

地向斜地帯の縁辺部における挟炭層の生成について

G. f. Krashennnikov

小西 善治 訳

地向斜地帯の縁辺部の挟炭層

地向斜地帯縁辺部の挟炭層は種々様々な容相を呈している。まずこの種挟炭層の多様性は炭層の発達度に現われている。すなわち稼行炭層数は50~100枚(上部シレジャ・下部ウエストフアリヤ)に達するものがあるが、一方では10枚、ときには1~2枚(テキサス・スイスのモラツセ)のことがある。炭層の延長についても初成成因と関連して様々である。しかし炭層数は、その延長と直接関係がない。多数の炭層からなる挟炭層で延長性に富む炭田は、ウエストフアリヤ炭田(ライン河下流)とドンバス炭田であるが、ある炭田では炭層は1~2枚であるが、延長がきくことがある。この関係は第1図に図式的に示されてある。

炭層の延長度		挟炭層堆積階梯	炭化度 中位 1000mの地層中に 5~25mの炭層挟在する 炭化係数 0.5~2.5	炭化度 低度 1000mの地層中に 1~5mの炭層挟在する 炭化係数 0.1~0.5	炭化度さゆめて低度 1000mの地層中に1m 以下の炭層挟在する 炭化係数 0.1 以下
		主要炭層の延長性(走向)			
50km以上	延長がきわめてきく				
		例	ドンバス炭田 ルスキー炭田	マーカンサス オクラハマ	アルドモール テキサス
	中位の低度に延長がきく				
			レーナ河炭田(?)	モラツセ	カール炭田の南部
5km以下	最小の程度に延長がきく				
			?	?	スイス モラツセ

第1図 縁辺凹地の初成挟炭層の特性

地向斜縁辺地帯の炭層は、厚さが薄いのが特徴となつている。すなわちその厚さは、稼行限界の厚さから1.5mの範囲内である。しかし個々の炭田についてみると最大4~6mに達する。例外としては上部シレジャ炭田では20mまでの炭層が知られている。

炭質についてみると、地向斜縁辺地帯産の石炭は長焰炭から無煙炭にわたつている。ときにはゴークス炭を産する。多くの炭田では、Hiltの法則が明らかに働き、広域変成作用を蒙つた地域では、炭質の規則的な変化が認められる。第三紀層産の石炭(スイスのモラツセ)では褐炭から石炭への移行を示す。

地向斜縁辺地帯に賦存する炭層が大きな幅をもつているならば、台地(地背斜地帯)に接する側では、反対の側より炭の炭化度が低い。例えばドンバス炭田では、その南端部は主として無煙炭であつて、北部では長焰炭である。地向斜縁辺地帯の炭の灰分は普通大きくなく5~12%である。しかしときには30%に達することがある。

Крашенинников, Г. Ф. : Угленосные отложения в краевых прогибах, Памяти Академика П. И. Степанова, р. 208, Москва, Академия Наук СССР, 1952

## 資 料

このように地向斜縁辺帯の炭層は、炭層数および延長性については多様であるが、埋炭量はきわめて大きい。

### 地向斜縁辺帯の挾炭層の岩石学的特性

挾炭層の厚さは1,000 mに及ぶ。最も厚い挾炭層は地向斜縁辺帯で知られている。例えばドンバス炭田では8.5 km、上部シレジャでは7 kmである。しかし地向斜帯の内部では挾炭層の厚さは著しく薄くなる。しかし挾炭層の上部が削剝されているか、または特殊の造構造運動で数100 mに減じていることがまれにはみられる。挾炭層が削剝で薄くなっている例としては、イギリスの南部の炭田地帯があげられる。ベルギーのデナシア統盆地では、挾炭層の基底部のみが残存している。

炭層の厚さは Plate-forme 地帯から褶曲地帯に進むにつれて規則的に増大する。例えば、アメリカの西部炭田では、北部のアリゾナ州では、厚さは約300 m、南部のカンサス州では1,000 m、さらに南部の中央オクラホマでは3,000 m、オクラホマの南部では5,700 mに達する。

