

7. 仙臺近傍最近地質時代の 地盤運動に就て*

東北帝國大學理學部 田山利三郎

(昭和八年二月二十一日發表 —— 昭和八年六月二十日受理)

仙臺近傍には 300 m. より 100 m. に階段状に山地より海岸に向つて低下する砂礫層で被覆せる廣大なる臺地面あり。この砂礫層に對し青葉山礫層なる名稱が與へられ、これが¹⁾矢部教授の所謂長町利府線に沿ふて撓曲をしてゐるものと從來考へられてゐた。然るに最近、臺地を被覆する砂礫層に上下の二層が區別されるに至り何れの礫層までが撓曲してゐるものかに疑問を生ずるに至つた。最近この近傍を精査された²⁾尾崎博學士は上部礫層に對し青葉山段丘砂礫粘土層、下部礫層に對し大年寺礫層なる名稱を與へ撓曲する礫層は後者であると記載されてゐる。尙ほ大年寺礫層はその下位に小不整合で来る大年寺介層と共に Pliocene の最上部を代表するものとされた。併し從來は青葉山礫層と大年寺介層との間に大不整合を想定しこれを以つて Pliopleistocene の境界として來たのである。この青葉山礫層と大年寺礫層との關係及びその地質時代に就ては尙ほ研究、調査の必要あるかと思ふ。此等に關する論述は他日に譲り唯此處では、最近地質時代とは尾崎氏の大年寺礫層の堆積後のことであることを記すれば足りるのである。尙ほ尾崎氏による仙臺近傍の層序を次表に掲げておいた。

仙臺近傍に於ける最近の地盤運動は三つの型式を取つてゐる。即ち撓曲運動、拗曲運動、斷層運動である。又運動の軸線の方向より大體南北性と東西性との二つに分けられ、前者は現在の海岸線の方向と略々一致し、後者はこれに略々直交するものである。

* 矢部所員紹介

- 1) H. YABE, "Excursion to Matsushima and Sendai," Geological Guide. (Guide-Book, Excursion C-3, published by the Pan-Pacific Science Congress, 1926, Japan).
2) 尾崎博 仙臺附近新生代地史 (東北帝國大學理學部地質學古生物學教室卒業論文) 昭和七年。

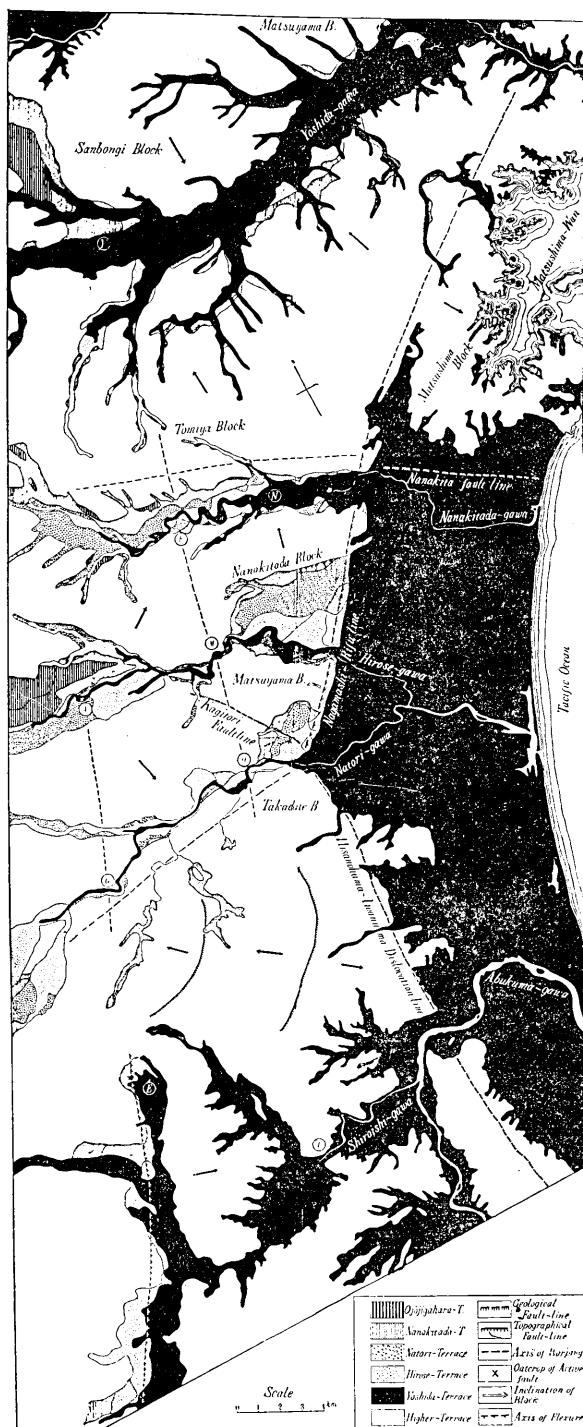
層序（尾崎博氏に據る）

第 四 系	沖積 統	宮城野原及仙臺下町段丘砂礫層 (=吉田段丘)	^m 10+	
		仙臺中町及上町段丘砂礫層 (=廣瀬, 名取段丘)	5	
新 系	洪 積 統	臺の原段丘砂礫層 (=七北田段丘)	6	
		青葉山段丘砂礫粘土層	上部: 粘土層 下部: 砂礫層	
第 三 系	鮮 新 統	上部埋木層	大年寺礫層 大年寺介層 夾炭層	
		中部埋木層	廣瀬川凝灰岩 夾炭層	
新 系	中 新 統	龍の口介化石層	49	
		下部埋木層 (三瀧玄武岩の一部と同時)	25	
新 系	中 新 統	三瀧安山岩質玄武岩	15+	
		佐保山凝灰岩砂岩層	最上部: 砂質凝灰岩 上部: 海成層 中部: 白色塊狀凝灰岩 下部: 火山砂礫(茂庭含介砂岩)	
名取川安山岩及鹽釜集塊岩				
利府三疊紀頁岩及貫入花崗岩類				

(A) 撓曲運動 (Flexure)

前述の如く大年寺礫層は大年寺山麓廣瀬川河岸に於て見事なる撓曲を示すことは夙に知られ宮城野撓曲なる名稱が與へられてゐる。而して宮城野撓曲はその北方と南方との延長では断層に移化するものと考へられてゐる。從來は青葉山礫層が撓曲してゐるが故に向山(八木山)より大年寺山に連る臺地面がその末端に於て撓曲してゐるものと考へられてゐたのである。即ち大年寺山の東側斜面(崖高 100 m.)は段丘崖で

