m 黄~淡灰色漂礫岩 凝灰質砂岩 頁岩 凝灰岩から成っている(写真5)。

廬山の震旦系上部は 西峰寺層と呼ばれ



第7図 南京湯山地質図(中国科学院南京地質古生物研究所, 1979より)

- ⊖₃^s 観音台層 Guanyintai Fm. O₁^h 嵩山層 Lunshan Fm.
- O₁^h 紅花園層 Hunghuayuan Fm. O₁^d 大湾層 Dawan Fm.
- O₁^k 牯牛潭層 Kuniutang Fm. O₂^a 大田廟層 Datianba Fm.
- O₂^p 宝塔層 Pagoda Fm. O₃^k 湯頭層 Tangtou Fm.
- O₃¹⁰ 五峰層 Wufeng Fm. S₁^k 高家辺層 Kaochiapien Fm.
- S₁^{m2} 墳頭層 Fentou Fm. S₂^{s3} 茅山層 Maoshan Gr.

層厚66~148mの地層で 主として石灰岩 暗灰色珪質石灰岩 珪質岩 凝灰質ないし石灰質頁岩からなる。

震旦系上部に炭酸塩岩が発達するのは 揚子プラットフォームの一般的特徴で 次に述べるように震旦系上部からカンブリア系を経て オルドビス系下部までが主とし

てドロマイトや石灰岩から成っている。

2) カンブリア系~シルル系

カンブリア系からオルドビス系下部にかけての炭酸塩岩は 江南隆起帯ではその北部の江蘇省南京市郊外の湯山などで観察することができる(図7 写真6)。この地域は中国ではもっとも古くから研究がなされているところである。湯山ではカンブリア系は 主としてドロマイトからなりオルドビス系下部はドロマイト質石灰岩である。いずれも層理の発達がよく オルドビス系からは多数の三葉虫 腕足類 筆石 オウム貝などの化石が発見されている。

湯山でもそうであるが 揚子プラットフォーム一般にオルドビス系上部からシルル系下部は頁岩を主とし 筆石を多産する。この層準は 揚子プラットフォーム上では薄いが 東の華南褶曲帯に近づくと層厚を増し 漸移的に華南褶曲帯の地向斜堆積層に移り変わる(図4)。例えば 湯山ではオルドビス系上部はわずかに20mの厚さの頁岩からなるが 東部の華南褶曲帯では タービダイトを含む層厚

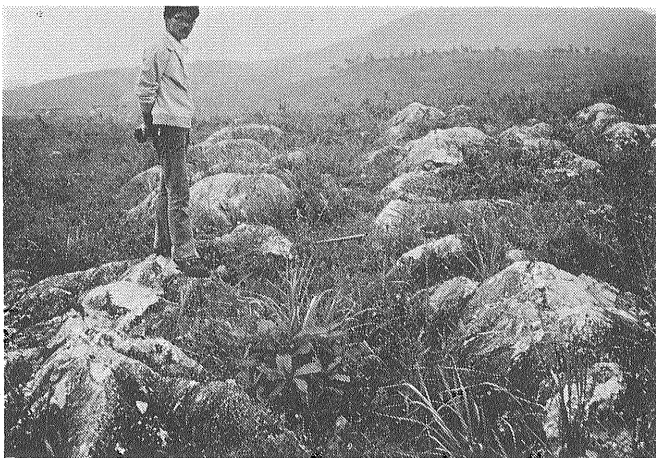


写真6 カンブリア-オルドビス系炭酸塩岩(南京・湯山) 通訳の前さんが立っているのがオルドビス系下部の嵩山層(ドロマイト質石灰岩) 溝を隔てて右側がカンブリア系上部の観音台層(ドロマイト) いずれも層理が発達し オルドビス系からは化石が多産する

1500mに達する厚いフレッシュ型堆積層へと移り変わってゆく。このことは揚子プラットフォームが当時広い陸棚上の環境にあり東の華南褶曲帯の地域には深い海すなわち地向斜性堆積盆が存在していたことを示している(写真7 図4)。