ある挾炭層、例えばアルプスのモラツセでは、附近に聳え立つ山体が破壊され生成されたことを示している。すなわち挾炭層は、砕屑物質が混在し、多量の礫岩から組成され、山体（南部）に近づくに従って、岩相の著しい変化がみられる。ドンバス炭田およびウエストフアリア炭田では礫岩は事実において欠如している。他の西ヨーロッパおよび北アメリカの石炭紀の地向斜縁辺帯では礫岩はきわめて少ない。したがって挾炭層は、遠隔の地—100 kmのオーダーから運ばれてきた物質が堆積して生成されるものか、あるいは、地向斜帯がふたたび上昇し削剝されて現在のよ様な緩やかな地形形態が生成されたことが推定される。

石炭紀の地向斜縁辺帯の挾炭層の特徴の1つは、輪廻構造がみられることである。すなわち小振幅の垂直運動（造陸運動）が幾回ともなく繰り返され、海成←→瀕海←→陸成相の規則的な交替が起こっている。しかし白堊紀、第三紀の地向斜縁辺帯では、アルプスのモラツセ層に海成←→陸成相の交替が数回みられるが、石炭紀の挾炭層のような規則的な輪廻性が認められない。この差異の原因としては、ヘルシン期の地向斜帯の特殊な発達によるものである。換言すれば、白堊紀・第三紀の地向斜帯（縁辺部）は本質的に異なる造構造運動様式によって生成されたことが考えられる。

地向斜縁辺地帯には、大抵の場合他の地域とまったく異なる岩石が分布している。すなわち挾炭層の下部には比較的薄い海成堆積物（Plate-forme）が出現している。例えばドンバス炭田ではウクライナ結晶質基盤岩石上には0～600 mの陸成のデボン系が分布し、その上にトウロニアン・ヴィセアンの石灰岩—厚さ約500 m—が分布している。その上部には、厚さ8.5 kmの石炭紀中期・後期の挾炭層が乗っている。

ウエストフアリア炭田では厚さ5,000 mまでの石炭紀後期の挾炭層の下部には、石炭紀前期の海成層が存在し、その厚さは150～800 mにわたっている。スイスのモラツセ層は、その南部では、アルプス期の堆積物で覆蔽され、その基盤が明らかでない。しかし北部ではモラツセは約1,500 mの厚さを有し、その下部には、厚さ300 mの白堊紀の砂岩・泥灰岩・石灰岩が分布している。

これらの諸事実は次のことを示している。

(1) 地向斜縁辺帯は（地向斜帯に隣接する Plate-forme 縁辺部）Plate-forme 化基盤上に分布している。

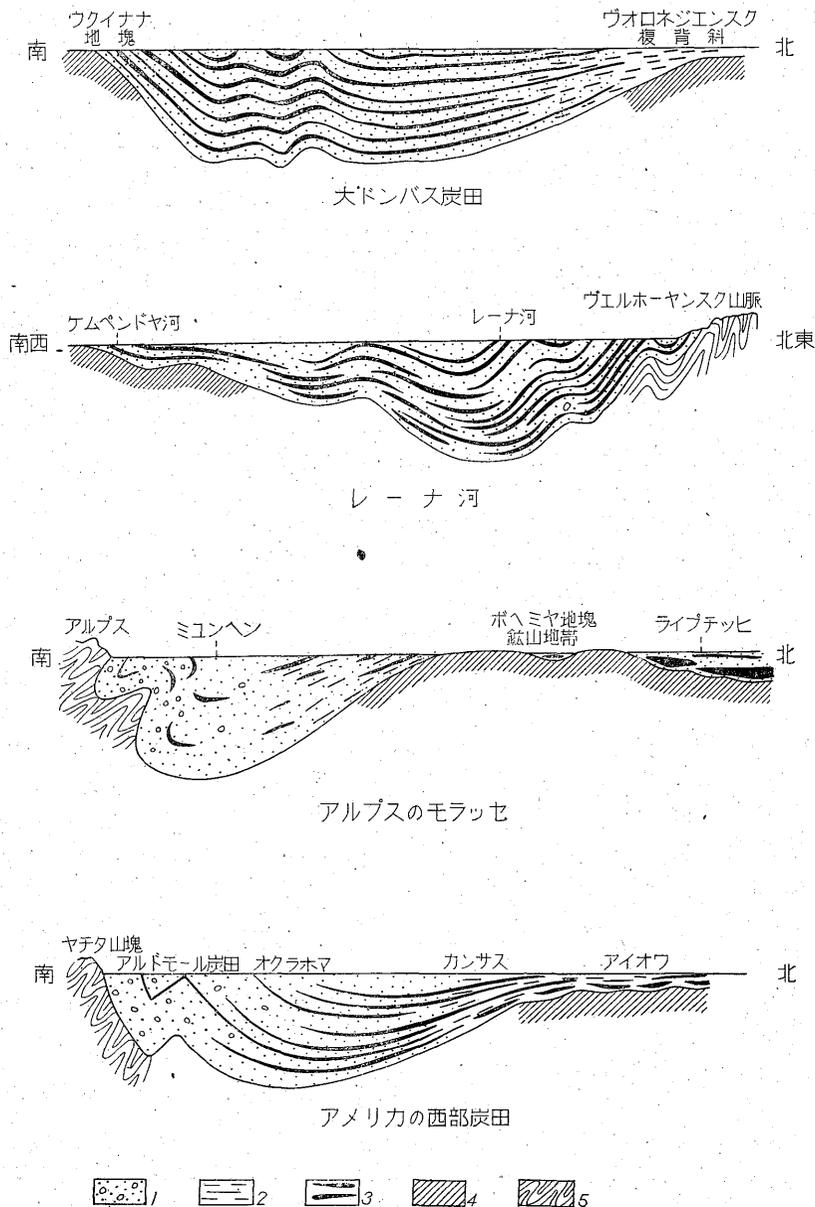
(2) 挾炭層の発達には、地域（炭田）の地質学的歴史における（新しい）特殊の堆積期が存在したことを示している。すなわちこの期は、地向斜縁辺地帯が形成されるとともに、その地帯の沈降が強度に進むときをもって始まり、沈降凹地の埋伏と凹地の死滅で終わっている。