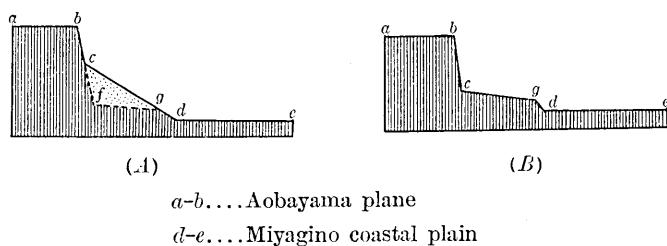
も断層崖でもないとされてゐたのである。併し注意してこの斜面を見るときは段丘崖ではないかとの疑が濃厚になるのである。大年寺山より三神峯に續く丘陵の東斜面は多くは第2圖(A)に於ける如き断面を示し宮城野海岸平野との間に崖錐(Talus)状の緩斜面cdを見るのであるが又數個所に於ては(B)に示すが如き段丘状の断面を作るのである。而して何れの場合でも面を被覆するのは土壌と砂礫である。これを如何に解釋するかにより段丘の存否が決定されるのであり筆者は(B)断面のeg面は段丘面であり(A)断面のfg面も亦段丘面であり唯egfの崖錐堆積物により埋積されたのみと解釋するものである。而して又この段丘面の連續はこの斜面を横断する各谷に容易に追跡することが出来るのである。要するに大年寺東側の急斜面は單なる撓曲の面でなく段丘作用をうけた撓曲面である。



第 1 圖

と見たいのである。次にこの撓曲運動の永続性に就て考察を進めよう。

筆者は仙臺近傍を流走する吉田川（鳴瀬川の一支流）七北田川、廣瀬川、名取川、白石川（阿武隈川の一支流）の³⁾河岸段丘の發達、分布の状態を比較研究しつゝあつた



第 2 圖

がその結果が宮城野撓曲運動の永続性を立證することになつたのである。その事に關し簡単に述べて見る（詳しいことは齋藤報恩會の學術研究報告、第十七に述べてある）。

各河川に就て出来るだけ細く段丘を分類し、次に各河川の段丘を對比して五群に分けた。即ち上位より

- I. 王城寺原段丘 M₁
- II. 七北田段丘 M₂
- III. 名取段丘 } PL₁
- IV. 廣瀬段丘 }
- V. 吉田段丘 PL₂

であり更にこれ等を⁴⁾關東地方の M₁, M₂, PL₁, PL₂ の四段丘に對比して見た。對比の方法等は一切割愛する。第 1 圖はこれ等段丘の分布圖である。

仙臺梯形臺地に於ける廣瀬川の河岸段丘を見るに宮城野撓曲線上には高位段丘位置し東西兩側に低位段丘を見る。即ち線上には七北田段丘、名取段丘の上段、廣瀬段丘の上段來り東側には吉田段丘、西側には名取段丘下段、廣瀬段丘下段が来る。同様なる關係は鈎取臺地の名取川河岸段丘に於ても見られ、撓曲線上では七北田段丘と名取

3) 田山利三郎 北上山地の地形學的研究(其一) 河岸段丘、(A) 仙臺近傍の河岸段丘 (齋藤報恩會學術研究報告 第十七 昭和八年四月)

4) 青木廉二郎・田山利三郎 關東構造盆地然にその西邊部の地形地質に就て (齋藤報恩會學術研究會報告 第八 昭和五年)

段丘とが高まり又廣瀬段丘の上段が来る。即ち廣瀬川と名取川に於ては七北田、名取、廣瀬の三段丘は下流に位置するにも拘らず宮城野撓曲線上では高まるのを見るのである。

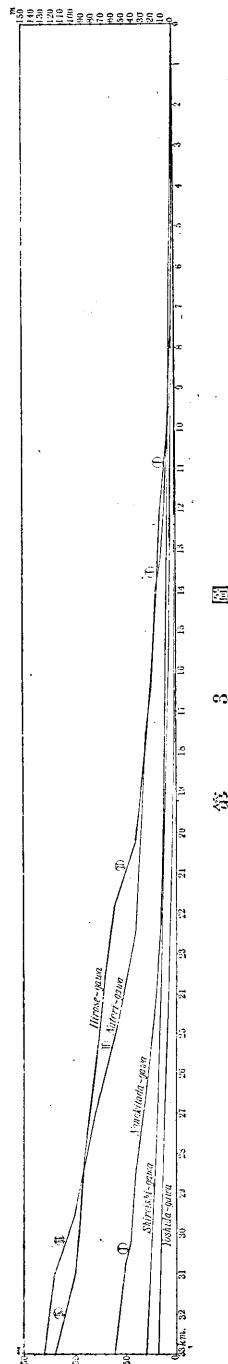
七北田川の渓谷に於ては前記兩河の如く鮮明ではないが尙且つ廣瀬、名取兩段丘がこの撓曲線上に於て高まつてゐるのを見るのである。

以上の事實より宮城野撓曲運動は七北田川、名取川間に於ては廣瀬段丘形成後までもその活動を續けてゐた事は明である。勿論その運動の緩急はあつたであらう。更にこの運動が現在までも繼續してゐると思はれる理由がある。その理由を列舉すれば

1. 七北田川沿岸の最下位段丘（吉田段丘下段）は撓曲線上に於ては幅狭くこれより上流にて急にその幅を増大する事實がある。即ち撓曲線上にて深い峡谷を作る形である。
2. 廣瀬川と名取川との河谷の縦断面（第3圖参照）を見るに撓曲線上にて傾斜の急遷點を見る。高さから言へば廣瀬川では 10 m. と 15 m. の間に、名取川では 15 m. と 20 m. の間に急傾斜を見るのである。
3. 東北本線が仙臺市の連坊小路と成田町間に於て宮城野撓曲線上を横斷するがこの場所は仙臺近傍に於て最も線路に故障を生じ再三修理を必要とする場所である。而してこの場所は基盤（龍の口介化石層）が露出し他の場所（礫層上にあり）より線路が安定なるべくに拘らず反対に最も不安定であるとの注意すべき事實がある。

