

炭田地域における石炭組織学的研究とその必要性について

藤井敬三(燃料部) 米谷 宏(技術部) 東出則昭(早稲田大学)

1 まえがき

石炭と石油とは水と油のように全く異質の根源物質からなるエネルギー資源で 石油は海成の動物(プランクトンを主)を根源とし 石炭は植物を根源物質とすると考えている人が案外多いのではないだろうか。

しかし 最近では 石炭・石油は植物群に由来する堆積性の有機物がおもな根源物質であると考えている人が多い。ときには一度堆積した古い堆積物が削られて運びこまれ その中の有機物が根源物質に加わる場合もある。石炭と石油生成との別れ道は 植物の種類または植物を構成している部分の差異に起因し 石油を生成しやすいもの 石炭を生成しやすいものに分けられることがわかってきている。植物性の有機物は3つに大別される

第1のグループは 藻類のように低分子の糖類 脂質 アミノ酸など比較的 low molecular weight の脂肪族からなるアルギニット・タイプのもの

第2のグループは 花粉・胞子のようなクチン質にとむものや樹脂質にとむエクジニット・タイプのもの

第3のグループは 木質の主成分であるセルローズ リグニンなどに由来するビトリニット・タイプのものに分けられる

堆積性のこれらの有機物がおもに温度 時間などの物理条件の変化のもとで変成作用をうけ 次第に熟成されていく。石油は第1と第2のタイプの有機物から生成されやすく 石炭は第3のタイプのものから生成されやすい。ここで重要なことは 有機物のタイプの区別と有機物の変成度つまり熟成度を指示する指標として石炭組織学が大きく寄与していることであり 今後 石油 石炭のみならず天然ガス探査にとって 地化学的手法とともに石炭組織学的研究が重要になってくると思われるので ここではこうした最近の研究の経緯と 私たちの若干の研究成果についてのべたい。

2 石炭および石炭組織学と石油探鉱との関連について

石油と石炭とのかかわり合いは意外と古いのである。VASOYEVICH (1976) によれば ソビエトの LOMONOSOV はすでに 1776 年に 石炭は植物(有機)物質から生成され 石油も植物に由来し 石炭・石油の生成のおもな要因は熱であることをのべている。

しかし 一般に私達にとってよく知られているのは 1912 年の WHITE の炭比説 (Carbon-ratio Theory) である。この説によると 石油の賦存性は 無水・無灰基での固定炭素(%)に關係が深く その含有量が 62~65% に達するともはや石油の賦存は期待できないとし このパーセンテージをもって経済規模の石油の “dead line” とよんでいる。LANDES(1967)はこの方法を改良し 無水・無灰基での固定炭素(%)に発熱量を組み合わせ 石油相 石油・ガス相 ガス相などの炭化水素鉱床の賦存条件をきめる指標とし 同時に石炭組織成分の一つであるビトリニットの反射率の石油探査にとっての有効性を論じている(第1図)。

そして 1969 年に VASOYEVICH ほかが ビトリニットの反射率と石油生成との關係を明らかにし その平均反射率(油浸)が約 0.5% に達すると石油根源岩中で石

		石 炭	炭 化 水 素 相
有 水 発 熱 量 (Btu/lb)	以下	褐 炭	重質油およびガス
	8,300	亜 歴 青 炭	石油およびガス
固 定 炭 素 (%)	11,000	高 揮 発 分 歴 青 炭 C	軽質油およびガス ガス増加
	13,000		
	13,000	B	
	14,000		
60	高揮発分歴青炭A	石油 phase-out 帯 ガスが主	
70	中 揮 発 分 歴 青 炭	ガスのみ	
80		その量は下にいくほど増加 経済規模のガスの下限	
90	半 無 煙 炭	-----	
100	無 煙 炭		
		メタ無煙炭—石炭	

第1図 炭素比と石油・ガス産出との関係 (LANDES 1966)
(1 Btu/lb=0.56 Kcal/Kg)

油生成が始まり 平均反射率 0.7~1.0% で石油生成はピークに達し 平均反射率が 1.3% 以上になると石油生成は次第に衰えて停止し メタンだけとなることをのべている。このことにより石油・天然ガス探査に対する石炭組織学的应用が明確に位置づけられた。

また GUTJAHR (1966) OTTENJANN ほか (1969) は 石炭組織成分の一つであるスポリニットの螢光性を研究し ビトリニットの反射率と対応させ 螢光性が炭化水素の熟成度の有効な評価基準であることを示した。

このように1960年代以来 石炭組織学的研究が炭化水素の熟成度評価基準のパラメーターとして重要視されるようになった (第2図)。

1970年代に入ると 陸源の有機物が堆積性有機物として石油根源岩中に含まれていることが予想されるようになり また逆に TEICHMÜLLER (1973) は石油の原材料様の物質を石炭中に発見すると同時に 石炭化度の異なる石炭について ビトリニットの反射率とノルマルパラフィンとの関係を調べ 高揮発分の歴青炭での両者の関係が充分熟成した石油根源岩中の有機物のそれと似ていることを指摘している。そして DURAND & ESPITALIE (1976) により 海成層中に含まれる石油の根源物質として重要視されているケロゲンは ビトリニット エクジニットおよびイナーチニットからなる石炭組織成分が数%から10%以上もあり 他の部分はこれら組織成分をセメントしているもので おもに陸源の植物に由来すると推定される例が報告されている。

さらに POWELL ほか (1976) は 有機物のノルマルパラフィンの分布パターンは堆積環境と関係があり 海成の環境下の有機物のノルマルパラフィンは C₁₇~C₂₀ にピークがあり アルギニットに起因すると考えられるのに対し 陸成の環境下のものは C₂₃~C₂₇ にピークがあり ビトリニットおよびエクジニットに起因すると推定し AMIT (1978) も同様のことを指摘している。

このように 海成層中の有機物中に石炭の組織成分または陸源の植物物質が含まれ それらが石油およびガスの生成に大きく関係していることも報告され (SHIBAKA *et al.* 1978; COMBAZ & MATHAREL 1978) 石油探査に際し 石炭の組織成分が有機物熟成度の評価基準としてもまた 石油の根源物質としても重要視されるようになってきている。