ある学者は、ウエストフアリア炭田の例をもつて、沈積と褶曲の形成とが同時的に行われたと主張している。しかし挾炭層が堆積したときにすでに褶曲構造が形成されていたことを示すような上述の現象は、ただ一例があるのみである。A. A. yakzhin は、ドンバス炭田の中部石炭紀の挾炭層中にみられる礫岩が同一地層の礫からなっていることを記載している。この礫岩類は、ドンバス炭田の両脊斜構造の翼部に分布している。この種礫は、挾炭層の堆積期にこの構造が1時隆起し、削剝されたことを示すものである。

したがって地向斜縁辺地帯の挾炭層堆積期には、褶曲運動が低度に現われたので、岩相と造構造構造との相関関係は、とくに明確に認められない。この点からみて挾炭層は他の地質的條件、すなわち褶曲基盤が地表上に露出していた Plate-forme（可動性）上に堆積したものである。

地向斜縁辺地帯の挾炭層の共生関係に関する問題

地向斜の完成期に形成される挾炭層は大部分が削剝期にあたるので、隣接の地向斜帯の沈積と直接関係がない。地層の堆積は、先行階梯からうけ継がれた沈降地域で、新に沈降が起こっている地帯(内凹地帯と名付けられている)に行われる。この凹地帯ではとくに挾炭層が発達している。しかしこの堆積地帯が縁辺凹地帯(地向斜)へ直接転移することは知られていない。すなわち複脊斜縁辺地帯の縁辺凹地帯系と地向斜帯とは異なるからである。反対に縁辺凹地帯の挾炭層が Plate-forme へ転移することは多くの例について知られている(第2図)。この際には、挾炭層は本質的な変化を蒙る。



第2図 挾炭層が Plate-forme から縁辺地へ移行する場合の挾炭層の変化図

- (1) 挾炭層、主として砂質・粘土質岩石からなる (2) 挾炭層は主として石灰岩・粘土質岩からなる (3) 炭層  
 (4) 縁辺凹地の古期 Plate-forme 基盤 (5) 新期 Plate-forme 基盤

## 資 料

(a) Plate-forme へ転移する際には、挾炭層は除々に尖滅し、最後には挾炭層は無石炭層となる。このような現象は、Voronezhsk 脊斜の南斜面で認められる(第2図A)。

(b) i) 厚さの薄化と関連して炭層枚数の減少が起こっている。ii) 炭質および母岩の組成に変化が若干起こっている。iii) 炭層の延長がきかなくなっている。iv) しかし一般的な古地理的環境はほぼ同様である。例としてはこのような現象は、レナ河地域の縁辺凹地帯に発達するVirinsk 複向斜地帯からシベリヤ Plate-forme 地帯への転移する箇所に認められる(第2図B)。

