

琵琶湖附近の地形と其の地體 構造につきて

所員 山崎直方

所員 多田文男

第一 緒言 山崎直方

第二 琵琶湖北部地帯の地形學的斷層
構造 多田文男

On the morphorology and tectonics of the districts near the Lake Biwa

By

Naomasa YAMASAKI and Fumio TADA

The Earthquake Research Institute

I. Introduction N. Yamasaki

II. Fault topography of the region to the north of
the Lake Biwa F. Tada

Abstract

Between the northern shore of the Lake Biwa and the Bay of Wakasa, there is a tract of land, which joins the plateau of Tamba to the west and the mountains of Mino-Kaga to the east. It is a low mountainland and its greatest elevation scarcely exceeds 900 m. This district is traversed by many dislocation lines in the meridional direction, which make a series of uplifted and tilted blocks and narrow rift valleys.

The physiographic history of this region may be divided into three periods of quiescence, each of which is specified from the others by the orogenic stage. In the first period of quiescence, the area was reduced to a peneplain which remains at present as a flat surface on the top of high peaks after later upheaval. At the end of this period, crustal movement occurred and the surface of the peneplain uplifted about 500 m high. Then it was traversed by faults which trend north to south. In consequence of the deformation, the numerous valleys were developed running to the south. During the second period of quiescence,

these valleys became broad and open, and mountains acquired rounded slopes and mature characteristics. At the end of this period, relatively uniform uplift of 300-400 m took place, accompanying some faults in the directions of the older ones. It was succeeded by the rejuvenation of erosion, and the lower course of the mature valleys, which were developed in the preceding period, became narrow and steep-sided canyons, cutting down their floor to the present base level. They represent the third period of quiescence. The repeated minor movements of this period are well represented at present by river terraces, uplifted and submerged shorelines. Many young fault scarps have been formed cutting the terraces and coastal plains of Quaternary gravel.

In this paper, one of the authors endeavoured to find geomorphologic faults in this region and to try to classify and to map them to active and dead faults. The former is defined to be the post-terrace faulting. The principal faults with their trends and scarps are given in accompanying figures and maps.

第一 緒 言

山崎直方

地震の頻繁に起る地方に向つて地震帯なる名稱が與へられてあるが此等の地方は又自から特殊の構造と地形とを具へて地震の起ることが決して偶然でないことを明かにしてゐる、關東地方の如き其の適例であつて單に之を一地方として見るのみでなく其の局部に就て見るも亦其の然るべきを首肯し得べきもの少なくない例之數多の傾斜地塊から出來てゐる房總半島が其の近海から屢震動を受ける外に又小田原附近には所謂小田原地震として幾回かの強震烈震の記録を止めてゐるのも畢竟それが相模灣底の深溝に連れる酒匂川地溝帶上に位せるに因ることに依て明かに説明されてゐるのである。從來記録の上から調査して得たる地震地帯なるものは既に故大森博士によりて試みられたるものがあつて博士は之を其の本邦大地震概説*中に於て分類し詳述されてゐる。博士は此等の地帯中に本邦中部(琵琶湖附近)の震原地帯なるもの作り琵琶湖を圍める三角形の地方を以て之に充て其の各周邊に沿ふて震原の殊に多きことを史上に於て指摘し其の原因につきては本邦の島弧が東北部に於ては屈曲の中心を日本海に有して東南方を凸面とすれども、西南部に在りては屈曲の中心を南海道の海底に有して西北方を凸面とするの

* 震災豫防調査會報告 第六十八號乙

傾向があり、此の相反對せる屈曲弧の接觸點とするは近江伊賀等の地方なれば、此處に於て地形地勢が錯雜して琵琶湖を生じ、伊勢海、敦賀灣等の出入を呈する結果に徴するも畿内及び附近の地に於ける大地震の震原地帶と琵琶湖とは何等かの關係有るべきの理なるべしとの意を漏されてゐる。

抑も琵琶湖附近の地が地震と特殊の關係ある斷層的地形に富むことは洵に顯著なる事實であつて琵琶湖其のものが既に廣大なる陷落盆地であるのみならず其の四周の地には各種の斷層山脈や地溝や斷層角窪地等が到處に認むることを得られ又其等の陷落地帶が記録や實見に徴せらるゝ震原地と常に相一致するのを見るのである。大森博士は單に本洲を單一なる島弧として説かれたけれど精確に云はば此の琵琶湖地方は本邦を構造する大弧の一なる南彎の凸面を東南に向けて最も屈曲せる部分に位してゐるのである。此の屈曲に伴ふて縦横の破綻が多く造られたことが抑も此の地方の地形の根本的構造をなすに至つたものである。縦に走るもの、即ち弧形に平行して走るものでは瀬戸内海陷落帶の系統に屬して其の東端をなせる大阪灣及び大阪平野があり、其北を擁する摩耶、六甲の山脈若しくは丹波臺地の南端の如きは長く相連り截然たる斷層崖をなして之に臨んでゐる。又同高原の北端にある熊川斷層崖や伊賀上野盆地の北を走れる伊賀斷層崖の如きも何れも亦此縦走破綻線中の顯著なるものである。一方に於て横走するもの、即ち弧形に交錯して走るものは其の數更に多く、且つ其の破綻線の方角は弧の彎曲するに従ひ之に直交して走らんとするの傾向あるを以て自から凸面たる太平洋側に向て放射し、凹面たる日本海方面に收歛せんとする傾向あるを見るべく、即ち此の地方の西部に於ては略々南北に走りて金剛、生駒若しくは比良、比叡等の地壘山脈と其間に挟まりて山城大和の地溝盆地をなし、東部に於ては斜に北北西より南南東に走れる敦賀灣と伊勢灣とを連結せる一大破綻帶を造り、更に之に伴ふて大小數多の斷層線の走るを見るべく、琵琶湖の北部に於ては殊に其の著るしく發達せることは後項に於て詳述する通りである。

