
5 萬分の 1 地質図幅説明書

近 川

(青森一第9号)

地 質 調 査 所

昭和36年

550.85 (084.32) (521.11) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

近 川

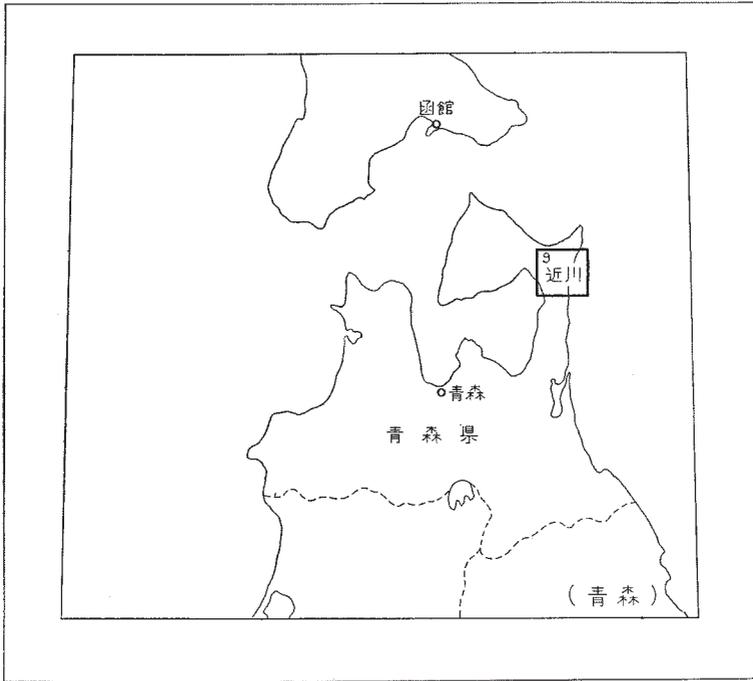
(青森一第9号)

通商産業技官 今 井 功

地 質 調 査 所

昭和 36 年

位置図



()は1:500,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概説	3
II. 2 先第三系	5
尻屋層	5
II. 3 新第三系	6
II. 3. 1 蒲野沢累層	8
II. 3. 2 泊累層	12
II. 3. 3 砂子又累層	19
II. 4 第四系	25
II. 4. 1 田名部累層	25
II. 4. 2 段丘堆積物	31
II. 4. 3 火山灰層	34
II. 4. 4 崖錐堆積物	34
II. 4. 5 沖積層	35
II. 5 地質構造および構造運動	37
III. 応用地質	42
III. 1 石 炭	42
III. 2 砂 鉄	43
III. 3 鉍 泉	44
文 献	44
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅

説 明 書

(昭和34年稿)

近 川

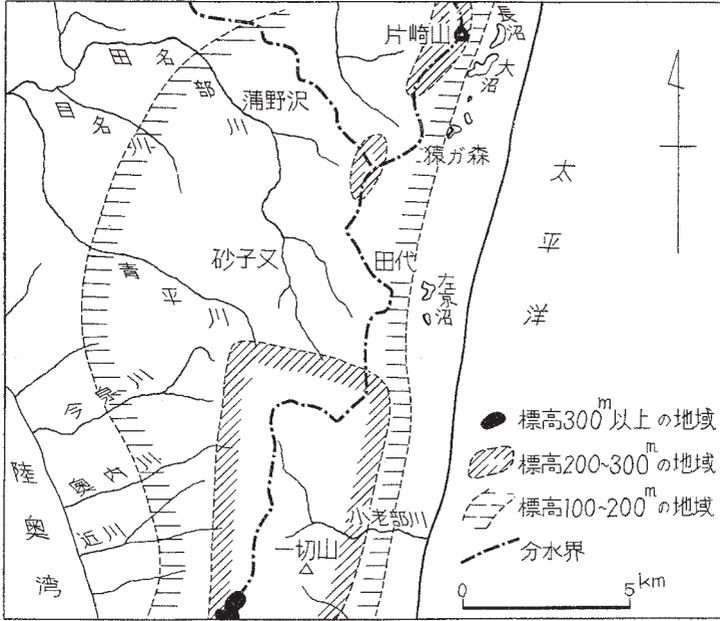
(青森—第9号)

本地質図幅調査は昭和32年度に行なわれた。野外調査にあたっては、青森県総務部調査課および下北郡東通村から各種の便宜をうけた。また資源科学研究所の桑野幸夫・郷原保真両氏からは貴重な資料をみせていただき、さらに多くの批判と教示をうけた。

I. 地 形

本図幅地域は下北半島の北東部にあり、地域の東部は太平洋に、西部は陸奥湾に面している。この地域は標高 300 m 以下の丘陵性低山地からなり、山稜の主軸は太平洋側に偏し、半島の延びの方向(南北)にはゞ平行している。したがって山稜の斜面は東側で急となり、西側では緩やかとなっている。

第1図に示すように標高 200 ~ 300 m の地域は、中央南部の一切山^{ひときり}周辺と、北東部の猿ガ森周辺にかざられている。これらの地域は、前者は新第三紀の火砕岩類からなり、後者は先第三紀の粘板岩などからなっていて、ともに堅硬な岩塊が侵蝕に耐えて残ったものである。これらの地域には、北部の片崎山・大森付近で西に緩傾斜した標高 200 ~ 300 m の平坦面が、また南部の朝比奈平・冷水峠・一切山付近で標高 230 ~ 280 m の平坦面が認められる。いずれも開析が進んでいる。標高 100 ~ 200 m の地域は、主として新第三紀および第四紀の非火山性堆積岩からなり、狭長な山稜や支谷が複雑に発達している。また標高 100 m 以下の地域には第四系が広く分布しており、本



第1図 地形略図

図幅の東西両域とも低平な地形がよく保存されている。東海岸の平坦面は標高 40～0 m で、東に緩く傾斜して海中に没している。図幅地域の北西部には 2 段の台地面が認められる。高位台地面は標高 60～90 m で、図幅地域の北部、鹿橋・蒲野沢付近から北隣尻屋崎図幅地域にかけて発達しており、低位台地面は標高 10～30 m で、尻屋崎図幅地域内から、本図幅地域の西部、大室平にかけて広く発達している。

図幅地域内の河川は、山稜の主軸が東に偏しているために西方によく発達している。河川の流路は北部地域と南部地域とで相違し、北部では北ないし北西に流れるのに対し、南部では西南西あるいは東に流れる。北部地域のおもな河川は、田名部川とその支流の青平川で、ともに北西に流れるが、図幅地域の北西縁部から向きをかえ、西隣大湊図幅地域内を南西に流れる。田名部川は一般に河川勾配が緩く、蛇行して側刻を行ない、河長に対して河床の幅が広い。蒲野沢－砂子又間の両岸には、比高約 5 m の河岸段丘が随所に発達している。今泉川・奥内川・近川・前川などの南部地域の河

川は、必従谷を形成し、平行して西南西に流れる。いずれも北部地域の河川に較べて勾配が急で、河長は短かく、上流部では下刻が進んで深い谷をつくっている。図幅地域の南部を東流する小老部川こいらべがわは前記河川とは逆に地層の傾斜とは逆方向に流れ、下刻が激しく、横谷を形成している。

図幅地域内の海岸線は、東西両海岸とも直線状をなしており、海岸には内陸部に向かって浜堤ないし砂丘が形成されつつある。東海岸の沿岸部には、長沼・大沼・タテ沼・左京沼・荒沼などの大小の湖沼があるが、いずれも低湿地の湧水および滞水が、砂丘の生長によって海への流路を絶たれたために生じたものと思われる。図幅地域南部の東西両海岸には海岸段丘が認められる。近川付近の段丘は標高 20～40 m、比高 5～10 m で、これより北では段丘面は次第に低下し、奥内の北西方では認められなくなる。東海岸南部の段丘は、南隣陸奥横浜図幅地域内の泊付近から連続するもので、面の高さは標高 30～40 m である。

II. 地 質

II. 1 概 説

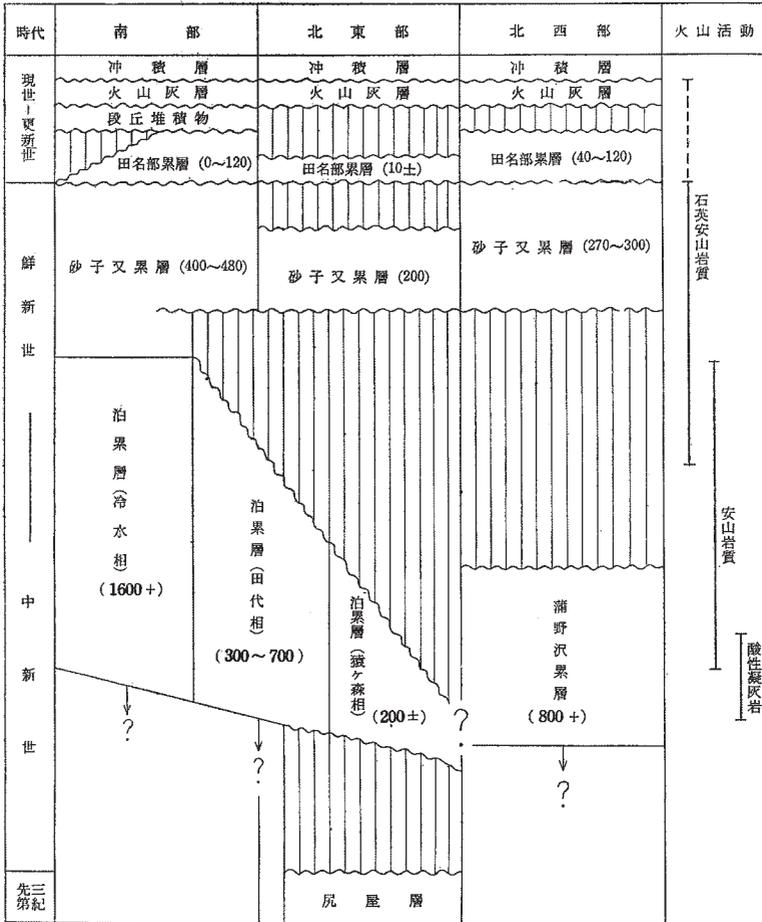
この図幅地域の地質は、先第三系の尻屋層、新第三系の蒲野沢累層・泊累層・砂子又累層、第四系の田名部累層・段丘堆積物・火山灰層・崖錐堆積物および沖積層からなる。

尻屋層は従来地質時代が明らかでなく、漠然と古生層とされていたが¹⁾⁸⁾⁹⁾、最近北隣の尻屋崎図幅地域内の本層から鳥巢型の化石を産することが知られ、少なくとも尻屋層の一部は中生層となる可能性が強くなった。本層は新第三系の基盤をなしている。

新第三系の蒲野沢累層・泊累層および砂子又累層は、泊累層の一部を除いては海成層が主体であって、その地質時代は中新世中～後期から鮮新世に及んでいる。各累層の累重関係および地質構造は地域によって異なり、堆積時における基盤運動の変化が著しかったことがうかがわれる。

第四系の田名部累層は主として汽水成層からなり、先第三系および新第三系を斜交

第1表 地質総括表



() 内の数字は層厚 (m)

↓ ? 印は下限不明

あるいは平行不整合関係で被覆している。田名部累層の堆積地はこの地域では東西両域に分化しており、層相に地域的な変化が多い。

図幅地域の地質構造は、その形態から南北両域に大別することができる。北部地域の地質構造は複雑で、東側には基盤の露出する隆起地域と、その南に、南東に開いた半向心状構造とがある(第4図参照)。西側には南北に延びる狭長な一向斜をへだててドーム状構造がある。一方南部地域では一様に北北東-南南西の走向で西に傾斜する単斜構造となっている。この南北両域の構造の不調和は、新第三系の堆積過程における基盤運動の変化が強く影響していることを示す。このために大局的にみれば、この構造区の境界部を境として、南北両域で新第三系の層相も著しく変化している。

標高 200～300 m の平坦面は泊累層堆積後、田名部累層堆積前に形成されたものであり、西に傾く基盤の傾動が形成の要因と考えられる。この運動によって田名部累層の堆積地が分化したのであろう。低い2段の台地面と海岸段丘とは、ともに田名部累層の堆積後、相前後して形成されたものである。火山灰層はほぼ現地形が形成された後の堆積物で、一様に広く分布しているが、山上部や丘陵の斜面などでは削剥されている。この火山灰層はおそらく恐山の噴出に由来するものであろう。

II. 2 先第三系

尻屋層

下北半島北東部に分布する古期岩類は、従来漠然と古生層としてあつかわれていたが、本地質図幅ではこれらを一括して新たに尻屋層と呼称した。尻屋層は図幅地域の北東部から、さらに北東の尻屋崎にかけて露出する地層で、新第三系の基盤をなしている。