(c) 縁辺凹地帯(地向斜帯)では、炭層は薄化するが、Plate-forme 地帯では炭化度が著しく上昇し、炭層の厚さを増す。このような現象は、アルプスのモラツセ層帯から北部(中部ドイツ地域)の転移帯にかけて認められる(第2図B)。

(d) アメリカの西部炭田地域でもこのよう現象が知られている。すなわち炭化度が最も進んでいる地域は、地脊斜縁辺地帯の中部(南オクラホマ地域と一致する)である。この地帯から南へ、すなわち縁辺凹地帯の地向斜側に近づくると、挾炭層の厚さの増大は著しく弱化している(オクラホマ南部からアルドモール盆地)。さらに北部(アイオワ州のカンサス)へ進むと、炭化度は南部地帯よりも、きわめて緩慢に低下する(第2図D)。

類似的現象は南アフリカの縁辺凹地帯においても認められる。ここでは、炭層は南へ進むにしたがって消滅する。

以上の点からみて次の事実が考えられる。すなわち挾炭層の生成は、縁辺凹地の造構造様式によつて異なり、その凹地の地史中で最も好ましい時期に、最も好ましい箇所に生成される。したがつて挾炭層は、ドンバス炭田におけるように、凹地の縁辺帯に発達していることがあるが、一方では、アルプスのモラツセのように Plate-forme に生成されることがある。一般的にみて過度に安定し、易動性に乏しい古期 Plate-forme 型の地域と、反対に過度に易動性で、変化に富む縁辺凹地帯側の Plate-forme 地域(地向斜帯に隣接する)は、挾炭層の発達には不適當である。したがつて挾炭層の生成に好ましい条件は、これらの地帯の中間帯に存在するはずである。ドンバス炭田およびその他の炭田では、褶曲帯側には挾炭層の侵蝕限界帯が認められる(この侵蝕限界帯はさらに著しく延びていたことが考えられる)。この侵蝕限界帯に近づくると、挾炭層の生成条件は不都合になつてくる。

### 縁辺凹地帯における挾炭層生成後の地史について

挾炭層は縁辺凹地に生成後複雑な歴史、隆起、褶曲、削剝、新な沈降等を経験する。縁辺凹地帯は、始めには非対称性の複向斜として生成され、一辺は Plate-forme 帯に分布し、他辺は褶曲帯(構造)に接する。したがつて初成構造の破壊度が異なり、さまざまな構造型態を示すに至る。

最も一般的な場合は完全な非対称性複向斜である。この場合には凹地の規模は削剝によつて縮少し、挾炭層で埋積された地帯が消滅している。しかし挾炭層の生成後に起こつた造構造運動は、初成の構造上の相互関係を破壊するに至っていない。この種凹地の一辺は褶曲帯に接している。この縁辺地域は普通急傾斜で擾乱されている。しかし、Plate-forme 上に分布する反対の縁辺地帯では、傾斜は遙かに緩やかで、擾乱されていない。このような現象は、レーナ河炭田・南部オクラホマ・アーカンサス・アパレキヤ炭田・アルプスのモラツセ挾炭層等に認められる。

挾炭層の内部の地体構造は種々様々な容相を呈している。例えばベルギー炭田では、北部の剛性地塊は、抵抗体となつてきわめて複雑な擾乱運動が起こっている(衝上)。反対にアパレキヤ炭田では地向斜構造は擾乱度がきわめて低く、挾炭層は広域にわたつてほとんど水平に賦存し、局部的に Plate-forme 型の乱れがみられたにすぎない。したがつてアパレキヤ炭田は地向斜になんら似ていないから、“地向斜”という名称を取りあげることは誤りである。

このような複地向斜の幅は2,000~3,000 km(アルプスのモラツセ)から1,000 km(レーナ河炭田)にわたつている。複向斜帯の延長は対応する縁辺凹地帯の延長で決定され、1,000km 以上(レーナ河炭田1,500 km, アパレキヤ炭田1,200 km)に達する。

Plate-forme 側の縁辺凹地帯が深く沈降している場合には、厚い(新しい)堆積層で被覆され、容易に近づき難い深所に賦存している。しかし凹地の反対(plate-forme)翼にはまつたくみられないか、みられても、そこには挾炭層が発達していない。そこには“単斜褶曲”と名づけられる型態(構造)が生成される。

ドンバス炭田は、現在 Pritchernomorsk 盆地下に埋伏されているヘルシン期の褶曲構造帯と、ウクライナ結晶片岩塊からなる先カンブリア紀の Plate-forme によつて隔てられている。これと反対の例は上部シレジャ炭田のみら

