

グリーン・タフ(緑色凝灰岩)

⑥

大 沢 穰

4. グリーン・タフ地域の新第三紀の構造発達史(続)

北村信助教授は そのご 変成帯を伴っていないことや真の意味の深成活動がなかったこと あるいは先第三系地向斜帯の発達順序と著しい不調和な位置に発達したことなどの点から 従来の概念でいう地向斜とは全く異なった特殊性をもつものであり さらに 日本海あるいは日本列島の彎曲構造の成因にも深い関係をもつものであることが明らかになってきたので “グリーン・タフ変動”と改めた。 グリーン・タフ地域の構造発達史 すなわち “グリーン・タフ変動”の地史的経緯については 化石5号総合研究日本新第三系特別号グリーン・タフ地域における第三紀造構運動(日本古生物学会1963)を参照されたい。 次にその要約を紹介する。

I時階(ほぼ門前階にあたる)はグリーン・タフ変動の最も顕著な断裂帯形成と変朽安山岩噴出の時期であり 盛岡—白河構造線と称される大断層やこれにほぼ平行したほぼNNE—SSW方向の数条の断層が形成された。現在の脊梁山脈東西両縁部や出羽丘陵両縁部の基盤断層などの形成がこの時階を端緒として形成されたものと考えられる。 変朽安山岩の噴出はこれら断裂の最も支配的なものである。 盛岡—白河構造線の形成と同時に進行なわれ 東北地方内帯のみならず 日本列島内帯全域にほぼ同時に生じた。 このさい 変朽安山岩の噴出は一大断裂帯形成に従属的に行なわれたのではなく むしろ古生代以降たび重なる造山運動を経て地塊化した(あるいは大陸的地殻になった)地域の一大変革に起因するものであったと考えられる。 このような一大陥没地の形成と大量の変朽安山岩の噴出に伴って現在の脊梁山脈一帯は海水の侵入をうけ NS 性の細長い trough となった。

II時階(ほぼ台島・西黒沢階にあたる)に入ると 海域は次第に西方へ拡大され 海底火山活動は次第に中性～酸性のものに転じ 緑色凝灰岩を広範囲に しかも大量に堆積させた。 沈降量の地域差は先第三系基盤岩類の地塊運動の結果としてあらわれたもので 火山活動の休止期には堆積物供給よりも沈降が勝り 海盆的性格のものが生じ黒色泥の堆積をうながした。 また とくに西方の海進のおくれた地域では海岸に近接した湿地帯

として残された所もあり阿仁合型ついで台島型の植物化石の産出によって裏付されている。 本時階は脊梁山脈地域と西海岸地域とで海侵の時期がかなりずれ 西海岸男鹿半島では後期になってはじめて海侵がおとづれ 西黒沢層を堆積させている。 したがって 本時階初期には *Lepidocyclus* が脊梁山脈周辺部ですでに出現し 後期になって *Miogypsina Operculina* を含む西黒沢層が陸成層の上にはじめて transgressive overlap している。

III時階(ほぼ女川階にあたる)に入ると 脊梁山脈地域の沈降は中止し むしろ出羽丘陵地域に沈降量の大地帯が移動している。 この主要原因はI時階初期に形成された基盤のY字型断層の地塁の浮上りにあるものと考えられる。 同時に西側地塊の急速な陥没は海底の沈降を促進し 女川層のような細粒堆積物の厚層を形成させている。 また このような急速な沈降と厚い細粒堆積物の静穏な堆積と同時に粗粒玄武岩または橄欖石玄武岩の海底噴出や侵入が随所に認められ 火成活動の様式もかなり変化しつつあった。

IV時階(ほぼ船川階にあたる)においては さらに沈降帯は西方へ移動し 東方の脊梁山脈では酸性～中性の石英安山岩の大量の噴出を伴いながら急速に隆起をはじめている。 石英安山岩類の噴出はIII時階後期からすではじまっている所もあり 脊梁山脈両縁に発達する大量の石英安山岩質凝灰岩は層位的にも また構造発達史の上でも重要なものとなっている。

V時階(ほぼ天徳寺階にあたる)は出羽丘陵の隆起の時期で 海域もさらに西方へ移動し 全般的に浅海化している。 脊梁山脈と出羽丘陵に囲まれた盆地列は出羽丘陵の中でも比較的隆起量の少ない地域を通して西方の日本海沿岸地域につながった内湾的環境にあった。 この時階には基盤に位置づけられた NW 性の古い構造線に沿った地塊の差別運動も顕著にあらわれている。 脊梁の隆起帯における酸性火山活動はなお活発に行なわれ大量の火山噴出物放出のため 近接地域に陥没性湖盆が形成され 湖沼性堆積物を各地に堆積させている。

VI時階(ほぼ笹岡階にあたる)は全域的に隆起した時

代であるが 出羽丘陵と脊梁山脈にはさまれた内陸盆地列ではなお独自の沈降を行ない 両側の陸地よりの碎屑物によって盛んに埋積されていた。

VII時階（ほぼ鮪川階にあたる）に入ってもなお海域として存在していた地域は日本海沿岸のみであり 脊梁山脈ではさらに隆起を続け周縁部の第三系を褶曲させ あるいは断層によって複雑な構造を作りつつあった。 これまで堆積した第三系の褶曲構造および断層構造の主要なものは 単なる横圧力のみによって特定の時期に短時間に形成されたものではなく VII時階まで継続的に行なわれた基盤の上昇・下降によって徐々に形成され VII時階末期にほとんど現在に近い構造を完成したものと考えられる。

以上述べた北村信助教授の学説に対し 意見をこににする学説が公表されている。 すなわち 藤岡一男教授 井上武教授および 上田良一博士（1959 1960 1961 1965 など）は女川階以前の時期に造構造運動があったことを指摘しており 最近 角清愛技官（1962 1966）によっても言われている。 次に大要を以下に紹介する。

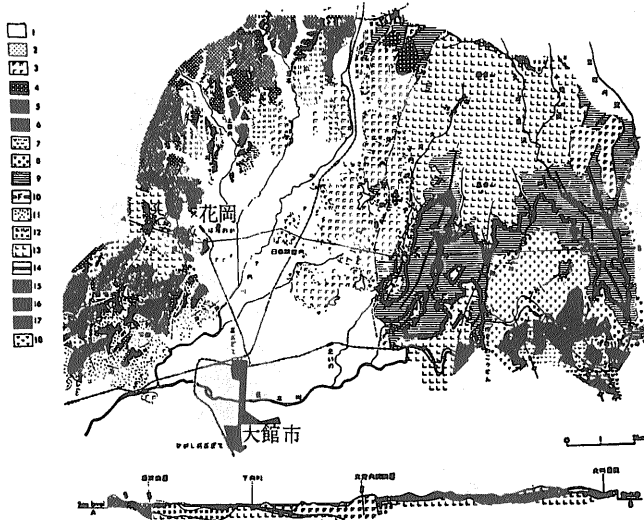
藤岡一男教授および井上武教授（1959）は羽越地向斜の構造発達史上での西黒沢階末期の重要性について指摘している。 両教授は秋田油田地域で整合関係を示す西黒沢・女川両層が秋田油田東方地域で不整合関係を示すことを明らかにした。 この不整合面の上に西黒沢階の有孔虫化石を含む黒色泥岩が発達し それは上位の女川層の硬質頁岩に移行している。 なお両教授は現象的には著しい不整合であるが時間的間隙はなく 沈降と隆起

第1表 秋田県大館地域の地質層序総括表

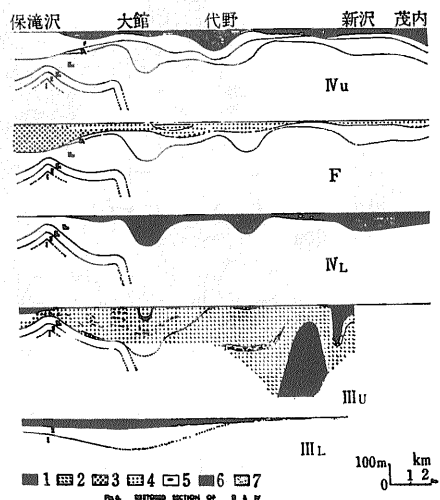
時代	地層名	岩相	化石	産出
大館紀	III層	砂岩・泥岩		
	IV層	頁岩		
中世	V層	頁岩 砂岩 白沢流紋岩類 流紋岩凝灰岩類		
	VI層	凝灰岩 凝灰岩 玄武岩類 輝石玄武岩類 海緑石砂岩		
新世	III層	流紋岩凝灰岩	<i>Groenlandia lahti horizonensis</i>	層位マンガン 層状鉄鉱
	IV層	流紋岩凝灰岩	<i>Groenlandia to</i> <i>Amphiregina redato</i>	
第四紀	II層	流紋岩 凝灰岩 流紋岩凝灰岩 花状凝灰岩		
	I層	砂岩・泥岩 砂岩・泥岩	<i>Groenlandia cf. lahti</i> <i>Misogaster laurei</i>	層状マンガン