以上の事實は宮城野撓曲線が吉田段丘形成後は勿論の事現在も尙且つその活動力を失はないことを物語るものであらう。即ち筆者は宮城野撓曲は「活撓曲」(Active flexure) なりと稱したいのである。

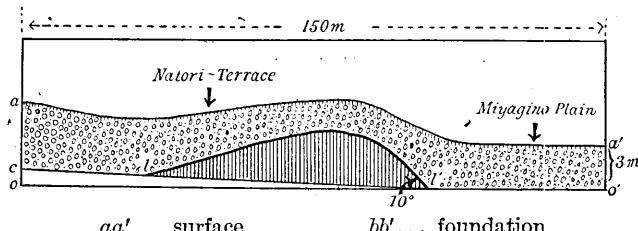
尚撓曲線を横断する断面を仙臺市原町平田橋近傍で見るに第4圖に示す如きものであり基盤の warping の度は地表の



warping の度より大である。同様形式の断面は連坊小路の鐵道切開でも見ることが出来る。唯前者に於ては基盤は中部埋木層であり後者は龍の口介化石層であるのを異にする。

七北田川以北に於てこの宮城野撓曲運動が如何になるかを考察して見よう。先づこれに關係すると思はれる地形上の資料を列舉すれば次の通りである。

1. 撥曲の軸の北方延長線上に蕃ヶ森(210.6 m.)段山(120 m.)白坂山(122.2 m.)の如きこの地方に於ける高峰が位置する。而してこれらの山は東側に急斜面西側に緩斜面を有してゐる。(第 5 圖参照)
2. 松島灣に注ぐ高城川が尋常の流路を取らず上流部は丁字谷をなし、その根本の所を丁度撓曲の軸が通過してゐる。
3. 高城川始め吉田川の支谷(第 5 圖 A, B, C.)の大部分はこの地方では北北東—南南西の方向をとり撓曲軸の方向と一致し而も注意すべきは各谷の西壁は何れも急傾斜であるに對し東壁は何れも緩傾斜である。高城川はその好例である。
4. 高城川の右岸(東岸)にのみ段丘發達し西岸に全々これを缺く。段丘の高度は上流にて 60 m. 下流にて 30 m. 谷底よりの比高略 20 m. である。七北田段



第 4 圖



第 5 圖

丘に屬し砂礫の被覆を見る。この高城川以西には段丘を見るもこれより以東には吉田段丘以外これより高位の段丘を見ない。(第1圖参照)

5. 宮城野撓曲軸の延長線が松島驛の處で高城川の谷を横断するがこの處では高城川が基盤岩を深く刻り下げる。即ち最下位段丘なる吉田段丘を高城川が此處で *intrench* してゐるのを見る。松島灣岸近くにてこれ以外の地には此の如き *intrenched river* を見ることは出來ない。
6. 撓曲軸の延長線が鳴瀬川を横断する處では谷が狭まりこれより上流即ち西方には品井沼の沼澤地を見ることが出来る。
7. 吉田川の一支流、田布施の溪谷(第5圖 A, B, C の下流)の東岸にのみ七北田段丘の發達ありその高距 40-30 m. である。基準面より遠距離にあるに拘らず高城川の七北田段丘(60-30 m.)に比しその高距小である。

以上の諸事實を總合して宮城野撓曲線が少なくも鳴瀬川河谷まで延びて來てゐることは明瞭であると思ふ。唯その撓曲の程度に於て相異し北するに従ひ微弱になるのであると思ふ。撓曲線上に於ける基盤岩の傾斜を見ても廣瀬川河岸にて 30°、名取川河岸にて 10°、平渡戸川河岸にて 10°、七北田川河岸にて 5° であり最大は大年寺山下にありそれより北と南とに次第に緩傾斜になつてゐるのを見るのである。

以上要するに長町一利府線に沿ふ宮城野撓曲運動はその撓曲の程度廣瀬川近傍で最大でありこれより南と北に小になる。而して南は名取川まで北は鳴瀬川までその運動を追跡することが出来る。更にこれより北と南に伸びてゐるか否かは調査不十分で明言出来ない。併し恐らく衰減してゐるであらう。而してこの撓曲運動は大年寺礫層堆積後より今日まで永續してゐるものと思はれる。

仙臺近傍には宮城野撓曲線以外に一個の撓曲線を見る。これは嘗て渡邊萬次郎教授が白山撓曲線なる名稱を與へたものであり、刈田郡圓田村の盆地の西邊を割するものである。この地方は有名な硅藻土の產地であり、硅藻土を含む粘土と砂の薄層理の地層がその上に著しい不整合で砂礫を載せた儘その末端で撓曲してゐるものと見られて來たのである。含硅藻土層は仙臺近傍の上部埋木層に、最上部の砂礫層は大年寺礫層(從來の青葉山礫層)に對比されてゐる。唯仙臺の宮城野撓曲線區域と異なる處は基盤が著しく綻れ或は斷層、或は大褶曲をなし直立する地層も屢々見ることが出来る。併し不思議に硅藻土產出區域に入ると地層は殆ど水平になり末端に於て始めて 10° 前後の傾斜を示す事である。この 10° 前後の撓曲運動は大年寺礫層に對比される礫層の堆

積後であることは明瞭であるがその後も活動を續けてゐたか否かを決定するには未だ地形上の資料が十分で無い。今日まで集め得たものを列舉すれば

1. 圓田盆地(第1圖(E))の西邊即ち白山撓曲線の走る斜面にのみ段丘が見られ東邊には全々これを缺く。
2. この撓曲線の南方延長線は松川と白石川の流路とその方向を一にしてゐる。而して松川、白石川にては七北田段丘と廣瀬一名取段丘とが西岸即ち撓曲軸の走る側にのみ發達し東岸に全くこれを見ない。
3. 撓曲線以東の地塊の周邊には全然七北田、廣瀬一名取段丘を見ない。

以上の貧弱なる資料より白山撓曲運動は前記礫層堆積後より廣瀬段丘形成後まで活動を繼續してゐたものと略々推定出来る。更に今日まで活動力を失はずにゐるか否かは不明である。而してその方向は大體現在の海岸線の方向と一致し、その範囲は圓田盆地より白石盆地に至る間である。