今爰に特に注意を請ふんとするものは此の琵琶湖以東の地域である。本洲島は其幅の廣かるべき此の中部地方に於て、南北兩方面よりせられたる極めて著るしき切り込みによりて、其の海岸線が陸地に向て奥深く刻まれてゐる、即ち日本海岸に於ては敦賀灣が長く浸入し、太平洋方面からは伊勢灣が更に長く灣入してゐるのみならず其の北端は更に低平なる濃尾平野に連りて、遠く美濃山地の南端に

及んで急に止つてゐる。此の南北二灣の盡頭を連ぬる直線を引かば其の距離僅かに八八軒に過ぎないので、假りに兩方面に於て此の陷沒が無くして、一方には加能越の滑かなる海岸線を其のまゝ丹後半島に延ばし、又他方渥美半島を眞直に志摩半島に連結するものと想像せば、此の南北海岸間の距離は正に前者の二倍となるべく、如何に其の陷落の著るしきかを察すべく、況んや其の間は更に琵琶湖の大陷落地の横はつてゐるのである、寧ろ本洲は此の地方に於て切斷を免れて幸ふじて附着せるかの觀を與ふるものと見る事が出来るのである。

更に伊勢灣附近の地形を見るに此の海灣と琵琶湖盆地との分水嶺をしてゐる鈴鹿山脈は後にも述ぶるが如く明瞭なる地壘山脈であつて、更に其の東に横はつてゐる養老山脈は實に標式的傾斜地塊より成れるの斷層山脈であり、其の斷層崖は東方平野に向つて一直線をなして急斜し、其斜面に既に溪谷の若干が發達してゐるが而かも斷層面は三角崖をなして尙ほ好く捕捉することが出来る。そして其の後方斜面は西に傾いて鈴鹿山脈との間に廣き斷層角窪地を造り町屋川が之を灌溉してゐる。此の養老山脈鈴鹿山脈の北端は一旦關ヶ原の狹間に依て切れてゐるが其の北には直に伊吹、池田の山塊が再び高く聳へてゐて其の池田山塊が濃尾平野に臨む所は又極めて急傾斜をなし且つ養老山脈同様に眞直に北に走つて此處で斷層をなしてゐるのである。大理石で名高い赤坂山も其の一部でそれが東端に於て急に平野に落ちてゐるのは東海道線の列車からも容易に看取することの出来ることである。そして此の斷層崖はやがて平野の盡頭から尙ほ北に延びて美濃山地に入つてゐるが揖斐川の上流は實に此の斷層谷から注で來てゐるのである。

此北方の山地が斷層谷によりて切られてゐることには更に顯著なる一例がある。即ち揖斐川溪谷に平行して東方に隣れるものは有名なる根尾谷であつて、明治二十四年には濃尾大地震を伴へる大斷層が爰に繰返されて、更に此處から平野に出で東南の方向に走つたことは今尚吾人の記憶に新らしいことである、換言すれば此の根尾谷斷層は廣大なる伊勢灣陷落地帯の北端に於て更に海灣の中軸線の方角を追ひ山地深く造られたものであつたのである。

此等の構造線と地震との關係は彼の養老鈴鹿兩山脈の中間にある町屋川流域の斷層角窪地並に之に連なれる地方に於ても亦著しく顯はれてゐる。今村明恒博士*

* 震災豫防調査會報告七十號 明治四十二年姉川地震調査報告

は此地帯に於て明治三十年代に起りたる地震の例を挙げ、就中明治三十六年七月の菰野地方に起つたものは強震の著るしきものであつた。此の窪地の軸線を遠く延長せば實に略々南三十度東より北三十度西に向つて進むこととなり該線上には更に顯著なる斷層線を陸續追踪するを得べく、又其の附近には屢強震の記録を存してゐるのを見るのである。即ち町屋川窪地より分水嶺を越へ近江の琵琶湖盆地に出で北國脇往還伊吹山麓に沿ひ姉川を渡り西北に進むときは此の地方は明治四十二年八月江濃地震又は姉川地震と稱する烈震を起したる震源地と目せらるゝ所であつて斷層こそ地表に現はれはしなかつたが小藤博士^{*}は所謂淺井斷層なるものに略平行して其北に伊吹山の北を弧狀をなして走れる起震帶を想定してゐる。要するに此の地方は美濃山地の西端急に琵琶湖盆地に盡くる所であるから其の陷落盆地の邊緣であり此等の地變を繰返す可能性のあるは疑を容れざる所である。