換言すれば地背斜と地向斜地域の境界域におけるアバウト現象と解釈されているが 今後の問題としてかような不整合の存在する地域と 羽越地向斜域における位置を確めること またこの不整合が油田域内部の整合関係にいかん変わって行くかを精細に追跡し 総括的に地向斜発展の過程を詳しく知ることにあると述べている。 そのご この問題について上田良一博士 井上武教授などによって研究され 最近上田良一博士（1965）によって秋田県北部の第三系の層位と造構造運動について発表された。 上田良一博士による学説を紹介するまえに 地質調査所の角清愛技官による研究を述べたい（第1図 第2図 第1表）。

角清愛技官は藤井敬三技官・上村不二雄技官・盛谷智之技官 平山次郎技官および筆者らとともに共同研究を



第1図 秋田県大館地域の地質図 [角清愛・藤井敬三・上村不二雄・大沢巖・盛谷智之・平山次郎（1966）]
 1. 沖積層および段丘堆積層 3. 白沢流紋岩（貫入岩） 4. 石英安山岩（貫入岩）
 5. 粗粒玄武岩（貫入岩） 6. 頁岩 7. 凝石凝灰岩 8. 凝灰角礫岩 9. 泥岩凝灰岩互層 10. 凝石凝灰岩 11. 凝灰角礫岩 12. 堆積性凝灰岩 13. 流紋岩類
 14. 玄武岩類 15. 玄武岩類 16. 泥岩 17. 砂岩・礫岩 18. 安山岩



第2図 秋田県大館地域のIIIおよびIVの復原断面図 [角清愛・藤井敬三・上村不二雄・大沢巖・盛谷智之・平山次郎（1966）]
 1. 玄武岩類 2. 流紋岩類 3. 凝灰角礫岩 4. 堆積性凝灰岩類 5. 鉄石英 6. 黒色泥岩 7. 海緑石砂岩

行なった秋田県大館盆地地域について研究し 1966年 (日本鉱山地質学会総会討論会資料) に III_U ないし IV_L の時期 (西黒沢階末期) に全般的沈降から 隆起地区と沈降地区とを分けるような構造運動があったことを結論付けた。 III_U~IV_U の時期の構造発達は大略次のように要約される。 III_U の時期には沼館地域を除いた地域で大量の流紋岩の噴出があり 少なくとも 850m に達する火山岩累層を堆積した。これと同時に全般的な沈降があり 火山岩累層の上面は海面上に姿を現わすことなく かつ大半の地域は恐らく wave base より上に保たれ 噴火の休止期には「鉄石英」層を堆積させた。 III_U の後期に大館盆地西縁と新沢付近とに沈降帯を生じ 少量の泥岩を堆積させた。 IV_L の時期に入ると 上述の差別運動は益々明瞭となり 沼館付近は恐らくは海面上に姿を現わし 代野付近は wave base 以上に隆起し 一方大館盆地西縁と新沢付近の沈降地区はさらに著しく沈降し 泥岩を堆積した。 IV_L 末期になると 全域が wave base 以下の静かな環境となり 全域に泥相が発達するようになった。この環境は IV_U の時期まで継続した。 IV_U の時期には IV_L の初期にみられたような異常な局地的沈降盆は少なくなった。

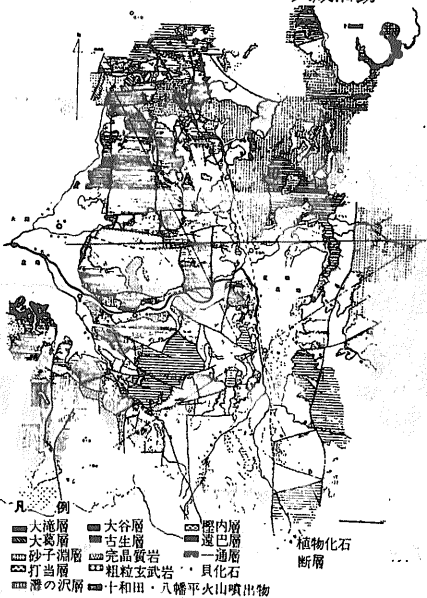
上田良一博士 (1965) は先台島期 先大葛期 先遠部期および先檜内期の 4 つの造構造運動期をあげている。これらの造構造運動における運動は いずれも基盤岩類の地塊化運動と考えられる (第 2 表 第 3 図 第 4 図)。台島階の地層は 第 5 図に示したように 奥羽脊梁山脈西縁部 米代川下流域 男鹿半島 秋田油田域など 全域を通じて下位の地層と不整合関係にある。火成活動

は中性~基性から酸性に転じ 門前階より温暖気候を示し 堆積盆地は門前階に比して狭少となる。また 台島階の地層にみられる層厚の急激な消滅状態・局地的分布や 上位の西黒沢階の地層が門前階の地層を不整合におおうなどの性格は 台島階の堆積盆地が小範囲を占めて点在していたことを示すものであろう。この堆積盆地は先台島階運動により 下位の門前階の地層が地塊化されて形成されたものである。第 6 図に模式的に示したように 正断層の性格をもつ断層により下位層が寸断され この運動により生じた凹所へ台島階の内陸水域が形成された。凸所の大半は 非堆積地域として残ったものと思われるが 西黒沢階堆積前の広域にわたる沈降により 非堆積地域の大部分は 西黒沢階の堆積物によっておおわれることになった。

西黒沢階の砂子淵層およびこれと同層準の地層は いずれも台島階の地層のみならず 門前階の地層にかさなる。この不整合は広く追跡される (第 5 図)。台島階と西黒沢階の間は短期間ではあるが 削剝期をもっていたものであろう。

秋田油田域 津軽南部 能代北東地域などでは西黒沢階に著しい造構造運動をとまなっていない。これに対し 奥羽脊梁山脈西側地域では大葛層は下位層と著しい不整合を示し 弘前 大鰐南部 山瀬地域 真木地域なども同様の関係であって このような不整合が南北にわたって広く追跡される。また砂子淵期の堆積地域が大葛期に非堆積地域ともなり 堆積地域の形態に若干の変革がみられる。このように奥羽脊梁山脈西縁部にそって 秋田油田域ではみとめられない特異な運動が生じたといえる。また この造構造運動により先大葛期の地層は地塊化され 大葛層堆積期を通じて陥没性沈降運動

地層名	
Formation Name	
十和田・八幡平火山噴出物 Towada and Hachimantai Volcano Eruptions	
檜内層 S. Ino For. 300 (-)	
遠部層 Tori For. 400 (-)	
遠部層 Tori For. 400 (-)	
大葛層 Oogaki For. 400 (-)	
砂子淵層 Sunahiki For. 120 (-)	
打当層 Uchiyari For. 300 (-)	
大谷層 Oya For. 1,000 (-)	
古生層 Paleozoic Rocks	



第 3 図 北秋田・鹿角地域地質図 (上田良一 1965)



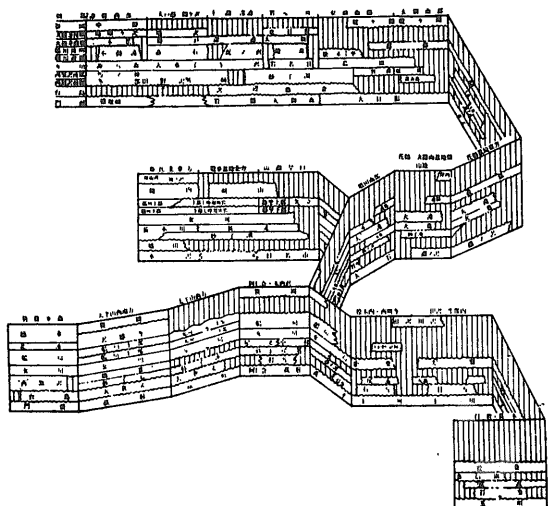
第 4 図 秋田県北部における地質構造概念図 (上田良一 1965)

第 2 表 北秋田・鹿角地域地質層序表 (上田良一 1965)

がみとめられる。第7図は先大葛期の地塊化運動を模式的に示したものである。地塊化運動により生じた凹所には大葛層の堆積がおこなわれ凸所の一部は海域におおわれることなく残ったものと考えられる。

女川階の地層は秋田油田域では下位層と整合関係にある。しかし由利山地北部では門前階の地層に男鹿半島では台島の地層に奥羽脊梁西側地域では局部的被覆関係を示す。西黒沢階において非堆積地域として残った地域を女川階の増深海域がこれをおおったために生じたもので西黒沢階から女川階への移行は造構造運動をともなっていない。脊梁山地西縁部では秋田油田域と同様に大半の地域が増深海域であったとみられるが船川階初期の地層が浅海相を示しその分布が地域西端に限定されることは女川階後期から隆起の傾向にあったことを示す。