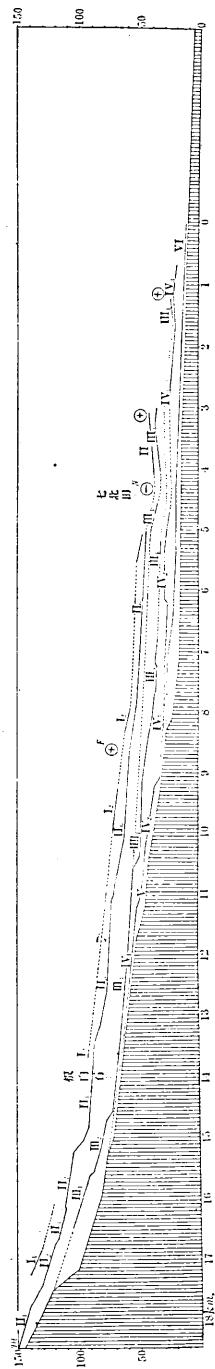
(B) 拗曲運動 (Warping)

仙臺近傍を灌漑する吉田川、七北田川、廣瀬川、名取川、白石川の河岸段丘の水平的並に垂直的分布を比較することにより仙臺近傍の拗曲運動を推知することを得た。

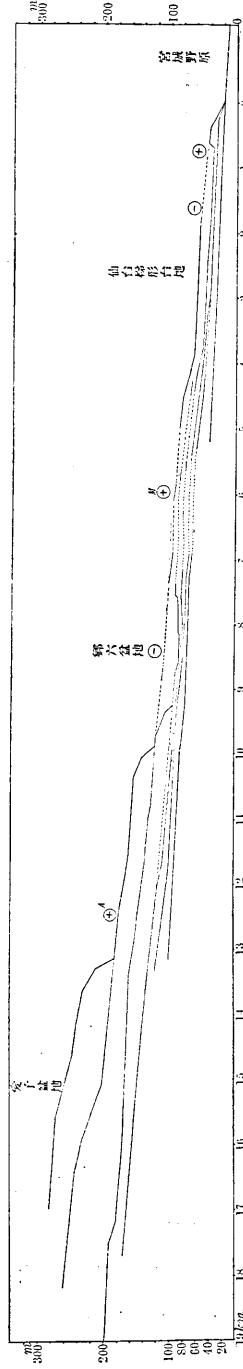
段丘の水平分布を見るに王城寺原、七北田の兩段丘は吉田川本支流にては主として南岸に分布しその他の七北田、廣瀬、名取、白石の四川では主として北岸に分布してゐる。これに對しこれより若い低位の段丘は何れの河川も左右兩岸に略々對稱的に發達してゐるのを見る。即ち以上の事實は王城寺、七北田段丘形成後に七北田川と吉田川との間に(恐らく七北田川に接して)隆起拗曲(Upwarping)の軸が出來たことを物語るものである。而してその方向は宮城野撓曲線に略々直角であり、從來⁵⁾七北田斷層と稱したものとその方向を一にする。

次に段丘の垂直分布を見るに吉田川の河岸段丘は吉岡(第1圖(v))以西では急にその傾斜を増大するがこれより以東では自然に西から東に傾下してゐる。七北田川河岸段丘では(第6圖参照)その斷面を見るに興味を引く多くの事實に相遇する。即ち一般原則よりすれば段丘面は上流より下流に漸下すべきであるに七北田川にては必しも然らず、急激に傾斜を減じ時には逆傾斜を示す場合をも見る。この事實は基盤岩の硬軟の相異、局部的岩屑の堆積等により解釋出来る。併し野外調査の結果はこれを否定

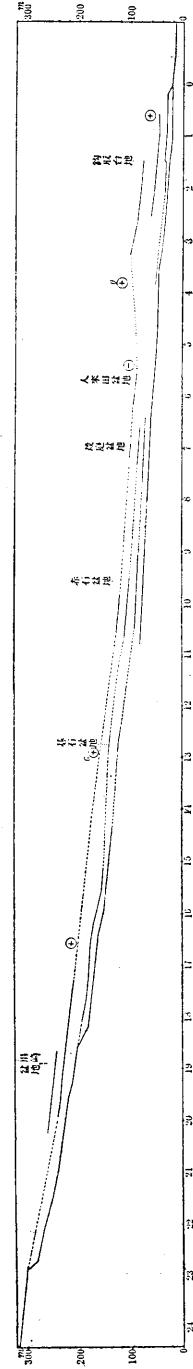
5) loc. cit., 1).



第 6 圖



第 7 圖



第 8 圖

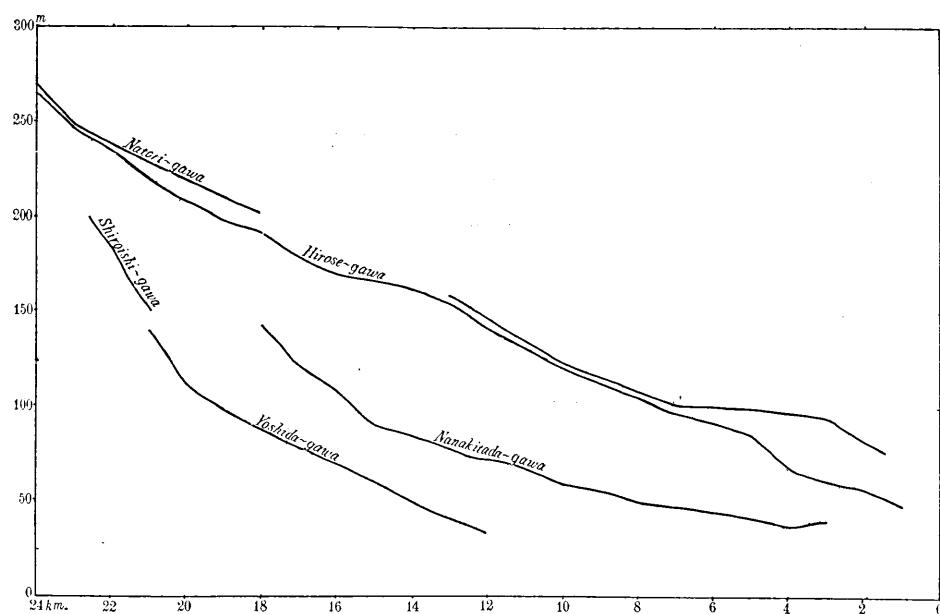
する。従つてこの解釋は河谷を横断する様な隆起拗曲 (Upwarping) (+) と沈下拗曲 (Downwarping) (-) の地盤運動によらなければならぬ。七北田河谷に於ける隆起拗曲は宮城野撓曲線上、堰場近傍、古田近傍 (第1圖 (f)) の三點に見られ沈下拗曲はその著しいものを七北田 (第1圖 (n)) に於て見られ著しからざるものは根の白石の盆地で見ること出来る。

