

資 料

551-24(510)

中国の地体構造の基本的特徴とその発展に関する初歩的検討*

中国科学院地質研究所大地構造編図組*

本島 公司** 岸本 文男*** 訳

1. はじめに

地体構造は地殻が変形した結果であり、地殻の変形は地殻の形成を基礎として発展したものである。地殻の形成は主として地質体が作り上げられる過程のことで、それは地殻が形成された地質時代の中でのさまざまな温度・圧力の下に生成した堆積岩・マグマ岩・変成岩のタイプとその組合せ、そして地質相帯の発展を包括したものである。地殻の変形は主として地質体の改造過程のことをいう。その変形は各種の岩層が形成の過程やそれ以後に内因的および外因的な営力の作用を受けて生じたもので、各種の微視的および巨視的な構造の変化、たとえば流動、褶曲、破碎、断裂などを包括したものである。

一般的に言えば、地殻の形成は地質発達史を研究する主な対象であり、地殻の変形は地質力学を研究する主な対象である。前者は時間の面から発展過程を重視し、後者は空間の面から組合せ分布に注目する。しかし、理論上からいえば、空間の概念と時間の概念は不可分のものである。そのため、われわれは地質力学的な分析を基礎としながら、地質発達史の分析を進めた。

地体構造の地質力学的な分析は構造変形の力学的な性質と応力場の組合せにもとづいて行われ、地質発達史的な分析は構造変形の組合せ発展過程にもとづいて構造形成期を区分しながら、応力場の進化を併せ研究して行われる。構造応力場は地質発達史の進化の中での継承と新生の両側面を含み、地質現象は時間の経過に従って断えず変化し、あるものは消滅し、あるものは改変され、あるものは強められ、またあるものは発展して新たなものとなる。したがって、構造応力場の進化を追究するには、まず新しいものから古いものへと辿り、その一幕・一幕を探り、しかる後さらに古いものから新しいものへとその一幕・一幕をくりかえし探求して相互に検証を進めていかねばならない。

地質構造営力の作用は岩層という媒体を介して表現され、岩層という媒体をはなれて地質構造営力を認識することはできない。地質体の改造（変形）は作用した力の大小と作用した時間・方向、そしてさらに重要なことは媒体の物理力学的な性質に規制されることである。作用した力とそれを受ける媒体の不均一性は絶対的であり、均一性は相対的であって、応力の集中は一般に地質体の不均一なところ（形態、組織・構造、組成の不均一なところ）に生ずる。このことがすなわち、われわれがなぜ中国の地体構造の基本的特徴とその発展を研究するに当って地質力学的な分析と地質発達史的な分析の結合を強調しなければならなかったか、の主な理由である。

地質と地球物理の総合解析、とくに地層と岩石、空中磁気、重力などの資料とシュミレーション実験を結合した結果は中国の地体構造の現状を教えてくれただけでなく、過去において断裂運動が特徴的な地塊構造運動の性質を備えていたことも示している。それらの断裂は主に NNE と NNW, NEE と NWW 方向の 2 組の X 型剪断交又断裂の規制を受け、X 型剪断断裂を基礎として、ある時は N-S 性と E-W 性の断裂が加わり、その結果鋸歯状断裂構造が発達することもある。中国の地殻はこの種の断裂に切られ、さまざまな形成体と変形体の地塊を形作り、2・3 の地方で確認された比抵抗層と高抵抗層、

* 中国科学院地質研究所大地構造編図組 (1974): 中国大地構造基本特性及其発展的初歩探討: 地質科学, 第 1 期, 1-17 頁

** 技術部, *** 鉱床部

低速度層と高速度層と地震震源の平面的な分布から推測すれば、層状および層状類似の構造を備えている。したがって、中国の構造運動は地塊状断裂を特徴とするだけでなく、一般に層間滑動の特色も備えていることになる。

中国の地体構造の注目すべきもう一つの性質は基盤被覆層の構造が一般に基盤構造の規制を受け、浅部岩層の構造が一般に深部岩層の構造の規制を受けていることである。そこで、われわれは基底の地塊断裂構造を重点的にとり上げた(第1図参照)。

2. 地塊断裂構造の特徴とその発達

断裂地塊は地質時代、形成と変形の特徴からすると、断層地塊、断層ウォーピング地塊、断層褶曲地塊の3タイプに分けることができる。

断層地塊 比較的安定した地塊で、先震旦紀に形成され、大陸型地殻を構成し、深部変成作用を受けた褶曲基盤とさまざまな地質時代の被覆堆積層群からなり、いわゆる卓状地の形成と変形の性質を備えている。剛性が比較的強い基盤上の変形は主として断裂であり、剛性が比較的弱い基盤上の変形は一般に褶曲が主体をなす。

断層ウォーピング地塊 安定性は断層地塊に次ぎ、震旦紀以後に形成されたもので、主として大陸地殻に、一部は移過帯地殻に発達し、いわゆる劣地向斜の形成と変形の性質を備えている。後期の褶曲作用と変成作用は一般に激しくなくて、線状褶曲は一般に不明瞭である。

断層褶曲地塊 活動性が強く、震旦紀以後に形成されたもので、海洋地殻と一部は移過帯地殻に発達し、いわゆる優地向斜の形成と変形の性質を備えている。断裂が発達し、褶曲と変成が強烈で、線状褶曲が明瞭である。

断裂地塊は一定の構造発達段階と構造発達期に形成・発達したもので、その発達史と形成・変形状態の特徴、既存の絶対地質年代資料からすると、中国の地体構造の発展は5段階の構造発達段階(10期の構造発達期)に分けることができる。

第1段階(始生代)

最古期地塊の形成段階で、その岩層コンプレックスは阜平層群、桑子層群、泰山層群などに代表され、世界の多くの地方の始生代構造区の場合に比較して中国の始生代断裂地塊の地質年代は割合に新しいが、変成度は高く、かつ変成緑色岩はほとんど発達していない。このことは当時の大陸地殻が比較的薄く、活動性が比較的大きかったことと関係あるものと思われる。

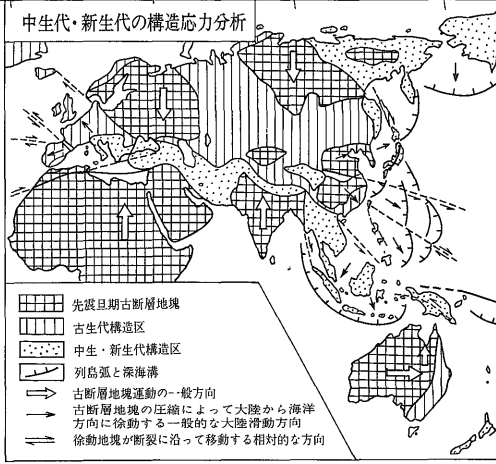
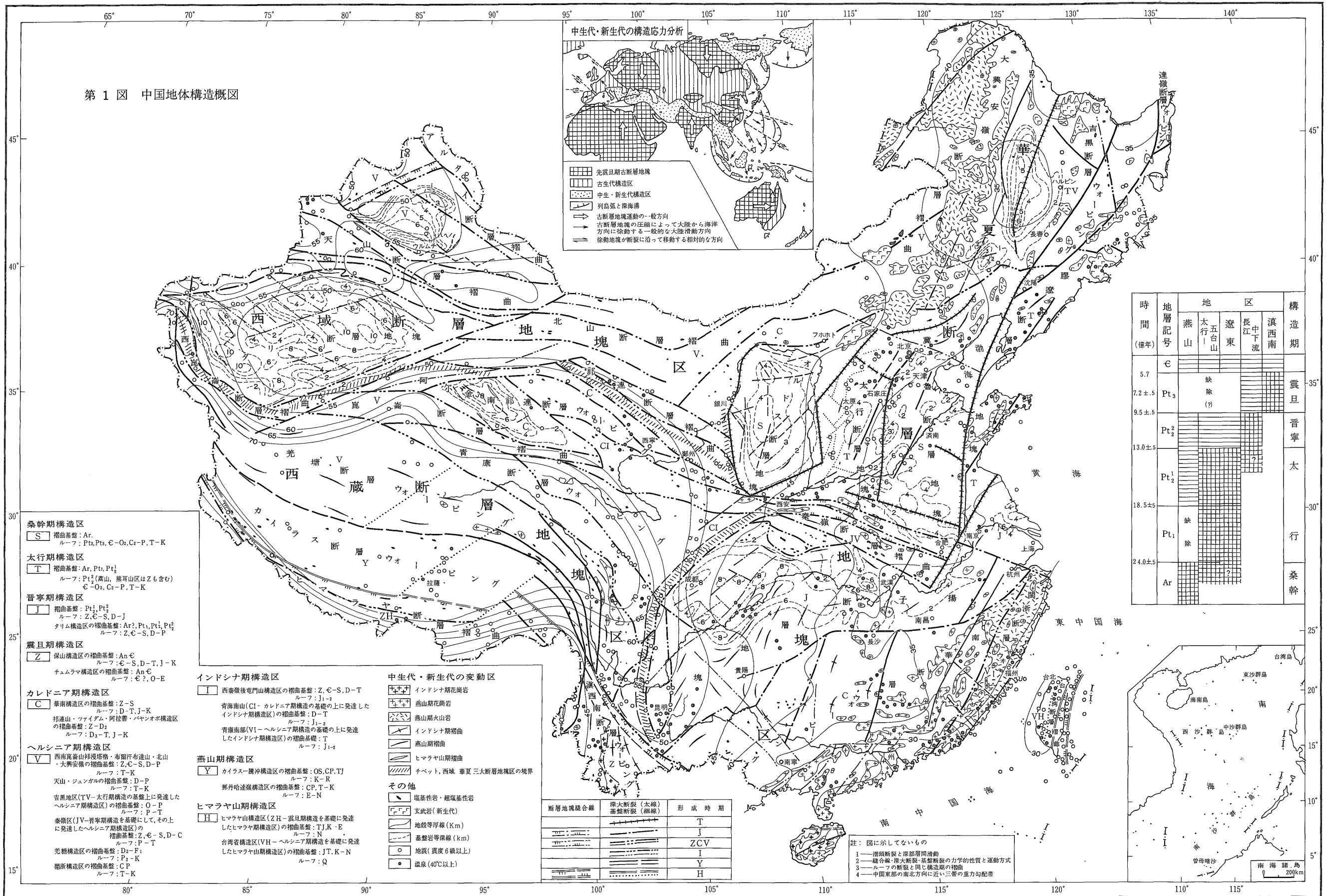
第2段階(原生前・中期)