船川階にいたると脊梁山地西側山地域から海域は大幅に退き秋田油田域を中心とする地域では女川層から整合的に漸移しその間に何等の造構造運動をもとまななかつた。秋田油田域の東側(太平山西南側)では船川層下半部まで切る断層が船川層上半部の砂質をおびる地層におおわれている。井上武教授(1960)は太平山基盤山塊の上昇運動の一時期が船川階中期は終息したとし池辺穰博士(1962)は船川階中期の造構造運動が由利油帯にもみとめられ油田型褶曲構造は基盤の隆起によって船川階前期末から始まったとしている。この時期の造構造運動は奥羽脊梁山地西側山ではさらに著しくあらわれる。宮田層遠部層の基底を示す不整合は遠部層堆積前の地塊化運動により生じたもので油田地域とは異なって堆積盆地を形成し堆積時に



第5図 秋田県およびその隣接地域における新第三紀堆積物の層序関係 (上田良一 1965)

は沈降運動をともない陥没地域を生じている。

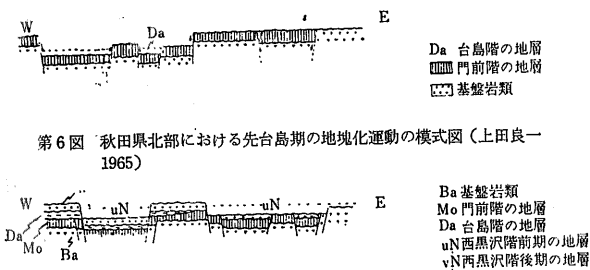
天徳寺階の堆積物は奥羽脊梁山地西縁地域に分布せず非堆積地域となった。米代川流域では前山層が上部七座凝灰岩と著しい不整合関係にあるところがある。しかしながらその西方では同層準の地層が下位層を整合におおっているところがあり運動量が東方から西方へ減じていることがわかる。

奥羽脊梁山地西縁部の裡内層田沢層は下位層と構造差をもち堆積前の造構造運動をみとめることができ西方の秋田油田域とは全く異なった堆積盆地を形成している。池辺穰博士 岩佐三郎博士(1963)は八郎潟周辺部でみられる笹岡層基底の不整合は単純な隆起を示すものでなく褶曲をともなう造構造運動であるとしている。したがって先裡内期運動は先笹岡期運動と同時期のもので秋田県北部全域にわたって生じた運動とみなすことができる。

以上要約すれば日本海沿岸地域では西黒沢階より沈降が次第に著しくなり女川階で頂点に達し漸次隆起に転じ船川階中期に褶曲構造の形成が開始され天徳寺階 笹岡階を通じて褶曲をともなう造構造運動がおこなわれたものと考えられる。これに対して奥羽脊梁山地西縁山地域では地塊化をともなう造構造運動が一貫して行なわれたものと考えられる。また脊梁山地西縁部では先遠部期運動を境として堆積盆地は秋田油田域と分離したものと解釈される。

大葛層 遠部層 宮田層 裡内層 田沢層などの堆積物の性質などから堆積時の沈降運動により陥没地域が形成された。これら各時階にみられる陥没地域は弘前南東部から秋田県南部にわたってみとめられいずれも奥羽脊梁山地西縁部に南北方向に配列する特徴をもっている。すなわちこの地域では西黒沢階後期以降笹岡階まで地塊化運動に伴う陥没地域の形成が相次いでおこなわれていたものと考えられる。

次に上田良一博士(1965)による秋田県北部における新第三系堆積盆地の変せんについて述べることにする。



第6図 秋田県北部における先台島期の地塊化運動の模式図(上田良一 1965)

第7図 秋田県北部における先大葛期の地塊化運動の模式図(上田良一 1965)

(1) 門前期 (第8図 第9図)

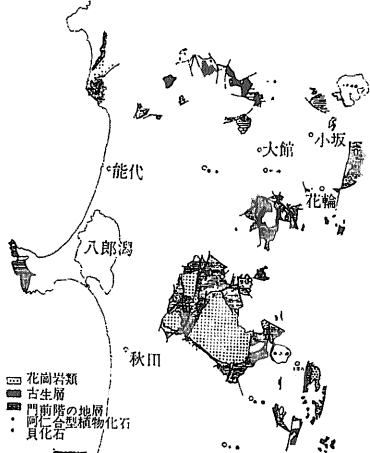
中生層 古第三紀層を欠く本地域は中新世初期に陸地が広域に沈降し 旺盛な火成活動にともなって 奥羽脊梁山脈西縁部には門前階の海侵がおこなわれた。この海は北 南から侵入したものであろう。大和沢断層 犀川断層以西の地域では 火山活動の衰微に従い 内陸水域が形成された。古地理図 (第9図) に示したように 門前階の海域は ほぼ岩手県境にそって 南北の海岸線をもち 大陸は日本海方面に存在したものと推定される。花輪盆地東方山地のように 瀬の沢層の欠如する地域がある。また 弘前南部地域や 山瀬地域にも 門前階の地層の欠如がみられる。このような地域は元来 門前階の地層が堆積しなかったのか疑いをもつ。広域的にみると 門前階の地層の欠如は 基盤運動が著しく たえず昇降をくりかえした地域に局部的にみられるもので 削剝されたものとみてよい。太平山々頂やその南東 大石岳山頂部には門前階のものとみられる火山噴出物が分布しているといわれ 門前階には広域にわ

たってほぼ同様の環境下にあったものと考えられる。

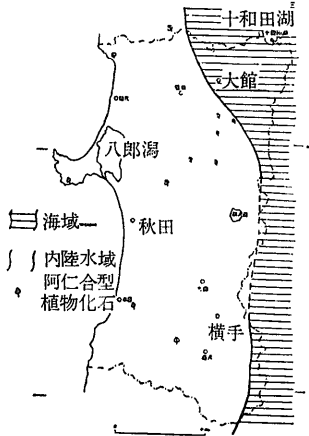
(2) 台島期 (第10図 第11図 第12図)

先台島階の造構造運動により 門前階とは形態を異にした堆積盆地が成立した。第12図は 西黒沢階の地層が堆積する前の古地質図で 台島階の堆積地域を知ることができる。北秋田 鹿角地域や弘前南東部は 古生層や門前階の地層で占められ 当時の削剝地域とみられ 太平山や和賀岳基盤花崗岩の一部は 台島階の地層の非堆積地域として残っていたものとみられる。

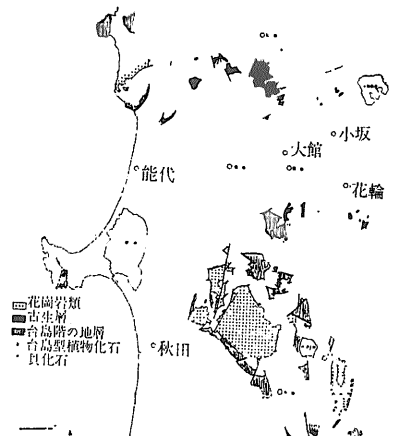
第11図に示したように 内陸水域〜陸域堆積物は NW〜SE 方向を示す帯状の地域に凹地が形成され そこに堆積がおこなわれたものと考えられる。一方 その西南側地域には 内湾的な環境の海域があり さらに その西南側地域には 内陸水域と非堆積地域が存在していた。すなわち NE から WS 方向へ 非堆積地域→内陸水域〜陸域堆積地域→海成堆積物地域→内陸水域 非堆積地域と交互に配列していたものと考えられる。



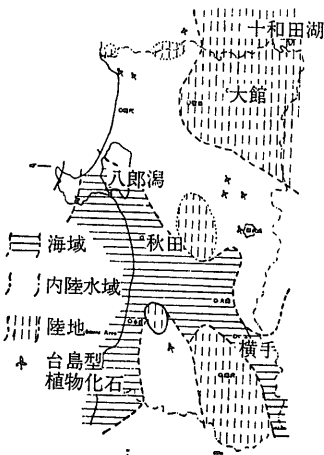
第8図 秋田県北部における門前階地層の分布図 (上田良一 1965)



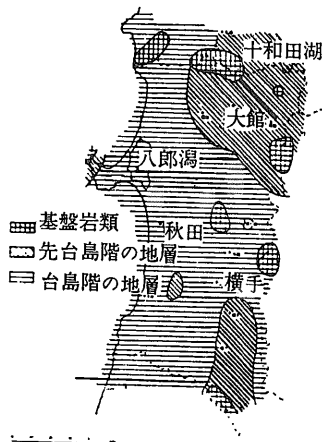
第9図 古地理図 (門前期 上田良一 1965)



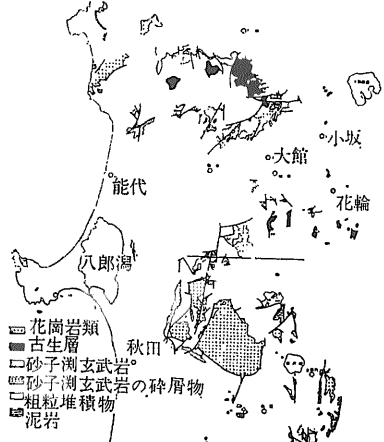
第10図 秋田県北部における台島階地層の分布図 (上田良一 1965)