廣瀬川の河谷 (第7圖参照) では隆起拗曲は宮城野撓曲線上と三瀧の峡谷部と愛子盆地 (第1圖 (A)) とに見られ沈下拗曲は宮城野撓曲線の西側と郷六盆地とに見ることが出来る。名取川の河谷 (第8圖参照) では隆起拗曲は宮城野撓曲線上と大澤近傍の峡谷部 (第1圖 (o)) と基石盆地 (第1圖 (G)) と川崎盆地とに見られ沈下拗曲は入來田盆地に於て見ることが出来る。

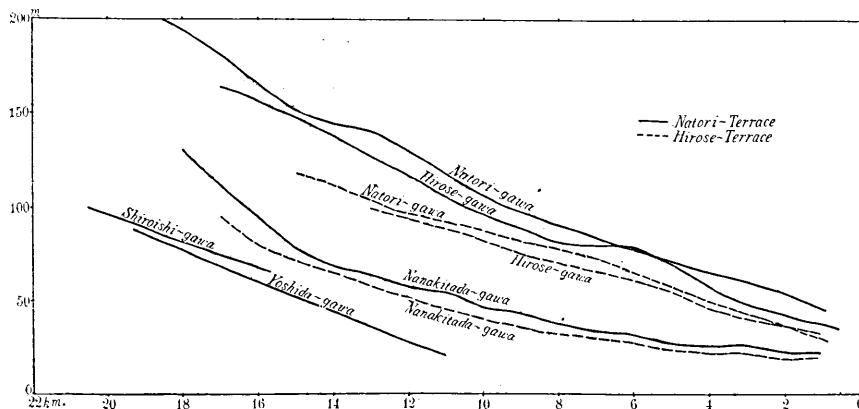
以上を通覧するに各河谷を横断する隆起、沈下兩種拗曲の軸が考へられ、その位置は前者は峡谷區域に後者は盆地區域に多く分布してゐる。但し盆地内に隆起拗曲の軸が位置する場合もある。併しこの時は常に盆地の出口 (下流部) に近く偏在してゐる。又各河谷の拗曲の軸が亂雑に配置してゐるのでなく列をなして配列してゐるのを見る。その好例は宮城野撓曲線に沿ふものであり既に述べた處である。又七北田川の古田、廣瀬川の三瀧、名取川の大澤の隆起拗曲の軸が一直線に配列しその北方延長線は吉田川では吉岡に來りこの線の西方で段丘が急に傾斜を増大することは前記の通りである。恐らくこの拗曲線は實在するものでありこれに對し三瀧拗曲線なる名稱を與へる。三瀧近傍に頻々として山崩れの起る一因子はこの三瀧拗曲運動であると信ずる。この拗曲運動が龍の口介化石層沈積中から起つてゐることが尾崎氏により確められた。愛子盆地の隆起拗曲の軸と基石盆地の軸とが連續するものとすればその南方延長線上に白山撓曲線が来る。併しこれを以つて直ちに兩者を續けることは危険である。沈下拗曲の方を見るに七北田の凹地と仙臺の凹地 (周囲の丘陵に對しては凹地なれど宮城野原に對しては臺地なり) と鈎取の凹地とは一線に配列し宮城野撓曲線と三瀧拗曲線との間に位置する。

河谷を横断又は斜斷する様な拗曲の存否を決定することは比較的容易であるがこれと並行に走る拗曲の決定は⁶⁾東木氏の試みられた段丘の非對稱的配列によるのが最も便利で簡明である。併しこれ以外にも決定の方法がある。筆者は各河川の同一河岸段丘の高距を比較することにより拗曲の存否を決定しようとした。但し此處で各河川の段丘の對比が正確であり同一段丘は同一時代の產出物であるとの假説が要る。

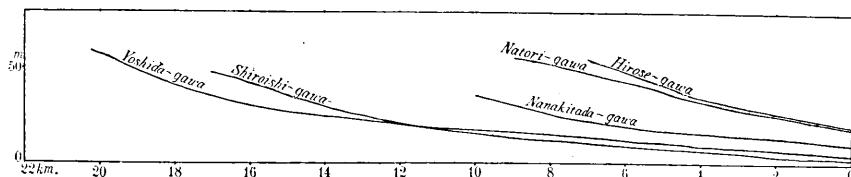
6) 東木龍七 河岸段丘の非對稱的配列 (地理學評論 5 (1929) 及 6 (1930).)



第 9 圖



第 10 圖

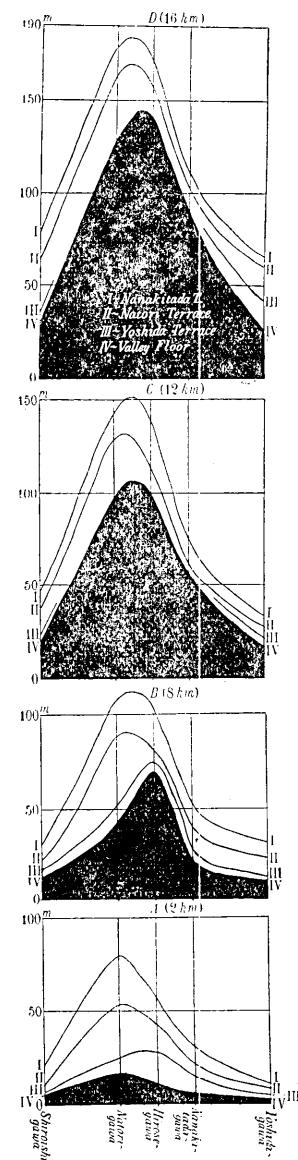


第 11 圖

王城寺原段丘は總ての河川に發達せず而も斷片的である故これを省き、次の七北田段丘を見るに(第9圖参照)高距の大なるものより名取川、廣瀬川、七北田川、白石川、吉田川の順であり、名取川と廣瀬川とは近く又白石川と吉田川も近く、七北田川はこれ等兩群の中間に位置す。名取段丘と廣瀬段丘とに於ても同様の關係を見ることが出来る(第10圖参照)。吉田段丘も亦略同様の關係にある(第11圖参照)。尙ほ第9、10、11圖は縦軸に絶對高度をとり横軸には宮城野海岸平野の内縁及びその延長線よりの距離を取つたものである。第12圖は第9、10、11圖を基礎とし基線より等距離にある各河谷の各段丘と谷床の高距を比較したものであり縦軸には絶對高度、横軸には各河谷間の距離をとつた。但し吉田川と七北田川、名取川と白石川との距離は七北田、廣瀬、名取の三河谷相互の距離の略々二倍である故に二倍とした。以上の四圖を讀むことにより次の事實を知ることが出来る。