しかし 日本ではまだこの種の研究は少なく しかも日本炭は外国炭と比べかなり物理的・化学的性質が異なる。この理由として組織成分比 組織成分の物理・化学的性質が異なることによることが予想される (佐々木 1967: 石炭技研 1973: 藤井ほか 1978)。したがって 北海道およびその周辺海域における石油およびガス探査にとって 北海道の石炭組織成分の研究が重要な問題になってくることを想起し 釧路炭田地域 特に太平洋炭砒を中心として石炭組織の特徴 ビトリニットの反射率 エクジニットの螢光性および地化学的にみた石炭化度 石炭組織とノルマルパラフィンの分布パターンの関係などについてのべたい。

3 地質概要

釧路炭田地域は北海道の南東部に位置し 十勝支庁東縁部から釧路支庁一帯にわたって太平洋に面して分布し さらに一部は太平洋海底下に拡がっている。ここでの試料は第3図のごとく太平洋炭砒・旧栄炭砒・旧庶路炭砒・旧音別炭砒・旧本岐炭砒・旧雄別炭砒などから採取された。

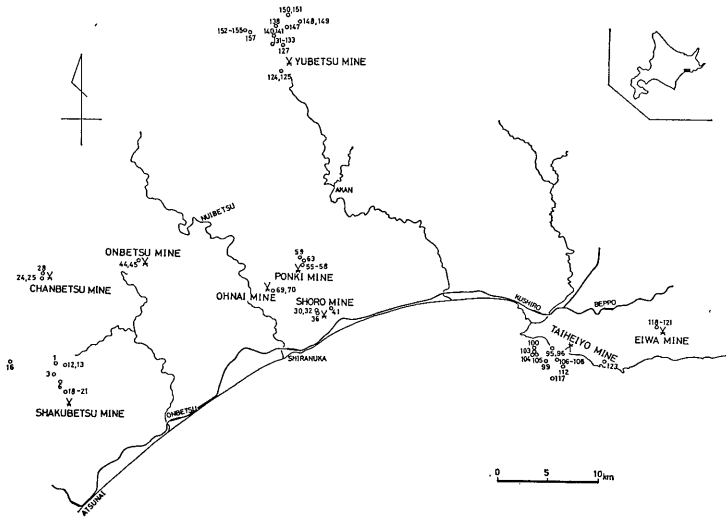
これらの各炭砒はすべて古第三系漸新統中下部の浦幌層群中に賦存する。浦幌層群は下位から別保層・春採層・天寧層・雄別層・双運層・舌辛層および尺別層からなる。このうち夾炭層は春採層 天寧層 雄別層および尺別層である (馬淵 1962)。

4 石炭組織・石炭化度と炭質との関係について

従来 炭質のパラメーターとしておもに無水・無灰基での揮発分 発熱量 粘結性など

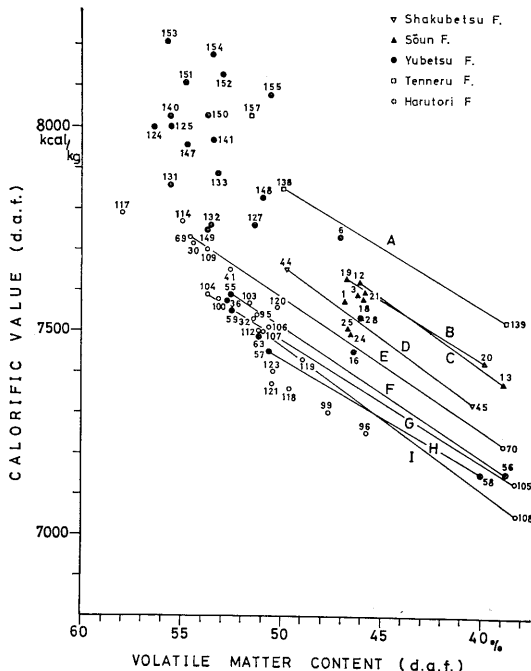
石 炭	反射率 (油浸)	揮発分 (無水・無灰基 (%))	発熱量 (Kcal/kg)	花粉・胞子の色調 GUTJAHR (1966)	炭化水素相 VASSOYEVICH (1969)
褐 炭	0.3	60	4000	黄 色	初期ガイアジェネシ性メタン
亜歴青炭 C	0.4	52			
	0.5	48			
C	0.6	44	5500	黄 色	石 油
	0.7	40			
B	0.8	36	7000	黒 褐色	コンデンセートおよび湿性ガス
	0.9	32			
A	1.0	28	8650	黒 色	後期カタジェネシ性メタン
	1.1	24			
中揮発分 歴青炭	1.2	20	8650	黒 色	後期カタジェネシ性メタン
低揮発分 歴青炭	1.4	16			
	1.6	12			
半無煙炭	1.8	8	8650	黒 色	後期カタジェネシ性メタン
無 煙 炭	2.0	4			
メタ無煙炭	3.0	4	8650		

第2図 石炭化度およびそのパラメーターと炭化水素相との関係 (STACH *et al.* 1975)



第3図 試料採取位置図

が世界各国で用いられてきた。ただし日本炭の場合燃料比として固定炭素と揮発分との比をパラメーターの一部に加えている。ここでの試料はいずれも非粘結性の亜歴青炭に属するものなので無水・無灰基での揮発分および発熱量と石炭組織成分および石炭化度との関係を調べた。なお試料作成方法は藤井ほか(1978)にしたがった。



第4図 無水・無灰基 (d.a.f.) での揮発分と発熱量との関係図
図中の番号は試料番号(第3図参照)を示す

1) 揮発分および発熱量と石炭化度との関係

各夾炭層の平均試料の無水・無灰基での揮発分と発熱量を求め第4図にプロットした。この図中AからIまでの互いに線で結ばれた試料番号のうち左上の試料番号は炭層の平均試料を意味し右下の試料番号139 20 13 45 70 56 105 58および108の各試料は左上のそれぞれに対応する試料と同一地点同一の炭層から採取したおもにテリニット・コリニットからなるビトリニットである。したがって互いに線で結ばれた各点の試料は同一炭層・同一地点で産出するものであるから2つの試料は温度・圧力・時間など同一の物理・化学的条件のもとで結成および変成作用をうけてきたもので当然それぞれの石炭化度は等しいといえる。