此の新らしき烈震の活動地より更に北進すれば木ノ本町より以北は余呉川の谷に沿ふて進むべく、其の長く且つ尙ほ新しき顯著なる構造谷であることは東側の斷層崖の地形を見ても察するを得べく、余呉川の上流は柳ヶ瀬で盡くるも、谷の方向は其まゝ一直線に走つて遠く木の芽峠附近に至るを見るべく、同種の斷層は更に又敦賀灣の東北岸に現はれ依然北三十度西の方向に進んで干飯崎の崙角に至るまで截然直走して險崖直に海に傾いてゐる。斯の如く終始略々一貫して顯著なる斷層が此の地方を横斷せることは頗る注意すべき現象であつて、曩に今村博士が此の附近に數多の震原を指摘したのも無理ならぬこととなる。而して此の主斷層線の外に敦賀附近に於ては之と平行して走れる數多の斷層線あるを見るべく、敦賀灣の西を擁せる半島の北端は之が爲めに小地壘と地溝とを造り、また半島の頸部には細長き花崗岩の地壘丘陵を平野の中に突出してゐるものあり、更に西南には野阪岳、矢筈山などが同種の斷層によりて切られ共に東北に向て斷層崖を向けてゐる。若し夫れ琵琶湖の北岸地方に於ては單に地形圖を瞥見したのみでも其の地形の異常なるを想はしむるものがあるが、親しく其の地に臨むときは更に著るしく其の斷層地形の顯著なるのみならず、更に之に伴はれて發達せる段丘によりて湖盆との關係を判斷するの資材を提供するものがあるのである。

吾人は地形と地震との關係を探るに當りて此の地方を以て最も適切なるものゝ

^{*} 震災豫防調査報告第六十九號 地質學上の見地に依る江濃地震

一たるを信じ漸次其の研究の歩を進めつゝあるのである。殊に琵琶湖北部の地方は多田助教授の數回踏査された所であり、予も亦數日氏と其の行を共にしたことがあるのである。今同助教授が其の調査の報文を公にせらるゝに當り爰に吾人研究の要旨を述べて緒言とする次第である。

第二 琵琶湖北部地帯の地形學的斷層構造

多田文男

一 序 論

近時地質學者並びに地形學者によつて斷層を活斷層 (Active Fault) と死斷層とに分かつ事が試みられて居る。活斷層とは地質學的に近代迄その運動を續けたる斷層であり、且今後も尙變位を繰返す可き懼のある斷層を意味し、死斷層とは全く運動を止めたる斷層を指す。従つて活斷層地域は地震危險區域であり、安否の問題に就いて活死斷層の識別は活死火山を識別すると同様重要な問題である。

火山に於ては、屢々破裂し且平時に在りても噴煙の著しき火山を活火山と云ひ、一回若しくは數回噴火の記録を有するも長年月間靜穩に過ぎたものを休火山と云ひ、噴火の記録を有せず、又今後噴火の懼なき火山を死火山と云ふが然も一火山が果して活休火山なるか死火山なるかを識別する事は極めて困難である。大森教授¹⁾は歴史的に活動の記録を有せざる火山に於てもその習性を見て、活死火山を分つ可きを説かれたが、その習性を調ぶ可き研究法を明示されて居ない。活動の記録の多い火山に於ても活死火山を分つ事は容易ならざる故、まして斷層を伴つた地震の記録に乏しい時、活死斷層を區別する事は更に困難な問題である。

Wood, R. Willis²⁾等は地形的に現はれて居る斷層總てを活斷層と定義して居る。地形上判定せられる斷層は地質時代の上より、極めて近代に成生せられたるものに限られる。従つて地質的にのみ認められ、地震の原因となる可き、或は地震の影響によつて變位す可き可能性を失うた古き斷層と、地形的斷層とを區別する事は意義のない事でない。されど地形的に認め得る斷層の中にも既に活動を止めたる斷層も存す可き筈であり、従つて地形的斷層總てを活斷層とする事は廣き

1) 大森房吉 日本噴火志下篇 震災豫防調査會報告第八十九號 大正七年 九七—九九頁

2) R. Willis, Physiography of the California Range. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 36, 1925 pp. 655—656.

範圍に過ぐるの感がある。

茲に於て地形的斷層を更にその成生の時代によつて新舊二つに分つ事が考へられ、その方法として地形的方法と層位的方法とが考へられる。辻村助教授、渡邊、今泉兩氏の研究によつて成つた本邦火山分布圖によれば開析の進みし火山であつて、活火山たるものは認められぬと言う。之を逆に見て開析の進まざる火山は總て活火山なりと言へば誤であらうが、開析の進まざる火山をとつて活火山の存する可能性の多い範圍を決定する事が出来やう。斷層の場合にも活死斷層を侵蝕の程度によつて定める事が全然無意味ではないと考へられるが、開析の速度は氣候、起伏、岩石の性質、斷層作用の性質等の諸原因によつて變化せらるゝを以つて相離れたる或は異なつた岩石地域の斷層を對比する事が危険であり、開析の程度を決定する事も困難なるを以つて完全なる活斷層決定法とする事は出来ない。

第二に層位的に活死斷層を分くる方法として辻村助教授¹⁾は Schenk の說に従つて、洪積期以後の新砂礫層、例へば扇狀地、河成段丘の堆積物を切る斷層を活斷層とする事を説かれて居る。只實地に於てかゝる小斷層を長く追跡する事の困難なると、小斷層の密度と地震危険區域との關係が複雑なる事とを考へられて此の證のみを以て地震危険帶を定める事は危険なりと論じられて居る。B. Willis の活死斷層を分くる方法は極めて曖昧であるがチリ西部に認められる斷層群が第四期の河成段丘によつて蔽はれる故を以つて之を死斷層に入れて居る點より、辻村助教授の説と較々同じものと推せられる。