1. 七北田、名取、廣瀬(第12圖では略す)の三段丘は上流も下流も同様に最高は名取川にあり、吉田川と白石川に向つて低下してゐる。低下の度は名取川廣瀬川間、七北田川吉田川間に於て緩であり名取川白石川間、廣瀬川七北田間に於て急である。
2. 吉田段丘は上流地方では發達不良であるが下流になるに従ひ良好となりその高度は廣瀬川に最大點あり白石川と吉田川とに向いて低下してゐる。廣瀬川七北田川間に於て急低下をするは注意に値する。
3. 現在の河床は中流では最高點は廣瀬川にあり上流と下流とでは名取川にある。而して吉田川と白石川に低下してゐるのを見る。

以上を概觀するに七北田、名取、廣瀬の三段丘は名取川に於て最大高度を示し吉田段丘と現河床とは名取川又は廣瀬川に最大高度を示し南と北に低下してゐるのを見る



第12圖

ことが出来る。

以上の事實を如何に解釋すべきであらうか、今若し河岸段丘は侵蝕基準面なる海水面の低下のみによるものとすれば同一時代の各河川の河岸段丘はその高度を略々一にすべきである。勿論基盤の岩質、河川の水量等により多少その高さに差を生ずることは想像に難くない處である。

仙臺地方の基盤を構成する岩石は第三紀の凝灰岩、砂岩、頁岩が主であり名取川河床の一部に安山岩の熔岩を見る以外には特別に堅岩の區域を見ない。水量は降水量と流域の大小により決定されるが降水量は何處も同様であると見做される故に流域の廣狭のみにより水量の大小を窺知することが出来る。流域の面積は吉田川が最もあり、白石川、名取川、廣瀬川、七北田川の順に小になる。若し底質の脆弱なる區域が速に侵蝕されるものとすれば谷底及び過去の谷底なる段丘面は砂質層の比較的廣く分布してゐる七北田川に於て最低であり安山岩の熔岩を谷底に見る名取川に於て最高であるべきである。又水量の大なる程谷底を低下する速度が大であるとすれば谷底及び段丘面は最低吉田川、最高七北田川であるべきである。以上は實際と必しも一致しない。即ち河岸段丘の高度を支配する因子は海水面の變化以外にも存在することを意味す。この他の因子とは即ち陸地の地盤運動である。従つて谷底及び段丘面の高度は過去の地盤運動の代數和を見るべきである(海水面の變化は各谷に共通である故に各谷の河岸段丘を比較する際には考慮外において差支ない)、即ち河岸段丘形成後今日までの間に名取川沿岸に最大隆起ありこれに次ぎては廣瀬川沿岸でありこれより急に南と北とに隆起量を減じ南端の白石川と北端の吉田川とに沈降の極があることになる。此處に名取川沿岸に軸を有する隆起拗曲の運動を想定することが出来るのである。この隆起拗曲軸線の正確なる位置を捕捉することは困難であるが、名取川南方の高館地塊上に針山、坪沼一菅生、支倉等の小盆地が直線状に配列してゐる事實を想起し、名取川の南岸に接して隆起の軸があるのではないかと思はしめる。尚沈下拗曲の軸は吉田川と白石川にあることはこの地方に現在でも沼澤地の多く分布し沼邊と稱する村名等もある實事より首肯せしめる。

七北田段丘形成後に富谷地塊の南縁を軸とする隆起拗曲の存在を段丘の非對稱的配列より想定して來た。従つて名取川、廣瀬川にて谷床及段丘面の高位を示すに至つたのは少なくも名取段丘形成後の出來事であり而して現在に續くものである。吉田川北方の地域は終始沈降の地域となつた處であり、この地方の地塊には吉田段丘(氾濫原)

以外の高位河岸段丘なく名鰐沼、蕪栗沼、大貝沼等の湖沼の密集してゐるのはこのためである。尙例外として品井沼の北、松山の地塊の南縁に七北田段丘に相當すると思はれる河岸段丘を見るがこれは松山地塊の *tilting* により解決出来ると思ふ。

(C) 斷層運動 (Faulting)

仙臺近傍に於ける地質的大断層は阿武隈山地の東縁をなす所謂⁷⁾ 岩沼—久ノ瀬断層線であり名取川沿岸まで追跡することが出来る。名取川以北では長町—利府線に連續するものと從來考へられて來た。この断層運動が大年寺礫層堆積後まで活動を續けて來てゐるか否か十分調査が進んでゐない。

第二の地質的断層は所謂⁸⁾ 鈎取断層であり向山（八木山）を縦断し名取川沿岸に達するものである。尾崎氏の調査によれば生出村羽黒神社近傍に於ては断層線の東北側にのみ青葉山礫層あり南西側にこれを缺くとのことである。この事實より鈎取断層は青葉山礫層堆積後に再活動したことを暗示すると説明されてゐる。

尙この外に七北田川の谷底を走る所謂⁹⁾ 七北田断層なるものが想定されて來たが未だその性質が判然しない。唯七北田川渓谷の入口、宮城野撓曲線の西方に接してその北壁に thrust fault を見る。その方向は谷の方向と一致する。これが七北田断層の實體なるや否やは更に精査した後に決定すべきものである。