華北地域の始生代褶曲基盤上にはまず NNE-SSW と NNW-SSE の X 型剪断断裂が生じ、ひき続いて鋸歯状破断断裂が発達した。そして断裂地塊が形成され始め、その岩層コンプレックスは五台層群、滹沱層群(太行山地域)、寬甸層群、遼河層群と粉子山層群、蓬萊層群(膠遼地域)、アイルチカン層群(タリム地域)と昆陽層群、下板溪層群(揚子江地域)を代表的なものとする。モラッセ類似の地層からなる常州村層、郭家寨層、永寧層が賦存することからすれば、上記岩層コンプレックス生成期には比較的安定した初期の卓状地が生じたものと思われる。地殻が厚さを次第に増し、隆起作用が進行する条件の下でさらに NEE-SWW と NWW-SEE 方向の X 型剪断断裂網が現れている。タリム盆地の構造線では NW から NWW 方向のものが比較的顕著であるが、その他の地域では NE から NEE の構造線が主体をなしている。

第3段階(原生代後期-古生代)

この段階に中国では普遍的に NEE-SWW と NWW-SEE 方向の X 型剪断断裂網が出現し、ひきつづいて鋸歯状の断裂が発達した。これは南北方向の圧縮圧が地殻の厚さを増し、東西方向の隆起を作ったことと密接な関係があると思われる。この段階では比較的堅硬で安定した卓状地と比較的軟弱で活動的な地向斜を形成していった地質作用にすでに分化が認められ、断裂地塊が変形した過程にも明らかに断層褶曲地塊、断層ウォーピング地塊、断層地塊への分化が現れている。

第1図 中国地体構造概図



- 先震旦期古断層地塊
- 古生代構造区
- 中生・新生代構造区
- 列島弧と深海溝
- 古断層地塊運動の一般方向
- 古断層地塊の圧縮によって大陸から海洋方向に徐動する一般的な大陸滑動方向
- 徐動地塊が断裂に沿って移動する相対的な方向

時間 (億年)	地層記号	地 区					構 造 期
		燕 山	太 行 山	五 台 山	遼 東	長 中 下 流	
5.7	C						
7.2 ± 0.5	Pt ₃						震旦
9.5 ± 0.5	Pt ₂ ²						晋寧
13.0 ± 0.5	Pt ₂ ¹						太 行
18.5 ± 0.5	Pt ₁						桑 幹
24.0 ± 0.5	Ar						

- 桑幹期構造区**
 褶曲基盤: Ar
 ルーフ: Pt₂, Pt₃, C-O₂, C₂-P, T-K
- 太行期構造区**
 褶曲基盤: Ar, Pt, Pt₁²
 ルーフ: Pt₂² (嵩山, 熊耳山はZも含む)
 C-O₂, C₂-P, T-K
- 晋寧期構造区**
 褶曲基盤: Pt₁², Pt₂²
 ルーフ: Z, C-S, D-J
 タリム構造区の褶曲基盤: Ar?, Pt₁, Pt₁², Pt₂²
 ルーフ: Z, C-S, D-P
- 震旦期構造区**
 保山構造区の褶曲基盤: An-C
 ルーフ: C-S, D-T, J-K
 チュムラマ構造区の褶曲基盤: An-C
 ルーフ: C?, O-E
- カレドニア期構造区**
 華南構造区の褶曲基盤: Z-S
 ルーフ: D-T, J-K
 祁連山・ツァイナム・アラ善・バヤンボ構造区の褶曲基盤: Z-D₂
 ルーフ: D₂-T, J-K
- ヘルシニア期構造区**
 西南崑崙山祁漫塔格・布爾津達山・北山・大興安嶺の褶曲基盤: Z, C-S, D-P
 ルーフ: T-K
 天山・ジュンガルの褶曲基盤: D-P
 ルーフ: T-K
 吉黒地区(TV-太行期構造の基盤上に発達したヘルシニア期構造区)の褶曲基盤: O-P
 ルーフ: P-T
 秦嶺区(JV-晋寧期構造を基礎にして、その上に発達したヘルシニア期構造区)の褶曲基盤: Z, C-S, D-C
 ルーフ: P-T
 羌塘構造区の褶曲基盤: D-F₁
 ルーフ: P₂-K
 南嶺構造区の褶曲基盤: C-P
 ルーフ: T-K

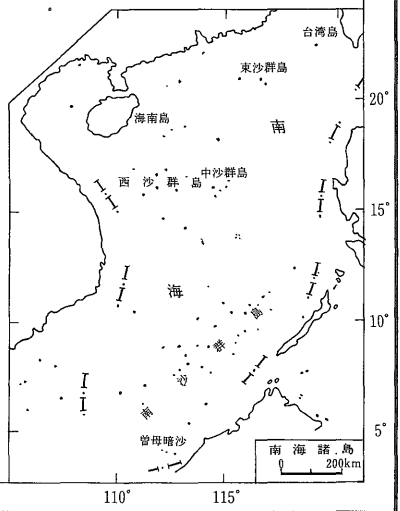
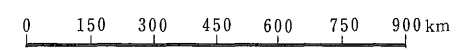
- インドシナ期構造区**
 西奈後後門山構造区の褶曲基盤: Z, C-S, D-T
 ルーフ: J₁₋₄
 青海南山(CI-カレドニア期構造の基礎の上に発達したインドシナ期構造区)の褶曲基盤: D-T
 ルーフ: J₁₋₂
 青康南部(VI-ヘルシニア期構造の基礎の上に発達したインドシナ期構造区)の褶曲基盤: T
 ルーフ: J₁₋₂
- 燕山期構造区**
 カイラス-騰冲構造区の褶曲基盤: OS, CP, TJ
 ルーフ: K-R
 那丹哈達嶺構造区の褶曲基盤: CP, T-K
 ルーフ: E-N
- ヒマラヤ山期構造区**
 ヒマラヤ山構造区(ZH-震旦期構造を基礎に発達したヒマラヤ山期構造区)の褶曲基盤: TJ, K-E
 ルーフ: N
 台湾省構造区(VH-ヘルシニア期構造を基礎に発達したヒマラヤ山期構造区)の褶曲基盤: JT, K-N
 ルーフ: Q

- 中生代・新生代の変動区**
- インドシナ期花崗岩
 - 燕山期花崗岩
 - 燕山期火山岩
 - インドシナ期褶曲
 - 燕山期褶曲
 - ヒマラヤ山期褶曲
 - チベット, 西域, 華夏三大断層地塊区境界
- その他**
- 塩基性岩・超塩基性岩
 - 玄武岩(新生代)
 - 地殻等厚線(Km)
 - 基盤岩等深線(km)
 - 地震(震度6級以上)
 - 温泉(40℃以上)

断層地塊縫合線	深大断裂(太線) 基盤断裂(細線)	形成時期
———	———	T
———	———	J
———	———	ZC
———	———	I
———	———	Y
———	———	H

註: 図に示していないもの

- 1—潜頭断裂と深部層間滑動
- 2—縫合線・深大断裂・基盤断裂の力学的性質と運動方式
- 3—ルーフの断裂と同じ構造期の褶曲
- 4—中国東部の南北方向に近い三帯の重力勾配帯



第4段階 (中生 - 新生代)

この段階では中国の地体構造が東・西2部分に分かれ始め、西の部分は原生 - 古生代の NEE-SWW と NWW-SEE 方向の断裂系をひき継ぎ、そして長軸が EW に近い菱形構造区を形成した。その端的な現れが西域構造系とチベット構造系である。東の部分では華北地域の原生代前 - 中期の NNE-SSW と NNW-SSE 方向の断裂系が復活し始め、さらに新しく生じた NNE ないし NE 方向とそれに対応する NW 方向の断裂系が完成して長軸が NS に近い菱形構造区が形作られた。華夏構造系がそうである。

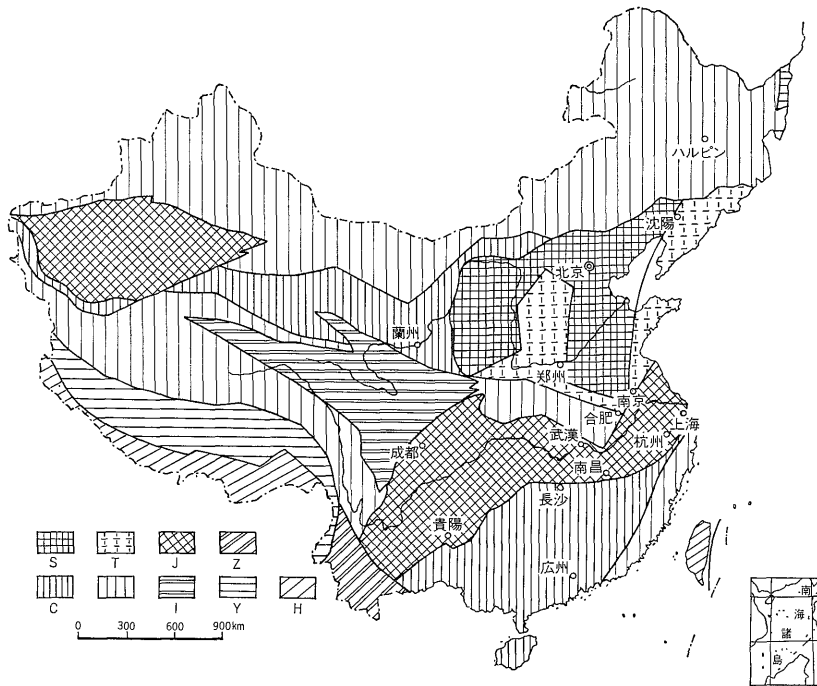
第5段階 (ネオテクトニクス時代)

この段階では、華夏、西域、チベットの3大断層地塊区が形成・発展を続けた。この3大断層地塊区は一条の東西に近い方向に分布する西北の崑崙山脈と北の祁連山脈の断層地塊縫合線、阿爾金山脈の深い断裂および一条の六盤山脈 - 賀蘭山脈の深い断裂、後竜門山脈と滇西の断層地塊縫合線によって境されている。3大断層地塊区以外の分界線として、北ヒマラヤ断層地塊縫合線と台湾海岸山脈断層地塊縫合線がある。上述の断層地塊縫合線の形成時代には新・旧の2時代があるが、ネオテクトニクス時代には現在も含めてきわめて烈しい構造運動が続いており、それは地震帯がすべて活断層地塊の周縁に認められることによく現れている。