要するに活死斷層を決定す可き方法は未だ確實なるものがなく、今後の研究に待つ可き問題である。

翻つて地震帶と地形的斷層系統との關係を見るに之も夙に辻村助教授²⁾によつて論じられ、「本邦に於ては地震帶のある所、必ず斷層地形を見る」と説かれて居る。近畿地方の地震帶に就いて之を見るに更に「地震帶に沿うては洪積期後期に繰返されたる斷層が存する」と言う事も出来るように考へる。此故を以て逆に洪積期後期の斷層の存する所には必ず地震帶の存すると云ふ事は出来ないであらうがかかる斷層の存する地域を探究して成生の古き斷層のみを見る地域と區別し、

1) 辻村太郎 飛驒山脈の北端に於ける斷層崖の一形式 地理學評論 第二卷 大正十五年 六九一—六九二頁

2) 辻村太郎 西部日本南北兩帶の地形的特性 長野大正十二年五四—五五頁

地震の起る可能性の大なる地域の範圍を定める事は徒事でないと考へる。

此考へを以て本篇に於ては琵琶湖北部の地帯の地形的斷層構造とその斷層の新舊に就いて述べる事とした。琵琶湖北部の地帯は丹波高原と美濃加賀山地との間に介在し、數本の南北行の斷層によつて切刻まれたる陷落地帯であり、あたかも瀬戸内海陷落帶の北端に當り、日本の島弧は此陷落地帯によつて當に東西に二分せられんとして居り、水平的肢節より云うも垂直的肢節より論ずるも本州中部に於て最も激しき地殻運動を受けた地帯である。而してその斷層群の中には洪積期以後にも其活動を續けた斷層の存する事が認められる。又歴史的にも地震の存したる記録があり、あたかも此地帯に沿うて二條の地震帶が來たり重なつて居る。¹⁾ 即ちその一は京都大阪地震帶とも稱す可きであつて、南は大阪附近より北は琵琶湖の西北邊を通つて敦賀の海岸に達する迄較北北東—南南西の方向をとつて走つて居り、その二は山城の東南端大和の東北端近江の南端より伊賀の北部を通じて加太越に至り、方向を北に變じて鈴鹿山脈の東端に沿ひ員辨の谷を経て關ヶ原に出て伊吹山脈の西麓を通つて敦賀灣に至る地震帶である。此等より推して此地帯が近代迄屢々地震の行はれる地帯である事が知られる。

此地帯の構造は地質學上より小川教授²⁾によつて、地震學上より大森教授³⁾によつて研究せられたが、地形學的には夙に S. Cushing⁴⁾ によつて略述せられ、後に辻村助教授⁵⁾ によつて詳論せられて居り、同助教授の琵琶湖斷層系の北部に當つて居る。

本篇に於ては斷層は地表に表はれた地形即ち斷層崖、斷層谷によつて決定し、斷層の新舊を知る爲には次の三つの方法を用ひた。即ち第一には海岸、湖岸に於て隆起、沈降の地形を見て此等の運動と斷層運動との關係を知り、第二には斷層

1) 大森房吉 本邦大地震概説 震災豫防調査報告 第六十八號乙 明治四十三年 一六四—一六五頁

今村明恒 安政元年夏の地震 ,, 第七十七號 大正二年 一四—一六頁

2) 小川琢治 日本群島地質構造概観 地質要報 第十九輯 明治三十九年第一號 四五一—五三頁

3) 大森房吉 本邦大地震概説 前出

4) S. Cushing: — Coastal Plain and Block Mountains in Japan. Ann. Assoc. Amer. Geogr. Vol. 3. 1913. pp. 43—61.

5) 辻村太郎 斷層谷の性質並に日本島一部の地形學的斷層構造 地理學評論 第二卷 大正十五年 二〇七—二〇八頁

谷に於て扇狀地或は河成段丘の分布を調べて斷層が此等第四期の新砂礫層を切るや否やを調べ、第三には地殻運動が如何に既存の川に影響を及ぼせしかを調べた。古き地殻運動は川の配置に變化を及ぼし、新しき地殻運動は川の平衡曲線に變化を與へる。之によつて地殻運動の新舊を知らんとしたのである。

此調査は大正十一年夏、大正十五年一月及び同年四月に於て合計三週間半の日子を費して行はれたのである。

二 琵琶湖北部地帯の斷層構造

丹波高原は準平原の隆起して第二輪廻に在るものであり、從つて縁邊に於ては壯年的に開析せられた山地の地貌を呈するが、一旦高地に上れば波狀をなす平坦なる高原の輪郭を有して居る、此高原は西部綾部附近に於ては低夷な邱稜地をなし 500m を超ゆる峯が少いが、東に行くに從つて高度を増し、三國嶽附近に於ては 700—900m の高原となり、更に東して八瀬、市場の斷層谷を越して比叡、比良の兩山脈に到れば海拔 1000m を超ゆる峯線を有するに至る。此高原の東端は伊香立郡途中より大津の西に至る比叡山斷層崖と大溝より途中に至る比良岳斷層崖とによつて限られて、急に琵琶湖盆地に接し、北東端は小濱町より遠敷を経て熊川村に至る迄、北川に沿うて西北西より東南東に走る熊川斷層崖に依つて限られ、その北部は若狹灣の陷落帶となり、その東部は三國嶽、野坂嶽附近の稍々低き高原地帯となつて居る。