以上の三断層以外に小規模の断層が可成多く目撃することが出来る。この或るものには段丘礫層を明瞭に切斷してゐる。これ等若い断層を二三記載して見よう。

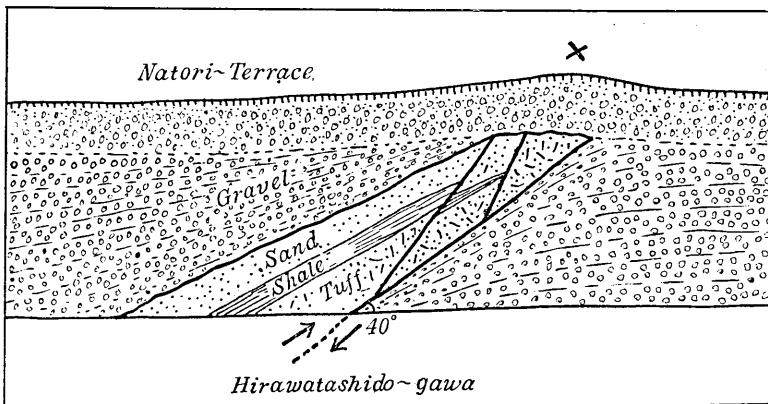
1. 仙臺市原町苦竹平渡戸川河岸に礫層を切る一断層を見る。方向北 20° 西、傾斜角 40°、逆断層であり西より東に伸し上がつてゐる（第13図参照）。この断層に就いて注意すべきことはこの部分で地表（名取段丘面）が膨起してゐることである。この近傍の地形を見るに第14図に示す如く名取段丘（I, II）が廣く發達しこの中に狭く吉田段丘（III）が發達しこれを僅に刻下して現平渡戸川が蛇行してゐる。断層の部分で始めて床岩を露出しこの部で名取段丘が膨起し畠地（周囲は水田）となつてゐるのを見る。これこの苦竹断層が現在も活動してゐる活断層（Active fault）なること示すものである。

7) H. YABE and R. AOKI, "Mesozoic and Cenozoic history of the Abukuma Plateau and its foreland along the Pacific Coast," *Kotô Commemoration Volume* (1925).

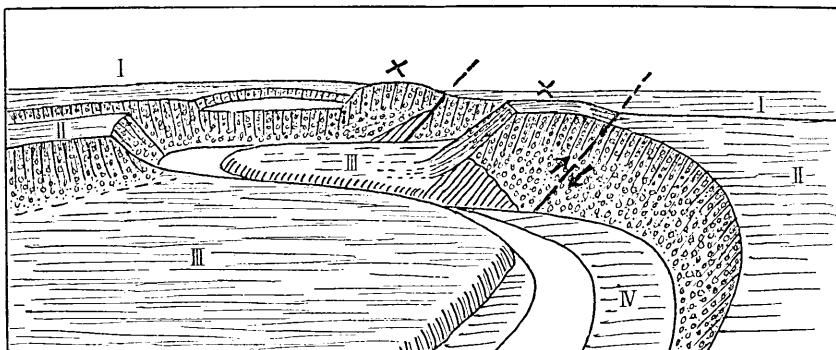
8) *loc. cit.*, 1).

9) *loc. cit.*, 1).

2. この苦竹断層の延長線上にあたり同一方向、同一性質の逆断層を瑞鳳殿下的廣瀬川河岸に見ることが出来る。但しこの断層の直上は七北田段丘の面でありこの面上に旅館東洋館が建つてゐるので地表が膨起してゐるか否かは全く不明である。



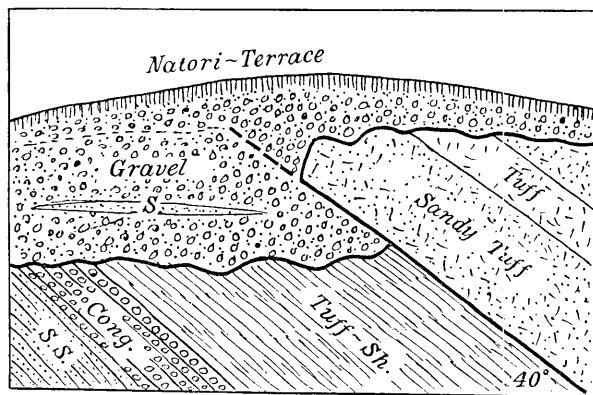
第 13 圖



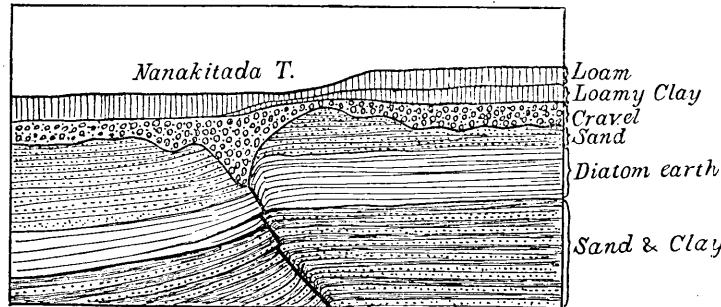
第 14 圖

3. 秋保電氣鐵道の鉤取驛の東方 50 m. の處に第15圖に示す如き露出あり明瞭なる段丘疊層堆積後の断層を見る。方向南北、この北方延長線上に瑞鳳殿下的断層が来る。但しその性質を異にし東より西に伸し上がつてゐる。苦竹断層同様走向断層でありその角 40° である。この断層の直上面は名取段丘であり苦竹断層同様段丘面がこの部で膨起してゐる。即ちこの断層も活断層と稱すべきものであらう苦竹断層の延長であるか否かは今後の研究に待つ。

4. 仙山線愛子驛近傍の廣瀬川南岸に thrust fault が見られ段丘礫層を切り西より東に伸し上つてゐる。丁度この線上で前述の如く upwarping の軸が見られ名取段丘と廣瀬段丘との間の段丘崖が来る。この様な事實より推してこの斷層も活断層であると思ふ。
5. 刈郡田園田村平澤
硅藻土採掘所に於て第16圖に示す如き露出見られ明瞭に礫層を切る。礫層下の地層は薄層理の砂、硅藻土、粘土なので斷層線に沿ふて地層曲がつてゐる状態が非常に鮮明に現れてゐる。その位置は略々白山捷曲線上にあり、その方向全く捷曲線の軸の方向と一致してゐる。而して又この断層の直上の地表(七北田段丘)がこの部に於て膨起してゐることは前述の諸断層と全く同一である。これも活断層と稱すべきであらう。



第 15 圖



第 16 圖

以上の如く仙臺近傍には段丘礫層を切る多くの断層が存在しそれが現在までも活動を続ける所謂活断層の性質を具備してゐるものであることは注意に値すると思ふ。而してこれら断層は全部逆断層である點、その方向が現在の海岸線の方向と略々一致してゐる點に共通性がある。地質調査には前記諸断層の如く落差 1 m. 前後に過ぎない