チベット断層地塊区は全体が激しく上昇した一つの地域で、地殻の厚さは 50-70 km、その南側と北側には非常に厚い鮮新世後期 - 更新世のモラッセ層が発達し、褶曲作用を受け、押しつぶせ断層と逆押しつぶせ断層が多い。

西域断層地塊区は上昇・沈降が激しい地塊区である。地殻の厚さの分布変化が大きく、山地で 55-60 km、盆地で 50 km 前後である。両者の接触帯付近には鮮新世後期 - 更新世のモラッセ層が発達し、程度のさまざまな褶曲作用を受け、押しつぶせ断層作用と逆押しつぶせ断層作用も受けている。

華夏断層地塊区は上昇・沈降が明らかな地塊区である。地殻の厚さは東から西に向かって次第に厚くなり、30 km から 50 km に増大する。山地と盆地は NNE ないし NE 方向に配列しているが、その中で華南地域と東北地域の差導構造運動は明瞭でなく、華北地域の場合はかなり激しく、新生代以後大行山脈の西縁に沿って裂谷帯を形成している。



第2図 中国の地塊断層構造模式図

第 1 表

発達段階	構造期	記号	時間 (億年)	地塊・地塊区名
5	ネオテクトニクス期		0.26-現在	西域断層地塊区, チベット断層地塊区, 華夏断層地塊区
4	ヒマラヤ期	H	0.26-0.65	ヒマラヤ断層褶曲地塊, 台湾断層褶曲地塊
	燕山期	Y	0.65-1.8	カイルス断層ウォーピング地塊, 那丹哈達嶺断層ウォーピング地塊
	インドシナ期	I	1.8-2.3	青康断層ウォーピング地塊
3	パリスカン期	V	2.3-4.0	アルタイ, 天山, 北山-大興安嶺, 東秦嶺の各断層褶曲地塊, 吉黒, 羌塘, 閩浙の各断層ウォーピング地塊
	カレドニア期	C	4.0-5.7	西崑崙, 北祁連の各断層褶曲地塊, 阿爾金-南祁連, 南華の各断層ウォーピング地塊
	震旦期	Z	5.7-9.5±0.5	滇西南(保山), 珠峰の各断層ウォーピング地塊
2	晋寧期	J	9.5±0.5-13.0±0.5	揚子断層地塊, タリム断層地塊
	太行期	T	13.0±0.5-24	太行断層地塊, 膠遼断層地塊
1	桑子期	S	>24	冀魯断層地塊, オルドス断層地塊

上述の3大断層地塊区は地質発達状況からは勿論のこと、ネオテクトニクス活動の特徴や地殻の厚さの変化からも、すべてははっきりと識別でき、さらにその境界もまた強い活動性を備えているといえる。

中国の地体構造の5構造発達段階と10構造発達期の各時代区分と地塊名(第2図)は第1表に掲げた通りである。

断層地塊の境界線は、その規模、深度および発達状態の特徴によってまず断層地塊地縫線、深在断層線、基盤断層線の3タイプに分類することができる。

断層地塊地縫線 これは断層地塊をとりまく重要な境界線型式で、古大陸型地殻と古海洋型地殻の地縫線になっており、古大陸地殻が押し上がったか、あるいは古海洋地殻が下へもぐった結果生じたものである。この地縫線は岩圏からさらに上部マントルの軟流圏まで深く入りこむことがあり得る。その出発当時の状態は現在の太平洋西縁のいわゆるプレート=テクトニクスのプレート消滅帯に似ている。したがって、これは消滅型断層帯といってもよいだろう。その主な指標となるのは、「オフィオライト帯」、高圧低温変成帯(藍閃石とジェード輝石を伴う)および「複合堆積層」の存在である。さらに地球物理学的な特徴としては地殻厚度の急変帯であり、重力異常変化帯であり、強震帯でもある。

現在までに知り得た地質学および地球物理学的な資料から推測すると、下に挙げる地域が断層地塊地縫線または消滅型断層帯の存在地となる。すなわち、祁連山脈北部、崑崙山脈西部、秦嶺山脈北部、竜門山脈後部、雲南西部、ヒマラヤ山脈北部、台湾海岸山脈などである。はじめの4地域は震旦紀-古生代前期にすべてかなり深い海溝型の優地向斜を形成した所で、ジャスペロイド、蛇紋岩、塩基性ないし中性の海底噴出スピライト-ケラトファイア構成のオフィオライト帯からなっている。祁連山脈北部と黒河兩岸のカンブリア紀中期の結晶片岩中には藍閃石片岩帯が、さらに崑崙山脈西部の原生代の結晶片岩、大理石、ミグマタイト中には硬玉岩が諸所に賦存し、また秦嶺山脈北部の南陽地区にも硬玉岩が認められる。雲南西部地域は普寧構造期の一つの優地向斜で、緑色変質化した塩基性海底噴出岩、超塩基性岩、ジャスペロイドからなる震旦系下部の塩田層群がオフィオライト帯に相当する。以上のほかにも雅羅江近辺でも藍閃石片岩がみつまっている。ヒマラヤ山脈北部や台湾海岸山脈などには中生-新生代に深い海溝型の優地向斜が生じ、その中にジャスペロイド、有孔虫チャート、蛇紋岩、塩基性海底噴

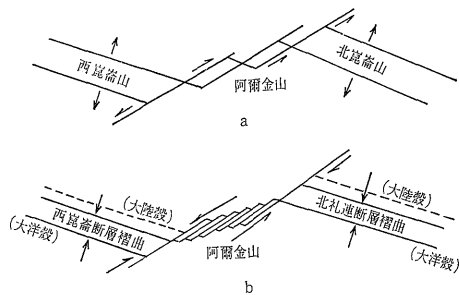
出岩からなる岩系が発達している。チベットの日喀則層群と台湾の利吉層群は、その中に巨大な外来岩塊が加わっていることが発見されたので、複合堆積物である可能性もっている。地球物理上の特徴からすると、上記諸地域もすべて地殻の厚さが急変する地帯である。

現在までの数少ない資料によると、ジュンガル地方の国境山地、哀牢山脈、揚子断層地塊南縁には古大陸地殻と古海洋地殻との接合線が存在する可能性がある。その接合線はヘルシニア期、震旦期、普寧期の断層地塊地縫線もしくは消滅型断裂帯に区分できると思われる。

深在断裂 これは古大陸型地殻と古大陸型地殻との接合線で、常に各断層地塊の境界接合帯となって現れ、接合型断裂帯とも呼ばれている。この断裂帯はマンツルの頂部にまで達し、断裂に沿って塩基性岩と超塩基性岩の貫入が行われ、場合によっては地球物理異常帯ないし地震活動帯の区域となって現れる。たとえば、中国東部の鄭盧断裂帯や太行山脈東縁とオールドス西縁の断裂帯は地殻深部に及んでいることが明らかばかりでなく、重力異常変化帯として現すことができ、さらに地表にも断裂帯の長期にわたる活動の地質学的な指標となるものが分布している。

基底断裂 これが主に発達しているのは断裂地塊体の内部で、多くは烈しく褶曲した地層の下に潜頭・伏在しているが、ときには地表まで達することもある。多くは張力裂開性を備えているので、曳裂型断裂帯とも呼ばれている。深さは前述の2タイプの場合に及ばず、一般に地殻を貫通していない。そして地質的には常に酸性岩の連鎖状分布、地層の不整合、岩相変化の果帯分布、さらに強い褶曲と動力破碎変質帯の線状分布となって現れている。そのほか、地熱(温泉も含め)・地磁気異常帯となり、それが地震活動帯と重なっている。

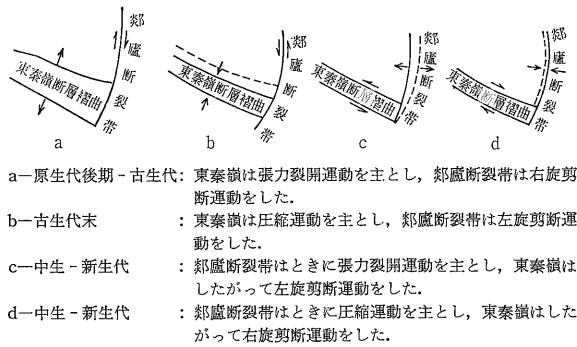
断層地塊体の運動方式と同地塊体の分界線は密接な関連を有する。空間的には、2個の地塊体が背向運動をするときには地塊体間の体積は引き開かれて拡がり、反対に2個の地塊体が対面運動をするとき地塊体間の体積は圧縮されて縮まるか、あるいは一つの面になってしまう。時間的には、ある1構造運動期に形成された地塊体は一般にその前の構造運動期もしくはさらにその前の構造運動期に生じた断裂に沿って引き開けられ、当該地塊形成運動期に対面方向の運動によって集合する。同時に、時間の経過と地域の性質の差によって幾つかの断層地塊の境界はある構造運動期に引張りの性質もしくは圧縮の性質を備えるようになり、また別の構造運動期には剪断横ずれの性質に転換する。したがって、断層地塊の構造運動の一つのもっとも重要な運動方式は剪断-引張りと剪断-圧縮であるといえる。西崑崙断層地塊地縫線、北祁連断層地塊地縫線、阿爾金山脈深在断層はそのよい例で、原生代後期-古生代前期に北祁連断層地塊地縫線と西北崑崙断層地塊地縫線は引張り剪断状態にあり、そして阿爾金山脈深在断層は右ずれの横ずれ剪断が主であった。それが古生代前期の末になると、前2者は圧縮剪断、後者は左ずれ



a-原生代後期-古生代前期: 西崑崙と北祁連山は張力裂開運動を主とし、阿爾金山の深在断裂帯は右旋剪断運動として現れる。
b-古生代前期末期: 西崑崙、北祁連山は圧縮運動を主とし、阿爾金山深在断裂帯は左旋剪断運動として現れる。