本層は主として粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩からなり、局地的な地層の擾乱はあるが、ほぼ北北東-南南西の走向をもち、西に約40°傾斜している。粘板岩は尻屋層の主体をなすもので、黒色～暗灰色で、しばしば千枚岩状を呈し、ところによっては珪質または石灰質である。片崎山付近ではやや粗粒で、砂質あるいはシルト質な部分が多い。砂岩は一般に暗灰色を呈し、淘汰が悪く、粗粒部では粘板岩の小角片を礫状

に含むことがある。粘板岩中に異相として発達するか、薄層をなしてはさまれている。チャートは粘板岩中にまれにみられる。一般に暗灰色～黄褐色を呈し、単層をなして発達する場合と、石灰岩および粘板岩と薄板状互層をなしている場合とがある。石灰岩は下田代北方の尻屋層中に2帯みられる。いずれも厚さ3～6mで、淡灰色を呈し、風化すると白色となる。全般に結晶質である。下田代南方の尻屋層中には石英脈が発達する部分があり、局部的に鉱化作用をうけている。

このような岩相の特徴および地質構造の状態から、本層は尻屋崎付近に分布する尻屋層と一連の層序関係にあるものと思われる。最近小貫義男²¹⁾は尻屋崎図幅地域内の尻屋付近の礫岩中の礫状石灰岩および塊状石灰岩の一部から、六射珊瑚・ストロマトポラ・巻貝類などを採取した。六射珊瑚のうちにはジュラ紀～前期白堊紀産の *Kobya* sp. が含まれており、これらの化石から、尻屋層の全体あるいはその一部が中生層となる可能性があるといわれている。

II. 3 新第三系

下北半島北東部におけるこれまでの新第三系の層序関係を第2表に示す。この表から明らかなように、層序関係については種々の意見があるが、この見解の相違は多くの場合岩相の複雑な変化、地質構造の不調和、露出が悪いことなどに起因しているようである。

本地質図幅では新第三系を一層群単位とみなし、第1表のように蒲野沢累層・泊累層・砂子又累層に3分した。各累層は地域によって累重関係を異にし、岩相が変化するために、厳密な層序の確立はなお検討の余地があり、今後の研究に俟たなければならない。各累層の層厚も地域によって変化するが、そのもっとも厚いところを累計すると約2,500mになる。

蒲野沢累層は泥質堆積物を主とする海成層からなり、随所に硬質頁岩が発達する。その層序的位置および層相から、地質時代は中新世中期～後期と考えられる。基盤をなす尻屋層との直接の関係は不明である。泊累層は従来の泊層と猿ガ森層とが同時異相の関係にあることから、これを一括して呼称したもので、北部は礫岩および砂岩泥岩互層からなる淡水～汽水成層(猿ガ森相)で、随所に炭層をはさむ。中部は砂岩泥

第 2 表 下北半島北東部新第三系層序一覽表

半沢正四郎 ¹⁵⁾ 1954		深田淳夫・他 ⁹⁾ 1954	桑野幸夫 ¹⁷⁾ ・青木滋 ²³⁾ 1958 1959	岩井淳一・他 ¹⁶⁾ 1959	本図編 1959
近川層群	浜田層	浜田層	砂子又層	浜田層	砂子又果層
	砂子又層	砂子又層		砂子又層	
	猿ヶ森層	泊層狀 集塊岩層 猿ヶ森層	猿ヶ森層 泊層	? 猿ヶ森層 泊層 ?	泊果層 浦野沉果層
下北層群	泊層				
	浦野沢層	浦野沢層	浦野沢層	浦野沢層	浦野沢層 ?
	以下略	以下略			

岩互層からなる汽水～浅海成層(田代相)、南部は火砕岩を主とし、泥岩および砂岩を伴う浅海成層(冷水相)からなる。このように泊累層全体から見ると南北両域で著しく層相が異なっている。その地質時代はほゞ中新世中期～後期で、一部は鮮新世にまたがるかもしれない。蒲野沢累層との直接の関係は不明であるが、層序は重複する可能性がある。砂子又累層は、従来砂子又層の上位とされていた浜田層が、砂子又層の上部と同時異相の関係にあることから、これを一括して呼称したものである。南部は砂岩を主とし(地質図でSl, Ssとしたもの)、北部は軽石質凝灰岩を主とする(地質図でSpとしたもの)。北部の軽石質凝灰岩の基底を南に追跡すると、南部の砂岩の中下部に含まれる。砂子又累層(とくにその上部)からは多数の海棲貝化石を産し、鮮新世の大桑一万願寺動物群の北東限界をなすものとしていられている⁴⁾⁵⁾。蒲野沢累層とは不整合関係にあり、泊累層とは南部で整合的、北部で不整合関係にある。

各累層中には火山噴出物が含まれるが、蒲野沢累層中のものは酸性の白色細粒凝灰岩で、分布範囲の南部に多い。泊累層中のものはおもに安山岩質集塊岩・凝灰角礫岩および熔岩からなり、分布地域の南部でとくに顕著で、厚層をなす。また泊累層の下部には酸性の細粒凝灰岩の薄層が、上部には軽石質凝灰岩の薄層が随所にはさまれる。砂子又累層中のものは石英安山岩質軽石凝灰岩からなり、分布地域の北部にとくに顕著である。このように新第三紀の火山活動は、ほゞ累層ごとに岩質、産状を異にし、噴出の中心位置が移動し、少なくともその一部—たとえば泊累層中の安山岩の活動—は基盤運動と関連して行なわれたものと思われる。

II. 3. 1 蒲野沢累層^{註1)}

本層は図幅地域の北部にドーム状構造の核をなして分布する。この構造のために本層の下限は不明であり、上限もまた砂子又累層に不整合に被覆されるために不明である。基盤の尻屋層との直接の関係は分布地域が異なるために判明しない。

本累層はおもに硬質頁岩・暗灰色シルト岩・黒色軟質泥岩からなり、本層の中部には酸性の白色細粒凝灰岩が発達する。これらの岩質は互に上下、側方に移化し、岩相変化は著しい。

註1) 桑野幸夫¹⁷⁾(1958)の命名に基づく。

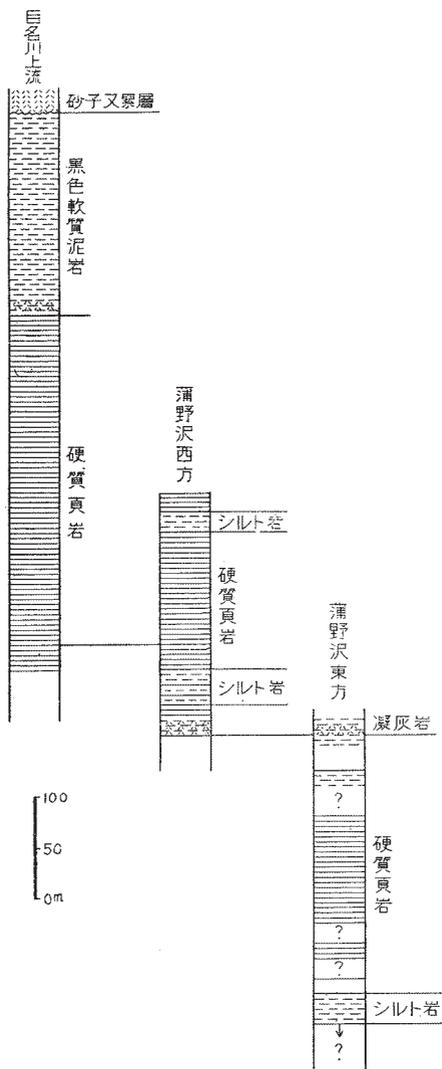
硬質頁岩は分布地域の北部に顕著に発達する。暗灰色を呈し、風化すると灰白色～黄灰色となり、年輪模様を生ずることがある。一般に長角片に破碎する特徴がある。単層の厚さは10～15 cmで、シルト岩の薄層と板状互層をなす。**暗灰色シルト岩**は珪藻質で、層理に乏しく、風化すると黄白色となり、ところによっては年輪模様を生ずる。比較的塊状な部分では、風化面に黄色い粉があらわれたり、また刷毛で掃いた跡のような葉理構造^{註2)}が発達することもある。分布地域の南部では全般にやゝ凝灰質である。**黒色軟質泥岩**は分布地域の北西部、本層の上部に限られて発達する。一般にやゝシルトがちで、層理に乏しく、軟らかい。ときに15～20 cmの硬質(珪質)頁岩や泥灰質の硬い層をはさむ。この黒色軟質泥岩が分布する地域は、侵蝕がすすみ易く、地形的にも他の岩質の地域とは明瞭に区別される。**白色細粒凝灰岩**は薄層をなし、シルト岩中にはさまれることもあるが、多くの場合多量の凝灰質物がシルト岩中に混在して、凝灰質シルト岩となっている。

蒲野沢累層は南に急激に沈下する軸をもつ背斜構造を示すが、北部では軸は多数に分岐し、緩やかな波曲構造となり、大局的には西傾斜の単斜構造を示している。蒲野沢部落の西方の小沢の上流部には、シルト岩中に粘板岩の小片からなる礫層が不規則に発達している。これは本累層の下部相、とくにその周縁相を示しているのではないかと思われる。

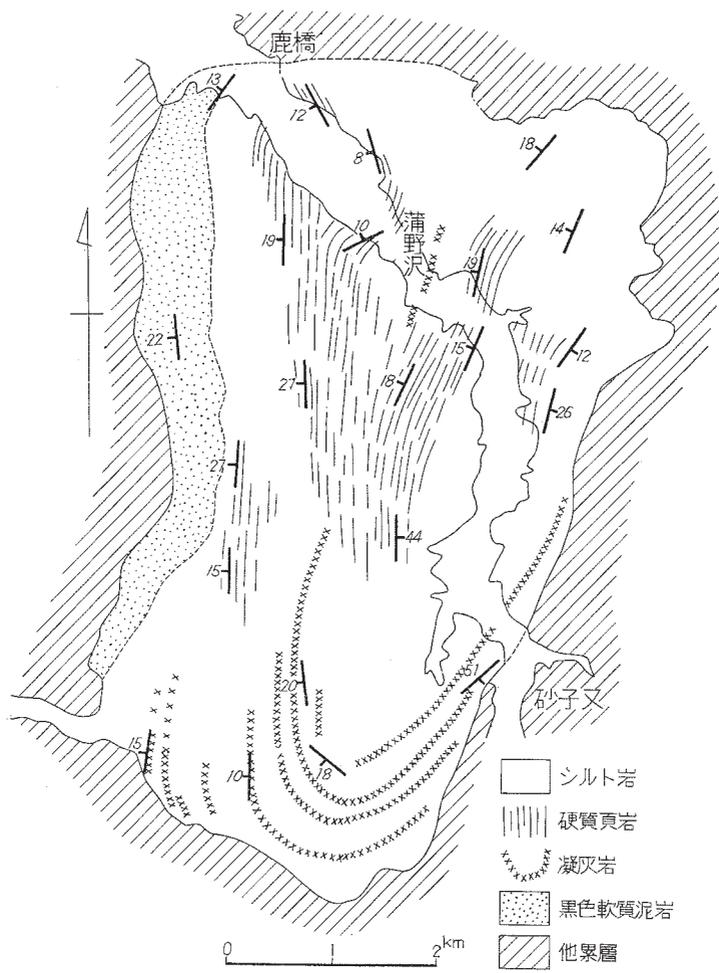
本累層には全般に化石が乏しく、*Makiyama chitanii*, *Cyclammia* sp., ウニの破片のほか、*Dosinia* sp., *Yoldia* sp. などの貝化石がまれに産するにすぎない。*Makiyama* は場所によっては多産するが、必ずしも特定の産出層準を示さない。露出範囲の層厚は800 m以上と算定される。

本累層の岩相変化の全般的傾向についてみると、側方変化では、東西方向には特徴的傾向は認められないが、南北方向では明らかな変化が認められる。すなわち、硬質頁岩の発達は北部に顕著であるのに対し、暗灰色シルト岩は南部に顕著であり、白色細粒凝灰岩の発達も南部に著しい。また垂直変化では、北部において硬質頁岩から黒色泥岩に移化する特徴的な傾向が認められるが、南部では一定の傾向が認められない。

註2) この葉理構造の発達する部分は、多くの場合周囲の層理に乏しいシルト岩とはっきり境され、シルト岩中に長径1 m大の岩塊状に含まれており、その形成機構は注目される。



第2図 蒲野沢累層柱状図(北部相)