これら9つの線の平均角度は32.6°で最大および最小を示す角度と平均角度との差は約3°で全体としてよくまとまった値を示している。そこでこの平均角度32.6°をこの釧路炭田地域の等石炭化度の横軸(揮発分軸)に対する勾配とみなすことにする。

ここで問題となるのは石炭化度の進む方向であるが一般に石炭化度が増すと石炭の発熱量は高くなり揮発分は低くなる。したがってこの例のような亜歴青炭の場合この範囲程度内の石炭化度炭にあっては石炭化度が増すと等石炭化度線は右上方に移動することが予想される(佐々木 1967)。

つぎに石炭化度の指標としてビトリニットの反射率スポリニットおよびレジニットの螢光性を用いた。

(1) ビトリニットの反射率について

測定法はビトリニット・グループの細胞組織のみられないコリニットの反射率を通常では1試料あたり100点測定しその平均をもってその試料の反射率としている。しかしここで取り扱っているような低石炭化度炭の場合コリニットが極端に少なく特に日本炭に特徴的な石炭組織成分の一つである微細な破片からなるデグライニットの多い石炭の場合純粋のコリニットはほとんどないといってよい。そこでデグライニットの含有量約50%の石炭について測定しうる最大の測点数(約20点)を基準として1試料あたり20点測定しその平均をもってその試料の反射率とした。しかしデグ

ディニットの多い一部の試料についてはコリニットが非常に少なく 測定不能であるものもあった。

第5図上部に 揮発分・発熱量ダイヤグラム上にプロットされた試料と同一試料の反射率（油浸）のパーセンテージを記した。同図上部において 等石炭化度線（X-Y軸）に直交する方向 すなわち X→Z方向に石炭化度が増加することが予想されるので 同図下部に X-Z軸に平行に X'-Z'軸 X-Y軸に平行に X'-Y'軸をもつ新しいダイヤグラムを作成した。そして同図上部中の各点をX-Y軸に平行にその反射率に応じて同図下部にプロットした。

ここで 亜歴青炭のような比較的低石炭化度炭の場合 反射率の変化は石炭化度の変化とほぼ正比例の関係にある(CASTANO & SPARKS 1974)。したがって 第5図下部にプロットされた点は直線にのると仮定し 最小二乗法により直線 つまり理論反射率を求めた。ついで 実際の測定値と理論反射率値との差を求め その差を理論反射率値で割り 測定値の理論反射率値に対するずれの比を求めた。

このずれ比について標準偏差を計算したところ5.57%となった。したがって 約10%以上の反射率の差があ

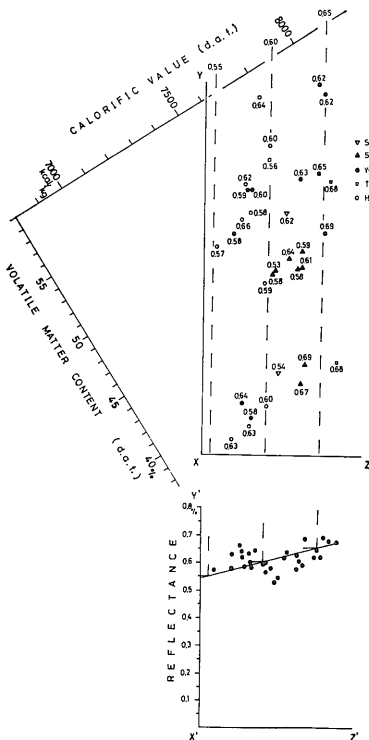
れば石炭化度の差異があるといつてよい。

ここで注意を要することは 一般にX→Z方向に反射率は増加するが デグラディニットの含有量が増すと コリニットと思われても 多少細胞組織が残っている場合が多く 大きさも著しく小型になり 反射率の値も低くなり 特にデグラディニットが50%以上になると コリニットはほとんどなくなり 反射率測定そのものが不可能になってくる。

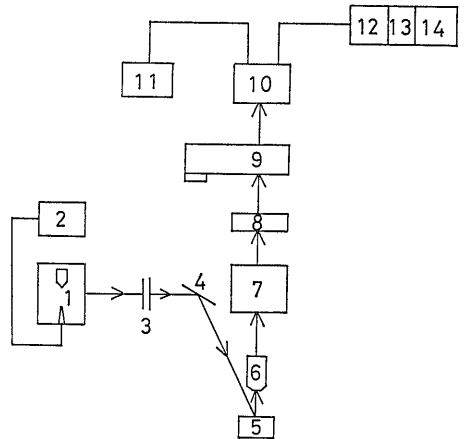
(2) スポリニット・レジニットの螢光性について

一般的に石炭中に花粉・胞子・樹脂などが含まれている場合 励起されたある短波長の光をそれらにあてるとそれらはある特有の波長の光を発する。そして それらの螢光スペクトルの最大光度を示す波長が石炭化度の進行とともに長波長方向へずれていく(GIJBEL 1967)ことが知られている。以下に現在 地質調査所において行っている測定方法を説明しよう。

螢光性の測定にはライツ製自動測定用顕微分光光度計MPV2を使用している。その原理は 第6図のように 光源の超高圧水銀ランプの光は 励起フィルターを通過して365ナノメートルの単色光となる。この光が前述の物質上に落射されると それらの表面からその物



第5図
無水・無灰基での揮発分・発熱量と反射率との関係図
図中の数字は反射率のパーセントを示す
また 破線は等反射率線を意味する



第6図
1 超高圧水銀ランプ
2 電力供給安定装置
3 励起フィルター
4 ダイアロック鏡
5 サンプル
6 対物鏡
7 MPV筒
8 測定絞り
9 連続干渉フィルター
10 光電子増倍管
11 X-Y記録装置
12 測定照明用変圧器
13 連続干渉フィルター用制御装置
14 光電子増倍管用高電圧供給装置