第11図 古地理図 (台島期) (上田良一 1965)



第12図 古地質図 (先西黒沢前期) (上田良一 1965)



第13図 秋田県北部における西黒沢階前期地層の分布図 (上田良一 1965)

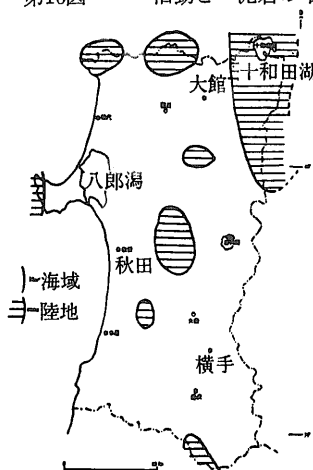
脊梁山地以東は 門前階より引き続き海域であったと思われる。

えられる(第14図)。

砂子淵玄武岩の活動が終息した頃 奥羽脊梁山脈西縁部では 造構造運動により地塊化され 酸性~中性火山活動と 泥岩の堆積が始まる。 秋田油田域からその東

(3) 西黒沢期(第13図 第14図 第15図 第16図 第17図~ 第18図)

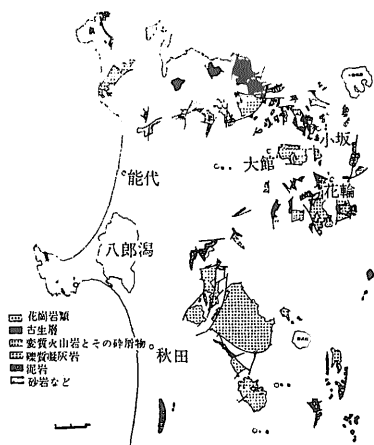
門前期 台島期は地向斜堆積盆地の形成初期の火山活動によって特徴づけられているが 西黒沢期に入って海域は拡大され始めて 地向斜最盛期の堆積が始まったものと考えられる。 西黒沢期前半には砂子淵玄武岩の活動域が大半をしめ 男鹿半島や由利山地では砂礫相を示す堆積物が分布している(第15図)。 花輪盆地東方地域には 南北にのびる先西黒沢階の地層が分布し 太平山々境 竜ヶ森山塊 青森県境域などの古生層分布地域の一部や 由利山地北部の門前階の地層などは すでに海面上に姿をあらわし 非堆積地域となったと考



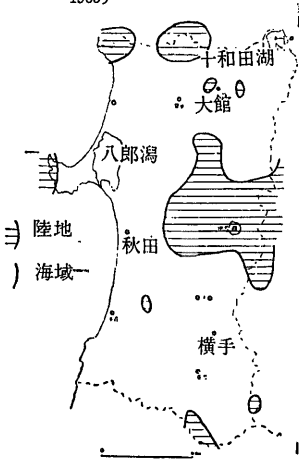
第14図 古地理図(西黒沢前期)(上田良一 1965)



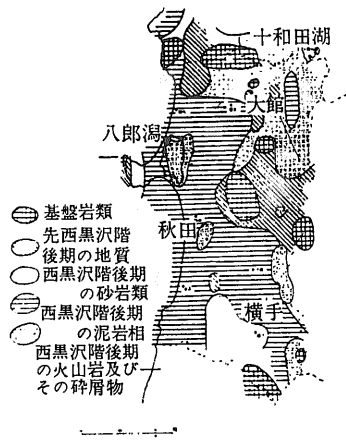
第15図 古地質図(先西黒沢後期)(上田良一 1965)



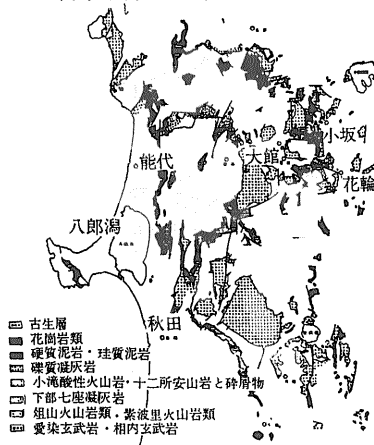
第16図 秋田県北部における西黒沢階後期地層の分布図(上田良一 1965)



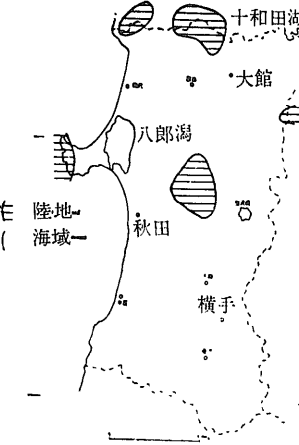
第17図 古地理図(西黒沢後期)(上田良一 1965)



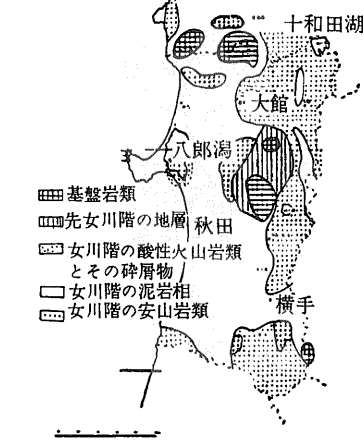
第18図 古地質図(先女川期)(上田良一 1965)



第19図 秋田県北部における女川階地層の分布図(上田良一 1965)



第20図 古地理図(女川期)(上田良一 1965)



第21図 古地質図(先船川前期)(上田良一 1965)

方にわたる同一堆積盆地の中で、東方域の特異な運動の結果、秋田油田とは異なった堆積盆地が形成されることとなった。第18図にみられるように、ほぼ弘前〜角館線以東は噴出岩分布地域を形成し、以西の碎屑岩分布地域と鋭く対立している。

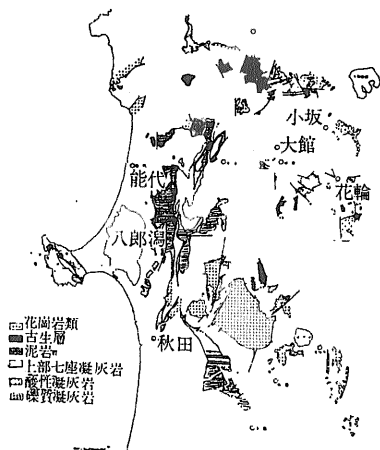
太平洋山東方地域は、太平洋山塊の一部を含めて西黒沢期前半に引き続き陸域が存在していたが、脊梁山脈西縁部では、大葛層の基底の示す下位層との著しい不整合関係からも第17図に示したより多くの大葛層の非堆積地域が点在していたものと考えられる。これら非堆積地域は先大葛期の造構造運動によって形成されたものである。

(4) 女川期 (第19図 第20図 第21図)

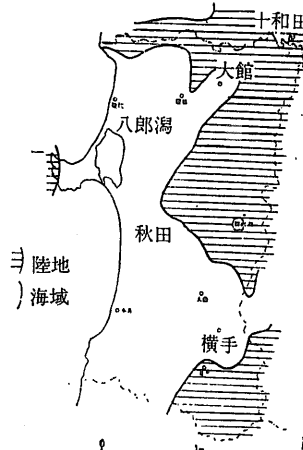
女川階の地層の基底は、西黒沢階の地層をおおうのみでなく、台島階、門前階の地層を被覆しているところもある。西黒沢階に比して、地角斜最盛期的積成が著しくなっている(第21図)。鷹巣一角館〜湯沢以西の堆積岩分布地域では、泥岩などによって占められているが、以東の地域は凝灰岩を主体とする噴出岩分布地域となり

西黒沢期後半の噴出岩分布から引き続いて、津軽南部地域との本期地層のつながりは、能代北東方から秋田県境をこえて堆積地域が北方にのびたとみられる。大曲、横手付近の碎屑岩分布地域は南東にのびて、横黒線沿線地域にひろがっていた。この碎屑岩分布地域を除き、ほかの岩手県境地域は噴出岩分布地域となっている。一方、大館、花輪地域のような噴出岩分布地域は北方にのびて弘前南部地域へ追跡される。このように南北に帯状にのびる噴出岩分布地域の中にも、花輪盆地、西縁部や国見峠〜玉川上流域〜夜明島川上流域へわたる南北方向の帯状の堆積岩分布地域があり、西黒沢期後半の堆積岩分布地域が引き続き、その規模はやや大きくなっている(第21図)。

女川期の堆積がほとんどなかったとみられる地域は、秋田、青森県境の基盤岩分布地域、花輪盆地、東方湯瀬地域、男鹿半島西端、および太平洋山基盤山地の一部などで、海面上に姿をあらわしていたものであろう(第20図)。



第22図 秋田県北部における船川階地層の分布図 (上田良一 1965)