第3図 西崑崙-阿爾金山-北祁連山地塊断層構造運動概念図

の横ずれ剪断に変わっている(第3図)。また、北秦嶺断層地塊地縫線と鄭盧断裂の場合は原生代後期-古生代に前者が大行山断層地塊と揚子断層地塊の背向移動による引張り運動作用を受け、後者が右ずれの剪断横ずれ作用を受けたが、古生代末になると、両断層地塊が対面移動を行って接合し、太行山断層地塊は圧縮運動を、揚子断層地塊は左ずれの剪断横ずれ運動をそれぞれ行っている。しかし燕山構造運動から以降、これらの断層地塊の運動方式は再び転換し、鄭盧深在断層はまず引張り、そして圧縮となって現れ、北秦嶺断層地塊地縫線は剪断横ずれの性質を備えるようになった(第4図)。多くの資料を分析した結果は、中生-新生代における中国東部のNE-SWないしNNE-SSW方向の断層とそれに対応したNW-SEないしNNW-SSE方向の断層の場合、前者が引張り



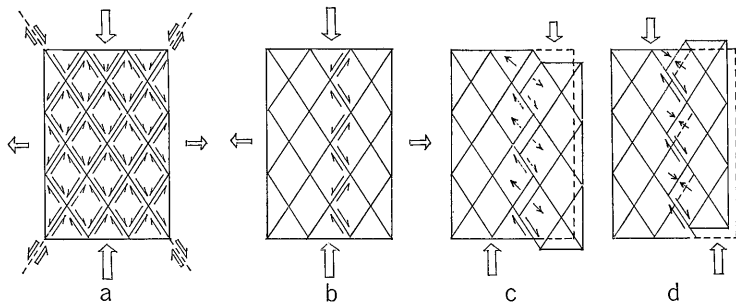
第 4 図 東秦嶺・鄒廬両断裂帯の構造運動様式と転位運動様式の概念図

認められ, 後者は常に断層地塊周縁外側に生成している。将来, 地震の分布と震源の規制を総合的に分析し, 結びつけられたら, われわれは断層地塊内部の応力状態をさらに詳しく検討することができるに違いない。

モデル化実験と野外観測の結果, N-S 方向の圧縮力によってまず NNE-SSW と NNW-SSE の X 型剪断断裂系が生じ, 次いでその X 型断裂系を少し引張ると N-S 方向に近い鋸歯状の断裂になることが明らかになった。 E-W 方向の圧縮力が作用すると, NEE-SWW と NWW-SEE 方向の X 型剪断断裂系が生じ, 次にこれを引張ると E-W 方向に近い鋸歯状断裂に発展した。この種の断裂系パターンは応力分布ネットに当てはめればよく理解できる。このような考えから出発し, 構造形態の保

と圧縮の交互繰り返運動方式を主とし, 後者が剪断横ずれ運動を主としたことをはっきり示している。中国の西部にもこのようにして中生-新生代の方向を異にする剪断-引張り断層系と剪断-圧縮断層系が作られたものと思われる。

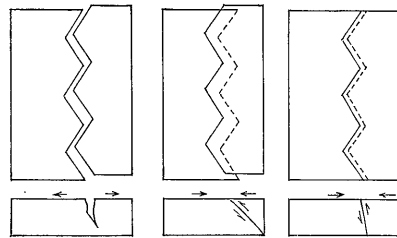
別の側面としては鉄分に富んだ超塩基性岩が常に剪断-引張り構造条件下で出現し, マグネシウムに富んだ超塩基性岩が常に剪断-圧縮構造条件下で生じているという事実がある。中国では, 前者は常に断層地塊周縁の内側に



(大矢印は広域応力方向を示す。小矢印は派生広域応力方向を示す。最小矢印は局部的な応力方向を示す。)

第 5 図 剪断応力軌跡網と鋸歯状断裂の発達概念図

存程度と周辺の条件を結びつけることによって, われわれは中生代と新生代の中国の主な地殻部分が N-S 方向の圧縮作用下にあり, 西部は圧縮圧による隆起区を作り, 東部は引張り力によって凹地帯を形成したものとして解している。この東部と西部の境界がすなわち南北構造帯といわれるもので, 剪断帯である。この種の条件下で, 中国西部の構造運動 (インドシナ-燕山-ヒマラヤ) は北から南に次第に新しくなり, 古地中海部分を隆起させてチベット南部と接合させ, 同時に古生代およびそれ以前の



第 6 図 断裂型式概念図

断層が継承されて活動し、地塊の烈しい昇降運動が現れ、新しい断層と褶曲が生じた。中国東部では、構造運動(燕山-ヒマラヤ)が大略西から東へマグマ活動を次第に新期のものに変えていった。西太平洋とインドネシア島弧の外海は自由な縁辺相となり、地塊の物理力学的な性質と運動方向を異にする条件の中で中国大陸は海洋に向かって不均等な蠕動を行い、同時に NNE ないし NE, NNW ないし NW 方向の断層系に相応する地形を作っていた。

中生代-新生代の応力分析データと震源規制に関するデータはかなりよく一致し、中国大陸の地殻の現在の応力場が中生代-新生代の応力場と基本的に類似していると説明し得る。さらに先古生代から古生代に至る断層系をみると、N-S 方向の圧縮が主な応力場といえるだろう。これは一つの推測である。しかし、将来の研究事業が一步進んで実証を得れば、この1応力場が地球の形成以来の自転速度の変化によって生じたものと解し得るような気もする。

3. 断層地塊構造と地層の発達との関係

断層地塊構造は地層の発達を規制し、地層の発達状況は断層地塊構造を反映する。断層地塊はすべて地体構造の発展段階で形成されてきたものである。これらの段階と構造運動期は主として地層の地質時代を確定しなければ決定し得ない。それはすなわち、断層地塊構造の形成と発展は常に対応する段階の地層の発達に特徴を与えるということに立脚するわけである。

中国の地体構造中の 2, 3 の主要断層地塊の基盤、なかでも華夏断層地塊の基盤は大部分が前震旦紀の古期岩系で構成され、その上に比較的新期の被覆層が発達している。先カンブリア系の一般層序区分は主な構造運動の区分と併せて第 2 表に示しておく。

断層地塊の境界線はしばしば堆積岩の岩相の境界線になっており、多くは地層が不整合な地域に現れている。例えば、揚子断層地塊は普寧運動によって形成され、その縁部に沿って地層の不整合を生じている。これについて説明を加えてみよう。

普寧運動は“湘黔大断裂”に沿って、すなわち揚子断層地塊の南境の西方で湖南省西北部の板溪層群(震旦統下部層群)と木曜溪層群の間に、また貴州省東部の板溪層群と梵浄山層群の間にきわめて明瞭な不整合を作り出している。さらに“浙贛大断裂”に沿っては江西省北部の桐門層群と双橋層群の間に、また安徽省南部の休寧層群と上溪層群の間に、浙江省西部の龍游層群と白沙層群の間にかなり激しい不整合を形作っている。隣接する華南断層ウォーピング地塊内では江西省中・南部-湖南省中・南部地域の震旦系と先震旦系との境界がそれほどはっきりしていない。一方、廣西地方の北部では普寧運動が作り出した上丹洲層群と下丹洲層群の間の不整合があり、それに近接した断層ウォーピング地塊の縁部に当たる九万大山の南端での普寧運動の現れ方は顕著である。その東に向かって、断層地塊の境界から距離をへだてた元宝山地区から龍勝地区に及ぶ不整合現象は次第に弱まっていて、平行不整合となる。

揚子断層地塊の北側境界は安徽省中部の張八嶺地区の周崗層群(震旦系下部統)と張八嶺層群の間に始まって湖北省大洪山地区の花山層群(震旦系下部統)と応山層群の間、神農架地区の震旦系と神農架層群の間、四川省北部の米倉山地区の震旦系と火地壩層群の間までで、その不整合現象は烈しい。揚子断層地塊の西側境界は四川省西南-雲南省中部帯のように、澄江累層と昆陽層群あるいは会理層群との間の不整合も大きい。

断層地塊境界線の両側では、それぞれの断層地塊上に常に異なる岩層組合せが生ずる。以下、それについて 2, 3 の例を示して説明したい。

冀魯断層地塊と膠遼断層地塊の北部構造階の地層発達状況は異なっている。冀魯断層地塊の場合は基盤が桑乾層群で、主として片麻岩・グラニュライト・ミグマタイトからなる。斜長片麻岩とグラニュライトの中には紫蘇輝石が含まれ、また角閃岩、斜長角閃岩などに変成した中性-塩基性噴出岩と塩基性-超塩基性貫入岩も含まれている。原生代中-後期岩層は准卓状地型の未変成海成相の碎屑岩-炭酸塩岩からなる。しかし、膠遼断層地塊の基盤は始生代後期-原生代前・中期の鞍山層群-寬甸(集安)層群-遼河層群である。その鞍山層群と寬甸層群は結晶片岩とグラニュライトを除くと、前者が斜長角閃岩質

第 2 表

時代区分と地層区分				構造運動					
地質時代・地層単位		標準層		該当層		名称	絶対年代 (億年)	主要現象	
原	震旦系	上部統	峽東層群	灯影累層	老堡+陡山沱+"南沱"+富禄+長安累層；下三星口+陂頭+老虎壩+下坊累層；羅圍累層；育肯葛爾+泰瑞愛肯累層；韓母山群		澄江運動	7.2±0.5	南部に多く、豫西—淮南と庫魯克塔格地区にもみられる。主として地塊断裂—傾動、地層は不整合と非整合となって現れる。花崗岩、閃緑岩が貫入し、部分的には中酸性火山岩の噴出もみられる。
				陡山沱累層					
	南沱累層								
	下部統	蓮沱層群	牛頭山累層	板溪層群；拉攪層群；休寧+鋪嶺層群；花山層群；伍斯大橋層群(蘇雄層群)；耀嶺河累層+郎西累層；五佛山層群；周崗層群；漢高山累層、貝義西群；墩子溝群		晉寧運動	9.5±0.5	南部、西北地方、豫西—淮南に比較的顕著。一般に不整合、岩層は激しく褶曲変成し、マグマの貫入と噴出が広範、北部では主として隆起—傾動。	
澄江累層									
生	青白口層群	昆陽層群	青白口層群	茶房子累層	上溪層群 木曜溪層群 四堡層群 (下丹洲層群)	頭泉累層 細河+永寧累層 土門累層 黑查山層群 什那干層群	小管河運動	13.0±0.5	北部と西北部に現れている。地層は不整合と非整合を示し、一部の地区では褶曲変成作用を受け、花崗岩とペグマタイトの貫入、中塩基性火山岩の噴出に代表されるマグマ活動が活発。
			郭家寨累層						
	中	蕪縣層群	蕪縣層群	滹沱層群	加榜層群	太行層群 遼河層群 蓬萊層群 野鷄山+嵐河層群 烏家店層群	五台運動	18.5±0.5	主として華北と西北の一部の地区で褶曲、変成、マグマ活動が比較的激しい。貫入岩は花崗岩・閃緑岩・ペグマタイトを主とし、塩基性岩と超塩基性岩もある。
					神農架層群 張八嶺層群 應山層群 嵩山層群 西郷層群 愛爾基干層群 竜首山層群				
下部	長城層群	長城層群	五台層群	竜華河層群	呂梁層群；寬甸層群；集安層群；粉子山層群；二道洼層群；大別山群；肥東層群；興地塔格層群	鉄堡運動	24.0±0.5	主として華北、岩層は烈しく褶曲、変成を受け、一部にミグマタイト化が強く、大量の花崗岩・花崗閃緑岩・塩基性岩・超塩基性岩と噴出岩の活動があった。	
					界河口層群；鞍山層群；膠東層群；登封層群；贊皇層群；建屏層群；達格拉克布拉克層群；麻山層群				
始生界	泰山層群	泰山層群	桑干層群	阜平層群					