質特有の螢光を発する。この螢光は自動干渉フィルターによって分光されその光度は連続的に測定される。

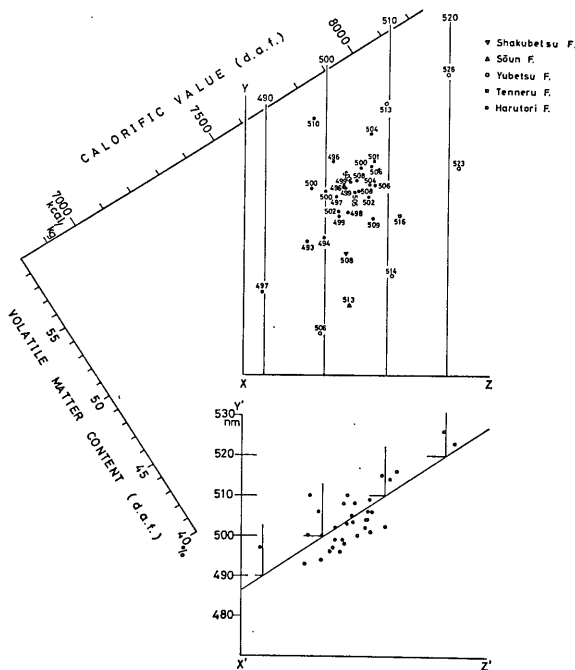
この場合 研磨片中の花粉・胞子からなるスポリニットおよび樹脂からなるレジニットの螢光性の測定を行った。エクジニット・グループの含有量のもっとも多い試料ではスポリニットを約60個 レジニットを約30個測定できた。しかし通常の試料の場合 スポリニット・レジニットの含有量は1個の研磨片内でそれぞれ15ないし20個程度であり 個々の最大光度を示すときの波長の平均をもってその試料のスポリニットおよびレジニットの螢光波長とした。

まず スポリニットの螢光性の測定結果をのべると第7図上部に 無水・無灰基での揮発分・発熱量ダイヤグラム上にプロットされた試料と同一試料のスポリニットの螢光波長を記した。この場合でも 螢光波長は石炭化度の変化とほぼ正比例関係にあり 石炭化度が進むにつれ螢光波長は長波長にずれる (GIJZEL, 1973) ので第5図下部を作成したのと同様の手法で第7図下部にプロットされた各点は直線にのると仮定し 理論螢光波長線を求めた。つぎに 実際の測定値の理論螢光波長値に対するずれの比の標準偏差を計算したところ 0.72% となった。このことは0.72%程度の誤差が生ずることを意味するので約1.5%以上の差があれば石炭化度に差異があるといつてよい。したがって ここでの場合

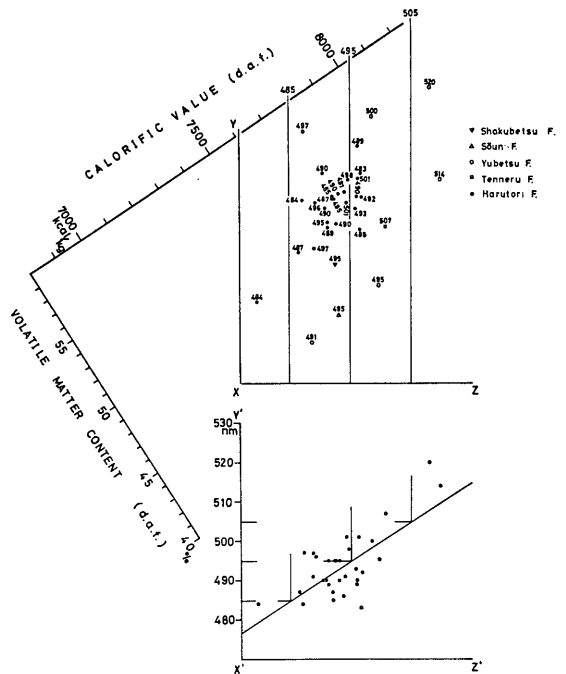
スポリニットの螢光波長は 493~526 ナノメートルなので 約8ナノメートル程度の差があれば石炭化度に有意の差があるといつてよい。

つぎに レジニットの螢光性の測定結果をのべる (第8図)。 スポリニットの場合と全く同様の手順で標準偏差を求めたところ0.9%となった。このことは 約2%以上の螢光波長の差があれば 石炭化度の差異があるといつてよい。ここでの場合 レジニットの螢光波長は 484 から 520 ナノメートルなので 10ナノメートル程度の差があれば 石炭化度に有意の差があるといつてよい。レジニットの螢光性はこれまでほとんど研究されていなかった。つまり 化学的・物理的性質に差異があるので螢光性のばらつきが多くなり 石炭化度の指標になりにくいと考えられていた (GIJZEL, 1973)。しかし 今回の結果から 狭い地域を取り扱う場合には レジニットの化学的・物理的性質が類似しているため その螢光性にばらつきが少いと考えられる。

2) 揮発分および発熱量と石炭組織成分との関係
この地域の炭層の石炭組織成分の特徴は ビトリニット・グループ (コリニット テリニット デグラディニット) が95.5%をしめ エクジニット・グループ (スポリニット クチニット レジニット) は3% イナーチニット・グループ (スクレロチニット フジニット) が 1.5% にすぎな



第7図 無水・無灰基での揮発分・発熱量とスポリニットの螢光性との関係図 図中の数字は スポリニットの螢光波長のナノメートルを示す



第8図 無水・無灰基での揮発分・発熱量とレジニットの螢光性との関係図 図中の数字は レジニットの螢光波長のナノメートルを示す

い。すなわち ビトリニットのマセラルの組成が炭質と大きく関係していることがいえる。

ビトリニット・グループに属するマセラルはテリニット コリニットおよびデグラディニットからなるが テリニットおよびコリニットは植物の木質部に由来するもので 化学的・物理的性質は互いに似ているが デグラディニットは著しく異なる (STACH *et al.*, 1975). そこで 無水・無灰基での発熱量・揮発分ダイヤグラム上にプロットされた同一試料について デグラディニットのマセラルの総量に対する比をとって ダイヤグラム上にそのパーセントを記した (第9図).