揚子プラットフォーム海成被覆層の上部はデボン系から三畳系中部まで、前述のようにデボン系～石炭系下部はプラットフォームの広い範囲で欠けている。

3) デボン系～三畳系中部

江南隆起帯の揚子江下流地方ではデボン系中・下部が欠如しデボン系上部に石英砂岩(五通層)が存在するのみである(写真1.4)。しかしこの石英砂岩は特徴的でよい鍵層としてプラットフォーム上に広く追跡される。斜層理を示す浅海性の砂岩が主で時に礫岩を挟んでおりまた五通植物化石群を産することでも知られている。石炭紀後期から二畳紀にかけては揚子プラットフォームを中核としてカタシヤ植物群が栄え北のアンガラ植物群や南のゴンドワナ植物群と相対していたことは有名な話であるがデボン紀後期にはまだ陸上植物の明瞭な生物地理区は存在せずシルル紀後期に陸上に進出した植物がやっとその勢力を伸ばし始めた頃であった。

五通層の分布は広いけれどもその上の石炭系下部になると再び地層は欠如しがちとなる。揚子プラットフォーム上におけるこの五通層直上の欠層層準にはし

ばしば層状の鉄・銅鉱床が見出される。これは揚子江型鉱床といわれ中国の重要な鉄・銅鉱床となっている。

この鉱床が常に五通層の直上に位置する事実は揚子江型鉱床が層準規制鉱床であるとする見方に主要な根拠を与えている。

各地で欠層しがちなデボン系～石炭系下部も揚子プラットフォームの西縁と南縁の四川省竜門山雲南省麗江あるいは貴州省南部などにはよく発達している。これに対して四川省中部や貴州省北部ではデボン系～石炭系が大きく欠如している。

石炭系上部から二畳系下部には再び石灰岩が現れる。岩相は一様でほとんど揚子プラットフォームの全域に渡り広く分布する。中でも石炭系上部の黄竜石灰岩と二畳系下部の栖霞石灰岩の名は有名でその分布は揚子プラットフォームのみならず中朝プラットフォーム南部や華南褶曲帯にまで及んでいる。とくに後者の栖霞石灰岩は暗灰色を呈しハンマーで割ると油臭を発する油臭石灰岩で中国では臭炭岩といわれている。

一般に震旦系上部からオルドビス系下部に産する炭酸塩岩はドロマイトあるいはドロマイト質石灰岩であるのに対して石炭系上部から二畳系下部のものは純粋な石灰岩であることが多い。表3に黄竜石灰岩栖霞石灰岩および次に述べる青竜石灰岩の特徴を示す。

二畳系上部は頁岩と砂岩を主とする陸成～浅海性の砕屑岩が主であって石炭層が挟まれる。この時期の揚子プラットフォーム及び華南褶曲帯の代表的地層は竜潭層である(図6)。その中には前述のカタシヤ植物化石が多く産出する。またプラットフォームの南の四川省西部から雲南省東部貴州省西部にかけての広い地域に厚さ1000～3000mに達する峨眉山型玄武岩が噴出したこともひとつのトピックであろう。

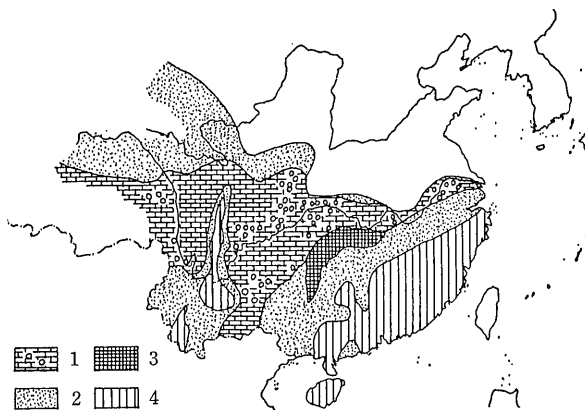
次の三畳系下部になると揚子プラットフォームの東部と西部にははっきりした岩相の違いが出てくる。プラットフォーム東部には青竜石灰岩あるいは大冶石灰岩と呼ばれる石灰岩と泥岩の薄互層が堆積したのに対して西部には浅海性赤色岩(飛仙閣層)が形成された。すなわち揚子プラットフォームの西側に一足先に陸化の傾向が現れたのである。三畳系中部になるとますます陸化の傾向が強まり東部にも典型的な海退相が現れ岩塩や石膏の挟まれるラグーン相炭酸塩岩や赤色岩そして終には汽水成～陸成層の堆積の場となった。(図8)。