一方遠く美濃加賀より 1000m 以上の高度と高原性の地貌とを有つて西に延び來たつた美濃加賀の山地は、近江に入つて北部は屏風山脈となり南部は伊吹山脈となり尙海拔 1300m の較々等高なる峯線を有し、その縁邊部の起伏は大であるが、然も山頂部には平坦面を頂だし、著しき峰の此上に聳ゆるものもなく、丹波高原と同じく準平原の隆起して第二輪廻に入れる山地なる事を示して居る。此等の山地の西南部は吉槻より伊吹に至り更に南する姉川谷、上草野より丹生に至る草野谷、竝に小室の入より南下する田根の谷等三一四條の南北に走る斷層谷¹⁾によつて刻まれ、齟齬斷層 (Splintered Fault) をなして次第に高度を失ひ、更にその西南端は越前近江の國境椽の木峠より柳ヶ瀬、木ノ本を経て關ヶ原に至り更に大垣の西北に達する迄琵琶湖側に凸面を向け且急斜面を向けた柳ヶ瀬斷層崖によ

1) 小藤文次郎 地質學上より見たる江濃地震 震災豫防調査會報告 第六十九號甲明治四十三年
三頁

つて限られ、琵琶湖盆地に接して居る。北陸道は此斷層崖に沿うた斷層谷を利用して發達せる街道であり、伊吹山脈の南に存する鈴鹿山脈は此斷層崖によつて美濃加賀山地より分たれた地壘である。

上述せる熊川斷層崖と柳ヶ瀬斷層崖とによつて、丹波高原と美濃加賀山地より分離せられた地帯が、筆者の茲に詳述せんとする琵琶湖北部の地帯であつて、琵琶湖盆地の東西兩側を限つた南北に近い走向を有する斷層が此處に聚斂して來て、十數個の陷落地塊を形成して居る。此の地帯の北端には若狹灣の陷沒があり、その東部には敦賀灣の深き彎入が存する。此章に於ては此地帯を三分して高原性の地貌を有する中央高原地帯とその東部なる狭く長く且低き地塊の連續地帯と敦賀灣周圍の地帯とに分かつてその斷層構造に就いて述べる事とする。

中央高原地帯 琵琶湖北部の地帯も丹波高原、美濃加賀山地と同じく曾つて準平原たりし地である。従つて柳ヶ瀬、熊川兩斷層崖によつて兩高原より分離せられ、南北行の斷層によつて切刻まれた現今も中央部には尙高原性の地域を有する。即ち野坂嶽 (914m) 三國山 (876m) 三重ヶ嶽 (974m) ブナ嶽 (848m) 三十三間山 (842m) を連ねる地帯が之に當り、峯線は 7—800m にて、前記の諸山頂には準平原面の痕跡を残して居る。今假に此地帯を中央高原地帯と名付ける。

此高原地帯の周圍は總て斷層崖によつて限られて居る。即ち南部は既記の熊川斷層崖によつて丹波高原と境せられて居り、西部は久久子湖の東岸より三方、十村を経て熊川斷層崖に達する迄 10km の間、北より南に走る三方斷層崖によつて限られて居る。此斷層崖の西には低地帯があつて、小濱より久久子湖に至る迄、形骸的丘陵をなし、その西北部は屈曲に富んだ沈降海岸をなして若狹灣に面して居り東部南部は各十村川の冲積平野或は北川の冲積平野より屹立して、曾つて入江の中に立ちし事を示して居る。更に中央高原地帯の東南部には三國山の東麓より知内川に沿うて走る斷層崖があり、之は南に於ては西南南—西南—西西南と次第にその走向を轉じて來て遂に三谷村追分に至る迄琵琶湖に凸面を向けて連なつて居る。海拔 800m の高原面は此急斜面によつて直ちに今津附近の湖成平野に接して居り、斷層崖の東南部は饅庭野の開析大扇狀地に蔽はれて居る。此斷層崖を知内川斷層崖と假稱する。知内川の斷層崖の北にはあたかもその延長部に黒河川斷層崖があり黒河川に沿うて北に走るが、之も次第に方向を西に轉じて關峠を経て若狹灣岸の北田に至る迄東北側に凸面を向けて走つて居る。中央高原地帯は

此斷層崖によつて西の乗鞍嶽地塊と分たれ、榮螺ヶ嶽半島と隔てられて居る。

中央高原地帯の周圍にはかくの如き四面の斷層崖があるが、その高原中にも數行の南より北に走る斷層があつて高原を更に細小なる地塊に分けて居る。中にも著しきは河原市より松谷に至る耳川の地溝の兩側を限る斷層であつて、高原の北部を分かつて矢筈山、雨乞嶽の地壘と野坂嶽三國山地壘とに大別して居り、東の地塊は更に新庄、奥より太田に至る斷層崖によつて切られて、その西部は低小なる地塊となつて若狹灣に沈水して居る。又高原を切刻む諸河川例之百瀬川の上流、石田川の諸支流、天増川谷上流等も南北に近き直線的の走路をとつて居り、恐らくは斷層谷ならんと推定せられるが、其谷の兩側山地には高度の差なく、谷は廣く、斜面は緩て従順地形をなし、地形的に斷層の證據は得られない。