第3図 蒲野沢累層にみられる岩相変化

II. 3. 2 泊 累 層

本累層は図幅地域の東半部に分布し、北東部では基盤の尻屋層を不整合に被覆する。蒲野沢累層とは分布地域が異なるために直接の関係はわからないが、岩相上両累層は層序的に重複しているのではないかと考えられる。本累層は地域によってその層相に変化がみられる。これをかりに北から猿ガ森相・田代相・冷水相とよぶ。各相は互に上下側方に移化する(第4図)。

猿ガ森相

基盤の尻屋層周辺の岩相を模式とする。従来の猿ガ森層の岩相には、相当するもので、主として基底礫岩・砂岩泥岩互層からなり、下部には数枚の炭層が発達する。

基底礫岩は基盤の古地形に応じてあるところでは厚く、またあるところでは薄く、きわめて不規則に発達する。礫岩は粒径2~5cmの粘板岩・砂岩・チャートなどの垂角礫~垂円礫からなり、泥質物または砂質物で充填されている。この地域における泊累層の基底の高度は、構造運動の影響とは無関係に、場所によって著しく変化している。すなわち、泊累層堆積前の古地形はきわめて起伏に富んでおり、泊累層はその凹地を埋積しながら急激に堆積したものと思われる。**砂岩泥岩互層**は単層の厚さ2~5mのもの、20~30cmのものがあり、全体としてみれば前者が優勢である。砂岩は基底部のものを除けば比較的細粒、緻密で淘汰がよく、ときに泥質物をまじえる。新鮮な部分では暗青色を呈するが、風化すると黄白色~鶯色を呈する。泥岩は暗青色~淡青色を呈し、砂またはシルト粒を混じえることが多く、ときに炭質物を含んでいる。互層を構成する砂岩および泥岩はともに層厚の変化が激しく、不規則に礫岩が発達し、しばしば層理面が乱れていわゆる乱堆積を示すことがある。下北炭砦の北西方では次第に上部があらわれ、淘汰がよく、層理に乏しい細粒砂岩~シルト岩が発達する。**炭層**は基底礫岩部および砂岩泥岩互層部の下部に発達するが、いずれも膨縮が激しく、単層として連続性に乏しい。

砂岩泥岩互層中には多数の植物化石が産するが、下北炭砦跡付近からは次のものが知られている^{註3)}。

註3) 今泉力蔵：下北郡東通村下北炭砦調査報告、青森県資料、1948

Acer sp.

Alnus Kefersteinii UNG.

Betula Brongniarti БТТ.

Equisetum cfr. *arcticum* HEER ?

Juglans ? sp.

Quercus ? sp.

Salix ? sp.

Metasequoia japonica (ENDO) ?

Sequoia sp.

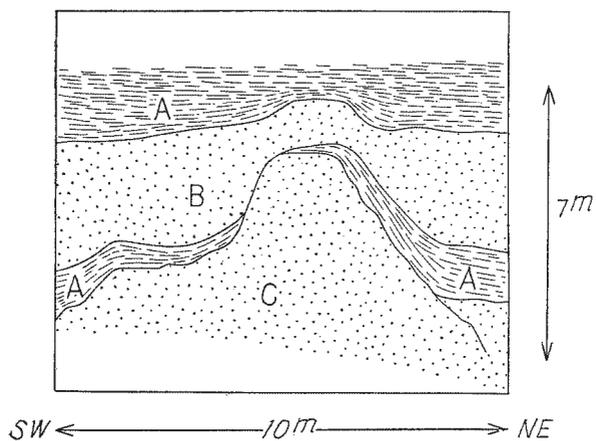
猿ガ森相における泊累層の層厚の算定はきわめて困難であるが、露出範囲で大約 50～200 m とみなされる。とくに基盤の古地形の谷部で厚く、鞍部で薄い傾向があり、谷部の下部では変化の多い岩相を示し、これより上部に向かって次第に安定した岩相を示すようである。

以上のことから猿ガ森相は、不規則な基盤に対してアバット状に堆積した、淡水あるいは汽水性の周縁堆積相を示すものと考えられる。

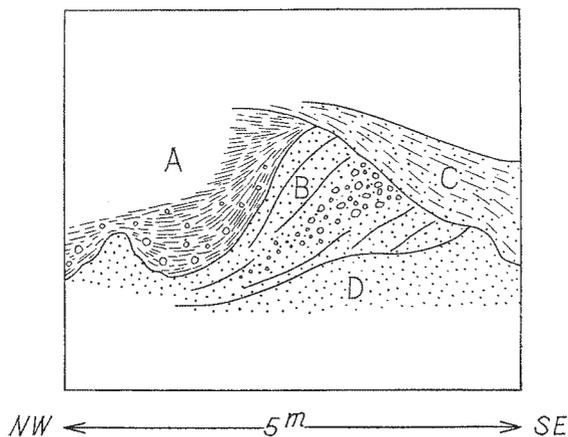
田代相

下田代一砂子又間の地域の岩相を模式とする。主として砂岩泥岩互層からなる。

砂岩泥岩互層はさらに北部から南部に向かって、泥岩がち互層部・砂岩泥岩等量互層部・砂岩がち互層部に大別することができる。各部は構造的には北から南に順次上位を示しているが、著しい層厚変化が予想されるので、同時異相的に側方に変化する傾向も考えられる。**泥岩がち互層**は砂子又一田代間道路の北域に顕著である。単層の厚さ 30～60 cm の泥岩と、10～20 cm の砂岩との互層からなり、層内断層、乱堆積などの現象が多く、堆積後に生じた断層も加わって、走向・傾斜は著しく変化する。泥岩および砂岩中にはときに細礫が不規則に散在または密集することがある。砂岩中にはしばしば炭質物が膜状にはさまれる。**砂岩泥岩等量互層**は砂子又一田代間の道路付近および大作沢の下流部に発達する。単層の厚さ 30～60 cm の砂岩と泥岩との互層からなり、泥岩がち互層の場合と同様、各所で乱堆積の現象が認められる。**砂岩がち互層**は大作沢の上流部および左京沼の西方で顕著である。等量互層の間に 5～20 m の厚い砂岩が数枚はさまれる、この厚い砂岩は中粒～粗粒で、一般に層理に乏しい。



(a) 砂子又—小田野沢間道路の露頭断面図
 A：暗灰色シルト岩 B：細粒砂岩 C：粗粒砂岩



(b) 砂子又北東方の露頭断面図
 A：泥岩 B：細～粗粒砂岩 C：砂泥混合岩 D：無層理中粒砂岩

第5図 泊累層田代相にみられる乱堆積

互層中の砂岩は比較的細粒で、ときに葉理構造の発達することがある。砂岩がち互層部においても乱堆積の現象が著しい。左京沼北西岸の細粒砂岩（一部シルト岩）中からは次のような植物化石が採取されている¹⁸⁾。

Acer cfr. *diabolicum* (BLUME)

Betula n. sp.

Castanea cfr. *crenata* S. et Z.

Juglans sp.

Metasequoia japonica (ENDO)

また大作沢ではまれに *Chlamys* sp. などの二枚貝化石を産する。

田代相における泊累層の厚さは 300～700 m で、地質構造および岩相変化の傾向からみて、南方に向かって著しく厚さを増すものと思われる。互層の特徴によって区分された各部が同時異相関係にあるとみるならば、南に向かって砂岩の量を増す傾向にあり、また上下関係にあるとみるならば、上部ほど砂岩の量を増す傾向にある。実際には同時異相関係にありながら、南ほどわずかずつ上位の層準を示しているものと思われる。田代相の堆積環境は汽水～浅海性とみなされる。

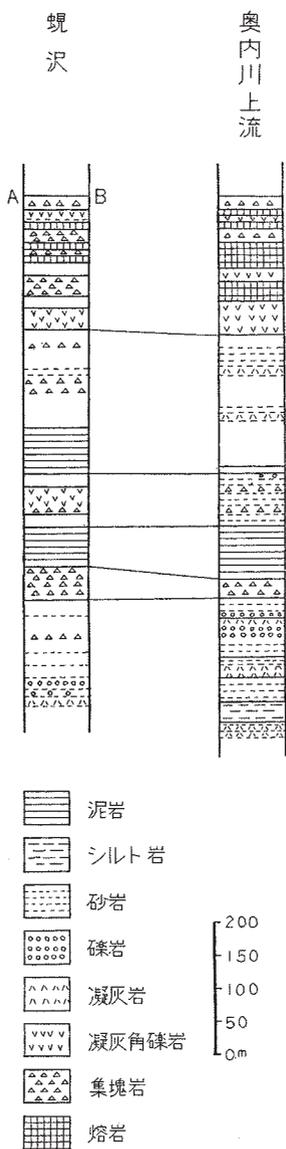
冷水層

田代相以南の地域にあって、火砕岩を主体とし、凝灰質砂岩・暗灰色泥岩を伴う岩相であらわされる。

火砕岩は安山岩質の集塊岩・凝灰角礫岩・熔岩からなり、随所に凝灰質砂岩および泥岩をはさむ。集塊岩は、基質は灰色で、径 30 cm 大の黒色の安山岩の角礫を多量に含む。安山岩礫には斑晶の多いもの、少ないもの、緻密なもの、多孔質なものなどがあって、外観はところによって異なる。凝灰角礫岩は、凝灰岩に漸移することが多く、しばしば熔岩と互層し、またときに黒色火山砂の薄層をはさむ。凝灰角礫岩と熔岩との境界面は砂岩や泥岩の層理面とよく一致し、火砕岩の構造を知るよい手がかりとなる。熔岩をなす岩石は、集塊岩および凝灰角礫岩の礫と同質で、緻密、堅硬である。鏡下では斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石からなり、石基はガラス基流晶質である。

火砕岩は北方に向かって急激にその量を減じ、暗灰色泥岩や細粒～中粒砂岩と指交(interfinger) 関係を示して消滅する。

暗灰色泥岩は小田野沢周辺、大作沢上流部、蛄沢および天狗林付近に分布する。小



第6図 泊果層上部(冷水層)の柱状図

田野沢周辺のものはやゝ軟質で黒色を呈し、層理に乏しい。風化すると灰白色となり細片に破碎する特徴がある。この泥岩からはまれに *Lora* sp. その他の浅海性貝化石が産する。大作沢上流部の上記泥岩に較べるとやゝ硬質で、比較的層理に乏しく、全般的にシルトがちである。暗灰色を呈するが、風化すると黄白色となり、美麗な年輪模様を生ずることがある。また一部では硬質頁岩をはさんでいる。この泥岩部からは *Patinopecten kimurai*, *Nuculana* sp., *Tellina* sp. を、またその上位の砂岩からは植物化石の破片を産する。このように、小田野沢周辺の泥岩と大作沢上流部の泥岩とは岩質が多少異なり、層序的にも前者が上位を占めるものと思われるが、ともに蒲野沢累層の上部相とよく類似しており、この層準は蒲野沢累層の上部に相当する可能性がある。蜆沢および天狗林付近の泥岩は、前記の泥岩よりも上位の層準にあり、暗灰色～暗青色を呈し、緻密で、比較的層理の発達が良い。蜆沢に露出する泥岩には、後生的変形の影響を受けて破碎、擾乱しているところがある。

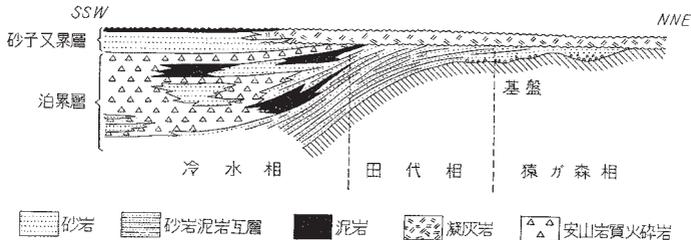
冷水相にみられる砂岩は一般に細粒～粗粒で、非常に凝灰質である。粗粒部には斜交層理が発達し、細礫が散在することが多い。またときには礫岩がレンズ状に発達することがある。礫は粒径 1 cm 以下、垂角礫～円礫で、円磨されたものにはチャートなどの古期岩類が多い。奥内川上流部の砂岩中にはしばしば石英粒を含む軽石質凝灰岩および白色の細粒凝灰岩層がはさまれる。この軽石質凝灰岩は後述の砂子又累層中のものに類似している。砂岩中の凝灰質物は多くの場合これら酸性凝灰岩であって、泊累層自体の安山岩質凝灰質物は少ない。

冷水相の岩相変化は南北方向に顕著で、南部ほど火砕岩の発達が著しい。垂直方向の変化は非火山性堆積物のみをみても特徴的な傾向はない。また猿ガ森相や田代相にみられるような乱堆積や層内断層などの現象はほとんどみられない。冷水相は全般的に浅海性の堆積環境を示しており、層厚は最大 1,600 m に達する。