写真7 オルドビス系上部層直下の灰黄色泥質石灰岩(宝塔層, 南京湯山) マッドクラックが発達して浅い海的环境を示している。すぐそばに有名な直角石 Sinoceras の立派なのがあったが硬くて取れず残念な思いをした

第3表 青竜・栖霞・黄竜3石灰岩の特徴

| | 色 | 岩 相 | 地層の厚さ | そ の 他 |
|-------|--------|---------------|-------|-----------|
| 青竜石灰岩 | 灰 色 | 石灰岩・泥質石灰岩 | 薄 層 | 頁岩と互層する |
| 栖霞石灰岩 | 暗 灰 色 | 石灰岩・珪質石灰岩 | 厚 層 | 油 臭 石 灰 岩 |
| 黄竜石灰岩 | 灰白色～灰色 | 石灰岩・ドロマイト質石灰岩 | 厚 層 | |



第8図 中国の三疊紀石膏鉱床の分布 (陶 1983より)

1. 海成炭酸塩岩と硫酸塩岩 丸印は鉱床.
2. 浅海性碎屑岩.
3. 侵食地域.
4. 島孤

なお 揚子江下流域におけるプラットフォーム被覆層の等厚線から推定される堆積盆の長軸方向は 震旦系～古生界下部でENE-WSW方向 古生界上部でNE-SW方向 最上部の三疊系では郟城-廬江断層と同じNNE-SSW方向となる(翁・王 1981). このことは 三疊紀に至って プラットフォーム被覆層の堆積に郟城-廬江断層の影響が出始めたことを示唆している.

4) 三疊系上部～白亜系

三疊紀後期以後 揚子プラットフォームは新しい活動段階に入り 第3段階の堆積物が形成された. まず西部には三疊紀後期からジュラ紀初期にかけて夾炭層が堆積し ジュラ紀～白亜紀になると有名な四川盆地や滇中盆地の赤色岩やモラッセ層が堆積した. 東部では 三疊紀後期からジュラ紀にかけて 海成層と陸成層の交互の堆積が続き 欠層している部分も多い.

この欠層はインドシナ造山運動の影響とみられ とくに揚子江下流域などの東部地域や揚子プラットフォーム西部の縁辺部でその影響が大きかった.

1984年 7月号

西縁部のそれは 西側に隣接する^{スンパン カンツイ サンチヤン}松潘・甘孜や三江などのインドシナ造山帯からの影響によるもので 竜門山地域は殊に強く変形し ^{カンタイア}康 滇 隆起帯には中・酸性火成活動が生じた. けれども 揚子プラットフォームの主たる変形は むしろ燕山造山運動によるものである. とくに東部ではその影響は大きく ジュラ紀以降の地層は 下位の地層に対して急角度の不整合で重なっている この地域の東側に隣接する華南褶曲帯や浙閩粵沿海区で生じたジュラ紀後期～白亜紀の大規模な火山岩・深成岩の活動の影響を揚子プラットフォーム東部も少なからず受けたわけである.

5) 新生界

第4段階の新生代の堆積層は 白亜紀から引続き陸成層が主である. 沖積層を除くと その主体は揚子プラットフォーム東部にあり 石膏 岩塩 含油層 赤色層などが形成された(写真8). また 揚子江下流域の南京付近から北へ向かって 郟城-廬江断層に沿い 鮮新世から更新世にかけて橄欖石玄武岩の活動もあった.