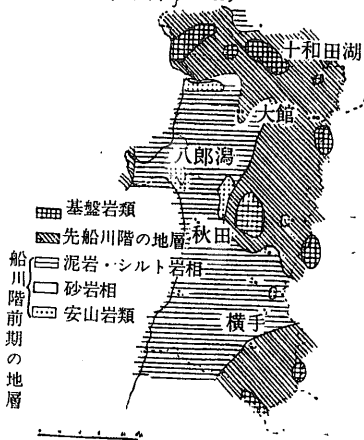


第23図 古地理図(船川前期) (上田良一 1965)

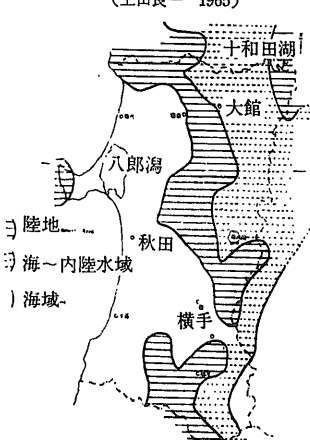
(5) 船川期 (第22図 第23図 第24図 第25図 第26図)

船川階中期の造構造運動前後の堆積盆地の変化がみられることは重要なことである。奥羽脊梁山脈地域には黒沢層など浅海性堆積物が一部にみられる。その北西延長は、横手、大曲などの堆積岩分布地域につながっていたものと考えられる(第24図)。当時の堆積盆地は、奥羽脊梁山脈東方地域と、西方の秋田油田を中心とする地域とに分離していたと考えられる(第23図)。

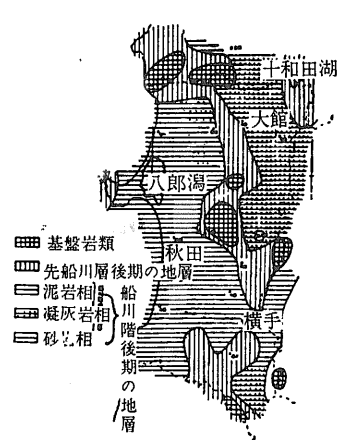
船川階中期の造構造運動後、奥羽脊梁山脈西縁山地一帯は、再び海侵をうけ



第24図 古地質図(先船川後期) (上田良一 1965)



第25図 古地理図(船川後期)



第26図 古地質図(先天徳寺期) (上田良一 1965)

浅海域となるが 酸性火山岩類の活動による噴出物で埋められたものと思われる。この凝灰岩分布地域は第26図に示したように 南北に配列し 諸々に陥没地域を形成した。また これらの堆積物は西方の日本海沿岸地域とは 全く岩相を異にし 特異な堆積盆地が生じたことがわかる。十和田湖西方地域や 岩館北方地域 鷹巣南方から太平山々塊をへて真木・白岩地域にわたる地域は 南北に細長く非堆積地域を形成し 湯沢を中心とする東西山地から山形県境にわたっても非堆積地域が存在したことが推定される。日本海沿岸地域の海域とは 横手付近で連絡されたものであろう(第25図)。

(6) 天徳寺期(第27図 第28図 第29図)

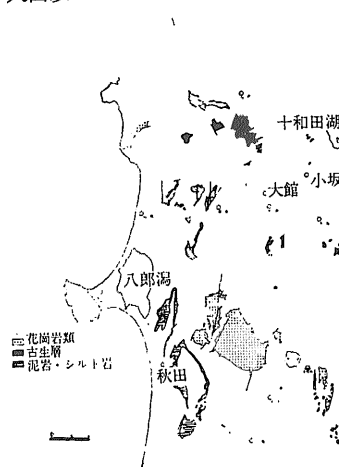
天徳寺期になると 奥羽脊梁山脈西縁部は完全に陸化し 岩手県北上河谷地域と秋田油田地域の堆積盆地は全く分離した。脊梁山地には 花山層を堆積した湖水域が存在するが そのほかの大半の地域は山地を形成して侵蝕を受けることとなる(第29図)。鷹巣盆地—大曲以西には浅海性堆積物が分布するが 堆積盆地は船川期に比較して著しくせまくなっている。また 秋田油田地域でも八郎瀧北岸付近は一部陸化した地域が知られている(第28図)。

(7) 笹岡期(第30図 第31図)

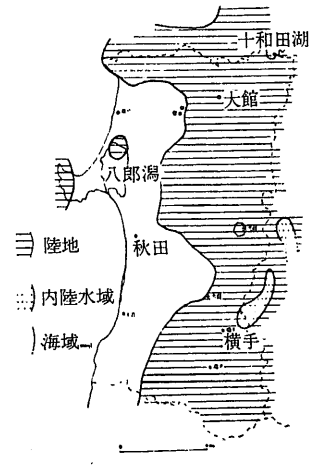
秋田油田地域を含め 秋田県全域にわたって 顕著な造構造運動がおこなわれ 天徳寺期から笹岡期へ移行する。八郎瀧東部地域にはかなり著しい隆起がみとめられ 背斜構造もさらに成長したといわれている。また 秋田油田地域の笹岡期の堆積盆地は浅海化し 末期には全域にわたって砂相となる。これに対し 奥羽脊梁山脈西側地域では 急激な陥没性沈降が生じ 諸々に湖盆を形成し

引き続き酸性火山岩噴出物により 急速に埋めたてられ凝灰岩分布地域となった。この厚い凝灰岩をもたらし た噴出中心部は 八幡平南方の玉川上流部にあったものとみられる(第31図)。これらの湖盆は南北方向配列を示す(第31図)。青森 秋田県境地域から太平山々塊をへて山形 秋田県境にいたる地域は 湖盆を除き陸域となり 削剝をうけたものとみられる(第30図)。

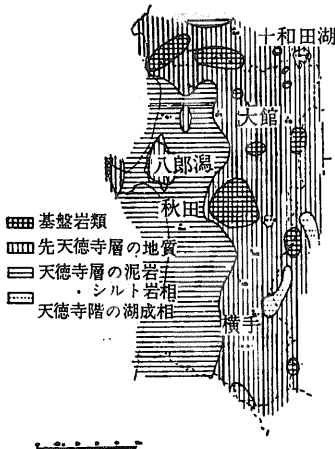
以上 堆積盆地の変せん過程を総合すると次のようになる。太平山々塊は台島期にすでに一部は隆起地域となり 西黒沢期には海面上にその一部が姿をあらわし それ以降ますます隆起量を増し その東方地域では 船川中期以降全く異なった堆積盆地を形成するに至った。すなわち 秋田油田地域の褶曲構造の形成の開始と 堆積盆地の分離がほぼ時期を同じくして行なわれたのである。船川期後半以降は 奥羽脊梁山地西縁部には海侵はおよばず湖水域が形成されていたにすぎない。



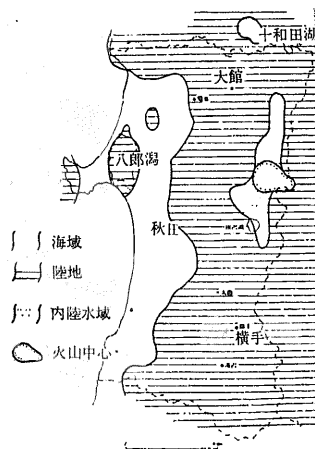
第27図 秋田県北部における天徳寺階地層の分布図(上田良一 1965)



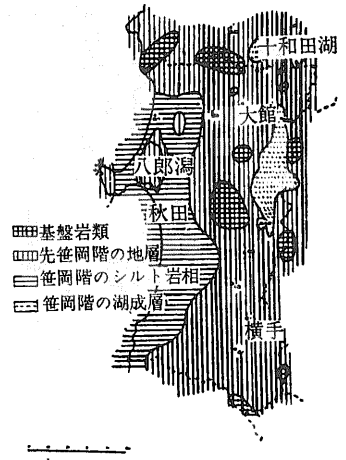
第28図 古地理図(天徳寺期)(上田良一 1965)



第29図 古地質図(先笹岡期)(上田良一 1965)



第30図 古地理図(笹岡期)(上田良一 1965)



第31図 古地質図(先船川期)(上田良一 1965)

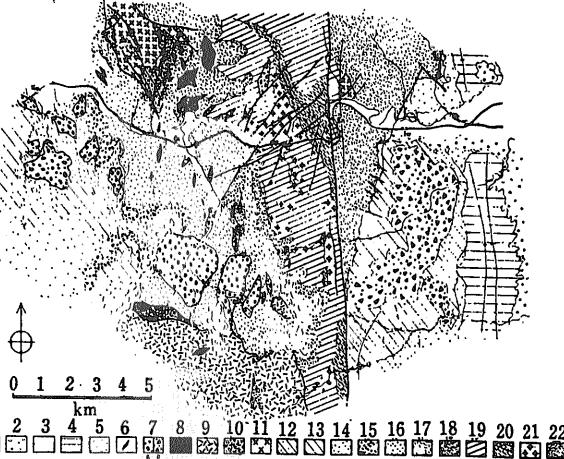
5. グリーン・タフ地域の新第三紀の地質層序 火成活動 地質構造および構造発達史に ついての最近の研究