以上述べた泊累層の各相の特徴を総括的に第 3 表および第 7 図に示す。この関係から明らかのように、岩相変化は南北方向に顕著で、層厚は南に向かって著しく増大している。そして北部の猿ガ森相が淡水～汽水性の周縁相を示すのに対し、南部の冷水相は浅海性の、火砕岩に富む、厚い堆積相を示している。このことから北部と南部との層序が多少上下関係であらわされるとしても、泊累層の堆積過程において、南北両

第3表 泊累層の層相

	冷水相	田代相	猿ガ森相
層厚	1,600 m+	300~700 m+	50~200 m+
岩質	火砕岩・泥岩・砂岩	砂岩泥岩互層	礫岩・砂岩・シルト岩・石炭
堆積状態	比較的規則正しく成層	乱堆積が多い	層理に乏しく、不規則な堆積
岩相の垂直変化	規則性がない	上部ほど粗粒岩が多い	上部ほど細粒岩が多い
化石	海棲貝化石(少)	植物化石(場所により多産) 海棲貝化石(少)	植物化石(多)
堆積環境	浅海性	汽水~浅海性	淡水~汽水性
火砕岩	多い。南部では大部分を占める	少ない	ない



第7図 泊累層の模式断面図

域に顕著な基盤の差別運動が行なわれたことがわかる^{註4)}。冷水相にみられる火山活動は、南部地域の基盤の沈降運動と密接な関連をもって行なわれたのであろう。さらに田代相で砂岩泥岩互層が卓越し、全般に乱堆積の現象が著しいことは、この部分が南北両域の中間部にあたり、継続的な差別運動によって形成される斜面型の堆積が行なわれたことを示すものであろう。

すでに述べたように蒲野沢累層と泊累層との直接の関係は不明であるが、構造的には砂子又累層の下で断層関係で接しているものと思われる(断面図参照)、また層序的

註4) 後の地質構造の項で述べるように、砂子又累層堆積前の尻屋層の構造はむしろ東西性の褶曲軸をもつ波曲構造を示していたものと考えられる。また蒲野沢累層の岩相の側方変化は南北方向に顕著であり、背斜軸は南に急激に沈下している。これらのことは泊累層堆積時の基盤運動および泊累層の層相変化の傾向と密接な関係をもつものと思われる。

には冷水相であらわされる泊累層の下部は、蒲野沢累層の上部に相当する可能性がある。したがって、猿ガ森相を蒲野沢累層下部の周縁相あるいは基底部相とみなすことも可能である^{註5)}。

II. 3. 3 砂子又累層^{註6)}

主として図幅地域の西半部に分布する。分布範囲の東限は北北東—南南西方向に直線状をなしている。本累層は基盤の尻屋層および蒲野沢累層を不整合に被覆し、泊累層とは南部で整合、北部で不整合関係にある。今泉川付近を境界として、その南部と北部とで本累層の層相が異なる。

南部相^{註7)}

砂岩を主体とする。砂岩は細粒～粗粒で、一般に上部ほど細粒となる傾向がある。新鮮な部分では暗青色～暗灰色を呈するが、風化すると黄白色～茶褐色～黄褐色に変化する。全般に軽石およびスコリアの微小片を含んでいる。また海綿骨針を多量に含むが、これは北部相とともに砂子又累層の特徴である。

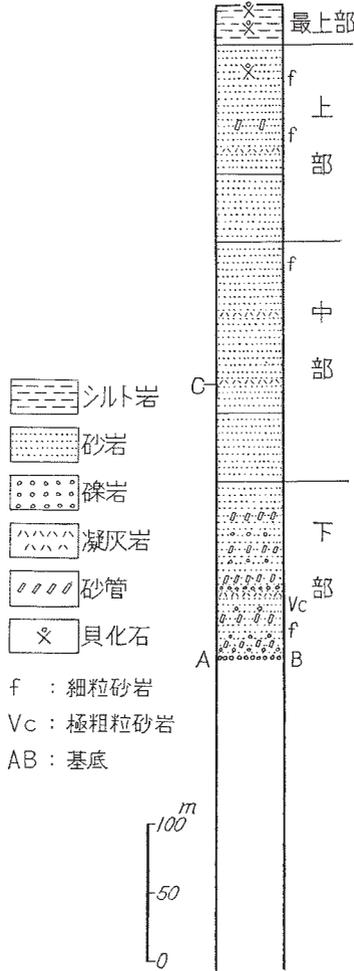
近川・蜷沢における層序を基準にとると、下部(約130 m)には安山岩質の垂角礫および古期岩類からなる礫岩層がしばしば発達する。この礫岩層は厚さが一定せず、単層としてあまり連続しない。ところによっては含礫砂岩となっている。礫の大きさは基底部では径20～30 cmに達するが、一般に1～2 cmである。また下部には長さ1～2 cmの砂管(sand pipe)の密集している層準が数帯ある。層理の発達是比较的良好である。中部(約170 m)は無層理、塊状の中粒砂岩が卓越し、10～20 mの急崖を造ることが多い。中部には2帯の軽石質凝灰岩に富む層準がある。上部(約150 m)は細粒砂岩ないし砂質シルト岩からなり、下部にみられるような砂管帯がしばしばみられ、貝化石が散在する。層理の発達はふたたび良好となる。最上部(約30 m)は青灰色～暗灰色を呈する砂質シルト岩からなる。2～3 mごとに層理が発達する。最上

註5) 棚井敏雅¹⁰⁾はかつて下北炭礦付近産の植物化石群を台島植物群とみなした。しかし一般には後期中新世の植物群と考えられているようである。最近巨理俊次¹⁴⁾は中島全二によって採取された猿ガ森層中の珪化木を鑑定した結果、*Glyptostroboxylon cunninghamioides* WATARI および *Liquidambar formosana* HANCE が含まれていることを明らかにした。このことは上記植物化石群が、台島植物群に相当する可能性をより強めるものであろう。

註6) 桑野幸夫¹⁷⁾(1958)の命名にもとづく。大塚弥之助の田名部層は本累層の一部を占めるものと思われる。

註7) 地質図においては凝灰質砂岩(Ss)および砂質シルト岩(Sl)であらわされる。

近 蜷
川 沢



Cの層準は北部相のほゞ基底部に相当するものと思われる。したがって北部ではC層準以下の地層が薄くないし欠除しているものと思われる。AB以下は第6図蜷沢柱状図に接続

第8図 砂子又累層(南部相)の柱状図

部からは海棲貝化石を多産するが、そのおもなものは次のとおりである。

Acila nakazimai OTUKA

Astarte alaskensis DALL

Clinocardium chikagawaense KOTAKA

Chlamys heteroglyptus (YOKOYAMA)

C. cosibensis (YOKOYAMA)

C. swiftii (BERNARDI)

Limopsis spp.

Macoma oinomikadoi OTUKA

Nuculana sadoensis (YOKOYAMA)

Patinopecten kurosawaensis (YOKOYAMA)

P. plebejus (YOKOYAMA)

Pandora sp.

Venericardia ferruginea A. ADAMS

Yoldia notabilis YOKOYAMA

また桑野幸夫¹¹⁾は近川橋付近の細粒砂岩(上部の層準)から *Cibicides pseudoungerianus* CUSHMAN のほか *Elphidium*, *Cassidulina*, *Astrononion* 属などの小型有孔虫類を採取している。

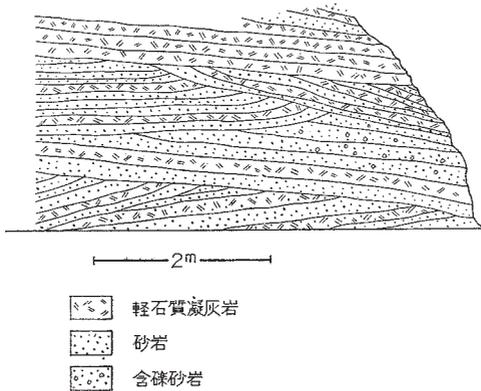
最上部の砂質シルト岩部は従来浜田層とされていたものであるが、これを北部に追跡すると北部相における砂子又累層の上部に移化する関係が認められる。南部相における砂子又累層の厚さは 400～480 m である。南部相における砂子又累層と泊累層との関係は整合的である。

北 部 相^{註8)}

主として石英安山岩質軽石質凝灰岩からなり、凝灰質砂岩を随所にはさむ。軽石質凝灰岩は粗鬆で、斜長石・石英粒に富み、安山岩の小片および古期堆積岩の細片を含んでいる。一般に黄白色～灰白色を呈する。凝灰質砂岩は細粒～粗粒で、軽石・安山岩礫・石英・斜長石・有色鉱物を多量に含んでおり、風化すると黄褐色～茶褐色を呈

註8) 地質図においては軽石質凝灰岩 (Sp) であらわされる。

する。これらの堆積岩には低角度の斜交層理が著しく発達しており、全般的に南部相にみられるよりもより流動水域下の堆積状態を示している。



第9図 野牛南方道路における砂子又累層の斜交層理

北部相からは次のような貝化石が認められる。

Cerithium sp.

Clinocardium ciliatum (FABRICIUS)

C. sp.

Mya cfr. *truncata* LINNÉ

Patinopecten n. sp. (aff. *yessoensis*)

Neptunea sp.

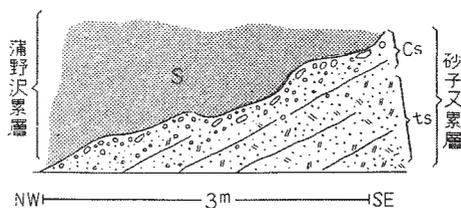
Turritella cfr. *nipponica* YOKOYAMA

Balanus sp.

また桑野幸夫¹¹⁾は北東域における本累層の最上部の層準から *Cassidulina* sp., *Nonion* sp., *Elphidium* sp. などの有孔虫化石の産出を報告しており、これらは群集全体の性質から、南部相における上部層準の有孔虫群集とあまり差異はないとしている。なお、このほかに南部相にみられると同様多量のスポンジ骨針が含まれている。

北部相における砂子又累層の層厚は、認められる範囲で、西部で 270～300 m、東部で約 200 m である。

北部相においては砂子又累層と下位累層との層序関係はすべて不整合である。尻屋層と接する砂子又累層の基底面には厚さ 30～100 cm の基底礫岩が発達する。基底面の形は個々の露頭では不規則であり、ところによってはアバット状の堆積を示すところもある。しかし全域的にみると、砂子又累層の分布状態および全般に傾斜度が緩いことなどから、砂子又累層堆積前の古地形はかなり平坦化されていたものと思われる。蒲野沢累層との不整合関係は、ドーム状構造の西側では平行不整合的であるが、上田屋の南岸では著しい斜交不整合が観察される。この地域では砂子又累層の基底面に基底礫岩層が発達していない。また青平川のの上流では逆転した不整合が観察され



S: Makiyama を含む無層理シルト岩

Cs: 礫質砂岩 ts: 凝灰質砂岩

第10図 青平川上流における逆転した不整合

る。こ>では砂子又累層の基底面は凝灰質砂岩からなり、や>扁平な形をした粘板岩やチャートからなる径 0.5 cm 内外の細礫が散在している。猿ガ森北東方における本累層と泊累層との関係はみかけ上まったく整合的であるが、全般的な層序関係および地質構造から、両者は著しい不整合関係にあることが推察される^{註9)}。この地域では砂子又累層の基底面に厚さ約 30 cm の基底礫岩が発達している^{註10)}。このように北部相における砂子又累層の基底面は多くの場合平坦であり、基底礫岩は西方あるいは南西方に向かって次第に薄くなって消滅する。このことは北部地域における砂子又累層の堆積時に、その東方に後背地があったことを暗示する。

註9) この不整合関係は郷原保真¹⁵⁾や岩井淳一¹⁶⁾らによっても認められており、とくに岩井らはこの不整合の存在を地史的に重視している。

註10) 砂子又累層と泊累層の基底礫岩は、前者は粒度が比較的均一で、層状をなして連続的に発達するのに対し、後者は粒度が不均一で、ところによって厚さの変化が激しく、地域的にも層序的にもきわめて不規則な発達状態を示している。このような関係は基盤の古地形の相違、後背地からの距離的な差、堆積時間の相違、物質の供給量の相違などにもとづくものであろう。

南北両相の層序的關係

南部地域における砂子又累層と泊累層との關係は、すでに述べたように構造上整合的であるが、基底部には泊累層の安山岩礫が、またそれより上位の砂岩中にも安山岩質スコリア片が含まれていることから、砂子又累層の堆積時には泊累層の一部がすでに剝削されていたものと思われる。同様な關係は北部地域においても認められる。し