この結果 デグラディニットの含有量は 揮発分および発熱量に関係するが 揮発分とより深く関係していることが読みとれる。ここで デグラディニット含有量と揮発分・発熱量との定量的関係を考えてみよう。

第9図の上部で X-Y軸は前述した等石炭化度線に平行する基準線とする。X-Y軸に直交するX-Z軸をとり デグラディニットの含有量を検討してみると 含有量はX-Y軸方向に変化しているようである。そこで 同一の含有量の方向はX-Y軸に平行であると仮定して作業を進めた。

まず 第9図下部に 上部のX-Y軸と平行に X'-Y' 軸をとり デグラディニットのパーセンテージのきざみを入れ 石炭化度の場合と同様の手法でプロットした。ここで 点の分布が右下りの直線状なので 直線にのると仮定して 最小二乗法で直線を求めた。この直線から 逆に20%から50%まで10%きざみにデグラディニットの理論含有量を第9図上部に直線で図示した。

この図の意味することは 等デグラディニット線の揮発分軸に対する勾配は約60°で 急である。

このことは デグラディニットの含有量が変わると 揮発分は大きく変化する。したがって デグラディニットはテリニット・コリニットとは化学的性質がかなり異なり より揮発分にとみ かつ発熱量が高いことがいえる。

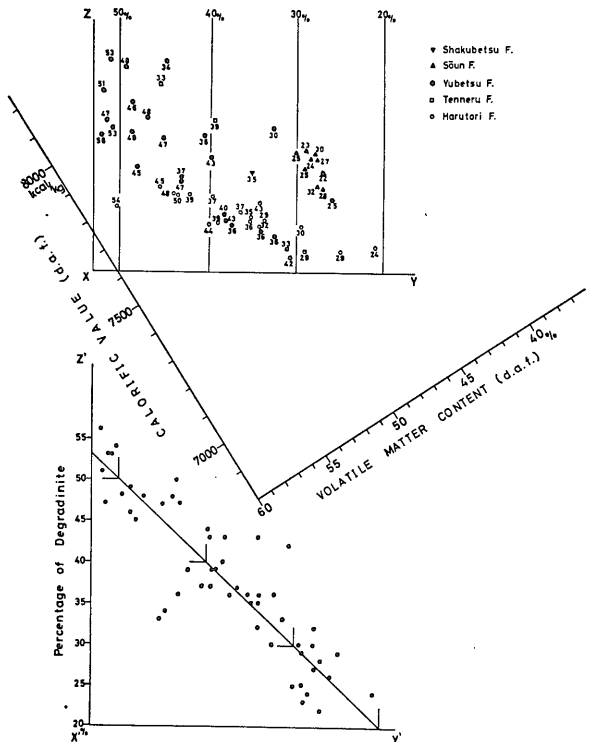
4 デグラディニットの化学的性質について

以上のごとく デグラディニットの含有量によって炭質は非常に変わる。デグラディニットは日本炭の特異な組織成分であり 国際石炭組織学会の用語として認められているが (International Committee for Coal Petrology Nomenclature Sub-Committee 1963) 国際的なマセラル分類表には入っていない。従来

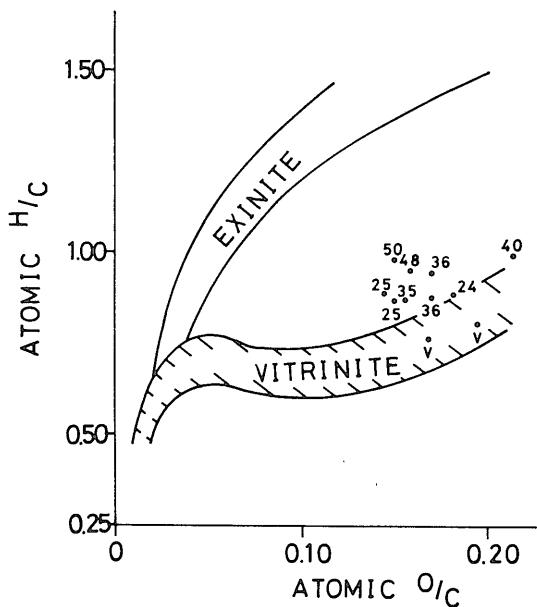
デグラディニットはおもに植物の木質部が微細に崩壊したものに由来し ビトリニットに含まれてきたが その化学的性質はほとんど研究されなかった (佐々木 1967).

一般に 有機物質の石炭化作用による化学組成変化を知るにはH/C—O/C原子数比ダイヤグラムを用いて図示する (VAN KREVELEN 1961). 今回用いた試料のうち11個について元素分析を行い 第10図にその結果を記し VAN KREVELEN の図に重ね合せた。V印はテリニット・コリニットからなる試料を意味し ほかのプロットされた点の数字は その試料に関するマセラル総数に対するデグラディニットのパーセンテージである。この結果をみると デグラディニットの含有量が25%になると VAN KREVELEN のビトリニットの化学的性質の枠からはみ出し より高いH/C原子数比を示すようになる。

そしてV印で示されるデグラディニットを全く含まないテリニット・コリニットからなる試料の分析結果では H/C原子数比は約0.75である。デグラディニット含有量と H/C 原子数比との関係は デグラディニットが25%で H/C比は約0.85 50%で約0.95となる。つまり デグラディニットの含有量が50%増すと H/C原子数比は約0.20増すことが読みとれる。したがって もしデグラディニット含有量が100%に達したとす



第9図 無水・無灰基での揮発分・発熱量とデグラディニット含有量との関係図 図中の数字は デグラディニットのマセラル総数に対するパーセントを示す



第10図 H/C-O/C原子数比ダイヤグラム上でのマセラルおよびデグラディニット混合物との関係図
マセラル (VITRINITE EXINITE) の化学組成変化は VAN KREVELEN (1961) による V印はテリニット・コリニットからなるビトリニットの試料の化学組成 数字はデグラディニットのマセラル総数に対するパーセントを示す

ると H/C原子数比は約 1.20 に達することが予想され、デグラディニットの化学的性質はエクジニットのそれに近似することが予想される。

日本炭の特徴は 欧米炭に比べ一般に揮発分と発熱量が高いことが知られているが (佐々木 1960; 石炭技研 1973) これはデグラディニットの存在によるものであることが推定される。

5 ノルマルパラフィンの分布パターンと石炭組織成分との関係について

これまでのデグラディニットの化学的特性を考慮して、デグラディニットとテリニット・コリニットとのノルマルパラフィンの分布パターンの比較を試みた。試料は春採夾炭層本層炭を用いた。

試料番号 55 56 は 日本岐炭鉱坑内の同一地点から採取されたもので No.56 が純粋のコリニット・テリニットからなるものである。第 13 図のごとく No.55 の石炭組織分析結果は コリニット・テリニット 55.2% : デグラディニット 50.4% である。