70—(420)

地質調査所月報 (第 28 卷 第 6 号)

岩類と含鉄珪岩からなり、後者が斜長角閃岩と炭酸塩岩からなることを特徴とする。遼河層群は主として劣地向斜性堆積の海成相粘土・微砕屑岩・炭酸塩岩からなり、広く変成しているが、その程度は冀魯断層地塊の基盤層に比較すると少し低い。古生代になると、上記両断層地塊の地層発達状態に差がなくなった。

しかし、この冀魯・膠遼両断層地塊の南部構造階の地層発達状況はもっと異なっている。すなわち、冀魯断層地塊の基盤は始生代の泰山層群で、正片麻岩、斜長角閃岩、黒雲母グラニュライトからなる。原生界下部系・中部系は欠除し、原生界上部系土門層群は卓状地型の未変成砕屑岩・炭酸塩岩で構成され、古生代になると、カンブリア系からオルドビス系、石炭系中・上部統から二疊系までよく発達している。一方、膠遼断層地塊の基盤は始生界上部系で、准片麻岩が比較的多く、かつ大理石と石墨片岩に富んだ膠東層群である。原生代前期の粉子山層群は結晶片岩を主体とし、大理石、グラニュライト、含鉄珪岩を挟在中深度変成岩系である。その上位の原生界中部系下部統の蓬萊層群は劣地向斜性海成相粘土・細砕屑岩・炭酸塩岩からなり、変成は広く及んでいる。原生代後期以後、古生代の地層がすべて欠除する。そして中生代になってから両断層地塊の地層の発達は統一され、構造タイプの基本が等しくなる。

冀魯断層地塊と太行断層地塊の地層発達状況にも違いがある。すなわち、両断層地塊を組み立てた最古の始生代岩石タイプは類似しているが、原生代前期(五台期)の岩層は太行断層地塊には発達しているのに冀魯断層地塊には欠けている。さらに原生代中期は太行断層地塊では地向斜性岩層(滹沱層群)で構成されているのに対し、冀魯断層地塊では准卓状地型の長城-薊県層群に変わる。また原生代後期は太行断層地塊ではモラッセとなり、浅海成炭酸塩岩で構成され(郭家寨-茶房子累層)、冀魯断層地塊では主として浅海成粘土・シルト・泥灰質岩(青白口層群)からなっている。古生代になると、この両断層地塊の地層発達状況に基本的な差がなくなっている。

揚子断層地塊とその南に位置した南華ウォーピング地塊内の地層の発達の差は原生代中期から始まっている。普寧運動の前の揚子断層地塊は主に劣地向斜からなり、南華ウォーピング地塊は優地向斜で構成され、普寧運動以後は揚子断層地塊区にあっては陸成相モラッセの赤色層から大陸氷河相-海成相炭酸塩岩層にいたる堆積層で構成された震旦系が堆積し、さらに古生代卓状地泥質岩-炭酸塩岩のカンブリア系とオルドビス-シルル系の貝殻相泥質石灰岩の堆積へと続く。しかし、南華ウォーピング地塊の地向斜(劣地向斜に変わる)の堆積段階では震旦系下部の擬モラッセ-擬フリッシュ相から震旦系上部の氷河・海成泥礫岩相-珪質岩相へ、さらに古生代前期になると炭酸塩岩-頁岩相および筆石頁岩・粘板岩相となる。そして、カレドニア造山運動以後には揚子断層地塊区と南華ウォーピング地塊区での地層発達状況は同一タイプとなる。

揚子断層地塊の西は青康ウォーピング地塊である。両者の間で卓状地相と地向斜相という異なるタイプの地層が発達し始めるのは震旦期からで、それから三疊紀後期直前まで続く。揚子断層地塊の範囲では震旦系下部の伍斯大橋層群(蘇雄層群)陸成相赤色層中に大量の中性・酸性火山岩が賦存し、震旦系上部は大陸氷河の水積岩-海成相炭酸塩岩からなり、古生界は細粒砕屑岩-炭酸塩岩で、三疊系は頁岩-炭酸塩岩で構成されている。これに対し、青康ウォーピング地塊区内では震旦系下部が通木梁層群と称され、大量の海底噴出成スピライト-ケラトファリアからなり、震旦系上部は氷河・海成相(碓窩梁層群)-砂・頁岩(滑天坡累層)-珪質岩・苦灰岩(元吉累層)で構成され、古生界は白竜江層群(茂泉層群)の砂質岩と頁岩からなり、炭酸塩岩と火山岩を挟在する。そして、三疊系は西康層群(巴顔喀拉層群)で、頁岩と砂岩からなり、火山岩を挟在する。ジュラ紀から以降の地層の発達状況は両地塊とも同様である。

秦嶺褶曲地塊と太行断裂地塊は揚子断裂地塊に北接する地塊である。両地塊の地層の発達状況には明瞭な違いがある。すなわち、秦嶺褶曲地塊の地向斜型の堆積作用は大別山層群(Pt₁?)-毛集層群(Pt₂)から震旦系の寛坪層群(Za)と陶湾層群(Zb)、古生界の“秦嶺層群”(P₂₁)と柞水層群もしくは“信陽層群”(P₂₂)、さらに三疊系の留風閣層群(T₁₋₂)をもたらししている。しかし太行断裂地塊の南部構造階は、普寧運動(“中岳運動”)後に地向斜時代を基本的に完了している。すなわち、震旦系下部の西洋河層群

(熊耳山層群) - 五仏山層群は卓状地縁辺凹地帯の海底火山岩と浅海碎屑岩 - 炭酸塩岩からなり、震旦期後期の澄江運動期の後になると、卓状地型陸成相の水堆積層 (臨汝累層, すなわち羅圈累層) に変わり、カンブリア紀前期は滄浪鋪期の“関口礫岩”と震旦系下部の五仏山統五仏山層群の間の不整合、すなわち“少林運動”に相当し、これは澄江運動と震旦 - カンブリア紀の間の運動という 2 期の構造帯の重畳に代表される。“少林運動”の後には太行断層地塊の南帯と同断層地塊本体と一緒に発達して、典型的な卓状地型海成相から陸成相の古生界 - 中生界の堆積に至る。揚子断層地塊北縁の地層の発達と西縁・南縁の場合は基本的に同じで、普寧運動が地向斜型堆積の卓状地型堆積に変化した転化点となり、震旦期を代表するのは 2 種の構造帯を作った“少林運動”で、震旦系下部の花山層群 (湖北省北部)、周崗層群 (安徽省中部)、震旦系上部の峽東層群に弱い変成を与えている。古生代から三疊紀に至る間、揚子断層地塊は卓状地型浅海相の堆積作用を受け、インドシナ運動後には揚子断層地塊の地層構成と秦嶺褶曲地塊の地層構成の違いが次第になくなり、それ以後両地塊は接合してしまっただ。

4. 地塊構造とマグマ活動の関係

マグマ活動と構造運動は密接な関係を有する。ある一定タイプのマグマ岩が生じるのは一定タイプの地塊構造の中であって、さらに地塊構造のある特定の発達段階と関連している。たとえば、西崑崙 - 北祁連山褶曲地塊は原生代中・後期に張力裂開した後、震旦期、カンブリア - オールドビス紀にスピライト - ケラトファイアが発達し、カレドニア構造期の圧縮併合を経てデボン紀後期に大陸相のカルク - アルカリ火山岩を形成したものである。しかし、このような張力裂開や圧縮併合の過程はしばしば一回で終らず、同一の褶曲地塊帯が何回もの張力裂開と圧縮併合を繰り返して形成され、そのために当該褶曲地塊帯内に多期に分れた基本的に同一タイプのマグマ岩が生じていることがある。

一般的には同じ構造運動期でマグマ活動がもっとも烈しいのは褶曲地塊で、ウォーピング地塊がそれに次ぎ、断層地塊の場合がもっとも弱い。ただし、早期に形成された断層地塊ではその後の構造運動によって烈しいマグマ活動が生じていることもある。たとえば、中国東部では中生代に烈しいマグマ活動があり、それによって多くの中生代火山岩盆地が形成され、大規模な中性・酸性貫入岩が貫入している。

以下、某地の火成岩類を例として、地塊断裂構造とマグマ活動の関係について初歩的に検討してみる。花崗岩類はもっとも広範に貫入する貫入岩類で、それを形成した地質構造条件はきわめて多様であり、形成機構については今後の研究に待たねばならない。しかし、その時間的および空間的分布については次のような特徴をもっている、といえる。

すなわち、まず原生代およびそれ以前の花崗岩類は主として古期断層地塊内か断層地塊縁辺に分布する。たとえば、桑于期と太行期の花崗岩類は膠遼断層地塊、冀魯断層地塊、太行断層地塊内に露出し、普寧期と震旦期の花崗岩類は揚子断層地塊の縁辺に多く露出している。