昨年の3月号に地質層序について 4月号および7月号に火成活動について 8月号に地質構造について また10月号に構造発達史について述べてきたが 執筆後 2 3のすぐれた論文が発表された。 そのうち 特に東北日本のグリーンタフ変動(地函研専報第12号 後アルプス総合研究グループ 1966)には独創的なすぐれた論文が多数のついているので是非参照されたい。 紙面の都合上 2 3について 要約を以下に紹介する。

秋葉力博士ら(秋葉力 八島隆一 渡辺順 吉谷昭彦 矢島淳吉 1966)によって岩手県横黒線沿いの地域で基盤岩と大荒沢層との関係 大荒沢層および大石層の層序学的 岩石学的性質について研究され(第32図 第33図)次のようにのべている。

この地域の基盤岩類は大部分が花崗岩の単一の侵入帯であらわされ わずかに変成岩類を伴っている。 この基盤岩類は中新世最初期の基性変朽安山岩質の砕屑岩類に被覆され その基底にみられる堆積物質の水による多少の淘汰の結果と認められる点のあることは被覆層が水域の発生とともに拡大されたといえる。 この基底部が著しい礫質でなく むしろ砂質を主体とするものでありその砂粒の大部分が基盤花崗岩の構成鉱物の洗い出しである点 また 基盤花崗岩の“化石風化部”が不整合面下に一部では保存されている点 原表面が水域に対し弱い起伏をもっていた結果であると推定される。

大荒沢層は堆積層というよりは 熔岩流あるいはその角礫岩の積み重ねりである。 この熔岩 角礫岩は 噴



第32図 横黒線育稜地域地質概念図

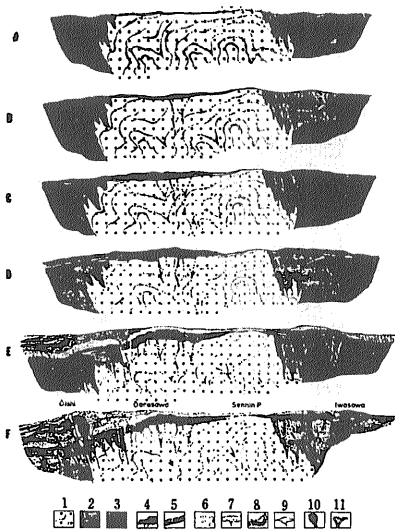
- 1. 沖積層 2. 洪積層 3. 新期安山岩 4. 本知層 5. 黒沢層および菱内層 6. 玄武岩 7. 流紋岩および石英斑岩 8. 石英安山岩 9. 変朽安山岩 10. 閃緑岩 11. 細粒閃緑岩 12. 網取層 13. 鈴鳴川層および小荒沢層 14. 大石層(川尻部層-O₆) 15. 大石層(O₄部層) 16. 大石層(O₈部層) 17. 大石層(O₂部層) 18. 大石層(O₁部層) 19. 大荒沢層 20. 古生層 21. 花崗岩 22. 未区分大石層

(秋葉 八島 渡辺 吉谷 矢島 1966)

出中心に盛りあがるというよりは むしろ 平坦に広がるものであった。 噴出の回を重ねるに従って 基盤を被覆する範囲を拡大したが 次の大石期にいたるまでは基盤のすべてを覆いつくすものではなかった。 細粒の角礫岩にあっては 常に水による角礫粒の淘汰のしるしのある点からみて この噴出活動は 大部分 水域の内で行われたものとみられる。 一回の噴出と次の噴出の間には 時間間隙があつて 噴出物の表面は細粒堆積物でおおわれている。 それは変朽安山岩の噴気による酸化とみられる赤紫褐色の角礫岩や熔岩表層部から剝離され淘汰堆積したものである。 このうちには 基盤花崗岩から石英 黒雲母粒が砂粒として混在している。 これは 付近にまだおおいつくされない基盤花崗岩の露出の存在を示すもので 大荒沢層噴出物は噴出の回を重ねるにしたがつて 基盤露出を次第に狭め アバット状に被覆するものであったことをしめしている。

大荒沢層を構成する塩基性変朽安山岩の噴出位置については適確な資料は十分に得られないが 花崗岩露出限界のあたりで 変朽安山岩中に局部的に著しく花崗岩の破砕片を含む部分がある。 これらの点は ほぼ NS 方向の断裂にそつて 変朽安山岩の噴出をみたことをしめすと考へている。 断裂に沿う多数の噴出中心から大荒沢層を構成する火山物質の地表への広がりをみたものでこれが大荒沢層は 火山コンプレックスの性格をもちながら ほぼ一様の厚さをもつて広い範囲にわたつて広がり地層としての性格をも示す理由とみなされる。

大石層はその活動する火山岩の岩質に大荒沢期のものと相違のあつた点が第一の特徴であるが その噴出形成はすべて爆発的な性格をもち 角礫岩 凝灰岩のみで熔岩をほとんど欠く点も大きな特徴となっている。 その構成火山岩は中性安山岩質のものであるが 上部ほど石



第33図 横黒線育稜地域地質構造発達模式断面図

- A. 先第三紀 B. 大荒沢層初期 C. 大荒沢層中期 D. 大荒沢層後期 E. 大石層 F. 女川階
- 1. 基盤花崗岩 2. 古生層 3. 低変成岩類 4. 大荒沢層 変朽安山岩 溶岩 5. 大荒沢層角礫岩 6. 大石層(O₁部層) 7. 大石層(O₂部層) 8. 大石層(O₃部層) 9. 大石層(O₄部層) 10. 女川階侵入体 11. 女川階変朽安山岩

(秋葉 八島 渡辺 吉谷 矢島 1966)

第3表 東北背稜地域（横黒線沿線）の対比表

年 代	西側地域	東 側 地 域	
鮮新統		本 畑 層	
中 新 統	北浦階	花 山 層	
	船川階	黒 沢 層	
	女川階	小繁沢階	網取層・前塚見山流紋岩
			鈴 嶋 川 層
	西黒沢階	大 石 層	O ₆ (川尻層) O _{4-a} (甲地安山岩) O _{4-b} (大黒沢安山岩) O ₃ O ₂ O ₁
	台島階		
西男鹿階		大 荒 沢 層	
白堊系		花 崗 閃 緑 岩	
古生界		古 生 層	

英安山岩質の凝灰岩を多く示し その最上部には真珠岩質の流紋岩の噴出を局部的に著しく占めている。

本地域の地質構造とその構造発達過程を第4図に模式的な断面図として示す。新第三紀に入って その最初期一大荒沢期—には この花崗岩体の西側と東側を区画する断裂帯の発生をみ この断裂にそって 所々に噴出中心を生じ そこから塩基性変朽安山岩の熔岩 角礫岩の噴出をみた。断裂運動とともに つぎつぎ幾枚もの熔岩噴出をみ 基盤は次第に これらにおおわれることとなった。

引きつづく初期グリーンタフ活動後期の大石期になると その噴出中心は 東西側ともに 前期のものよりより外側（花崗岩体よりみて）に移行し ここより同様の断裂に沿う著しい火山碎屑物の噴出をみるにいたった。これは前期に熔岩を主とするものであったのに対し 爆発的噴出を主とするもので 角礫岩—火山礫質凝灰岩の厚いつみかさなりをみた。大荒沢期にはおおいづくし

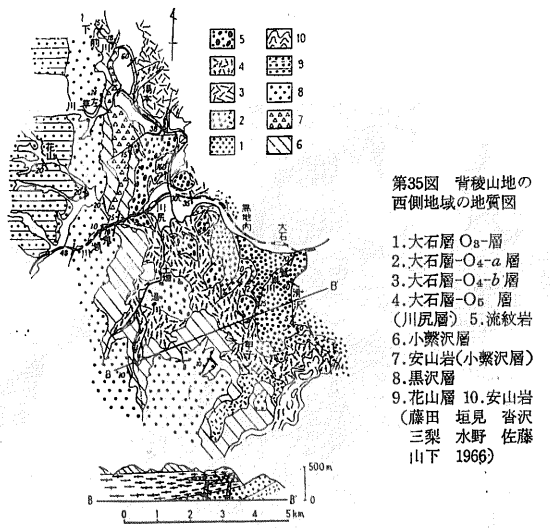
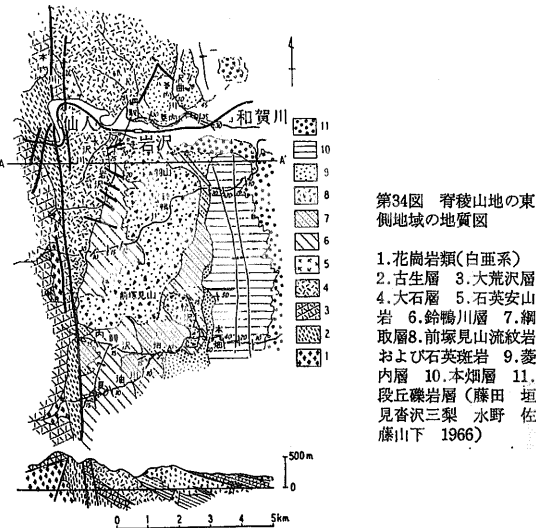
えなかつた基盤も この時期にはすべておおいづくすものとなった。東西ともに同一の性格の堆積層で埋められ 一連の堆積をつづけたものと考えられる。