様な小断層は等閑視して差支ないであらうけれど微地形を論ずる場合には深甚注意の必要とする。

尚ほ名取川と白石川との間の臺地上に二條の同心圓的に配列する断層崖状の急崖の列を見る。共に崖高 100 m. 前後、長さ 10 km. 共に南東面する。東方なる崖下には 200 m. 前後の面が廣く發達し、西なる崖下には坪沼一菅生の盆地が位置する。この急崖線が果して断層線なるや否やは十分これを調査するの機會を得なかつた。今後の調査に待つ。

最後に最近の地史を案じて見よう。

1. 高位段丘（青葉山段丘）が形成された後海水の後退ありてこの近傍を流走する河流に王城寺原、七北田の兩河岸段丘を形成した。
2. 七北田断層線に沿ふ富谷地塊南縁の隆起拗曲が起り吉田川は北遷し七北田、廣瀬、名取、白石の四河は南遷を始めた。
3. 続いて名取川に沿ふ隆起拗曲が起り吉田川は依然として北遷を續け白石川は又依然として南遷して名取、廣瀬の兩段丘を前者は南岸に後者は北岸に残して行つた。これに對し七北田、廣瀬、名取の三河は名取—廣瀬の兩段丘を兩岸に對稱的に形成した。
4. 次に海平面の上昇を見、此處に溺谷を形成し又廣闊なる氾濫原を見るに至つた。これが吉田段丘である。溺谷の最も内陸に入り込んだ區域は北と南とにあり吉田川下流は確實に海水の蔽ふ處となつた。品井沼に半淡半鹹の生物の存在してゐるのはこの證査である（栗野傳之丞氏による）。松島の形成はこの時期にある。此處に注意すべきはこの時代にあつても名取川に沿ふ隆起拗曲運動が繼續してゐることである。
5. 最後に數米の海平面の低下あり吉田段丘を刻下するに至る。併し名取川に沿ふ運動が永續してゐるため吉田川、白石川沿岸では海平面の低下による陸地の上昇の量より沈下拗曲により沈下の量が大なるため吉田段丘の刻下を見ない。これが現在の状態である。

宮城野撓曲運動は大年寺疊層堆積後より現在まで活動を續けてゐるがこの軸線上を優勢なる河流が流走する時は直ちに截頭され平坦化されるが水面上に干出した場合には再び膨起するわけである。松島地塊は名取川に沿ふ隆起拗曲（松島近傍では沈下拗曲となるわけである）と宮城野撓曲運動とのため常に沈降の地域となつてゐた。

筆を擱くにあたり仙臺近傍の精密測量が行はれ以上の地盤運動を實證される日の至らんことを切望する。最後に御指導を賜つた矢部教授に深謝す。

7. *Surface and Subsurface Deformation of Ground in Sendai and Its Vicinity.*

By Risaburo TAYAMA,

Faculty of Science, Tōhoku Imperial University.

Sendai and its vicinity consists of two physiographical elements, lowland and upland. While the lowland is a coastal plain in a gentle eastward slope to the simple, almost straight Pacific shore, the upland is an uplifted platform, 300-100 m. high, terraced on the surface and covered by Aobayama gravels. The boundary between the upland and lowland which runs almost parallel to the shore line is rather abrupt, and the abruptness is only slightly weakened by a series of several narrow terraces in different height, cut and built along the border of the upland, and the valleys incised into it; the younger terraces, usually gravel-covered are called Ojojhara, Nanakita, Natori, Hirose and Yoshida terraces, and the first terrace is approximately correlated to the older Musashino terrace (M1) of the Kwantō region, the second, the third and the fourth, and the fifth to its younger Musashino (M2), older Post-loam (PL1) and younger Post-loam (PL2) terraces respectively.

The foundation rocks of the district in question are Miocene and Pliocene in age and mostly of sedimentary origin; the Aobayama gravels on the upland surface are approximately Pleistocene in age. Deformation of the ground and their surface manifestation are considered in this article in reference to these younger terraces.

There are enumerated many cases of deformations which fall into three different categories, flexure, up- and down-warping, and fault. The boundary between the upland and lowland from Nagamachi near Sendai northwards in a north-to-east trend is a dislocation line, the Nagamachi-Rifu line of Professor Yabe and a part of it belongs to the first category; this Miyagino flexure is participated by the Dainenji gravels, one of the youngest members of the Pliocene sediments in this district, but not by the next younger Aobayama gravels. The deformation along this line was subsequently repeated several times intermittently as indicated by the upstream dip of younger terraces, which otherwise had downstream dip, and it is believed by us as being still active on account of the present instability of the railroad of the Tōhoku main line at where it crosses the dislocation line between Renbōkōji and Naritachō in Sendai.

The Hakusan flexure which marks the western border of Enda basin, some 18 km. southsouthwest of Sendai runs from north-to-west to south-to-east; it is younger than the Aobayama gravels in its first appearance and the movement was repeated at least until after the building of the Hirosegawa terrace.

Many places where the ground warped up or down or is still warping in either way can be detected similarly by means of comparing these younger river terraces in extension

and height. Several of these places are arranged on axes traversing the parallel valleys of the Nanakita, Hirose and Natori; the Mitaki axis of upwarping crossing the Hirosegawa at Mitaki is the best example. Further, there are two important axes of upwarping, one along the Natori-gawa and the other between the valley of the Yoshida-gawa and that of the Nanakita ; the latter which is almost normal to the Miyagino flexure is post Nanakita terrace in origin and almost corresponds to a dislocation once thought to be a fault physiographically. The north of the valley of the Yoshida-gawa is a broad area of downwarping.

The Iwanuma-Hisanohama fault which bounds the northern part of the Abukuma plateau at the east enters into the southern part of the present district from the south. It is thought by some authors to be continuous with the Nagamachi-Rifu line at Iwanuma; our study does not yet extend to ascertain whether the former, like the latter, was again active at a post-Aobayama time.

Kagitori fault is next important; it traverses Mukôyama opposite the city of Sendai from northwest to southeast and its latest activity took place, according to Mr. H. Ozaki, after deposition of the Aobayama gravels.

Smaller faults are common and some of them are attractive on account of their being probably still active. As examples are illustrated Nigatake fault in Sendai, an overthrust from west to east through young terrace deposits, and several other cases.

(English abstract by H. Yabe.)