第 2 に、古生代の各構造運動期の花崗岩類は当該構造運動期に形成された褶曲地塊およびウォーピング地塊帯内に主として集中する。たとえば、カレドニア期の花崗岩類は主に北祁連褶曲地塊、阿爾金山 - 南祁連ウォーピング地塊と華南ウォーピング地塊中に産出し、陰山地区に少し露出している。またヘルシニア期の花崗岩類の分布はかなり広範で、主にヘルシニア期の褶曲地塊、ウォーピング地塊中に賦存するが、とくにアルタイ山脈 - 天山山脈 - 大興安嶺褶曲地塊と吉黒ウォーピング地塊に発達し、次いで羌塘ウォーピング地塊と西崑崙、崑崙、阿爾金山、秦嶺、雲南省西部 (滇西) の各当該地塊にも分布する。

第 3 に、中生代と新生代の各構造運動期の花崗岩類は常に当該構造運動期の地塊断裂構造と密接な関係を有するが、その明瞭な特徴は古期構造帯を再度烈しく変形したことにある。たとえば、インドシナ期の花崗岩類は青康ウォーピング地塊の場合を除いて、広く華南ウォーピング地塊、揚子断層地塊および秦嶺褶曲地塊に、燕山期の花崗岩類はカイラス = ウォーピング地塊と東北地方ナタンハタリン褶曲地塊を除いて中国東部全地区にさらに広く生成・分布し、かつその花崗岩類貫入活動の強度は東から西に弱くなる傾向を有する。秦嶺山脈以北のほぼ東経 104° 線を境とした西側地区では未だに燕山期の花崗

岩が発見されてなく、その線を北にたどってモンゴルに至ると、これに似た情況が認められる。ヒマラヤ期の花崗岩類は主としてヒマラヤ褶曲地塊と台湾褶曲地塊に産出し、そのほかには秦嶺山脈、青海省南部、東シナ海沿岸にも点々と分布するが、規模はきわめて小さい。このように見てくると、中生代と新生代の特徴といえるのは燕山期中性・酸性マグマ活動にあり、これが現世の華夏断層地塊区の基礎となったといえよう。かつては誰も考えなかったことであるが、東シナ海の沿岸地区とチベット南部のカイラス山一帯の中生代と新生代のマグマ活動が中国大陸を太平洋と地中海の押しかぶせ生成体に分けているのである。

第4に、各構造運動期の花崗閃緑岩、石英閃緑岩、閃緑岩などカルク=アルカリ花崗岩類の分布と烈しく活動した断裂帯および断裂交叉地区とがよく一致する。たとえば、天山山脈、西崑崙山脈、フルハンフト山脈、さらに膠遼断層地塊と太行断層地塊の東縁断裂帯などにはすべて明瞭にカルク=アルカリ花崗岩類が分布し、秦嶺山脈と龍門山脈の交叉する地区、天山山脈と祁連山脈の交叉する地区などもすべてカルク=アルカリ花崗岩類が発達する場所となっている。

花崗岩類と異なって塩基性岩と超塩基性岩が上部マントルに由来するものであることは多くの学者が認めるところである。中国の塩基性岩と超塩基性岩の空間的分布の特徴は深在断層とその派生構造(2次オーダの褶曲・断層など)と密接な関係を有することである。深在断層は地殻下部の物質が上方に移動するのに役立ち、そしてその派生構造はしばしばマグマ岩帯あるいはマグマ岩群の分布形態を規制し、そのため超塩基性岩は岩帯を作ることが多く、線状に延長し、塩基性岩は各種構造線が交わる所にもっともよく発達して常に群をなして現れ、面状に拡がる特徴を備えている。他の特徴の一つは岩体のタイプ、岩石の化学組成、鉱床胚胎性がある程度当該構造の性質を反映しているということである。

中国の塩基性岩と超塩基性岩は地塊断裂構造との関連で大きく3種のタイプに分けられる。

(1) 苦土質超塩基性岩

これは、いわゆるアルプス型蛇紋岩-かんらん岩共生タイプである。当該岩類は主として断層地塊縫合線、性質を異にする2種の構造の接触帯、褶曲地塊中に分布し、空間分布上明らかに断層地塊縫合線あるいは深在断層と密接な関係を有し、帯状に分布し、線状に延長し、その延長は数10 km、数100 km、数1,000 kmにも達しているが、幅は数 km から数10 km にすぎず、一般にはんれい岩と塩基性火山岩が共存する。特徴的な岩石として正はんれい岩、レーゾライト、ハルツパージャイト、輝石岩、かんらん石はんれい岩、それにノーライトと斜長岩が認められ、これらの岩体は緑色片岩、藍閃石片岩およびほとんど非変質の雑色砂岩・熔岩と共存し、組成はいわゆる“蛇緑岩”構成で、緑色片岩相、緑簾角閃岩相、角閃岩相の変成岩中に、あるいはグラニュライト相とエクロジヤイト相の変成岩中に生じている。本岩類の岩石は常に片状構造を備え、その M/f は 7.5 で、化学成分からいえば $Mg \cdot Cr \cdot Ni$ が比較的多く、 $Ti \cdot Ca \cdot Fe$ が比較的少ないことが特徴である。岩体を与えている接触変成作用は一般に弱い、あるいは不明瞭である。鉱物組成上からいえば、マントルの超苦土・鉄質岩中の Cr が主にクロム尖晶石の構成元素となり、上部マントルの組成が不均一であるためにクロム尖晶石は局部に集中する。そのため、この種のタイプの岩体中には Cr や Al に富んだクロム鉄鉱のレンズ状鉱体が生じているが、その規模は層状鉱体の場合よりも小さい。このようなタイプの岩体は中国にも広く分布し、各造山期に同じように発達している。

(2) 層状はんれい岩-ノーライト-かんらん岩共生型

これは一種の塩基性岩と超塩基性岩のコンプレックスで、その Mg と Fe の組成では Fe 分の方が一般に多い。この型に属する岩体は中国では断層地塊区縁部の内側に分布する場合が多い。このような岩体は多くがロポリス、シルあるいはラコリスを呈して産出し、また帯状に分布するが、その分布は急角度の張力作用を受けた主として剪断断裂帯に規制されている。多くの人々は、これは上部マントルの局部的に熔融して生じた玄武岩質マグマが重力分化作用下で $Mg \cdot Fe$ 鉱物を沈殿し、形成されたもの、と解している。この種のコンプレックス中には層状構造が明白に現れ、周期的縞状の特徴を備えている(ある人はこれを火成堆積岩と呼んでいる)。これは重力分化作用、対流作用および流動分化作用の重なり合った過程の結果である。外国の文献によると、この種のコンプレックスは下盤といちじるしい

変質ハローを有する。これらの特徴を備えた岩石はハルツバージャイト、オーソパイロキシナイト、ウエプステライト、ノーライト、アノルソサイトで、それにダナイト、ウエーライト、レーブルライトもある。超塩基性岩の部分には常にある量の斜長石を含み、その M/f 比は 3-5 で、鉄に富む超塩基性岩に属する。岩石の化学成分からいえば、一般に Ti, Ca, Fe が多く、比較的 Mg が少ないのを特徴とする。この種の層状コンプレックスのタイプは岩石共生組合せと随伴岩石の違いによって 2 亜タイプに分類できる。すなわち、(1) はアルカリ岩を伴わない層状コンプレックスで、その特徴は当該コンプレックス中で超塩基性岩の規模が塩基性岩の規模を越え、一般に分化が進んでいる。(2) はアルカリ岩を伴う層状のコンプレックスで、(1) の亜タイプに比較して塩基性岩が主体をなし、分化程度はやや劣る。TiO₂ を多く含み、比較的アルカリ成分が高いのが特徴である。中国中部の南北性構造帯の某地の岩体がこのタイプに入るものであろう。

(3) キンバーライト、キンバーライト様岩、エクロジャイト、玄武岩中の超塩基性様岩体

これらの岩体の生成、分布、変形は卓状地区とそれに類似した断層地塊区に特有のものである。これらの岩石の成因は同じではなく、鉱物組合せも岩石化学的な特徴も比較的大きな開きを有するが、空間的な分布の点ではいずれも深在断層帯あるいはその両側の 2 次断層中に賦存し、群を形作って現れている。そのため、筆者らはこれを一つのタイプにまとめたわけである。

さらに指摘したいことはマグマ分化岩と変成岩の累帯性が断層帯の深さと関係あるだけでなく、断層帯の傾斜角の大小とも関連することである。一般的にいえば、当該断層地塊縫合線の傾斜角が比較的緩やかな場合にはマグマ分化岩と変成岩の累帯性が比較的明瞭に現れ、当該断層地塊縫合線の傾斜角が比較的急な場合には異なるタイプのマグマ分化岩と変成岩が常に混生して生じ、そのため累帯性が不明瞭になっている。たとえば、日本列島から中国大陸に向かう方向をとってみると、海溝近くに分布するのはソレアイト玄武岩であり、列島孤上に多く認められるのは高アルミナ玄武岩、朝鮮半島と中国東北地区に出現するのはアルカリ玄武岩で、珪酸分が同じような岩石でも $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ の値は大陸方向に向かって、すなわち深海海溝から隔たるにしたがって増大する。同時に、日本列島孤上には 2 帯の平行する変成岩帯が発達し、海溝の近くには高圧・低温性変成帯が、列島孤の火山帯の近くには低圧・高温性変成帯がある。しかし、太平洋東縁部のアンデス山脈帯では深海海溝はあるけれども、列島孤がなく、マグマ分化岩と変成岩との累帯は明瞭でない。このことは日本付近の縫合線の傾斜角が緩やかであり、アンデス山脈付近ではそれが急なためであらう。

このほか、断層地塊の押しつぶせあるいは逆押しつぶせの傾斜角はさまざまで、その角度も大陸地殻の一方の側に分布する酸性貫入岩の累帯性を規制している。すなわち、断層帯から大陸に向かって一般にアダメライト、閃緑岩、花崗閃緑岩、花崗岩が現れ、かつ K_2O 含有率も次第に大きくなる傾向を有する。押しつぶせあるいは逆押しつぶせの傾斜角が小さいと、傾斜面の延長が比較的長くなるために、累帯ははっきりしてくる。また当該傾斜角が急な場合には断層傾斜面の間隔が比較的短かいために生成した貫入岩は一つに混生してしまう。このことは、中性・酸性貫入岩と関係のある鉱物資源を探索する場合に注意すべき一つの問題である。