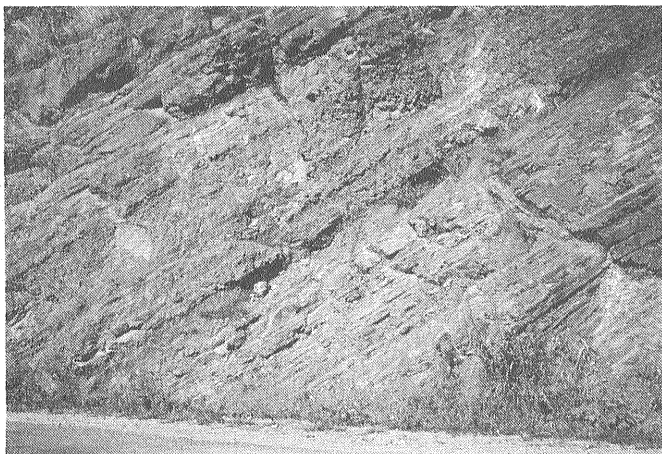


写真8 廬山の第三系赤色砂岩
廬山付近の平地では 土壌が赤くラテライト化していることが多いので うっかりすると風化した露頭とみまちがえる

日本とのつながり

これまで述べてきたように 揚子プラットフォームの地質は典型的な大陸の地質である。しかし それはまた 東に隣接する華南褶曲帯とともに 太平洋沿岸地域を中心に起った中生代後期の著しい変動の影響を被った地域でもある。この変動に伴った中生代後期の中・酸性陸上火山岩類は 韓国慶尚盆地の火山岩類や日本の濃飛流紋岩類に対比され この時期東アジアの大陸縁辺に広く火成活動の生じたことを示している。

一方 揚子プラットフォームの内陸部より 先カンブリア紀を通じて 大陸は次第に東へ向けて成長を続け 古生代前期には華南褶曲帯にまで達した。浙閩粵沿海区の基盤となる部分については 多量の中生代後期の火山岩や花崗岩の分布のため 残念ながら余り良く知られていない。けれども わずかに露出する基盤岩は 主に地向斜性のフリッシュ堆積層からなり 福建省南溪の付近などでは 石炭紀中部の化石が発見されている(郭ほか1983)。そして これらの基盤岩が三疊系～ジュラ系のモラッセ堆積層によって不整合に覆われる事実から 中国の地質学者の多くは 前記のように浙閩粵沿海区(東南沿海褶曲帯)がヘルシニア-インドシナ地向斜の一部であったと推定している。

東南沿海褶曲帯のちょうど対岸に当る台湾に目を転ざると そこには南北に走る台湾中央山脈に沿って基盤岩の分布を見出すことができる。この基盤岩は 西側が非変成～弱変成のスレート帯 東側が変成帯から成っている。東側の変成帯は 大南澳変成帯と呼ばれ さらにその中の東側の部分が玉里変成帯 西側の部分が太魯閣変成帯として区分される。

玉里変成帯は 主に角閃石片岩 石英-絹雲母片岩 黒色片岩 蛇紋岩 藍閃石片岩などからなる高圧型変成帯である。他方 太魯閣変成帯は 緑泥石片岩 黒色片岩 石英片岩 角閃岩 花崗閃緑岩 ミグマタイト 片麻岩 大理石などからなる低圧型変成帯であり これら2つの変成帯は対をなしている(YEN, 1963; LIU et al., 1975)。

大南澳変成岩の変成作用の放射年代は 87Ma 前後と測定されており これよりこの変成帯は西南日本の三波川-領家変成帯に対応する可能性が濃い(図5)。また 大南澳変成帯の大理石中からは 二疊紀のフズリナやサングの化石が発見されていて これらの変成岩を含め 台湾中央山地の基盤もまた 隣接する東南沿海褶曲帯と同様にヘルシニア-インドシナ地向斜に属していたとみなされる。日本の本州地向斜もほぼ同時期のものとされているので 古生代後期から中生代初めにかけての地

向斜は 変成帯とセットをなして 台湾から北へ 琉球諸島を経て日本にまで達していたと推定できる。

最近 浙閩粵沿海区の福建省沿岸を中心に やはり中生代の変成帯が発見された(李ほか1983)。この福建沿岸変成帯は 北は福建省馬祖から南は広東省南澳に至るもので 延長400km 幅38～58kmの細長い帯状をなしている(図9)。北と南の延長は海に没するので不明であるが 恐らく広域変成帯の一部であろうと考えられる。以前には この変成帯はもっと古期のものと思われていたのであるが1972年の調査で中生代の変成帯であることが判明した。

福建沿岸変成岩の原岩は 三疊紀後期からジュラ紀前期に渡る海成および陸成の砂岩と泥岩それに中・酸性火山岩類である。産出する主な変成岩は 変成火山岩類 千枚岩 石英片岩 黒雲母・白雲母片岩 緑色片岩 ミグマタイト グラニュライトなどで 花崗岩類やカルクアルカリ火山岩と密接に共存している。