第4表 砂子又累層の層相

	北 部 相	南 部 相
層 厚	270~300 m	400~480 m
岩 質	軽石質凝灰岩・凝灰質砂岩	粗~細粒砂岩・礫岩・シルト岩
堆 積 状 態	低角度の斜交層理が多い	比較的層理に乏しい、砂管が多い
岩 相 の 垂 直 変 化	比較的变化がない	上部ほど細粒となる
化 石	Chlamys-Mya 型 Trapezium-Hiatella 型	シルト岩部: Acila-Macoma 群集 砂岩部: Turritella, Clinocardium, Protothaca など
火 碎 岩	大部分を占める	少ない
下 位 層 と の 關 係	尻屋層・蒲野沢累層および泊累層と不整合	泊累層と整合的

かし、北部地域における砂子又累層の基底部を南に追跡すると、二又の西方付近では南部相の下部層準を不整合に被覆し、さらにその南では下部層準と整合漸移し中部層準に含まれる。すなわち北部相の層準は南部相の中部層準以上にほぼ相当するものと思われる。したがって砂子又累層の中部層準の堆積時に、堆積地は北に拡がり、下位層を追覆 (overlapping) していったものと考えられる。このような堆積状態の変化は、泊累層堆積時におけると同様、ほぼ東西性の軸をもち、北が隆起し、南が沈降する基盤運動によるものであろう。南部相における中部層準以上の層厚 (約 280 m) と、北部相における層厚 (270~300 m) とはほとんど等しく、また東方から供給された堆積物がみられること、片崎山付近の高位平坦面の形成期が砂子又累層堆積期に相当すると考えられること (II. 4. 2 段丘堆積物の項参照) などから、砂子又累層堆積期の中期以降には、南北方向の基盤運動よりはむしろ西方に傾く傾動運動が支配的であったことがうかがえる。南部相における中上部の層準と北部相の層準とを較べてみると、前者

は砂質岩を主とし、上部ほど細粒となる傾向があるのに対し、後者は火砕岩を主とし、岩相の垂直的变化は著しくない。しかし産出化石からみれば両者の間に著しい堆積環境の差は認められない。たゞ、北部地域では堆積地が流動水域であったのに対し、南部地域では比較的静水地域であったと推定される。

II. 4 第四系

第四系は田名部累層・段丘堆積物・火山灰層・崖錐堆積物および沖積層からなる。田名部累層は従来野辺地層として一括されていたもので、模式地の野辺地付近の層序との直接の対比が困難なために新たに呼称したものである。その堆積地は東西に分化し、堆積機構、堆積環境は新第三系のそれとは著しく相違する。地質時代は中期更新世とみなされる。段丘堆積物は田名部累層堆積後に形成されたもので、図幅地域内ではその分布が限られるが、北東部地域の台地面の形成とともに、田名部累層堆積時の基盤運動の継続的發展の産物とみなされる。火山灰層はこの運動の過程において外来的に加わったもので、その堆積時には現在の地形の原型はほぼ完成していたものと思われる。崖錐堆積物は山稜の東方山裾部に発達する。沖積層は地質時代的に近い過去において堆積を完了したか、現在も堆積中のもので、とくに低地帯の堆積物は、いくつかの堆積休止期をはさみながら、現在も生長しているものと思われる。

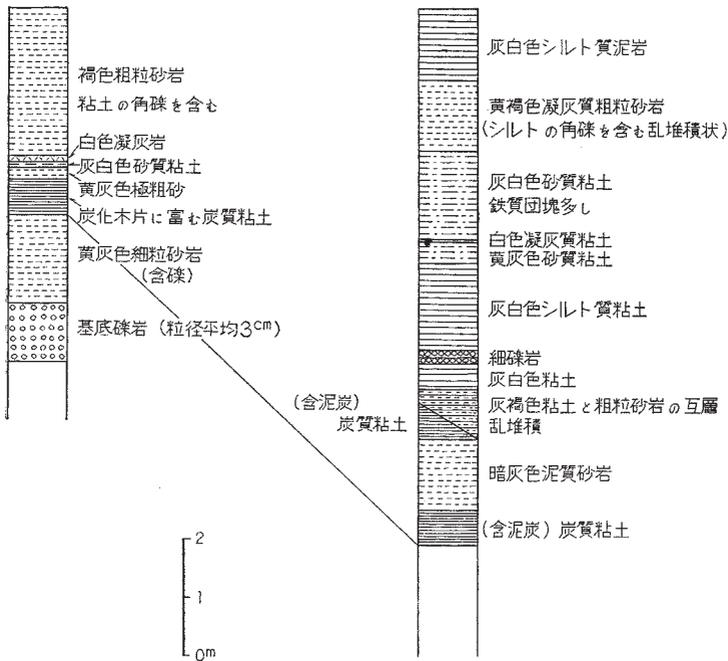
II. 4. 1 田名部累層^{註11)}

本累層は図幅地域の東西両域に分かれて分布する。基盤の尻屋層と新第三系とをそれぞれ不整合に被覆するが、その不整合関係は各地で多様である。すなわち、東側の地域では斜交不整合で、不整合面はほぼ平坦であるが、西側の地域では北部は斜交不整合で、不整合面はきわめて波曲にとみ、南部は次第に平行不整合的となる。

本累層は岩相の変化が著しいが、全般的には砂岩・泥岩・粘土・砂泥互層・砂礫層などからなる。

模式的に発達する地域は北東部の鹿橋付近で、この地域では岩相的に本累層を上下

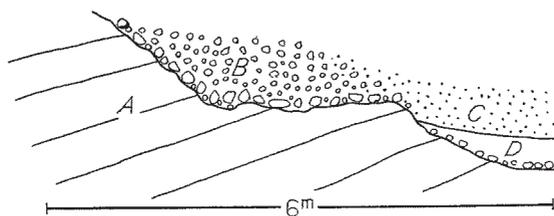
註11) 桑野幸夫¹¹⁾ (1956) の命名にもとづく。



第 11 図 鹿橋付近における田名部累層下部の柱状図

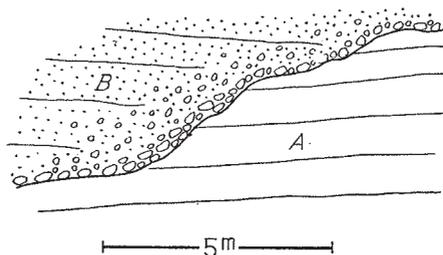
に 2 分することができる。下部は砂礫層および砂泥互層からなり、上部は砂岩を主とする。下部の砂礫層は厚いところで約 10 m で、基盤の古地形の起伏に応じて、谷部に厚く発達する傾向がある。砂礫層には火山物質を多量に含んでいる。礫は歪角礫～歪円礫で、粒径は 10 cm くらいのものから 1 cm くらいのものであるが、普通 1～2 cm である。礫質は尻屋層の古期岩類および新第三系の泥岩・砂岩・火砕岩などからなり、蒲野沢累層分布地域には硬質頁岩が多いように、堆積物は比較的近距离から運ばれたものが多い。礫岩の基質はおもに凝灰質物および砂である。この砂礫層は基底礫岩ともいうべきもので、その 2～3 m 上位には、細砂層をへだてて、厚さ約 1 m の泥炭を含む腐植質粘土層が発達する。この粘土層中には多数の植物片が含まれている。この粘土層も、基盤の古地形の変化に応じて消長し、必ずしも連続しない。

これより上位の砂泥互層は、灰白色シルト質粘土あるいは暗灰色泥岩と黄褐色細粒～粗粒の砂岩との2～3 m 単位の互層からなる。全般に火山物質にとみ、しばしば乱堆積の現象がみうけられる。互層中の砂層には葉理が不規則に発達して斜交葉理を示すことが多く、シルトないし粘土の同時礫を含むことがある。またときに鉄銹質団塊を含んでいる。互層の下部には大型の砂管 (sand pipe) を多産するところがある。この互層部からは *Ostrea* sp., *Raeta pulchella*, *Sphaerium* sp., *Theora lubrica* などの汽水～淡水性貝化石が産する。この砂泥岩層は基底部から漸移するが、しばしば側方に向かって基盤岩をアバットしている。上部は厚さ 40 m 内外で、黄褐色～灰白色を呈する細粒～中粒の砂岩を主とする。砂岩には2～3 m ごとに層理が発達する部分と、比較的無層理塊状の部分とがある。この両者は上下、側方に不規則に移化している。層理が発達する部分では、層理に沿ってしばしば長さ 0.5 cm 位の小型の砂管 (sand



(a) 野牛南方道路沿露頭

- A: 砂子又累層中の軽石質凝灰岩
 B: 礫岩
 C: 砂岩
 D: 泥岩
- } 田名部累層



(b) 鹿橋-石持間道路沿露頭

- A: 砂子又累層 B: 田名部累層

第 12 図 田名部累層基底の不整合 (いずれも北部地域)

pipe) の密集帯が存在する。また層理と層理との間には斜交葉理があらわれることが多く、ときに細礫が散在している。無層理塊状の部分では、しばしば鉄分が凝集して赤紫色～濃褐色の砂鉄層を形成する。

目名・最花・下田屋・上田屋付近の本累層は黄褐色の細粒～中粒の砂を主とし、随所に泥岩・凝灰質シルト～粘土・軽石質凝灰岩・砂礫層をはさむ。砂層は一般に層理に乏しく、軟弱である。この地域の本累層は東方山地では厚さ 50 m 以上に達するが、それより西寄りの丘陵地では削割されて厚さ数mにすぎない。

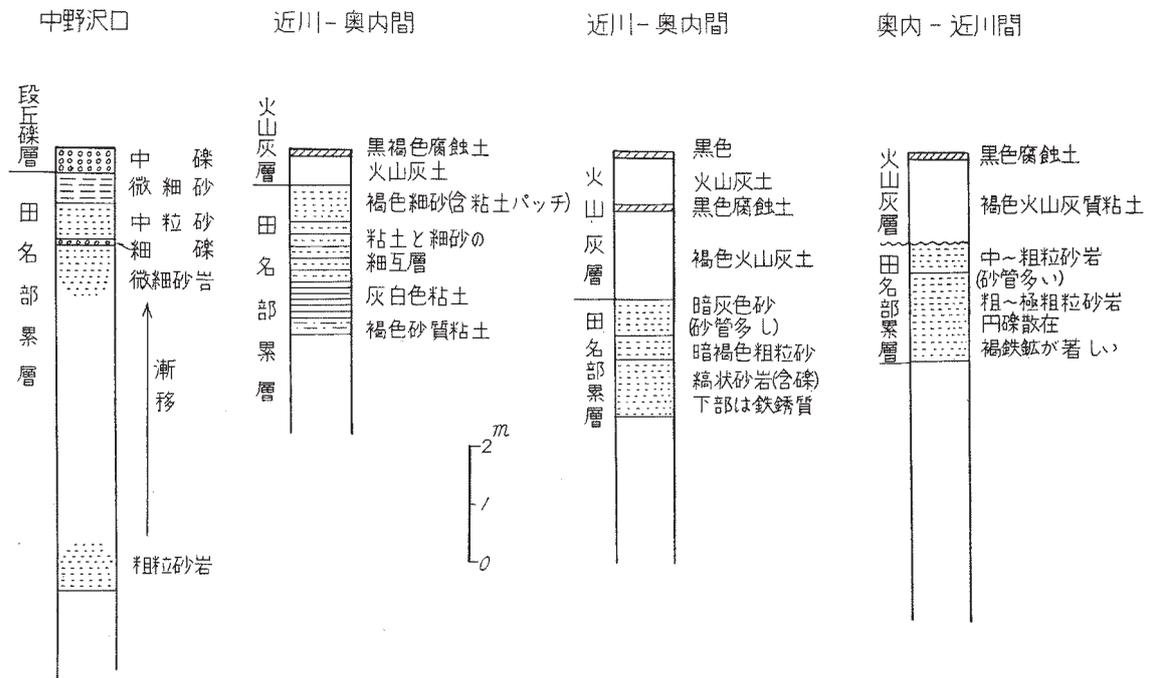
今泉川流域に分布する本累層は、露出がきわめて悪いために正確な層序は得られないが、主として中粒～粗粒の砂岩からなり、ときに礫が散在し、また随所に軽石質凝灰岩の薄層をはさんでいる。層厚は最大 120 m に達するが、西方では削割されて薄くなっているものと思われる。砂子又累層を局部的に斜交不整合で被覆している。

図幅地域南西部の奥内・近川付近に分布する本累層は厚さ 20 m 以下で、主として灰白色～茶褐色の細粒～中粒の砂からなり、しばしば斜交葉理があらわれ、小型の砂管を含むことが多い。下部は一般に砂礫質である。海岸付近では本層は削割されて欠除し、段丘堆積物が直接砂子又累層を被覆している。