東部地方 中央高原地帯と美濃加賀山地との間には南より北に走る三本の斷層谷と二帶の地溝とがあり、此等に限られて三つの傾斜地塊と一つの地壘とが認められる。既述した知内川斷層崖と黒河川斷層崖とによつて中央高原より分離せられた乗鞍嶽傾斜地塊はその東を疋田より七里半越を経て海津に至る迄東面した斷層崖によつて限られて居り、その分水嶺は此斷層崖に近く存し、平均 800m の高度を有し、その頂上には中央高原地帯の諸山頂に見ると同じく準平原の痕跡が残されて居る。此地塊の南に在る在原の盆地は知内川斷層崖によつて流路を遮ぎられて成生せる山間盆地であり、東にある疋田、海津間の斷層角盆地は北は伍位川、南は野口川によつて排水され、西近江路は此谷を利用して發達して居る。

此乗鞍地塊の東には饅頭越の傾斜地塊があり、その東は麻生口より新道野を経て大浦に至る斷層崖によつて限られて居る。此地塊は南北 18 km 東西 2 km の長く狭い地塊であつて、乗鞍嶽地塊より平均 200m 低く、450—650m の峯線を有して居り、開析は著しく進んで高原性の地貌は全く認められない。饅頭越地塊の東には東西共に斷層崖によつて限られた日計山の地壘があり、日計山 (411m) より南に延びて次第に低くなり、葛籠尾崎に至つて一旦琵琶湖中に没するが、竹生島に再び現はれて居る。此地塊と西の饅頭越地塊との間には大浦地溝が存して居る。

日計山地壘と柳ヶ瀬斷層崖との間には行市山傾斜地塊があり、之はカラコ山 (662m) 行市山 (600m) より南に延びて賤ヶ嶽 (433m) となり、山本山となつて遂に長濱の湖岸平野に没して居る。この地塊の北部行市山附近は巾も廣く、峯線

も 650 m を越え且山頂に高原性の地貌を残して居るが、南部賤ヶ嶽附近は巾は狭く低く且壯年の開析せられて居り、更に南に於ては琵琶湖に沈水して形骸的地貌をなして居る。此地塊の西側は齟齬斷層崖によつて鹽津地溝に接し、東側は屈曲に富んだ山麓線を以て柳ヶ瀬斷層角盆地に對し、余呉川によつて排水せられて居る。

要するに中央高原地帯と美濃加賀山地との間は南より北に延びたる七面の斷層崖によつて四個の地塊となり中央なる日計山に近づくに従ひ地塊の巾も狭く、高度も低く且高原性地貌を失なつて壯年の地貌を呈する地帯である。此等の地塊は最近の沈降運動を受けてその間に介在する地溝、斷層谷の下流地方には湖水が入つて琵琶湖の狭く長く且深い入江を造つた。此關係は海洋氣象台によつて測量せられた琵琶湖等深圖¹⁾によれば明に觀察される。

敦賀灣周圍の地帯 敦賀灣竝に敦賀平野の周圍の山地も亦斷層崖によつて限られて居る。敦賀灣と武生平野との間には大なる傾斜地塊があつて、その東斜面は緩慢なる傾斜をなした背斜面をなし、コンシクエントの谷によつて刻まれて居り、その西斜面は敦賀灣の東岸に面した大斷層崖によつて切られて居る。その斷層崖は干飯崎より大谷に至る迄 18 km の間約 300 m の高度を有して走つて居るが、大谷より内地に入つて杉津附近に終るものと觀察されそれより南部は撓曲に移るものと考へられる。此斷層崖はその形成の時期の新しきと海に面して居て、扇狀地の發達なきを以つて、典型的なる斷層崖末端切面を現はして居る。

敦賀平野の西南には野坂嶽の山麓を切つて前述せる黒河川斷層崖があり、金山、關峠附近に於ては二段の階段斷層をなし、キャンコール、キャンバツトの發達が著しい。又平野の東南には道ノ口より木ノ芽峠に至る西南より東北に走る斷層崖があり、之も階段狀斷層をなして居る。此斷層崖は成生後沈水せし爲、その崖下に發達せる扇狀地は平野に埋まり、笙ノ川が此斷層崖を切つて平野に出づる所にもデルタは認められない。