造鉱元素の移動、分散あるいは濃集が鉱床生成作用の本質である。このため、造鉱元素そのものの物理化学的性質に規制される当該元素の地球化学的性質が鉱床生成作用の基礎となっており、しかも外界の環境の物理・化学的な状態(温度、圧力、母岩の性質など)が鉱床の生成にとって重要な要素となっている。地殻の構造運動は鉱床を作る作用の重要な条件の一つである。その運動は鉱床生成環境の物理化学的性質を変え、そして造鉱元素の移動・分散・濃集の空間を提供した。

造鉱元素の源は鉱床の生成法則を検討する上でのもっとも重要な問題である。超苦鉄質岩中に賦存するクロム鉄鉱床、含 V チタン磁鉄鉱床、銅-ニッケル硫化物鉱床やキンバーライト岩筒・岩株・シル中に賦存するダイヤモンド鉱床の造鉱元素の源が上部マントルにあることは疑いない。最近来、同位体地質学と地球化学の研究資料が明らかにしているように、列島孤帯中の長石-石英質浅成火成岩ないし半深成岩と成因上きわめて関係の深い斑岩銅鉄床は海底沈殿物と海洋プレートの岩石圏とが消滅帯(筆者らのいう断層地塊縫合線に相当)に沿って混合する作用によって生じたものである。このため、

断層地塊縫合線と深在断裂は上部マンツルの造鈹元素が地殻中に濃集して鈹床を生成する重要な要素の一つとなっている。いうまでもなく、風化殻型鈹床は鈹床生成時には隆起していた断裂地塊の削斜面に賦存している。たとえば、重要な礫岩型ウラン鈹床は始生代の隆起断層地塊の古削斜面に賦存し、長期にわたって大気から隔離される条件下にあったのである。

以上のように、地塊断裂構造の認識はわれわれが鈹床生成作用の法則性を分析するのを助けてくれる。

5. 断層地塊構造と地震の関係

地震は地体構造運動の一つの表現様式で、それはまた、地体構造運動のそのほかの形式の場合と同じように、加わる力の不均等性と変形を受ける物体の不均質性に左右される。当該物体が不均質な地域は、すなわち応力が集中してエネルギーが一挙に解放され易い所で、したがって地震を発生しやすい地域である。そのため、震源の空間的分布はしばしば地殻と上部マンツルの層状地塊断裂構造を明瞭に反映してくるわけである。

先に述べたように、新期構造運動の時期に華夏、西域、チベットの3大断層地塊区ではさらに生成と発展がみられ、これら断層地塊区の縁部は断層地塊縁合線と深在断裂の規制を受けている。すなわち、これらの地層地塊縁部に沿って現在もかなり激しい構造運動が行われ、同時に烈しい地震活動帯となっている。

北ヒマラヤ断層地塊の地塊縫合線と台湾海岸山脈断層地塊の地塊縫合線は中国領内においてはもっとも重要な2条の断層地塊境界線となっている。すなわち、前者は“チベット断層地塊”と“インドプレート”の境界であり、後者は“華夏断層地塊”と“太平洋プレート”の境界である。これら2条の境界帯に沿って、地殻の厚さと性質がいずれも激しく変化し、重力についても規模の大きい変化帯となっている。したがって、そこはまた中国の2大強震活動帯ともなっている。1900年以来ヒマラヤ地震帯で発生した震度6級以上の地震は25回に達し、1950年の察隅地震 ($M=8.5$) はここで発生している。台湾地震帯の地震活動はさらに烈しく、統計によれば、1936年から1969年の間に台湾では6級以上の地震が年平均2.2回発生し、全地球から1年間に発散している地震エネルギー総量の0.9%を占めている。他の地震帯に比較すると、その震源は深度が一定していることを特徴としている。中国領内の中深度地震は主として台湾地震帯に発生し、ヒマラヤ地震帯の震源が最大の深度に達している所は中国のその他の地震帯の場合よりも深く、一般に70 km前後に達して、東西両側、すなわち中国-インドと中国-ブータンの両国境ではとくに深度100 kmを越える地震が起ることがある。

南北方向に近い六盤山-賀蘭山深在断裂と滇西-後尤門山断層地塊縫合線は一条の巨大な経度線方向の鋸歯状断裂帯を構成し、華夏断層地塊区と西域・チベット両断層地塊区を分けている。東西方向に近く分布する西北崑崙山断層地塊縫合線、阿爾金山深在断裂、北祁連山断層地塊縫合線は緯度線方向の一条の巨大な鋸歯状断裂帯を構成し、西域断層地塊区とチベット断層地塊区とを分けている。この2条の断層地塊の境界線に沿って地殻の厚さと重力分布の変化は大きく、中国領内における地震活動の強さという点ではこの2条の境界線がヒマラヤ地震帯と台湾地震帯の2大強震帯に次ぐもので、前者は一般に“南北地震帯”、後者は“東西地震帯”と呼ぶことができる。古文書に記録をとどめて以来、南北地震帯に発生した6級以上の地震は90余回に達し、1920年の海原地震 ($M=8.5$) および最近の幾つかの大きな破壊を伴った地震、たとえば1970年の通海地震 ($M=7.7$)、1973年の甘孜地震 ($M=7.9$) もこの南北地震帯で発生している。東西地震帯に関しての歴史的な記録が始まったのは比較的遅いのであるが、それでも6級以上の地震は50数回に達しており、今世紀に入ってからも8級に近い一連の烈震がこの地震帯で発生している。

上記3大断層地塊区の内部は第1オーダーの活動帯としての断層地塊境界帯に次ぐ一連の浅発地震活動を伴い、その分布は3大断層地塊区内部の第2オーダーの断層地塊構造を反映している。

華夏断層地塊区ではその中の東北地区と華南地区(閩粵沿海地区を除く)は一般に破壊を伴う地震が少なくいけれども、華北地区の新期構造分化作用が比較的強く、太行山脈東縁と鄭-廬深在断裂に沿って

2 条の比較的規模の大きい重力変化帯がある。膠遼断層地塊と冀魯断層地塊から太行断層地塊, オルドス断層地塊にいたる各境界帯には全て烈しい浅発地震活動がみられる。晋口 - 廬江地震帯, 北京 - 邢台地震帯, 懷来 - 西安地震帯, 五原 - フホホト地震帯, さらに許昌 - 淮南地震帯などがそれに相当する。統計によると, これらの地震帯では 1500 年以後, 6 級以上の地震は 80 余回発生し, その中で歴史的大地震としては 1556 年の関中地震 ($M=8$), 1668 年の臨沂地震 ($M=8.5$), 1679 年の馬坊地震 ($M=8$), 1695 年の臨沂地震 ($M=8$) などがあった。最近でも, 1966 年の邢台地震 ($M=7.2$), 1969 年の渤海地震 ($M=7.4$) といった幾つかの重大な破壊的な地震が発生している。華北地区の地震活動度は東北地区および華南地区に比べて割合に大きい。その原因は華北地区の基盤の地質時代が比較的長く, 剛性が比較的大きく, 新期構造運動の時期と上部マンツルの活動が密接に結びついたことにある, と思われる。華夏断層地塊区の東北端, すなわち黒竜江省と吉林省東部には深発地震の活動がみられるが, これは西太平洋縁部深発地震帯の一部に属するもので, 西太平洋縁部の岩石圏の逆押ししかぶせと消滅に関係がある。

西域断層地塊区では, 中生代と新生代にも原生代後期から古生代の NEE-SWW と NWW-SEE 方向の断層系を継承し, 当該 2 方向の断層の規制の下で新期構造運動の分化作用がかなり激しく行われ, 幅広く上昇・沈降していることを特徴とし, 断層地塊盆地の境界に沿って烈しい地震活動がみられる。アルタイ地震帯, 西ジュンガル地震帯, 北天山地震帯, 南天山地震帯などがそうである。1900 年以來, これらの地震帯で 6 級以上の地震が 30 数回発生し, その中でも 1902 年の喀什地震, 1931 年の富蘊地震はいずれも震度が 8 級を越えるものであった。

チベット断層地塊区は全体として一つの強烈な上昇地区である。この地塊体の内部の 2 次オーダーの断層地塊境界に沿って一連の東西に近い方向の地震帯がある。たとえば, 南祁連山地震帯, 可可西里 - 積石山地震帯, 唐古拉地震帯, 念青唐古拉地震帯などがそれに該当する。そのほか, 四川省西部 (川西) と雲南省西部 (滇西) の両地区には“インド プレート”の圧縮による, 構造方向が NNW-SSE あるいはほぼ N-S に転位した下関 - 劍川地震帯, 普洱地震帯, 騰冲地震帯などがある。ヒマラヤ地震帯の一部に含まれるチベット南部地区では浅発地震の震央の分布が片偏状を示しているが, これはヒマラヤ弧状山系と開底期 - 念青唐古拉弧状山系のルーフ層が南に向かって大規模に滑動・移動したことと関係ありそうである。すなわち, その滑動・移動の過程で生ずる層間滑動と低角度の押ししかぶせ運動, 逆押ししかぶせ運動が地震をひきおこすのかも知れない。このほか, 騰冲地震帯の地震群の発生は現世の火山作用とも関係することがあり得る。

上に述べたように, 中国の地震活動は主として華夏, 西域, チベットの 3 大断層地塊区の縁辺で行われている。この縁辺部はすべて活潑な新・旧断層地塊縫合線と深在断層であると同時に, 地殻の厚さが急変する変化帯であり, また重力の急変帯でもある。さらに若干の地震が上記 3 大断層地塊内の主として 2 次オーダーの断層地塊縁部でも発生している。この種の地震帯は中国東部では NNE 方向と NNW 方向の X 型交叉断層に規制され, そのうち NNE 方向のものが主体をなし, 中国西部では NEE 方向と NWW 方向の X 型交叉断層の規制を受け, NWW 断層が主体をなしている。

6. 結 び

近年の地球物理と地質とを結びつけた研究の結果は地球を垂直方向に幾つかの地殻層 (crustal layers) に分けることができるだけでなく, これらの地殻層が横方向に幾つかの地塊体に分けることもできることを明らかにしている。

地質モデル, 野外考察, 物体力学実験の結果によると, 断層の形成は剪断から始まり, その後の張力破断で完成する。岩石が降服値以上の力を受けると, まず塑性変形が起り, X 型剪断の応力軌跡網 (第 5 図 a) が生じ, 引張り応力の作用のもとでは初源 X 型剪断割れ目が作られ, 鋸歯状断層 (第 5 図 b) が形成される。断層地塊の縁帯条件下では力の作用と媒体の不均一性のために, 鋸歯状断層は常に剪断 - 引張り裂開 (第 5 図 c) あるいは剪断 - 圧縮裂開 (第 5 図 d) の 2 型式で発達する。