試料番号 7 9 25 34 44 はいずれも太平洋炭鉱から採取されたものである。太平洋炭鉱は 北西-南東方向で 傾斜が南西へ 4~5° の同斜構造をなし おもに春採夾炭層本層が採掘の対象となっている。同夾炭層

本層は一つの閉じた炭田堆積盆を形成し 堆積の中心から周辺部にむかって No.9→7→25→34→44→29 の順で位置し デグラディニット含有量もこの順で減少する (第11 12図)。

デグラディニットはミクロン単位の小さい粒子からなり テリニット・コリニットや他のマセラルを充填したり それらを取りこんだりしている場合が多いので デグラディニットを純粋に取り出すことは不可能に近い。一般に石炭組織成分を濃集するには塩化亜鉛溶液による比重分離法がよく (DORMANS *et al.* 1957) デグラディニットについてはエクジニットと同比重とみなして この方法にしたがった。まず 比重 1.25 の塩化亜鉛溶液によって石炭試料を浮遊物と沈澱物に分け つづいてその沈澱物を比重 1.35 の塩化亜鉛溶液によって浮遊物をうる。この結果 比重 1.25 以上の浮遊物には 比重 1.25 から 1.35 にわたるものに比べ デグラディニットが 10% 以上も多く濃集した。

ノルマルパラフィンの分析はガスクロマトグラフによって行なわれ No.55 と No.56 とを比べた場合 No.55 の全ノルマルパラフィン量が 5 倍も多く CPI も高く

$$CPI = \frac{1}{2} \left[\frac{\sum_{14}^{14} C_{2n+1}}{\sum_{10}^{10} C_{2n}} + \frac{\sum_{15}^{15} C_{2n+1}}{\sum_{11}^{11} C_{2n}} \right]$$

ノルマルパラフィン分布パターンでピーク位置が C₂₉ C₃₁ にあるのに対し No.56 ではピークの位置が C₁₈ にある。つまり 同一の石炭化度であるにもかかわらず組織成分の差異で化学的性質が著しく異なることがいえる (第13図)。

試料 7~44 のノルマルパラフィンの分布パターンは全体として C₂₁~C₃₁ の重い成分の奇数炭素数分子が多く 特に C₂₉ C₃₁ に第 1 のピークがあり C₂₃ C₂₅ に第 2 のピークがみられる。CPI は 2.5~3.0 である。水平的変化を考察すると 分析数が少ないのではっきりとはいえないが デグラディニット含有量の多いもの (比重 <1.25) と少ないもの (比重 1.25~1.35) とでノルマルパラフィンの量比に差が生じ 堆積盆の中央部ではほぼ 1:1 であるが 周辺部にむかってデグラディニットの少ない方のノルマルパラフィン量が減少する傾向が認められる (第14図)。

このような組織成分の水平的差異は ビトリニット反射率にも反映し 堆積盆の中央部では小型のテリニット・コリニットが多く 反射率が低く 周辺部においては大型のテリニット・コリニットが多くなり 反射率も高くなる。

6 む す び

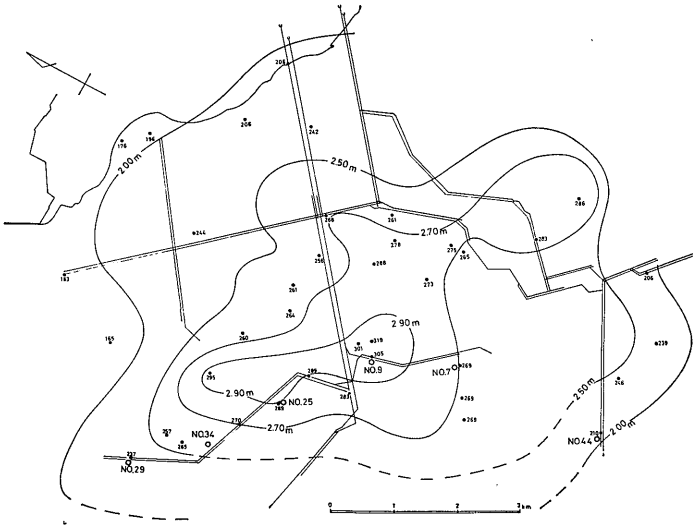
石炭の組織成分は有機物熟成度の評価の指標として用いられてきたが 最近では 石油根源岩中にも含まれ 石油およびガスの生成にも関与しているらしいことがいわれている。

ここでは 釧路炭田地域をとりあげ 石炭化度と石炭組織成分の化学的性質について検討した。

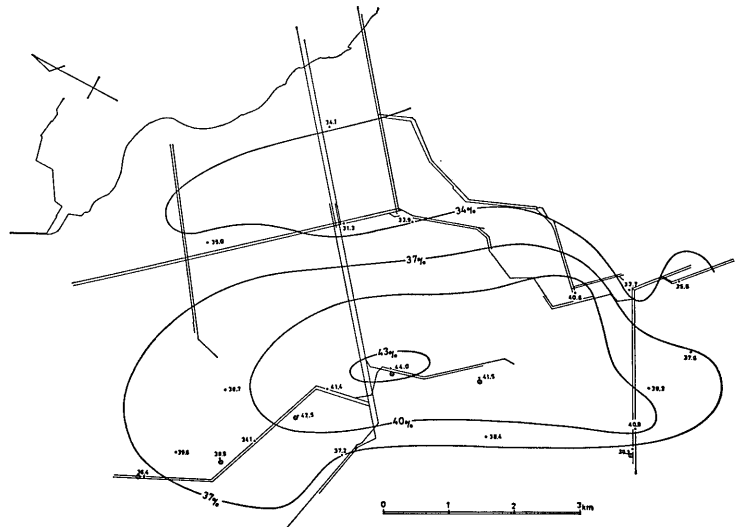
この結果 釧路炭田地域に賦存する亜歴青炭では ビトリニットの反射率は 約 0.55~0.65% であり スポリニットの螢光波長は 約 490~520 ナノメートル レジニットの螢光波長は 約 480~520 ナノメートルであることがわかった。特に スポリニットの螢光性が石