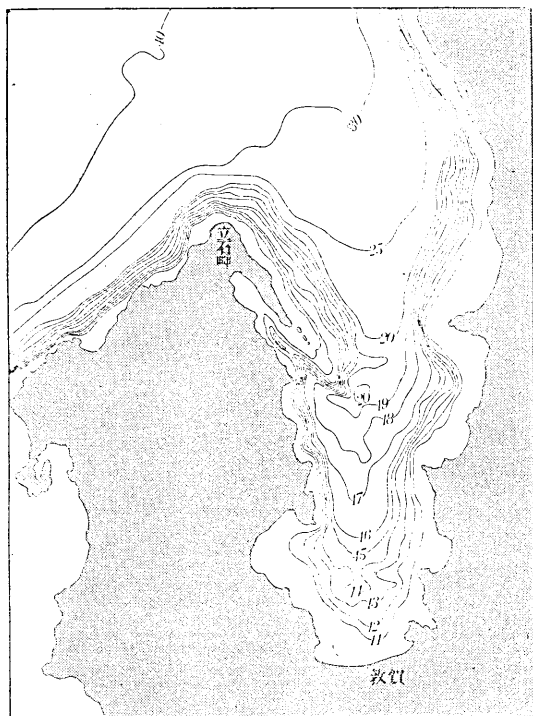
榮螺ヶ嶽半島も亦黒河川斷層に平行した西北より東南に走る斷層によつて切られて居る。即ち黒河川斷層崖と香見萌生野の谷との間には旗護山の地塊があり、香見、萌生野の谷と松原谷との間にも一地塊があつて、共に北西より南東に延び

1) 神戸海洋氣象臺 琵琶湖調査報告 海洋氣象臺彙報第八號 附圖 大正十五年

た瘠せた峯線をなし、沈水的地貌をなして敦賀平野より屹立して居る。此等の地塊も斷層によつて限られるものであらうが、その斷層崖は著しく開析せられ且そ

第二圖 敦賀灣底の地形 (等深線は尋を用ふ)

Fig. 2 Submarine topography of the Wakasa Bay.



の下部が沖積平野に没して居て末端切面を認める事が出来ない。此半島の北端西方ヶ嶽 (764m) 榮螺ヶ峽 (686m) の東北麓、手ノ浦より浦底に至る迄の間には東北に凸面を向けた弧を畫ける斷層崖がありその東北には浦底灣の地溝を挟んで立石岬の地壘が西北より東南に延びて居り、その東南部は沈降して一旦海中に没するが、再び水島となつて現はれ、更にその東南部は敦賀灣底に堆となつて連なつて居る。海圖 160 號によつて敦賀灣底の地形を見るに立石岬地壘の東南には 13 尋の等深線が凸出し半島狀をなしその西北浦底灣の海溝には 11 尋の等深線が奥深く侵入して居る。灣内の如く、外洋に

比して堆積作用の著しき所に於てかゝる地形の保存するは沈降の時期の新しかりしを示すものである。

三 若狭灣の海岸地形と斷層構造

矢筈山、雨乞嶽の地塊の西邊を限る三方斷層崖は、金山より三方、十村を経て熊川斷層崖に會する迄、緩い曲線を描いて南北に走つて居る。その斷層崖は三方附近に於ては單一の急斜面をなし、その崖下には扇狀地の發達が未だ著しくないが、前川より以南に於ては古生層の中を切つて階段狀斷層崖をなし、特に能登野、倉見の附近に於てはキャンコール、キャンバツトの地形の發達が著しい。然るに北部なる氣山附近に於ては斷層崖の麓に約 10m 隆起せる扇狀地が發達し、コンシクエントの谷によつて切刻まれて居る。之より北大鰲より金山に至る間に至れ

ば、海面より 20m 高く、隆起せる海岸平野が認められる。此隆起せる扇狀地と海岸平野とを造る物質は背後の山地を造る古生層、花崗岩の角礫であつて、その角礫の大きさは山に近き所に於て大きく、遠ざかるに従つて小さい。此等の地層は共に渡邊久吉技師¹⁾によつて崖錐堆積層の名が與へられて居るが、その成生は洪積期とするもその新期地層であつて近畿地方の盆地層を被う砂礫層と同時代のものと考へられる。此扇狀地と海岸平野とはその西端なる氣山より久久子に至る間を南より北に走る高さ 10—20m の斷層崖によつて限られて、久久子湖の湖成平野に接して居る。而して此斷層崖は既にコンシクエントの谷によつて開析せられて居る。

此の新砂礫層を切る斷層崖を境として西部、久久子より小濱に至る迄の海岸線は總て沈降的海岸をなし、隆起せる地形は全く認められない。熊川斷層崖下の北川の流域も此沈降作用によつて一時は若狹灣に沈水せしものにて、斷層崖を刻む川も沈水的河貌をなし、斷層崖下に發達せる扇狀地も北川の沖積平野に埋められて居る。又久久子より十村に至る間の十村川沖積平野も曾つては溺谷たりしものであり、現今に於ても尙三方、水月、日向、久久子等その形の小なるにも係はず深き水深を有する湖を残して居る。又海圖第 139 號によつて若狹灣底の地形を見るに、三方斷層崖を境として東部海岸は海岸線が水平的肢節に乏しいのみならず、垂直的肢節に於ても單調にて、20m の等深線は海岸線より 3 km の遠きにあり、久久子の海岸には二條の砂丘が發達して居て遠淺なるを示して居るが、西部の海岸は岬と入江に富みたる複雑なる肢節の海岸線をなし、且 20m の等深線は海岸より 300m 以内に存して居る。之によつても三方斷層崖の西側の地塊が近き時代に沈水せし事が明かである。