れる。この炭田の南部は、ヘルシン期褶曲帯に接するばかりかカルパティア弧を形成する一層新しい、アルプス累系で覆われている。したがってヘルシン期の縁辺凹地が上部シレジャ炭田にあたることが考えられるであろう (この炭田は、アルプス地向斜帯に転移し、地塊はヘルシン期の縁辺凹地上に衝上げている)。しかしカルパティア地方では現在その遺体がポーランドの中央山脈にみられるので、ヘルシン統の南枝および北枝が発達していたことが推定される。したがって上部シレジャ炭田は、地体構造の位置からみると内凹地帯の category に入れるべきである。このように考えれば、炭層の厚さが20 mに達することが説明される。このような厚層の炭層は典型的な縁辺凹地帯では決してみられない。

特殊の構造形態を示す炭田には、削剝縁辺凹地の遺体で代表される炭田がある。この種炭田は、褶曲帯の附近の Plate-forme 地帯に分布し、その例としてはイギリス南部の forest of dean 炭田があげられる。この炭田では、ヘルシン期地向斜帯の上昇前に発生した広域沈降運動は、一時的であつて、この沈降期に堆積した挾炭層は、地塊の上昇によつて削剝され、そのために現在では、地向斜構造帯の深部挾炭層のみが残存している。

このような複向斜地帯では、後生的削剝によつて挾炭層が縮小し、きわめて小面積を占めている。このような残存複向斜地帯は、褶曲構造の縁辺地帯に分布し、挾炭層は、縁辺凹地の盆地状部分、地向斜帯およびこの地帯に形成された褶曲、上昇地帯に隣接するに四方から押し付けられたような形態を示している。このような残存複向斜帯の例としては、アパレキヤ炭田の南部地域にみられる。

#### ドンバス炭田構造の特性について

ソ連で縁辺凹地帯に挾炭層が発達している炭田としては、ドンバス炭田、レンスキ炭田があげられる。後者は地質図から明らかに構造形態が推測されるが、前者についてはいろいろな説が唱えられている。例えば、A. N. Sovolevによれば、ドンバス炭田は、中部ヨーロッパ地向斜帯の一部である (いわゆる大ドンバス地向斜帯に賦存し、大ドンバス地向斜帯の前進移動に伴つて、縁辺地塊 (ウクライナ地塊) の沈降が起こつた。Shatskii は、ヘルシン期地向斜帯の縁辺凹地帯にあたり、この凹地帯は現在 Pricher-Nomorsk 盆地下に埋伏されている。しかし Shatoski が考えるように、ドンバスの厚い石炭系は、ウクライナ結晶片岩層 (基盤層) に直接して、はるか北方に発達している。この点が Shatoski の説で最も問題となる点である。

さらに西方—カルパチヤ地域—では、ヘルシン統はアルプス地向斜帯に完全に転移し、ヨーロッパの中央部および北西部では、独立の褶曲帯として地表上に現われている。ドンバス炭田の挾炭層は、炭田の西方では Dneprovskodonets 凹地帯に発達する一層新しい堆積層に覆われている。しかしボーリング結果によると、地層は低度の擾乱作用を蒙り、厚さを減じ、挾炭層は薄化して薄層に移行し、完全に尖滅している。この変化は、ドンバス炭田の西方延長線がウクライナ (結晶片岩) 地塊に続いていることが考えられる。ウクライナ地塊の他の側、lvov 地域では、石炭紀の挾炭層がボーリングで確かめられている。その結果によれば、地層の厚さ、擾乱度、の炭化度、変成度は、西方に向かうにしたがつて増大する。

さらに西方へ進むと上部シレジャ炭田が分布している。この盆地はすでに西ヨーロッパのヘルシン縁辺凹地系統に属している。この炭田では、最も厚い挾炭層はその西部に賦存している。したがってドンバス炭田は、西ヨーロッパの縁辺凹地帯の石炭系と関連性を有し、最東端のメンバーである。ウクライナ地塊を構成する Podolskii 層の発達地域の西部および東部に近づくと、挾炭層が規則的に変化を示す。このような現象は Plate-forme の比較的隆起した地域にあたるウクライナ地塊のこの部分が縁辺凹地の生成期に、堆積物に影響を及ぼしたことを物語っている。これと類似の現象がアパレキヤ炭田北部においても認められる。この地域の北方では、挾炭層は、カナダ Plate-forme の隆起帯に移行して終つている。しかし上部シレジャ炭田では、先カンブリア紀の Plate-forme 隆起地塊が屹立してドンバスと隔てられているのでドンバスとは直接関係がないように考えられている。縁辺凹地が発達し、全地域にわたつて沈降運動が起こつたときには、この隆起地帯も沈降したが、ウクライナ隆起地塊の西部の岩相は、隣接地域の岩相とは異なり、挾炭層の生成に好ましくない容容を示している。