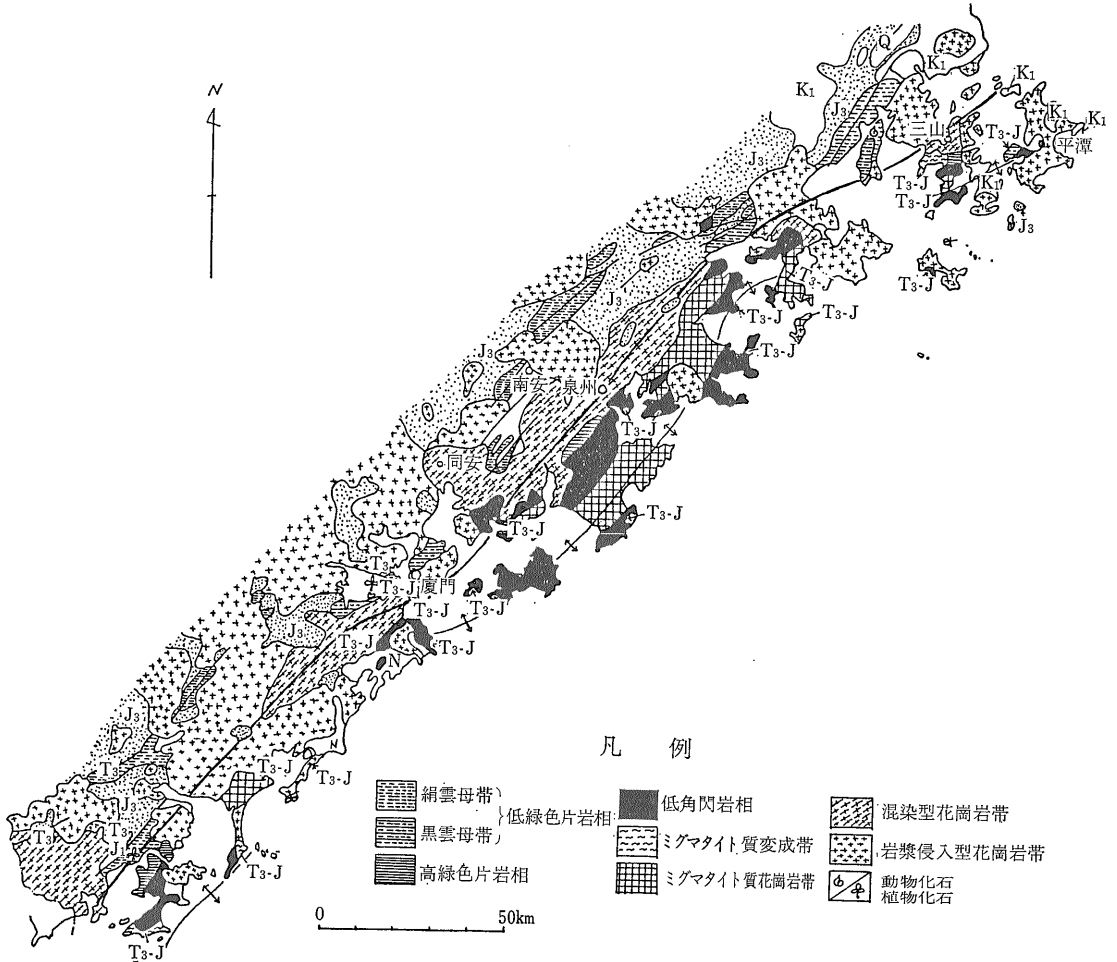
福建沿岸変成帯は 角閃岩相に広く紅桂石 珪線石が産出し また種々の段階の花崗岩類を伴っているので 低圧型広域変成帯とみなされている。変成岩の放射年代の測定は多数なされていて その大部分は 62.2～198 Maの間に入り ピークは白亜紀後期にある。これらの事実から 福建沿岸変成帯もまた西南日本の領家変成帯に対応するもののひとつと考えられる。

これが領家変成帯に相当するのではないかという根拠は他にもある。例えば 福建沿岸変成帯の西側には 前記の濃飛流紋岩類に相当する中生代後期の中・酸性陸上火山岩や花崗岩が広く分布していること。あるいは花崗岩の中には日本の中部地方の濃飛流紋岩類分布域にある苗木花崗岩に良く似たものがあることなど その地質的背景は西南日本のそれに実によく類似している。