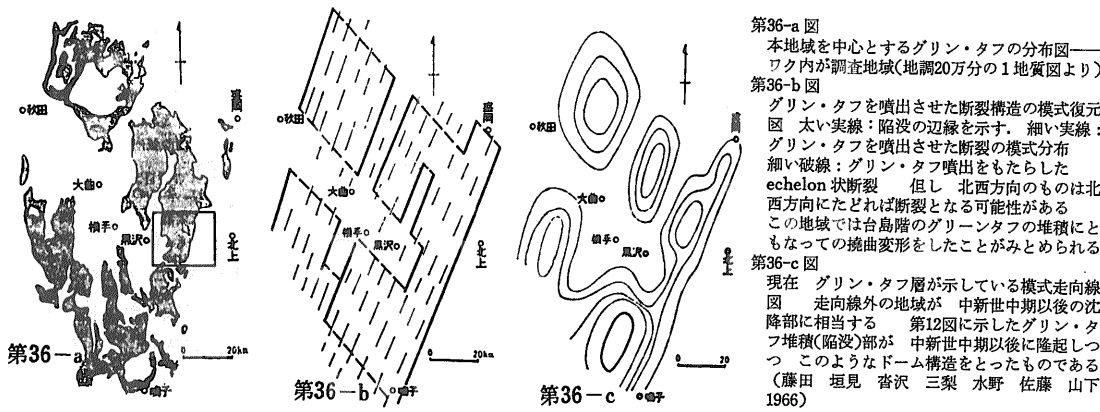
この時期より 中心位置—基盤花崗岩体—がもりあがりをはじめ 西黒沢期～女川期の堆積物には上記の岩類がすでに礫として入りはじめている。このもりあがり は 中心基盤岩体に地塁的に働き その両側には より外側の沈降的な女川堆積盆との境界位置に 上記の進入帯の発生をみ 種々の火成岩進入体が構成されるにいたった。とくに このもりあがり基盤岩体の中心部におおくの断層 破碎帯の発達するものが注意される。

藤田至則博士ら（藤田至則 垣見俊弘 沓沢新 三梨昂 水野篤行 佐藤二郎 山下昇 1966）は 秋葉力博士らと同じ横黒線沿いの地域を対称とし グリーンタフ噴出の中心部が中新世～鮮新世を通じて どのような運動を行なったか 新第三紀を通じて 沈降の中心部がどのよのに移動してきたか また 新第三紀を通じて 各種の地質構造がどのように発生し発展してきたかについて研究し（第3表 第34図 第35図） 次のように考察している。

(1) グリーンタフ堆積期の断裂運動

本地域の北半部では基盤を中心として グリーンタフ層準の大荒沢層 大石層ばかりでなく 後期中新統の黒沢層の層準まで全体がドーム構造をなしている(第36図)。このドームの初源的な構造はグリーンタフ堆積期に発生したもので このドーム構造は北側が NS 方向 南側が NW～SE 方向の構造の組合せによって規制されている。グリーンタフを噴出させた主要断裂方向は NNE～SSW であり ドーム構造の南縁が NW～SE 方向を示すのは NNE～SSW 方向を示す断裂群が ドーム南縁において





は NW~SE 方向に echelon 状に配列しつつ発生したた
めに ドーム状の分布を示すグリーンタフ層が形成され
たということである。 グリーンタフ堆積盆地の形成は
陥没構造が決定的と考えられ このドーム構造の輪かく
は 陥没の一単元をいみする。

(2) 新第三紀における昇降運動

グリーンタフ分布地域は 中新世中期の西黒沢後期に
は隆起地域へと転化してしまつたのである。 こうした
ことは 次の点から注目する必要がある。 すなわち
地相斜形成にはじまる一般の造山運動は その前半にお
いて大きな沈降運動の進行で特徴づけられているのに反
して グリーンタフ変動とよばれる新第三紀の地殻変動
にあつては 初期の段階において 断裂~上昇運動が特
徴的にあらわれているといえる。

中新世における沈降中心部についてみると 西黒沢~
女川期はグリーンタフ分布地域の両側に分化し 船川期
は西側へと遷移し 花山期には西方への遷移は完全に終
る。 このように盆地中心部の一方向への遷移がみられ
る。 鮮新世初期の本畑期には東側地域に全く新しい堆
積盆地の発生がみられ 鮮新世の昇降運動の規則性は

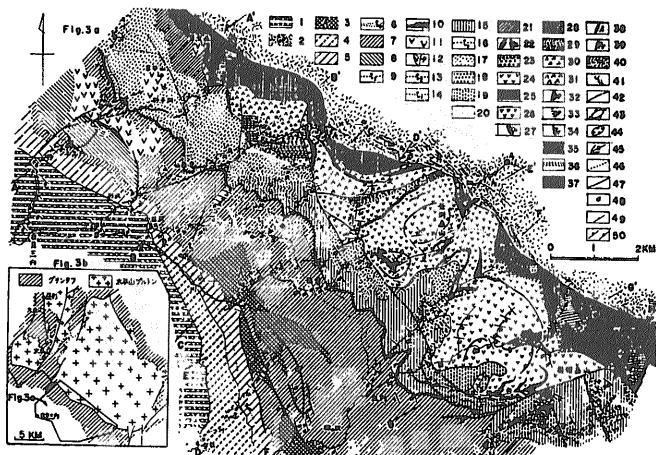
グリーンタフの発生にはじまる中新世の昇降運動の法則
性と別個のものである。

(3) 中新世末期~鮮新世における褶曲~撓曲運動

中新世末期の褶曲~撓曲構造は NNE~SSW 方向を示
し 中新統の盆地構造の方向と一致し 鮮新世の褶曲~
撓曲構造は NS 方向を示し 互いに斜交している。 こ
の地域で 2 つの時期の褶曲~撓曲構造が区別できたこと
は今後この方面の解析に参考となる。

(4) 中新世末期以後における断層運動

本地域の断層群について考察を行なっている。
沓沢新助教授(1966)は 同じ地域で各年代の地層ご
とにみられる礫を統計的に処理して 後背地上昇過程な
らびに堆積盆地変遷様式について堆論をされた。 すな
わち 小繁沢層や鈴鴨川層の堆積時には直下の大石層を
含めて下位層はすでに海面上に隆起しつつあったこと鈴
鴨川期の初期には脊稜の基盤が変朽安山岩やグリーン・タ
フに完全におおわれることなく 一部は島状に突出して
いたこと 黒沢期以前に直下の小繁沢層を含めて下位層
がすでに海面上に隆起したこと 礫の円磨度から小繁沢



期より黒沢期の初期には後背地の隆起がより強まったこと 菱内期においても後背地上昇は続いていたこと 花山期には後背地の上昇が非常に弱まっていたこと 本畑期初めまでは 脊稜側からの礫の供給があったと堆定されるが 次第に脊稜側からの供給は少なくなり 強い潮流によって遠く北上山地の方から運搬されたことなどがわかった。

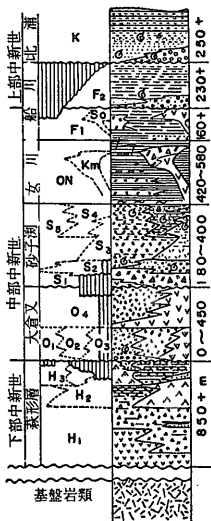
沓沢新助教授ら(沓沢新 秋葉力 藤江力 舟橋三男 松井愈 渡辺順 加納博 佐藤二郎 蟹沢聡史 加藤祐三 生出慶司 折本左千夫 矢内桂三 宇野野勝敏 八島隆一 1966) (第37図 第38図) によつて 秋田県太平洋山周縁地域南西部で グリーンタフ活動様式と堆積作用 剪裂帯形成運動などの相互関係について研究された。本地域の新第三系の層序 層相 構造などについて述べ次いでグリーン・タフの堆積環境およびグリーン・タフ活動様式について考察を行なっている。

(1) グリーン・タフの堆積環境

グリーン・タフは下位から萩形層 大倉又層および砂子淵層に分けられる。

萩形層全層を通じて 海の証拠はない。結論をいえば 萩形層下部層(H₁層)は湖沼性環境 萩形層上部層(H₂~H₃層)は 1部 陸上生成と解釈される。H₁層は全層厚が数100m に達する厚層形成を示し 主として火山岩や火砕岩から構成されるにもかかわらず 地域内における層相側方変化にとぼしく 火砕岩層は一般に層理が明らかであり しばしば級化層理の発達が見られ 火砕岩層中に挟まれる砂~泥質岩薄層は 薄葉理の発達に富み 0.4m の亜炭層をはさんでいる。以上のような層相からみて H₁層を堆積した盆地は湖沼性あるいは瀉性であり 比較的静穏な堆積であったと推定される。