炭化度の指標として有効であることが確められ またレジニットの螢光性が指標として使えることがわかった。

つぎに 当地域の石炭組織成分はビトリニットが約95%をしめ そのマセラルはコリニット・テリニットおよびデグラディニットである。デグラディニットは日本炭を特徴づけるマセラルで コリニット・テリニットに比べ揮発分にとみ 発熱量が高く 水素含有量が多い。また デグラディニットはコリニット・テリニットに比べ ノルマルパラフィンの全抽出量も多く 同一の石炭化度でも ノルマルパラフィンの分布パターンおよびそのCPIも異なるようである。デグラディニットの含有量が約 30~45% の場合 ノルマルパラフィンの分布



第11図
太平洋炭鉱における春探夾炭層本層の等層厚線図および試料採取位置図
白丸印は試料採取番号 黒丸印は層厚 (cm) を示す



第12図
等デグラディニット含有量線図
図中の数字は デグラディニットのマセラル総数に対するパーセントを意味し 大きい黒丸印はノルマルパラフィン分析試料採取地点を示す

パターンは C₂₉ C₃₁ にピークがみられ CPI は 2.3 ~ 3.4 であるのに対し コリニット・テリニットでは C₁₈ C₁₉ にピークがあり CPI は 2.1 であった。

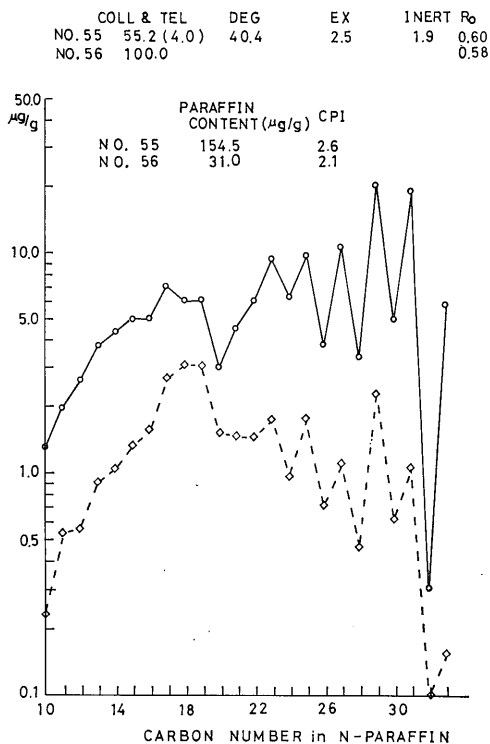
このように石炭組織成分により化学的性質がかなり異なり 釧路沖での石油根源岩中にもこのような石炭組織成分が含有されている可能性があるので 石油およびガスの探査に際し 石炭組織成分の化学的・物理的性質に充分注意を払う必要があると思われる。

最後に 本研究に使用した試料の採取に際し 太平洋炭鉱株式会社釧路鉱業所の各位の御高配にあずかった 特に 同所の藤野俊郎技師長・伊藤和之計画課長・計画室の佐藤松男氏に深く感謝の意を表する

文 献

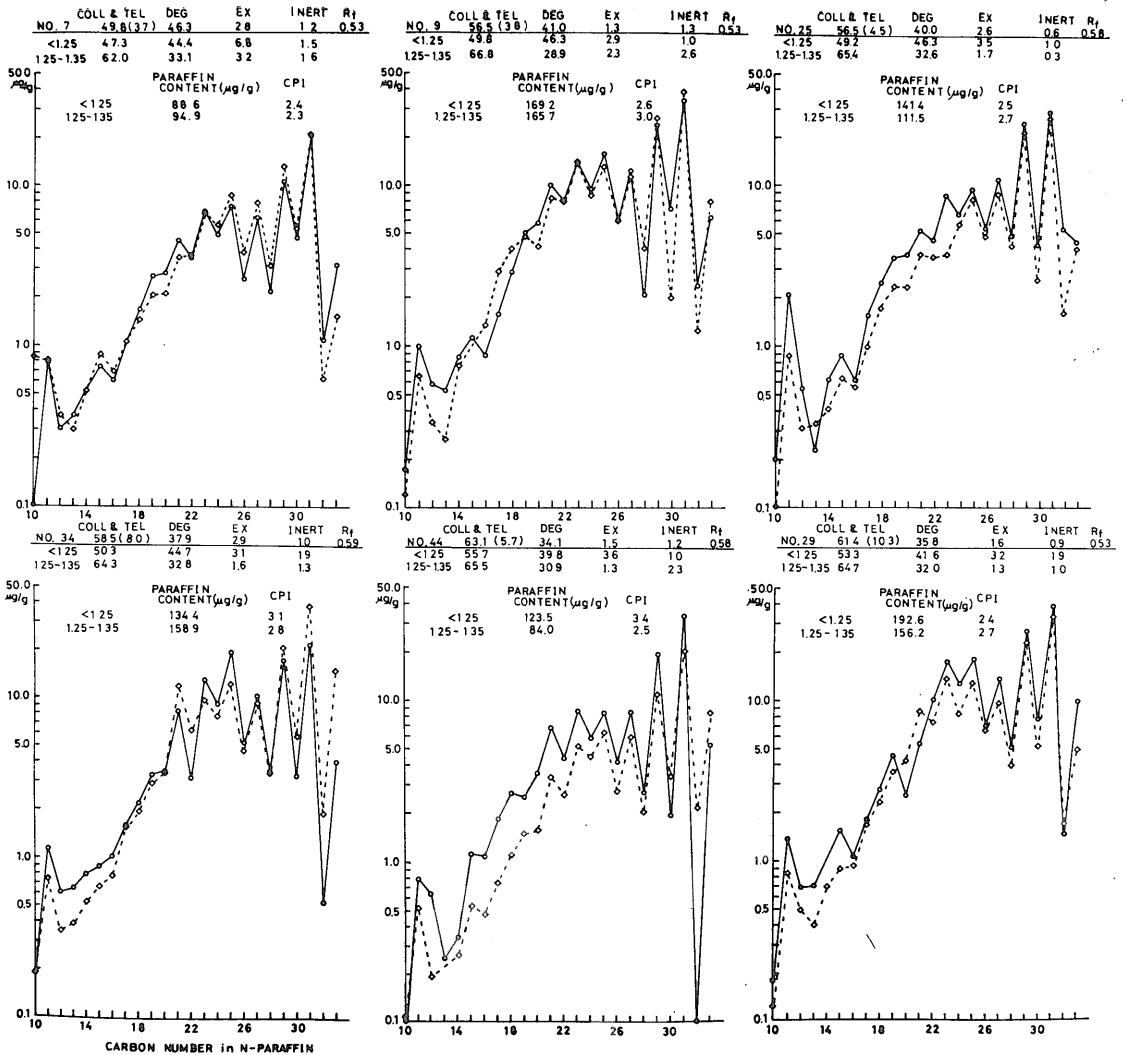
ALLAN, T. and DOUGLAS, A.G., 1977: Variations in the content and distribution of n-alkane in a series of carboniferous vitrinites and sporinites of bituminous rank. *Geol. et Cosm. Act.* **41**, 1223-1230.
 AMIT, O., 1978: Organochemical evaluation of Gevar'am shales (lower Cretaceous) Israel, as possible oil source rock. *A. A. P. G. Bull.*, **62**, 827-836.
 CASTANO, J. R., and SPARKS, D. M., 1974: Interpretation of vitrinite reflectance measurements in sedimentary rocks