こうして 中国には台湾海峡を挟んで両側に 領家変成帯に相当するものが2つ存在することになる。どちらが真の領家変成帯に対応するものか その謎を解く鍵は北側の海 東シナ海にがぎっていると思われる。

中国は 近年東シナ海の海洋地質調査に力を入れているので 少しずつその知識も増加しているが まだその成因については意見が分れるようである。従来からの見解は 東シナ海を中国大陸の東への張出し部 すなわち 東シナ海の基盤は大陸地殻からなるとするものである。すると 東シナ海は正に海に沈んだ現在のプラットフォームということになる。そして この考え方では 大南澳変成帯と福建沿岸変成帯は 別々の地域に形成されたものである可能性が強い。

しかし 近年の海洋地質調査から 東シナ海西部の大



第9図 福建沿岸変成帯(李ほか 1983より)

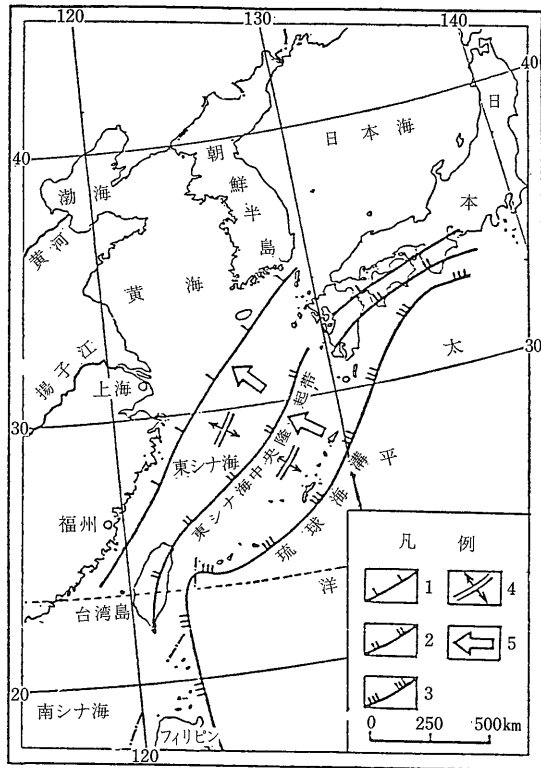
N:新第三系 K₁:白垩系下部 J₃:ジュラ系上部 J₁:ジュラ系下部 T₃:三疊系上部 T₃-J:三疊系上部~ジュラ系

陸棚には厚い新期の堆積物があって 揚子江など中国大陸の大河から流出した多量の碎屑物が地相斜型の堆積盆を埋め立ててしまっている様子が明らかになってきた。こうした事実に基づき 東シナ海西部は沖縄舟状海盆や日本海と同じく背弧海盆として生じ 今はすっかり堆積物で埋め立てられてしまったものと見なされるようになった。

張・任(1981)の意見によれば 台湾島は北側で東シナ海の中央を南北に走る東シナ海中央隆起帯—ここには尖閣諸島もの—に連続する。東シナ海は これによって東部と西部に分けられる。東部は沖縄舟状海盆で余り厚くはない東シナ海西部から溢れ出た堆積物や火山岩からなり まだ凹んだ海底地形をなす。一方 西部は5000mを越す新第三紀~第四紀の堆積物で埋め立てら

れているという。

東シナ海の東部と西部は それぞれ別個の背弧海盆で東部の方が若く 西部が古いと見なされる。彼らは古い西部の方は中新世前期に形成され それに伴って台湾と東シナ海中央隆起帯が島弧をなして中国大陸から分離し 一方 東部の方は 鮮新世~更新世前期に形成され 琉球諸島がさらに分離していったと考えた(図10)。こうした考えに基づく 台湾の大南澳^{ターナンアオ}変成帯は東シナ海中央隆起帯を通して九州の西部に達し 西南日本の三波川-領家^{ターナンアオ}変成帯に直接つながる可能性がでてくる。そして 台湾や沖縄諸島を それらが中国大陸から分離する以前の姿にもどすと 大南澳^{ターナンアオ}変成帯と福建沿岸変成帯は中国大陸東縁で一致 もとはひとつの変成帯であったという結果が得られるのである。