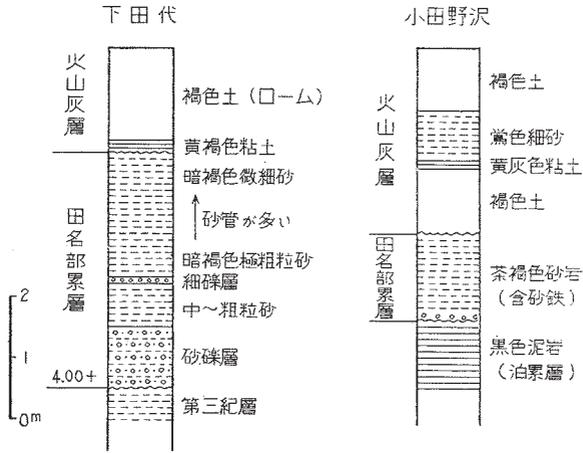
また東海岸地域の本累層は、近川付近におけると同様砂層を主とし、ときに粘土層をはさむことがある。砂層の一部は鉄質物で膠結され、赤紫色～濃褐色を呈している。また細粒砂中には小型の砂管が含まれることが多い。基底部には薄い礫層または砂礫層が発達する。ときに乱堆積の現象がみうけられ、階段状のずれを示す層内断層^{註12)}が各地でみうけられる。断層の落ちの方向はいずれも南東～北東である。層厚は数mにすぎない。東海岸南部地域の本累層はきわめて薄く、かつ火山灰層に覆われるため、露出が不良で、詳細は明らかでない。

以上のように本累層の岩相は各地域で異なる。露出が悪いためその側方変化の状態を明らかにすることはできないが、図幅地域南西域および東海岸地域の本累層の主体は、基盤岩に対する被覆状態、堆積地の拡がり、岩相の類似などの諸点から、模式地鹿橋付近の上部層準に相当するようである。とくにこれらの地層は、しばしば砂鉄層が含まれること、堆積地が一様に広く、現海岸の内陸部を占めていること、堆積の基底面がほぼ平坦であることなどの理由から海成層とみなされる可能性がある。

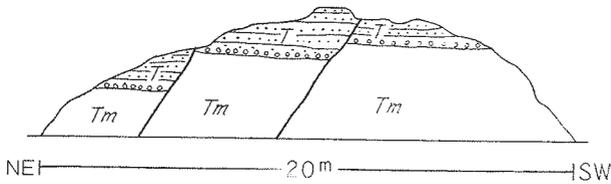
註12) このうちには田名部累層の堆積時に生成した、いわゆる面なし断層とみなされるものが多い。



第 13 図 近川付近の田名部累層の柱状図

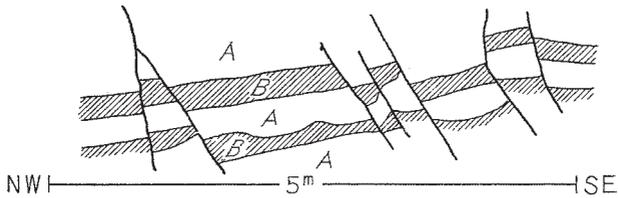


第14図 下田代・小田野沢付近の田名部累層の柱状図



(a) 小田野沢北西方向道路沿露頭断面図

T : 田名部累層の基底部層 Tm : 泊累層中の泥岩



(b) 砂子又—小田野沢間道路沿露頭断面図

A : 砂管を含む暗灰色砂岩 B : 粘土を挟む褐色砂岩

第15図 田名部累層にみられる断層

岩井淳一⁶⁾は青森象の産出, *Menyanthes triforiata* を含む夾亜炭泥岩層の層準, 段丘堆積物の発達状態などにもとづいて, 青森県東部の更新統を下位から野辺地層・三本木層・六ヶ所層に3分した。しかし本図幅地域では岩相の変化や段丘の発達はこの地域における独自の基盤運動によることが多く, 下部層準に地層の連続性が認められないので, 田名部累層を上北郡地域の模式層序と直接対比することは困難である。

II. 4. 2 段丘堆積物

すでに述べたように, 図幅地域内にはいくつかの平坦面が認められる。しかしこれらの平坦面には堆積物を欠いているものもあり, また段丘堆積物とみなしてよいか疑わしいものもある。したがって本文では以下平坦面の形成に重点をおき, あわせて堆積物の性状について述べる。

高位平坦面(標高200~300 m)の堆積物は直接には認められないが, 朝比奈平および冷水峠の周辺では粒径2 cm程度のチャート・粘板岩などからなる円礫が転石として散在している。これらはこの平坦面上の堆積物と考えられる。また尻屋崎付近では標高270 m付近の平坦面上にチャート・砂岩・玢岩などの円礫が存在することが知られている¹²⁾。したがってこの地域から連続する片崎山付近の平坦面上にもかつて堆積物が存在していたことが予想される。これらの平坦面は開析が進んでいること, 南部では泊累層の削剥面であること, 地形的に田名部累層の堆積面より高位にあることから, 泊累層堆積後, 田名部累層堆積前にほとんど同時に形成されたものと考えられる。すでに述べたように, 砂子又累層上部の堆積は北北東-南南西の軸をもって, 東側が隆起する傾動運動によって行なわれたものであり, 高位平坦面はこの東側の隆起部が逐次削剥されて形成されたものであろう。したがって, 高位平坦面の堆積物は砂子又累層の一部に対応される可能性がある。

東海岸には海岸に沿って平坦面が発達するが, この面を構成する堆積物は田名部累層および火山灰層で, 田名部累層の基底面は地形平坦面と平行しており, ともにわずかに東に傾いて海中に没している。現海岸線はこの平坦面と海水面との交線とみなすことができる。またこの平坦面を山側に延長すると山稜の東斜面と交わる。したがって平坦面の原型の形成期は高位平坦面形成後, 田名部累層堆積前である。泊累層堆積

第5表 平坦面

	平坦面高度 m	基盤の削剝 面高度 m	基盤岩類
高位平坦面 (片崎山・一切山)	200~300	200~300	片層層・泊累層
低位平坦面 (東海岸)	40~0	30±~0	片層層・泊累層
高位台地面 (鹿橋・蒲野沢)	60~90	55±~85±	田名部累層
低位台地面 (石持・目名・最花)	20~30	15±~25±	砂子又累層 田名部累層
海岸段丘面 (近川付近・南東海岸)	0~40	0 ~30±	泊累層・砂子又累層 田名部累層

* 砂子又累層堆積期と考えられる ** 平坦面高度からみて、高位平坦面の形成期より後



第16図 平坦面分布図

後の隆起運動は、図幅地域で観察されるかぎりでは西に傾く傾動運動であるが、この平坦面の形成から考察すると、東側の地域では東に傾く傾動運動があったことが予想

一 覧 表

基盤の削剝面 上の堆積物	平坦面の傾き	基盤の削剝面 の形成期	同 順 序
砂・礫	わずかに西傾斜	泊累層堆積後* 田名部累層堆積前	1
火山灰層 田名部累層	東へ約4°低下	泊累層堆積後** 田名部累層堆積前	2
火山灰層	?	田名部累層堆積後 火山灰層堆積前	3
火山灰層	西または北西に低下	同 上	4
火山灰層 砂礫層	北西に低下	同 上	4

され、大局的には北北東—南南西方向の軸をもつ大単位の背斜状隆起が行なわれたものと考えられる。

図幅地域北西部に発達する低い2段の台地面はともに田名部累層の削剝面にあたっているが、火山灰層以外に堆積物は認められない。しかしすでに述べたように尻屋崎図幅地域の海岸では段丘堆積物とみなされる砂礫層がある²³⁾。これらの台地面の形成期は田名部累層堆積後、火山灰層堆積前である。このように図幅地域内の台地面上に堆積物が存在しないことは、田名部累層堆積後この地域がほとんど水中に没することなく、逐次隆起を続けたことを意味するものであろう。

図幅地域南西部の近川付近に発達する段丘には厚さ最大3mの堆積物が存在する。これはおもに礫からなり、粗粒砂、砂礫などの薄層をささむ。礫は普通径10cm以下で、円礫～亜円礫状を呈する。上位は褐色火山灰で覆われる。近川付近の海岸では、田名部累層を欠いて、砂子又累層の上に直接段丘堆積物がのっている。この段丘の形成時期は、台地面の形成期とは≠同時で、田名部累層堆積後、火山灰層堆積前である。これは東方山地の一連の隆起に関連して形成されたものであり、その堆積地は田名部累層の堆積地よりも西側に移行している。

東海岸の南端部には、南隣陸奥横浜図幅地域の泊付近から連続する段丘が認められる。堆積物は厚さ1m以上の礫層からなり、火山灰層で覆われている。形成期は田名部累層堆積後、火山灰層堆積前である。その形成機構については、本図幅地域では明らかでない。

地質図には省略したが、田名部川の上流部の両岸には比高約 5 m の河岸段丘の堆積物が認められる。堆積物の厚さは最大約 1.5 m で、下部には硬質頁岩・粘板岩などの礫が多く、上部は灰白色粘土からなっている。

II. 4. 3 火山灰層

火山灰層は新第三系および田名部累層を覆って広く分布する。しかし、山稜部および山腹斜面では削剥されていることが多い。田名部累層との関係は露頭では一見整合的であるが、広域的にみると、田名部累層の削剥面および段丘堆積物を覆っており、かなりの時間的間隙があったようである。

全般に一樣な褐色火山灰およびその風化物からなるが、ところによっては最下部に砂礫を混じえることがあり、また 2 次的堆積物と思われることもある。火山灰には石英粒・火山ガラスなどが含まれている。火山灰層の上部には厚さ 20～40 cm の 2 帯の黒色腐植土が認められる。また小田野沢付近では火山灰層中に鶯色を呈する細砂層および黄灰色粘土の薄層をはさむところがある。火山灰の厚さは普通 1～3 m であるが(第 13, 14 図参照)、北部では試錐資料²⁰⁾によれば最大 5 m に達する。

II. 4. 4 崖錐堆積物

崖錐堆積物は標高 200～300 m の山地の東側山麓部に発達する。北部の片崎山山麓部の崖錐堆積物は尻屋層を構成する古期岩塊からなり、南部の一切山山麓部のものは主として泊累層の火砕岩塊からなる。南部の崖錐堆積物には古期のものと新期のものがある^{註 13)}。古期のものは小老部川(こいべ)の河口付近の露頭で認められるが、褐色火山灰層の下に安山岩塊からなる角礫層があり、その間に粗悪泥炭層をはさむ腐植質粘土層がはさまれている。新期のものは南北両地域とも山裾部に堆積しており、火山灰層・田名部累層を被覆している。山地の斜面に近接する田名部累層には崖錐性堆積物は認められないので、現在みられるような急斜面が形成されたのは、田名部累層堆積後であり、崖錐堆積物はその時期の産物であろう。

註 13) 郷原保真¹⁸⁾も新旧の崖錐堆積物の存在を認めている。

II. 4. 5 沖 積 層

低地堆積物

石持―目名―最花を結ぶ線から北西の地域には、草地と湿地が発達している。この湿地には厚さ 230～240 cm の泥炭層が発達しており、目名泥炭地¹³⁾とよばれる。この泥炭層の下位には厚さ約 30 cm の灰色有機質粘土層があり、さらにその下位には灰色～青灰色の埴土ないし礫まじりの砂壤土または砂土がある。この層準からは多数の貝化石が産したといわれている¹³⁾。これより以下の状態は不明で、低地堆積物の厚さはわからない。この泥炭層の最上部層（地表下 5 m）のおもな花粉および胞子は次のとおりである¹⁵⁾。

Alnus sp.

Salix sp.

Larix sp.

Quercus sp.

Fagus sp.

Juglans sp.

Cryptomeria sp.

Ilex sp.

Liliaceae

Compositae

Polypodiaceae

Equisetum sp.

Sphagnum sp.