断層の力学的な形成作用と構造運動の方式を考えてみると (第 6 図), 基底の断層は曳裂型の断層も

生成し得ると解される。これらの断裂は剪断と引張り応力の作用の下にあるため、多くは地殻内に形成され、縦方向に深く発達し、断裂谷と大型陥没凹地を作りやすい。中国領内の新生代以前の地向斜と以後の断裂谷ないし凹地はすべて曳裂型の断裂が作ったという可能性がある。そのほか、断層地塊縫合線と深在断裂は消滅型と併合型の各断裂も分類できるが、両型とも剪断-圧縮応力によるもので、マントル頂部まで達し、大型の押しかぶせ断裂帯に相当し、消滅型断裂は併合型のもの比べて傾斜角が緩く、両者の場合の地殻とマントル頂部の相互作用によって生じるマグマ分帯の性状もまた異なっている。

構造応力場の作用下においては、地殻は常に2組のX型断裂を受けて大小さまざまな断裂地塊に分割され、地殻の地塊断裂構造を形作る。一般に、規模の大きい断裂地塊は比較的深いX型剪断断裂の規制を受け、さらに比較的大型の断裂地塊中では2次オーダーのX型剪断断裂によって多くの小断裂地塊に分割される。

構造応力場の範囲は断えず変化し、そのため、早期に形成された地塊断裂構造は断えず発展・変化している。一方では断層褶曲地塊と断層ウォーピング地塊が何回にもわたる構造運動とマグマ活動によって相対的に堅硬な断層地塊の一部に変わり、また一方では古断層地塊がその内部の断裂の発達・深化によってさらに分裂することもある。そのため、断層地塊は境界線のタイプはまた地質の発達史にしたがって相互に移り変わっている。

以上のように、中国の地体構造の基本は地塊断裂構造を特徴とし、同構造を基礎にして発展してきたものである。

天文測量と地質時代の古生物生活帯の変化などの研究を含む多方面にわたった研究によって、地質史の経過の中で地球の自転速度に変化があったことが証明されている。地球の自転速度が変化した根本的な原因は地球内部の物質の再編・調整にある。すなわち、地球内部の物質は重力分化作用によって重いものが下降・集中し、地球の回転慣性は減少して行き、角運動量が一定であるために地球の自転速度は増大してくる。地球の自転速度が早くなると遠心力も強くなり、したがって地球の物質は高緯度地方から低緯度地方に向かって圧縮され、大規模な地殻運動となって現れる。そして、地殻運動は地質体の変形・破壊をもたらし、上部マントルから塩基性マグマと上部マントル物質の一部(超苦鉄岩)が断裂に沿って地殻中に上昇・注入し、重いものが外方に移動して地球の回転慣性が増大すると、角運動量一定の法則にもとづいて地球の自転速度は遅くなっていく。最近、外国の何人かの人は地球物理学的な資料にもとづいて、マントル中に柱状の上方に湧き上っている灼熱した物質があると推論し、それにマントル柱(plume)という名称を与えている。岩石圏底部の断裂帯の発展と変化にしたがって帯状に分布する高熱域ないし高熱異常帯が現れてくることや、そのほか、地表面の構成とモホ面の起伏とが正反対の関係を示すこと、および地殻の厚さが地質学的な時間と空間の変化にしたがっていること、マントルと地殻物質の交換や混合もそれぞれ関係がある。そのため、熱力学的な作用が地殻物質よりも重いマントル物質を外方に移動させ、一方では重力の作用が重い物質を内方に集積させるということも認めなくてはならない。したがって、地球内部の物質の再編・調整はこの一つの対立する矛盾を統一した結果といえる。

われわれは、地球内部の熱力学的な作用がひきおこした膨脹と重力の作用がひきおこした収縮が地球の演ずる変化過程の中で的一对の基本的な矛盾である、と解している。地球が演じてきた変化の各段階の中で、ある時は熱力学的な作用が矛盾の主な側面となり、またある時は重力の作用が矛盾の主な側面となっている。熱力学的な作用が矛盾の主な側面を形作っている時には一般に内部が高温で、外部が低温である。そのため、外側岩層の地塊は相対的には収縮し、内側岩層の地塊は相対的には膨脹するので、内層地塊と外層地塊の境界面では層間滑動が生じる。重力の作用が主要な側面となっている時には、上例と逆に、一般に内部層が収縮して外側岩層が膨脹する。そのため、外側岩層地塊中には相対的に引張り張力延伸が生じ、内側岩層地塊中には圧縮現象が生じて前記同様な境界面に層間滑動がひきおこされる。

以上のように、地球内部の熱力学的な作用と重力の作用是一对の基本矛盾であり、この両作用がマントルと地殻の物質の交換ないし混合をもたらす、地球の自転速度の変化が地殻の各構成層の間の相対的

な層間滑動と地殻の各構成地塊の間の相対的なずれ運動を生じ、このことが広域応力場の基本的な要因となっている。

本論文は中国の地体構造図を編纂する段階で得られた成果の一つである。われわれは地質と地球物理に関する資料を総合分析するに当たって、とくにプロレタリア文化大革命以来の新しい資料を基礎にし、中国の地体構造の特徴についての幾つかの新しい観点を提起したが、読者の批判と正しい指摘を望むものである。この研究は張文佑の指導の下に行われた。文中の“はじめに”と“結び”は主として張文佑が執筆し、構造の分野は主に張歩春、李蔭槐、常承法が、地質の分野は主に劉鴻允と勞秋元が、岩石の分野は主として楊美娥、趙大升、從柏林が執筆し、地震の分野は主として葉洪と李蔭槐が討議して成文化した。

なお、中国国内の多くの地質関係諸機関から多くの貴重な資料が提供され、中国科学院地球物理研究所は地殻厚度分布図を提供され、また地質局は中国地質図を借し出され、われわれに対する援助は多大であった。ここに深く謝意を表する次第である。

後記

本論文は1973年9月に定稿したが、その後、10月から11月にかけて著者らは河北省太行山脈東麓の曲陽、平山、井隆と山西省の昔陽などに行き、かつて1960年に王日倫らが命名した頭泉累層の層序断面について短期間の野外観察を行った。彼らのいう頭泉累層の上部はフリント団塊を含み、その縞状苦灰岩は高于庄累層に対比できる可能性が大きく、下部の海緑石を含んだ石英砂岩は底部の角礫岩をも含めて大紅峪累層に対比されるものかあるいはもっと下位の地層に含められるべきものかもしれない。上述の各地では、王日倫らのいう頭泉累層は明らかに不整合でもって滹沱層群の千枚岩、結晶質苦灰岩の上に分布している。われわれはさらに数カ所で頭泉累層の下部砂岩中から海緑石のサンプルを採取し、現在絶対年代測定の準備を進めている。その結果によっては、本論文にあるこれら諸地方の層序対比が後日修正されることになるかも知れない。

また一方、現有の資料が明らかにしているところでは、滹沱層群の変成絶対年代と長城層群の堆積絶対年代がほぼ一致している。このことは滹沱層群の堆積絶対年代が長城層群の場合よりも古いという可能性を示している。堆積年代、変成年代、貫入年代の相互の関係については、さらに一歩進んだ研究がまたれる。薊県の常州村累層、太子河地区の釣魚台組、旅大の老鉄山珪岩および五台の郭家寨累層は互に対比することができないが、いずれも“頭泉累層”に入れられ、地向斜完了時の堆積を代表しているものとされており、今後の検討を要するものである。

なお、本稿に掲げた中国地体構造概図は縮尺の関係で基底断裂が被覆層の滑動を規制しながら形成した褶曲構造体系をうまく表現し得ないでいる。この不十分な点は将来のさらに進んだ補足を待ちたい。

文献

- 中国の前寒武系 (1962) 全国地層会議學術報告汇编。
 尹贊勳 (1973) 板塊構造述評, 地質科学, 1.
 劉鴻允, 沙慶安, 胡世玲 (1973) 中国南方震旦系, 中国科学, 2.
 張文佑 (1960) 中国主要断裂構造系統的応力分析, 科学通報, 19, 604-608.
 張文佑, 鍾嘉猷 (1962) 鋸齒状断裂の力学形成机制, 地質構造問題, 科学出版社, 3-14.
 張文佑, 孫広忠 (1963) 现阶段地壳構造分区及其成因的初步探付, 地質科学, 2, 55-66.
 常承法, 鄭錫瀾 (1973) 中国西藏南部珠穆朗瑪峰地区構造特征, 地質科学, 1.
 程裕淇, 鍾富道, 蘇泳瀾 (1973) 中国华北和東北地区的前寒武系, 地質学報, 1.
 CHAY, W. Y. (1948) Adaptation as a mode of development of fractures and its relation to geological phenomena. *Contr. from the Institute of Geology. Acad. Sinica.*, 8, 53-88.
 CHANG, W. Y. (1950) On the development of joints. *Science Record, Acad. Sinica*, 3, (1), 87-100.

- (1961) On the mechanism of blockfaulting of the Chinese craton. *Scientia*, 4, (3), 362-375.
- DEWEY, J. F. and BIRD, J. M. (1970) Plate tectonics and geosynclins. *Tectonophysics*, 10, (5-6), 625-638.
- KARIG, D. E. (1972) Remnant ares. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, (2), 1057-1067.
- LEE, J. S. (1926) The fundamental cause of evolution of the earth's features. *Bull. Geol. Soc. China*, 5, (3-4), 209-262.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1971) Classification and origin of igneous rocks. *Lithos*, 4, (2), 105-130.
- MITCHELL, A. H. and READING, H. G. (1969) Continental margins and ocean floor spreading. *Jour. Geology*, 77, (6), 629-644.
- MOODY, J. D. (1966) Crustal shear patterns and orogenesis. *Tectonophysics*, 3, (6), 479-522.
- MOORE, J. G. (1959) The quartz diorite boundary line in the Western united states. *Jour. Geology*, 67, (2), 198-210.
- WILSON, J. TUZO (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, (4995), 343-347.
- (1965) Transform faults, Oceanic ridges and magnetic anomalies South-west of Vancouver Island. *Science*, 150, (3695), 482-485.
- WYLLIE, P. J. (1969) Ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons, ING., New York.