ウクライナ地塊の東部は、ドンバス炭田の広々した地域に接し、一層新しい時代に隆起した Plate-forme 地帯にあつている。しかし挾炭層の生成期にウクライナ地塊の東部地帯が沈降状態にあつたことは、この地塊に近づいたしたがって、挾炭層の岩石学的組成およびその構造に本質的な変化がみられないので明らかである。したがって給源 (岩石) 地域が遙か南方に分布していたことは疑問の余地がない。

ドンバス炭田が“典型的な地帯斜帯”に賦存しているという通説の基盤となつているのは、次の2つの現象である。すなわち挟炭層がきわめて厚いことと擾乱作用を蒙つていることである。しかしこの2つの判断基準は、地帯斜帯賦存説を完全に説明するにはたりない。例えばドンバス炭田では、強度の変成作用も、大規模な火成岩体も、また火山源の岩石系も認められない。したがつて地帯斜帯に相当する地帯構造系が強度の沈降運動で生成されたという考え方には、賛成できない。地帯斜帯が強度の沈降運動で生成されたものであつても、この種沈降運動（ドンバス炭田を生成した）は、縁辺凹地帯の発達によつて発生した静かな、かつ深い沈降運動とは本質的に異なるものである。この差異は、縁辺凹地帯とくに地帯斜帯（ウラル東斜面アルプス・カフカズの石炭紀の挟炭層）とを比較すると明らかになる。

アメリカのアパレキヤ炭田でも同一現象が認められる。すなわち水平に横たわつている比較的薄い炭層—炭化係数が増大する—は一般に縁辺凹地帯の炭層と異なつている。しかし南方のアラバマ州に進むと、炭層の厚さを増し、擾乱度を増し、炭層は、縁辺凹地帯に普通みられる容相を呈してくる。この特性は2つの現象をみると明らかになる。炭田の東部に分布するアパレキヤ褶曲構造帯はカレドニヤ造山運動期に生成されたものであつて、南に進むに従つて徐々に消滅している。アラバマ州の南部ではすでに典型的なヘルシン期地帯斜帯の容相を呈している。したがつてカレドニヤ褶曲運動を蒙つた地帯斜帯の地域とヘルシン造山運動を比較的低位に蒙つた地域とが分布している縁辺凹地帯では、とくにヘルシン褶曲構造帯に接する南部地域よりも、その地帯の特性が著しく不明瞭であることが推測される。Shatskii はカナダ楯状地の沈降地帯（縁辺凹地帯）が隆起地帯に移行していること、その東部が adirondack の鐘状貫入岩体で断ち切られて縁辺凹地帯を欠如していることで、縁辺凹地帯の存在を説明している。アパレキヤ炭田北部の類似の発達状態は、先カンブリア紀 Plate-forme の深所斜面帯の隆起部分にあつてゐることで解釈できるであろう。すなわち北部に進むにしたがつて挟炭層が薄化し、擾乱度が弱化するのとは、比較的浅所に古期剛性 Plate-forme が存在しているためである。

#### 縁辺凹地帯の挟炭層の典型的な指標

挟炭層は種々様々な型態を示しているが、共通の指標が縁辺凹地帯に認められる。これらの指標を組合わせると、対応型態が求められ、挟炭層を相互に区別できる。次に掲げる全指標は統計的に求められたものである。

(1) 構造的にみると、地層（挟炭層）は地帯斜帯と Plate-forme 地帯との間に分布している。この位置は地層堆積後に起こつた地塊の（再編成）運動で隠蔽されている（上部シレジャ炭田・ドンバス炭田）。しかし基構造要素（structural element）の初成分布についてはそれぞれの信頼度で明らかにできる。