Fungi

西隣大湊函幅地域内の田名部町南方にも同様の泥炭地があり、金曲泥炭地とよばれている。最花部落の北、青平川に面した台地上には貝塚があり、

Ostrea gigas THUNBERG

Paphia philippinarum (ADAMS et REEVE)

Meretrix meretrix (LINNÉ)

Arca subcrenata LISCHKE

Rapana thomasiana CROSSE

Polynices didyma (BOLTEN)

Mya japonica A. ADAMS

Corbicula nipponensis PILSBRY

などの貝類遺骸のほか、*Zalophus* (アシカ)、*Cerrus?* sp.(鹿科?)の獣骨片数個の産出が知られている²⁾³⁾。またこれらとともに、縄紋中期末～後期初頭にあたる土器も産するといわれている。桑野幸夫¹¹⁾は大湊幅地域内の、最花台地の西縁部(赤坂)に褐色火山灰層を覆う砂丘砂層の存在を報告している。この砂丘砂層の基底高度は約15mである。これらのことを総合すると、ごく最近まで現在の低地を海水が覆っていたことが予想される。泥炭層はこの海水が退いた後の堆積物であろう。この泥炭層堆積前の海水域は、後に述べるように、西方へ移行する海岸線の一時期を示すものと思われる。

海浜堆積物

東西両海岸には砂丘が発達している。陸奥湾岸のものはほとんど砂丘地形を示さず、幅も狭い。一部段丘堆積物や田名部累層を覆っている。太平洋岸のものは陸奥湾岸のものに較べて分布が広く、幅も広い。田名部累層を内陸部深く覆っている。砂丘砂の構成鉱物は、大沼付近では紫蘇輝石がもっとも多く、他に斜長石・磁鉄鉱・普通輝石が含まれており、石英はあまり多くない¹⁹⁾。大屋・市瀬¹⁹⁾はこの地域の砂丘の形成期を4期にわけ、大沼―左京沼間では第2期、第3期の砂丘を覆って第4期の砂丘が大規模に発達しているという。またすでに述べたように桑野は最花西方の台地の西縁部に褐色火山灰層を覆う砂丘砂層を認めている。これはその分布位置、腐植層の発達状態などから最古期(大屋・市瀬の第1期)のものともみなされる。おそらく泥炭層形成前の海岸線付近に発達した堆積物であろう。

河川堆積物

北西部地域では、大小の河川の堆積物が低平な谷底を埋積して、河岸に平地を形成している。堆積物は厚さ0～3mくらいで、支流では砂・礫・粘土からなるが、本流では粘土および砂が多い。田名部川では、蒲野沢付近から上流では川底に基盤があら

われることが多いが、下流では側刻による以外にはほとんど基盤があらわれず、低地堆積物あるいは河川堆積物の上を流れる。したがって、下流部では堆積物の状態は明らかでない。その他の地域では著しい河川堆積物はみうけられない。

II. 5 地質構造および構造運動

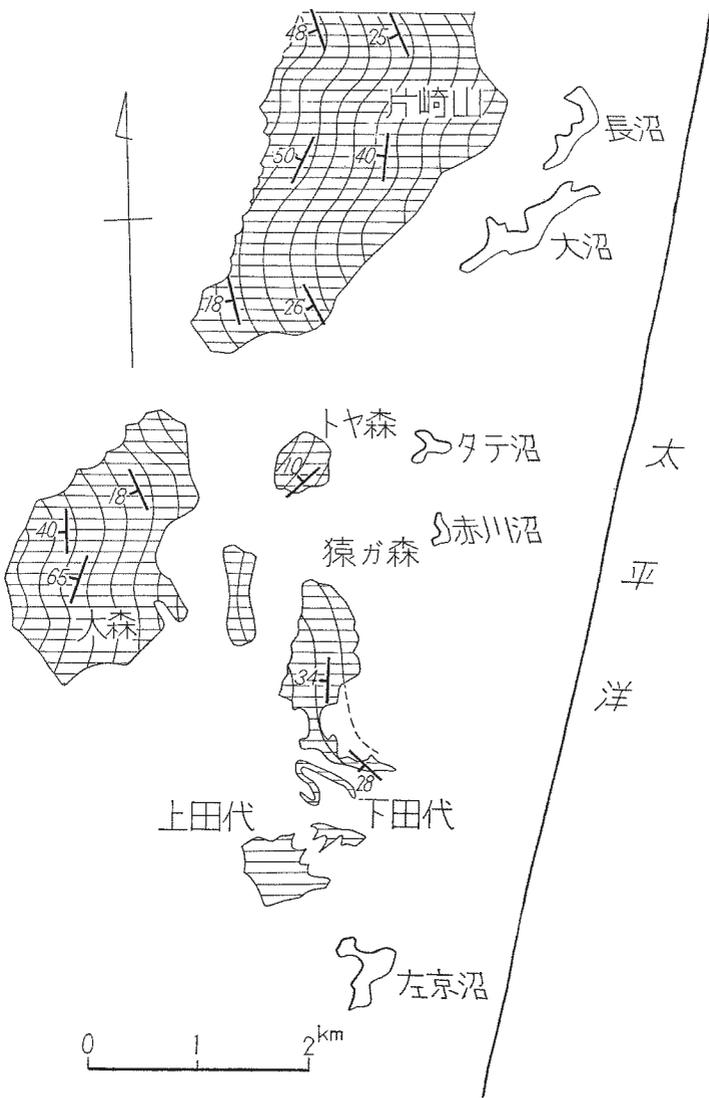
図幅地域の地質構造は、その構造形態から北部地区と南部地区とに大別することができる。北部地区では西側から 1) 蒲野沢累層を核とするドーム状構造、2) 砂子又付近を北北東—南南西によぎる向斜構造、3) その東側にこれと平行して走る背斜構造および基盤地塊、4) 上田代付近を中心として南東に開く半向心状構造とが配列している。これに対して南部地区では、泊累層から砂子又累層までの地層が西に傾いた単斜構造を形成している。すなわち、北部地区では各累層ごとに特有の構造的特徴をもち、より後期の構造運動によって下位層ほど構造が複雑化しているが、南部地区では下位層から上位層まで一連の構造形態を示しており、南北両地区の構造差はきわめて著しい。このような関係から、以下各累層ごとに地質構造と構造運動の性格について述べる。

尻屋層

尻屋層は局部的には過褶曲や撓曲構造を示すが、大局的には北北東—南南西の走向をもち、西に 30～40° 傾斜する単斜構造をなしている。しかし第 17 図に示すように、この単斜構造も微細にみると比較的規則正しい波曲構造を示している。片崎山付近では尻屋層が削剝されて高位平坦面が形成されている。この平坦面の形成期は田名部累層の堆積期よりも古いので、田名部累層の堆積期には、尻屋層はほゞ現在の地質構造の形態をなしていたものとみなされる。また尻屋層の一般走向は砂子又累層の一般走向と平行しており、後に述べるように砂子又累層の堆積過程には西に傾く基盤の傾動があったものと推定されるので、砂子又累層の堆積以前には尻屋層の構造は現在みられるよりも緩傾斜で西に傾き、波曲構造はより強調されて、南北性よりもむしろ東西性の褶曲軸があらわれていたものと考えられる。

蒲野沢累層

蒲野沢累層は北北東—南南西の軸をもつ 1 背斜構造を示している。背斜軸は南では



第17図 尻屋層の波曲構造

急に沈下するが、北ではいくつかに分岐し、緩やかな波曲構造を示している。軸の東側では地層は東に行くにつれて傾斜度を増し、一部は逆転構造を示して、東端は衝上性逆断層によって断たれている。西翼部は東翼部に較べて緩傾斜であるが、場所によっては傾斜度が変化する。分布地域の南端部では上位の砂子又累層とともに逆断層によって巻きこまれ、低角度の逆転構造を示している。このような蒲野沢累層の構造は、その岩相変化の状態と必ずしも対応しない。すなわち蒲野沢累層の岩相は南北方向に著しく側方変化し、東西方向の変化は顕著でない。したがって、本累層の堆積と、背斜構造の形成とは、直接的な関連がないものと思われる。蒲野沢累層の構造は、さらに上位の砂子又累層によって構成されるドーム構造によってより強調されたものであるが、両者の構造的関係は大局的に不調和であって、構造的にも両累層の不整合関係をよみとることができる。

泊 累 層

すでに述べたように、泊累層は北部と南部とで構造がくいちがっている。すなわち、北部は南東に開いた半向心状構造を示し(第4図参照)、南部は西に傾いた単斜構造を示している。この両地域の構造的不調和は断層によって断たれることなく、北部で分布地域の西側を南北に走り、中部で分布地域を斜めによぎり、南部で分布地域の東端を南北に走るS字状の背斜構造によって互に接続している。前述のように、泊累層の層相は南北に著しく変化しているので、その基底面はほゞ東西方向に近い軸をもち、南に下降する撓曲構造を示しているものと考えられる。したがって、これが堆積に関連する1次の構造であり、現在みられるS字状の構造はその後に生じた2次の構造とみなされる。

半向心状構造区における泊累層の走向・傾斜は堆積過程における乱堆積の影響もあって乱れがちである。したがってこの構造はきわめて不規則であり、地質図からも明瞭な向斜構造を認めることは困難である。また第4図に示したように、この構造は堆積に関連する1次の構造となんらの関連性ももたない。このような関係から半向心状構造は北部の基盤地域の隆起、西部のドーム状隆起、南部の傾動的隆起という3つの異なった運動に制約されて複次的に形成されたものと推定される。

南部地域にみられる単斜構造は、南端部では北北東-南南西の走向で西に傾斜するが、北上するにしたがって走向は北西に向きを変える。この走向変化は層厚変化にも

とづく1次の構造が、2次の傾動によって変位させられた結果生じたものである。単斜構造は詳しくみると、場所によって傾斜度が変化し、緩やかな波曲構造を示しており、この影響は上位の砂子又累層にも及んでいる。単斜構造の東端では、小田野沢付近に分布する泊累層中の泥岩が北東-南西の走向で南東に約40°傾斜している傾向からみて、東縁山稜付近を背斜軸として、東側に傾斜していることが推定される。したがってこの背斜は西翼が東翼に較べて緩傾斜する非対称構造を示し、軸面は東に倒れて西に傾き、軸は南方に沈下している。

この背斜軸の延長は北部で半向心状構造の西側に求められる。こゝでは背斜はさらにその西側の砂子又累層中にみられる向斜と対応しており、背斜軸は北北東-南南西方向をとり、北北東では基盤地塊の中に消滅している。この背斜の西翼は東翼に較べて急傾斜を示し、南部地域の背斜構造とは軸面の傾斜が反対方向となっている。北部の背斜と南部の背斜とはそれぞれ別個の構造運動によって生長したものであり、両者はその中間部にみられる北西-南東方向の背斜軸に連続して、みかけ上曲折した一本の背斜構造となっている。

砂子又累層

砂子又累層は下北半島北東部地域全体を通じてみれば、北北東-南南西の走向をもち、西に傾斜する単斜構造を示し、分布の東限は直線状をなして他累層と接している。しかし図幅地域内では、北部はドーム状構造およびその東側の向斜構造、南部は泊累層と一連の単斜構造を示していて、南北両域に構造差がよみとられる。そしてこの構造の相違に関連して、両地域で砂子又累層の岩相が異なっている。

北部にみられるドーム状構造は、蒲野沢累層にみられる背斜構造と異なり、両翼部の閉じた完全ドーム構造を示す。その西翼部は緩傾斜であるが、東翼部は蒲野沢累層との境をなす衝上性逆断層によって断たれている。ドーム状構造の東側に発達する向斜構造は、北北東-南南西の方向をとり、南北にはあまり伸びない。これはドーム状隆起部と基盤地塊とはにさまれた狭長な沈降帯であって、おそらくドーム状隆起に対応して形成されたものであろう。向斜部における砂子又累層は、走向に平行する数本の断層によって断たれて擾乱している。向斜構造は北では軸部が浮き上って消滅しており、南では次第に過褶曲となり、青平川上流では低角度の衝上断層によって変形されている、さらにその南では急に緩傾斜地域となり、衝上断層は消滅している。

南部地域にみられる単斜構造は、泊累層とともに一構造単位をなしており、場所によって傾斜度の変化がみられ、緩やかな波曲構造を呈する。泊累層と砂子又累層との境界部では地層はほとんど直立または逆転しているが、これは波曲構造のもっとも顕著なあらわれで、地質断面図に示すように軸面が東に傾斜した緩い背斜と向斜とが複合した構造を形成している。

田名部累層

田名部累層の構造には新第三系にみられた南北両域の構造差がほとんど認められなくなり、さらに単純化された構造、すなわち東側の地域では東に、西側の地域では西に緩傾斜する構造が認められる。**東側の地域**では基盤をなす尻屋層および泊累層と著しい斜交関係を示している。田名部累層堆積時に発達する層内断層はいずれも南東または北東の落ちをもつ階段状正断層であり、また田名部累層堆積後の小断層もほぼ同方向の落ちをもっている。すなわち東側では田名部累層堆積時から堆積後にかけて、断続的に東側が落下する運動（西側が隆起する運動）が行なわれていたことがわかる。このようにして生じた田名部累層基底の平均傾斜度は約 4° である。一方**西側の地域**では、田名部累層の構造と砂子又累層の構造とは平行的であり、田名部累層の基底面はわずかに西に傾斜していて、小規模な基盤の起伏はあったにしても、大局的には東方山地が隆起する運動によって現在の構造となったものと考えられる。したがって、田名部累層の堆積中および堆積後の運動は、現在みられる半島の中軸部が背斜状に隆起するという単一の運動であることがわかる。これに対応する運動はおそらく田名部低地帯の沈降であろう。北隣尻屋崎図幅地域内では田名部累層の分布は海岸線に沿って東西に拡がり、本図幅地域の東西両域の田名部累層はこの地域で連続している。したがってこの大単位の背斜構造の中軸は北方で北に沈下しているものとみなされる。台地状平坦面および段丘面の形成は、この背斜状隆起が田名部累層堆積後にも継続したことを示すものである。