and determination of burial history using vitrinite reflectance and authigenic minerals. *Geol. Soc. Am. Special pap.*, **153**, 31-52.
 COMBAZ, A and DE MATHAREL, M., 1978: Organic sedimentation and genesis of petroleum in Mahakam delta. *A. A. P. G. Bull.*, **62**, 1684-1695.
 DORMANS, H. N. M., HUNTINGENS, F. J. and VAN KREVELEN, D. W., 1957: Chemical structure and properties of coal XX-composition of the individual Macerals (Vitrinites, Fusinites, Micrinites and Exinites). *Fuel*, **36**, 321-339.
 DURAND, B. and ESPITALIE, J., 1976: Geochemical studies on the organic matter from the Doula Basin (Cameroon)-II. Evolution of kerogen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 801-808.
 藤井敬三・佐々木実・後藤進・東出則昭 1978: 釧路炭田地域における低石炭化度炭の炭質と石炭組織・ピトリニット反射率との関係 地質学雑 **84** 539-547.
 Gijzel, P. VAN, 1973: Polychromatic UV-fluorescence microphotometry of fresh and fossil plant substances, with special reference to the location and identification of dispersed organic material in rocks. *Perographie Organique et Potentiel Petrolier* (Ed. by B. Alpern), 67-91., CNRS, Paris.
 GUTJAHR, C. C. M., 1966: Carbonization measurements of pollen grains and spores and their applications. *Leid. Geol. Meded.*, **38**, 1-29.
 International Committee for Coal Petrology, Nomenclature Sub-Committee, 1963: *International handbook of coal petrology*. second edition. 168p., Centre National de la Rescherche Scientifique, Paris.
 VAN KREVELEN, D. W., 1961: *Coal*. 514p., Elsevier, Amsterdam.
 LANDES, K. K., 1966: Eometamorphism and oil and gas in time and space. *A.A.P.G. Bull.*, **51**, 828-841.
 馬淵精一 1962: 釧路炭田古第三系に関する堆積並びに造構史的考察 42P 北海道鉱業振興協会 北海道.
 OTTENJAN, K., TEICHMULLER, M. and Wolf, M., 1974: Spektrale Fluoreszenz-Messungen mit Aufsicht-Auregung, eine mikroskopische Methode zur Bestimmung des Inkohlungsgrades gering inkohlter Kohlen. *Fortsch. Geol. Rheind. Westf.*, **24**, 1-36.
 PHILIPPI, G. T. 1965: On the depth, time and mechanism of petroleum generation. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **29**, 1101-1249.
 POWELL, T. G., DOUGLAS, A. G. and ALLAN, J., 1976: Variations in the type and distribution of organic matter in some carboniferous sediments from northern England. *Chemical Geol.*, **18**, 137-148.
 佐々木実 1960: 日本炭の顕微鏡学的特質について 中国炭鉱



第13図

No. 55 - No. 56 のノルマル・パラフィンの分布パターン
 実線は No. 55 の分布パターン 破線は No. 56 の分布パターンを示す 最上部は 両試料の組織分析結果 (COLL はコリニット TEL はテリニット DEG はデグラディニット EX はエクジニット INERT はイナートニットを意味し 数字はそれぞれの含有量を示す) および反射率 (R_f) を示す 図中の上部は 両試料の全パラフィン抽出量とCPIの値を示す



第14図 試料 7 9 25 29 34 44 のノルマルパラフィンの分布パターン
 実線は各試料の比重 1.25 より軽いもの 破線は比重 1.25 から 1.35 にわたる重いものの分布パターンを示す 各図中の数字は比重の重いものと軽いもの組織分析結果 反射率 全パラフィン抽出量とCPIを示す なお コリニット・テリニットの組織分析結果の () 中の数字は 50 ミクロン以上のコリニット・テリニットを意味する

技術会誌 12 1-6

1967 : 石炭組織からみた常盤炭田における炭質の相異と炭層の生成 燃協誌 46 864-871
 石炭技術研究所 1973 : 石炭化および炭化初期段階における諸性状の解明と日本炭の特徴. 石炭技研特別報告 166P
 SHIBAOKA, M., SAXBY, J. D. and TAYLOR, G. H., 1978: Hydrocarbon generation in Gippsland basin, Australia-comparison with Cooper basin, Australia. *A. A. P. G. Bull.*, **62**, 1151-1158.
 STACH, E., MACKOWSKY, M.-Th. TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G. H., CHANDRA, D. and TEICHMÜLLER, R., 1975: *Coal Petrology*. 428p., Gebruder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

TEICHMÜLLER, M., 1973: Generation of petroleum-like substances in coal seams as seen under the microscope. *Proceedings of the 6th international meeting on organic geochemistry september 18-21, 1973, Rueil-Malmaison, France*, 379-407.
 TISSOT, B., CALFET-DEBYSER, Y., DEGOO, G. and OUDIN, J. L., 1971: Origin and evolution of hydrocarbons in Early Toarcian shales, Paris Basin, France. *A. A. P. G. Bull.*, **55**, 2177-2193.
 VASSOYEVIKH, N. B., KOROHAGINA, Y. T., LOPATIN, N.Y. and CHERNYSHEV, V. V., 1969: Principal Phase of oil formation. *Internat. Geol. Review.*, 1970, **12**, 1276-1296.