H₁層下~中部には含礫~礫岩が見られ その円礫中には基盤岩の礫が とくに多数検出され 基盤



第38図 太平洋山南縁部の模式柱状図
 K 北浦層 F₂ 上部船川層 S₀ 岨谷安山岩 F₁ 下部船川層 Km 上三内凝灰岩 ON 女川層 S₅ 砂子淵玄武岩質凝灰岩部層 S₄ 鶺鴒泥岩部層 S₃ 庄内凝灰岩部層 S₂ 砂岩・礫岩部層 S₁ 砂子淵玄武岩質集塊岩部層 O₄ ハリ質石英安山岩部層 O₃ 輝石石英安山岩部層 O₂ 凝灰岩部層 O₁ 基底礫岩部層 H₃ 熔結凝灰岩部層 H₂ 黒雲母流紋岩部層 H₁ 変朽安山岩部層 (沓沢新など 1966)

岩山地が近くに控えていたことがうかがわれる。 萩形層上部層は 黒雲母流紋岩や熔結凝灰岩の発達で特徴づけられ きわめてまれに軽石質凝灰岩(角礫)岩をみるが層理を示さない。 これらのことから陸上堆積の解釈が妥当とおもう。

大倉又層は その構成 層相上 本地域の北部と南部で著しい対立を示している。 すなわち 北部においては O₁~O₂ 層で代表されるように 暖かい浅い海のプロナを有し かつ 礫岩発達ならびにリズミカルな互層によって 外洋性のしかも強い潮流の影響下にあったことがうかがわれる。 基底礫岩層は ほぼ全域にわたって追跡されているが 南半部においては 第1期 第2期の石英安山岩活動にもとづく厚層の熔岩 火砕岩によって被覆されていて正常沈積層の発達はとぼしい。

第1期石英安山岩(O₃層)は噴出中心を離れるにつれて次第に火砕岩層に移化し O₂層と側方関係を示す。 本地域の中部にあたる大又川流域の O₂層は 成層状態が良好であり その層相からみて あるいは湖沼性ないし瀉性の環境かとされ 砂子淵層の堆積以前に 大倉又層の積成盆の1部が相対的に上昇して 陸上侵食をうけたと考えられる。 三内川付近では 砂子淵層のS₁~S₂層が直接 萩形層のH₃層を不整合に被覆しているが その南方の杉沢川では S₂層が大倉又層のO₄層を不整合に被覆する。 したがって 三内川付近では 少なく見積もって層厚 100m 以上もの大倉又層を侵食しつくして 直接 H₃層を被覆したと解釈される。

砂子淵期には 北部に S₁層やS₅層で代表される玄武岩活動があり 南部に S₃層で特徴づけられる石英安山岩活動があり これらと指交関係をもって S₂層あるいは S₄層など正常沈積岩を主とする地層の発達がみられるので 層相 層厚の変化は きわめて著しい。 しかも全域にわたって多数の貝化石を産出する。 これら貝化石は 温暖で浅い外洋性の海を指示する。 したがって 砂子淵期には 火山活動が激しく多量に火山噴出物の積成がおこなわれたにもかかわらず 全層準を通じて 浅海性~海岸性の環境を維持したことになり 積成盆の沈降が継続的に進んだことを物語っている。 このような造陸運動は そのご 継続して船川前期まで引きつがれたと考えられる。

(2) グリーン・タフ活動様式

変朽安山岩の方は分布が帯状でせまく かつ 種々の火砕岩を伴うにもかかわらず 広域にわたって 比較的岩相変化に乏しく さらに基盤岩類に隣接した剪裂帯に沿って一様発達している。 また 基盤岩類の縁辺部に近いが その内側(東方)にも火成活動が認められる。

以上のことから 上記の剪裂帯に沿って相当広範囲にわたる“割れ目噴出 (fissure eruption)”と考えられる。これに対して 大倉又層の石英安山岩は2回の噴出期があって そのうち 下部(第1期)の活動は むしろ剪裂帯を避けた萩形層上部層分布地域に噴出中心があり ここから“片流れ式”に西方に向かって熔岩や火砕流を流出したことを物語っている。また 上部(第2期)の噴出中心は 下部のそれのさらに西方であって 岩体の構造そのほかからみて“すり鉢状”に落ち込んだ火口部分を有すると判断できる。第1~2期の大倉又層石英安山岩の噴出型式の特徴は 萩形層変朽安山岩のそれと比較すれば むしろ“中心噴出 (central eruption)”の形態を示すものであって 大倉又層の層相 層厚の急激な側方変化をもたらしている。

萩形層上部には黒雲母流紋岩 熔結凝灰岩の活動やおそらく この酸性火山活動と密接な関連をもつと考えられる“第三紀花崗岩”(文象斑岩 石英斑岩など)の活動がある。これら酸性岩の分布を地質図でみると 基盤岩類のより西側に張り出している部分に その活動が集中しているごとくみられる。さらに これら酸性岩もまた 上記の剪裂帯に沿って発達し かつ 擾乱されている。すなわち変朽安山岩と同様に 剪裂帯内部に発達する断れつの支配力を受けつつ貫入がおこり その直後(あるいは大倉又層堆積直前)に 2回目の大規模な剪裂帯形成がおこったと推論される。

砂子淵層の玄武岩部層(S₁層)は北方に厚層となり 太平川や旭川すじでは枕状熔岩などの発達をみる。三内川にみられる噴出中心は 多数のその1つにすぎない。本格的なものは むしろ地域外北方にあると考えられる。砂子淵期の火成活動の特徴の1つは 断れつ方向にある。萩形期や大倉又期の貫入岩脈はNW性~

EW性の断れつに規制されて発達がみられる。砂子淵期の玄武岩々脈はNE性~NS性の断れつに支配されている点においてことなっている。砂子淵期にはS₈層で示されるような石英安山岩の活動もあるが この石英安山岩の活動中心は 本地域の南方の諏訪山周辺である。

(3) 火成活動と堆積作用の関係

変朽安山岩 流紋岩 1期と2期の石英安山岩というように それらの噴出の中心が 基盤岩類を核として その西側縁辺部に次第に移行しつつグリーン・タフの噴出積成がおこなわれていったことがうかがわれる。しかも砂子淵期には 大倉又期において大量の石英安山岩の噴出 積成をおこなった場を避けて その北方あるいは南方に それぞれの活動の中心をもつ玄武岩や石英安山岩の活動がみられるのに対して 大倉又期に大量の石英安山岩を積成した場においては その場の縁辺部が鵜養泥岩の厚層発達をもたらすような急激な沈降をきたしている。全く同様のことが萩形期後期の酸性火山活動においてもみられる。すなわち黒雲母流紋岩や熔結凝灰岩を積成した場の前面は急激に沈降して 前述のような大倉又期の海成層をもたらしているのに対して 萩形期後期に酸性火山活動の優勢であった場を避けて 大倉又期の石英安山岩の噴出 積成がおこなわれている。

このような関係は脊稜地域においてもみられ グリーン・タフ堆積盆の移行の一般型式であると考えられる。すなわち脊稜も太平山地域も 変朽安山岩噴出 そしてその縁辺部の相対的沈降 続いて新しいグリーン・タフ活動……というような型式が認められ そのような造構過程の中で 前述の剪裂帯形成そのほかの断裂 傾動運動が一義的に重要な役割りを果たしている点において 全く同じである。(続) (筆者は地質部)

地下の科学シリーズ7

黎明期の日本地質学

理学博士 今井功著 新書版 200頁 ¥400

日本の地質学の歩みをまとめた本は少ない。この本は日本にどのようにして地質学が輸入され それがいかにして日本の地質学として定着していったか という過程を7人の先駆的な地質学者——コワニエ ライマン 和田雅四郎 ナウマン 原田豊吉 巨智部忠承 小藤文次郎——の生涯と業績を通して描いたものである。著者は明治時代の地質学を刻明に分析して 現在につながる問題を提起している。地学専攻者ばかりでなく 科学史・技術史関係者にも必読の書である。

発行所 株式会社 ラテイス 東京都文京区音羽7-24
(Tel (03) 943-1751)

地下の科学シリーズ8

軽量骨材資源

岡野武雄著 新書版 190頁 ¥480

近年 土木・建築用の構造材としての軽量骨材や 遮音内装材 あるいは 保冷・断熱材として 軽量材料が普及してきた。これらのうち 天然産のもの これを焼成加工したもの すなはち広い意味での天然軽量骨材の占める位置はきわめて大きい。本書は これらの天然の骨材の原石のうち パーライト 蛭石 火山礫 膨脹頁岩について 利用の歴史 原石の性質 産地 産状 採掘 搬出 焼成 生産量 用途 価格 および諸外国における産状と利用状況について 地質技術者の立場から書かれたものである。したがって その資源の存在状態については明解に書かれている。鉱業 窯業関係の技術者はもちろん 一般の方々におすすめしたい。

発行所 丸善株式会社 東京都中央区日本橋通2-6
(Tel (03) 272-7211)