(2) 主構造型態は完全に非対称複向斜であつて、特殊の型態としては単斜褶曲があげられる。そのほかに残留複向斜が認められる。

(3) 挟炭層の成長期は地帯斜帯の閉じられた時代に対応し、その縁辺凹地帯で挟炭層が堆積し、生成された。

(4) 下部堆積層の層序の特性をみると、縁辺凹地帯とその凹地に堆積した挟炭層は、Plate-forme 地帯の基盤上に発達したことが考えられる。

(5) 挟炭層層序の特性（下部から上部）を対比すると、海成堆積物が減少し、次に完全に消滅するとともに湖成相が出現し、次で長期間にわたつて堆積の中断期（陸成相）が現われて、挟炭層の生成が終つている。

(6) 挟炭層は多くの場合、広域にわたつて発達（1,000 km<sup>2</sup> および 10,000 km<sup>2</sup>）している。例外は縁辺凹地帯が隆起し、削割されて残つたいわゆる残存複向斜帯である。

(7) 地質学的埋炭量は多くの場合、100億トンから1,000億トンに達する。炭層数が比較的少なくても、埋炭量が多いのは、賦存面積が広域にわたることから明らかである。例えば南部オクラホマ炭田では、稼行炭層は3～4枚以下であるが、総埋炭量は790億トンに達する。

しかしこの指標は一般的な基準（縁辺凹地帯説）とならない。例えばアルプス期のモラツセ挟炭層があげられる。モラツセ挟炭層は広域にわたつて賦存しているが、稼行炭層の枚数がきわめて少なく、埋炭量も少ない。

(8) 挟炭層の厚さ（山丈）は1,000 mであるが、3～4 km のオーダのものが普通で、ときには10 km に及ぶものがある。

(9) 挟炭層の賦存地域では、挟炭層の厚さは規則的に変化を示す。すなわち Plate-forme 地域に向かつて薄化し、反対に褶曲帯に進むに従つて著しく肥大する。

(10) 炭層 (炭丈) の厚さは反対にあまり変化を示さない。稼行炭層数が数10枚に達しても、各炭丈は4~6 mである (例外的な場合には上部シレジャ炭田でみられ、厚さ20 mに達している)。

(11) 挟炭層係数は3.5を超えない。

炭質は1炭田においても種々様々である。すなわち長焰炭から無煙炭にわたっている。多くの炭田では深所にさかるに従って地層の変成度が増大する (上部に長焰炭が出現すると下部では貧炭となる)。さらに広域動力変成作用の差異と関連して、銘柄の規則的な変化が認められる。とくに Plate-forme 地帯から褶曲帯へ向かつて (凹地帯の走向を切つて) 変成度の増大が起こっている。

(12) 碎屑物質とその粒径は Plate-forme から褶曲帯の方向に沿って相対的に増大する傾向がある。

(13) 石炭紀の縁辺凹地では、各地層の延長がとくにきく場合には、挟炭層は多回輪廻相を示す。しかし白堊紀および第三紀の縁辺凹地では、規則的な輪廻相が判然と認められない。

(14) 地層の擾乱度は種々様々である。褶曲構造は一般に線状特性を示し、ときには緩傾斜をなし、ときには急傾斜をなす。しかし地向斜地帯の内帯に一般的にみられる同斜褶曲または圧縮 (地溝状) 褶曲が発達していない。したがって炭層が圧縮構造を示していることはまれである。さらに挟炭層が二次レンズ状構造を示していることもまれである。一般的にみて挟炭層の褶曲構造は緩傾斜褶曲の特性を示し、地向斜地帯の急傾斜褶曲と対照をなしている。

(15) 擾乱度は縁辺凹地の Plate-forme 側から褶曲帯に向かつて増大する。

(16) 火成岩は欠如しているが、ときには基性岩石類の小岩脈・小岩床が認められる。しかし縁辺凹地帯では、大規模の酸性貫入岩体または厚い凝灰源岩層は挟炭層中に認められない。

註) Plate-forme 2帯からなる主構造単位。この地帯では主として造陸運動と造構造運動が出現する。Plate-forme の下部帯は先カンブリア紀の結晶片岩類、上部帯は堆積岩類または火山岩類からなり、地質年代は古生代から第四紀にわたる。地層中には Plate-forme 型の貫入岩が進入している。上部帯は3,000~5,000 mに達するが、地域によつては薄く、堆積層の被覆を欠如している。したがって結晶片岩が地表上に露出していることがある。Plate-forme 地帯では動力変成作用の跡がみられないで、地層は水平に横たわっているが、いわゆる Plate-form 型の緩褶曲を示している。