構造運動の特性

以上述べたことから明らかなように、地質構造の位置的な相違、時代的な相違は、堆積時における基盤運動と堆積後における構造運動とが相互に関連をもちながら発展したために生じたものである。基盤運動は泊累層堆積時まではほぼ東西性の軸をもち、北部が隆起し、南部が沈降するという運動が顕著であり、砂子又累層堆積時には、一

部ではこの運動の影響をうけながらも、全体としては北北東—南南西の軸をもち、東部が隆起し西部が沈降するという傾動運動が支配的となり、田名部累層堆積時には現在の半島の中軸部が隆起する、波長の大きい背斜状の運動形態をとるにいたったことがわかる。本地質図幅地域における南北両地域の地質構造の相違をもたらした主因は、この泊累層堆積時と砂子又累層堆積時における基盤運動の性格の転換にあったと考えられる。

III. 応用地質

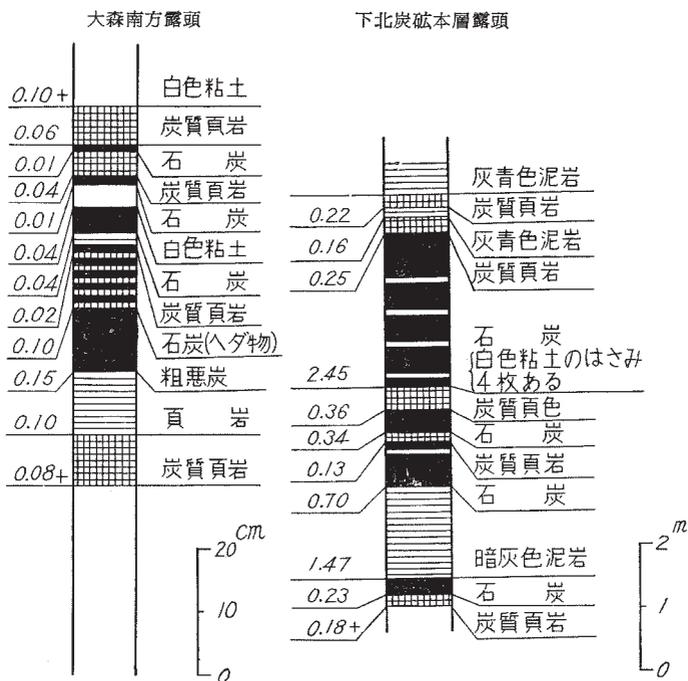
III. 1 石炭

猿ガ森周辺・大森・高折森・大作沢中流付近には泊累層中の炭層が認められる。猿ガ森付近の石炭はかつて下北炭砒で稼行されたことがあるが、廃山のため現在では採掘されていない。石炭はいずれも褐炭で、炭層には夾みが多く、膨縮して連続性に乏しい。産出層準はいずれも泊累層の下部である。

下北炭砒周辺においては泊累層の基底から10～20 m上の層準をはさむ泥岩帯が認められる。炭層はこの泥岩帯およびそれより上位の層準に5～6枚あり、そのうち主要なものは下から本層・中層・上層とよばれる。本層は基盤から10～15 m上にあり、厚さ約3.5 m、1～5 cmの白色粘土質の夾みが4～5枚ある。上盤は一般に灰青色泥岩である。これより上14～34 mに中層(厚さ2～3 m)があり、厚さ1～2 cmの白色粘土質砂の夾みを2～4枚はさむ。上下盤とも黄白色泥岩であることが多い。中層から1～5 m上に、厚さ1～3 mの上層がある。白色砂の夾みが多く、上盤は一般に泥岩、下盤は砂岩である。

他の地域にみられる石炭は、いずれもその分布が断片的で、局部的堆積によるものと思われる。

下北炭砒は明治40年頃から開発が行なわれ、昭和18年東北鉱業株式会社によって本格的採炭が行なわれたが昭和24年頃休山して現在に至っている。主要稼行炭層は本層である。



第18図 炭柱図

III. 2 砂 鉄

図幅地域内には小規模に砂鉄鉱床が発達している。そのおもな地域は野牛西方・蒲野沢北方・小田野沢周辺地域で、いずれも田名部累層中に賦存している。このうち野牛西方地域のは比較的その発達が顕著で、砂鉄の露頭は北隣尻屋崎図幅地域にも連続している。砂鉄層の厚さは3~6 mで、砂鉄の構成鉱物は磁鉄鉱・赤鉄鉱・チタン鉄鉱からなり、チタン鉄鉱は量的に少ない²⁰⁾。また二枚橋付近では地下約6~10 mの間に厚さ1~1.5 mの砂鉄層が2枚存在することが知られている。いずれも田名部累層中のもので、Fe 30%以下、TiO₂ 10%以下である⁷⁾。現在これらの砂鉄鉱床開

発のため、各方面から予備調査が行なわれている。

III. 3 鈹 泉

砂子又の北方字新田に冷泉の湧出が認められる。蒲野沢累層中の泥岩から湧出しており、微鹹酸味を有し、弱酸性反応がある。温度は摂氏約9°で、現在では浴用としても利用されていない。

文 献

- 1) 佐藤伝蔵：20万分の1地質図幅「尻屋崎」，同説明書，地質調査所，1909
- 2) 大塚弥之助：青森県下北郡最花の貝塚(雑)，地質学雑誌，Vol. 43, No. 511, pp. 252～253, 1936
- 3) 高井冬二：青森県下北郡田名部町最花貝塚出土獣骨(雑)，Vol.43, No. 517, pp. 805～806, 1936
- 4) Otsuka, Y : Mollusca from the Cainozoic System of Eastern Aomori Prefecture, Japan, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 46, No. 545, pp. 23～31, 1939
- 5) Hatai, K. : Cenozoic Mollusca from Aomori Prefecture, Japan, Jour. Conchyl, Vol. 90, pp. 128～136, 1950
- 6) 岩井淳一：青森県東部の更新統，東北大学地質古生物研究邦文報告，No.40, 1951
- 7) 竹内常彦・南部松夫：青森県下北地区の砂鉄鈹床，東北のチタン砂鉄鈹床，東北地方含チタン砂鉄調査委員会，1953
- 8) 半沢正四郎：東北地方，日本地方地質誌，朝倉書店，1954
- 9) 青森県：青森県の地下資源，pp. 114～118, 1954
- 10) 棚井敏雅：本邦炭田産の第三紀化石植物図説，1. 初期および中期中新世植物群，地質調査所報告，No. 163, P. 9, 1955
- 11) 桑野幸夫：田名部周辺の第四系・下北半島北部の第四系第1報，資源科学研究所彙報，No. 40, 1956
- 12) 大屋雅彦・市瀬由自：下北半島北東部の海岸地形，資源科学研究所彙報，No. 40, p. 19, 1956
- 13) 松井健・坂口豊：田名部低地帯の泥炭土の発達史・断面形態および二、三

- の物理的性質・下北半島土壤型第1報, 資源科学研究所彙報,
No. 40, 1956
- 14) 亘理俊次: 砂子又の珪化木(予報), 資源科学研究所彙報, No.43 ~ 44, pp
25 ~ 28, 1957
 - 15) 徳永重元: 下北半島北部目名および金曲泥炭層の花粉分析, 資源科学研究所
彙報, No. 43, 44, 1957
 - 16) 岩井淳一・他2名: 下北半島田名部町東方地区の地質, 青森県の地質について
III, 青森県水産商工部商工課, 1958
 - 17) 桑野幸夫: 下北半島北東部の地質, 資源科学研究所彙報, No. 46, 47, 1958
 - 18) 左京沼研究グループ: 左京沼の湖沼学的研究(予報), 資源科学研究所彙報,
No. 46, 47, 1958
 - 19) 大屋雅彦・市瀬由自: 下北半島の海岸砂丘, 資源科学研究所彙報, No.46, 47,
1958
 - 20) 丸山修司・伊藤吉助: 青森県野牛地区砂鉄資源調査報告, 未利用鉄資源第5輯,
pp. 40 ~ 44, 1958
 - 21) 小貫義男: 青森県尻屋より六射珊瑚の発見(短報), 地質学雑誌, Vol.65,
No. 763, 1959
 - 22) 青木滋・桑野幸夫: 下北半島の新第三紀貝化石群(概報), 資源科学研究所
彙報, No. 50, 1959
 - 23) 対馬坤六: 5万分の1地質図幅「尻屋崎」, 同説明書, 地質調査所, 未刊

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000



CHIKAGAWA

Aomori, No. 9

By

ISAO IMAI

(Written in 1959)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area is situated in the northeastern part of the Shimokita peninsula, the northern end of Honshū Island. The strata exposed are the Pre-Tertiary, Neogene Tertiary and Quaternary sediments, and the geologic succession is summarized in Table 1.

PRE-TERTIARY

Shiriyā formation comprising clayslate, sandstone, chert and limestone constitutes the basement for the Neogene Tertiary. Among these rocks, clayslate is predominant. It is black or dark gray in color, and

Table 1

Area	Southern part	Northeastern part	Northwestern part	Remarks
Age				
Quaternary	Alluvial deposits			Dashed line
	Volcanic ash			
Pleistocene	Terrace deposits			Dashed line
	Tanabu formation	Tanabu formation	Tanabu formation	
Pliocene	Sunagomata formation	Sunagomata formation	Sunagomata formation	Dashed line
Neogene	Tomari formation (southern part)	Tomari formation	Dacite	Dashed line
	Gamanosawa formation		Acidic tuff	
	?	?		
Miocene				
Pre-Tertiary		Shiriya formation		

partially phyllitic. The strata have generally NNE-SSW trend, and these strikes vary in wavy form. The formation was once assigned to Paleozoic in age, but recently is considered to be Mesozoic, because of the discovery of so-called "Torinosu" type fossils such as Hexacoralla and Stromatopora.

NEOGENE TERTIARY

Neogene Tertiary is divided into the Gamanosawa, Tomari and Sunagomata formations. The stratigraphic relations among these formations change from place to place.

Gamanosawa formation consists mainly of muddy sediments such as mudstone, siltstone and "hard shale", and the middle part intercalates thin layers of fine-grained white tuff. Molluscan fossils are generally poor, but *Makiyama chitanii* is found at many localities. This formation has an anticlinal structure pitching southwards. The thickness is more than 800 m. The age is middle or late Miocene.

Tomari formation is exposed in the eastern half of this area, and covers unconformably the Shiriya formation in the northern part. The lithologic facies change laterally as well as vertically from north to south. This formation in the northern part is composed of non-marine clastic sediments which intercalate several coal seams, and contain many plant fossils. The thickness of this part is about 50~200 m. The formation in the middle part comprises alternation of sandstone and mudstone showing brackish or shallow sea sedimentary facies. Interformational disturbance is found in the strata abundantly. This part is about 300~700 m thick. On the contrary, the formation in the southern part is composed of dominant andesitic pyroclastics, tuffaceous sandstone and mudstone. These rocks contain marine molluscan fossils such as *Patinopecten kimurai* etc. The thickness of this part attains to 1,600 m at least. The lower horizon of the Tomari formation corresponds perhaps to the Gamanosawa formation by reason of resemblance of rock features.

Sunagomata formation occurs in the western half of this area, and covers the Tomari formation conformably in the southern part, and unconformably the Shiriya, Gamanosawa and Tomari formations in the northern part. The rocks in the southern part consist mainly of sandstone, while those in the northern part are of dacitic pumice tuff and tuffaceous sandstone. The stratigraphic relation of these two parts is

laterally transitional. The upper part in both parts is abundant in the marine molluscan fossils, so-called "Omma-Manganji" fauna. Accordingly this formation is Pliocene in age.

QUATERNARY

Tanabu formation lies unconformably on the Neogene Tertiary and Pre-Tertiary rocks. The sedimentary basin of this formation is parted into the eastern part and western part in this sheet-map area. The formation is composed of sandstone, mudstone, clay, gravel and alternation of sand and mud. The lower part shows non-marine or brackish sedimentary facies, and these rock facies are variable. On the other hand, in the upper part, massive sandstone is predominant, and contains iron sand at several places. The maximum thickness of this part in the western area is 120 m, but about 10 m in the eastern part.

昭和 36 年 3 月 9 日 印 刷

昭和 36 年 3 月 15 日 発 行

工業技術院
地質調査所

著作権所有

印刷者 河 野 秀 衛

印刷所 株式会社国際印刷

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

CHIKAGAWA

(Aomori-9)

By

ISAO IMAI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

1961