第10図 中国東部縁海の構造発達図(張・任1981)

1. 燕山後期の大陸縁辺沈み込み帯
2. 中新世前期の沈み込み帯 (日本の四万十帯-東シナ海中央隆起帯-台湾中央山地)
3. 現在の沈み込み帯 (琉球海溝)
4. 背弧海盆
5. 沈み込み方向

あとがき

大陸の成長と言えば Stille のヨーロッパ大陸成長説をその良い例として思い出す。この理論がそのまま日本を含め東アジア地域にも当てはめられると考えるにはこの地域の地質は余りに複雑である。しかしいま中国南部にまで視野を広げるとそれはあながち不可能なことではない。

これまで述べてきたように 中国南部は 揚子プラットフォームからその東に隣接する華南褶曲帯や台湾までを通して見ることによって 大陸とその東に位置する海洋の間に起きた1)島弧系の形成→2)島弧系の大陸への付加→3)大陸の東への成長という図式によって比較的単純に説明できる地域ということになる。この大陸成長のサイクルは 先カンブリア紀から現在まで何度も起った。その中でも 中国南部でもっとも重要な出来事は 先カンブリア紀末期の揚子造山運動と中生代後期の燕山造山

運動であると言える。前者は 中国南部の大陸基盤の基本を完成させたものであり 後者はそれを著じるしく変形させ 改変した。

日本列島と大陸の関係を考える時 我々は対岸の朝鮮半島や沿海州にのみ目を奪われてはならない。むしろ 古生代後期以来同じ地史を歩んできた中国南部へと視野を広げる必要のあることを強調して終りとしたい。

引用文献

DEPARTMENT OF GEOLOGY, NANJING UNIVERSITY (1980) Investigation on the time and spatial distribution of the granitic rocks of southeastern China, their petrographic evolution, petrogenetic types, and metallogenetic relations. J. Nanjing Univ., Spec. Iss. Geol. Sci., 56p.

郭令智・施央申・馬瑞士 (1983) 西太平洋中, 新生代活動大陸辺縁和島弧構造の形成及演化. 地質学報, no. 1, p. 11-21.

黄汲清 (1956) 中国大地構造の幾個特点. 地質知識, 第8期.

—— (1960) 中国地質構造基本特征的初步總結. 地質学報, vol. 40, p. 1-37.

黄汲清ほか4名 (1977) 中国大地構造基本輪廓. 地質学報, no. 2, p. 117-135.

李根坤ほか4名 (1983) 福建沿海中生代變質帶的變質作用特征. 中国区域地質, no. 3, p. 78-89.

LIU, J. G., Ho, C. O. and YEN, T. P. (1975) Petrology of some Glaucofane Schists and Related Rocks from Taiwan. J. Petrol., vol. 16, p. 80-109.

乔秀夫・耿樹方 (1981) 華南晚前寒武紀古板塊構造. 中国及其隣区大地構造論文集, 地質出版社, p. 77-91.

任紀舜ほか4名 (1980) 中国大地構造及其演化. 科学出版社, 124p

陶維屏 (1983) 中国海積三疊紀石膏礦床. 地質学報 no. 2, p. 172-183.

翁世勛. 王文広 (1981) 長江下游構造作用与岩漿活動. 南京地質礦産研究所刊, vol. 2, no. 3, p. 1-70.

邢裕盛ほか7名 (1983) 中国的上前寒武系. 中国地層1, 中国地層概論, p. 47-81.

亜洲地質図編図組 (1982) 亜洲地質. 地質出版社, 314p.

YEN, T. P. (1963) The metamorphic belts within the Tananao schist terrane of Taiwan. Proc. geol. Soc. China, vol. 6, p. 72-74.

張池ほか (1982) 对中国及隣区海陸大地構造特征的幾點新認識. 地質科研成果選集, 第1集, p. 1-9.

張正坤・任紀舜 (1981) 喜馬拉雅運動及其在中国大地構造發展中的意義. 中国及其隣区大地構造論文集, p. 42-54.

中国科学院地質研究所国家地震局地質研究所 (1983) 前寒武紀論文集. 地質出版社, 228p.

中国科学院南京地質古生物研究所 (1979) 湯山地質旅行指南, 21p.