此等の事實によつて推せば、古生層と花崗岩とより成る矢筈山地塊を切つて三方斷層崖の形成せられし後に、その斷層崖下には南部には扇狀地が發達し北部には海岸平野が發達せしが、洪積期とするも後期或は沖積期に入つて塊裂運動が繰返ささて、南部に於ては古生層を切つた階段狀斷層を作つたが、北部に於ては扇狀地と海岸平野とを切りし斷層崖を生じ、西部の地帯は之によつて更に沈降し、東部の海岸平野は 10—20m の隆起を行へるものと推定せらる。此三方斷層崖は

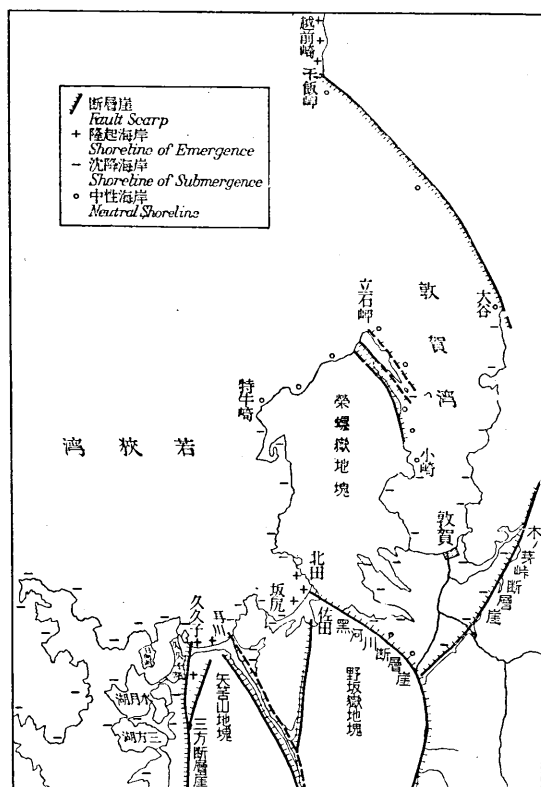
1) 渡邊久吉 福井縣三方湖地質及湧水調査報告 地質調査所報告 第六十三號大正六年八一—〇頁

敦賀湾東岸の斷層崖、柳ヶ瀬斷層崖と共に琵琶湖北部に於ける最も近代に造られた斷層崖である。

更に此地方の海岸地形を観察するに、久久子附近に見らるゝ隆起せる海岸平野は東方、耳川の谷に至る迄認められる。興道寺、郷市は此隆起せる海岸平野の上に發達せる村落である。然るに耳川を越して東すれば、河原市、佐樹、坂尻より山上に至る間には沈降的海岸が見られ、隆起地形は認められない。之より更に東に進めば、海岸平野は佐田今市の附近より次第に隆起して居り、佐田、北田に達すれば 20—40m の高度に達する。此地方に於ては海岸に海蝕によつて作られし 15m の絶壁が見られ、その上の隆起せる海岸平野を流るゝ川は回春して平野中に深谷を切つて居る。一見佐田附近の地貌は南方太田附近より流れ來たつた川の

第三圖 若狹灣岸の昇降

Fig. 3. Map showing the recent upheaval and depression along the coast of the Wakasa Bay.



三角洲の形狀を呈し三角洲成生中に何等かの原因によつて堆積作用の減少があり、海蝕作用が之に打勝つて此地形をなせしやにも思考せられるが、北田に於ては隆起以前の地形が下降的發達をなし、明かに隆起地形なるを證して居る。

更に東して見るに、榮螺ヶ嶽半島の西岸に於ては菅濱より特牛崎に至る迄は沈降的海岸が見られるがその沈降の量は大ならず、特牛崎より北は海蝕の激しき爲明でないが一般に中性的である。立石岬地壘の東西兩側海岸共に中性であるが、その東南部は沈水して水島を分離して居る。榮螺ヶ嶽半島を東に廻れば、浦底灣の東南部は浦底より鷺崎に至る迄中性にて、隆起も沈降も認められぬが、小崎より

り以南は敦賀平野の西南を限る黒河川斷層崖に至る迄、沈降的の海岸を示し、そ

の屈曲の度は南部に至る程激しい。敦賀平野に入つて黒河川斷層崖の麓は一般に中性であるが山、長谷の間には隆起せる扇狀地のありし疑が存する。敦賀平野の東南を限る木ノ芽峠斷層崖の崖下が沈水的の地形を示す事は前述せる如くである。

敦賀灣の東岸も敦賀より大谷に至る間は沈降的の海岸をなして居るが、大谷より以北、敦賀灣東岸の斷層崖下に至つて甫めて中性の海岸をなして居る。然るに敦賀灣東岸の斷層崖の東には干飯崎より越前崎に至る迄の間に 60—100m の隆起せる海岸段丘が認められる。

斯くの如き若狹灣岸の隆起海岸と沈降海岸との境界を観察するに、小濱より久久子に至る沈降海岸地帯は三方斷層崖を境として東の隆起帯に急に移り、此の東の久久子より耳川に至る隆起海岸地帯はあたかも矢筈山、雨乞嶽地塊に當り、その東は耳川の地溝を境として沈降海岸地帯に移るが、その東の沈降地帯は新庄、奥、太田の斷層によつて野坂嶽三國山地塊より分離せられた陷落地塊に相當して居る。耳川の上流に於ても川を境として西側には河成段丘も激しい扇狀地内發達も認められるが、東側には隆起的地形は全く見出されず、沈降的地貌が認められて居る。佐田、北田附近の隆起地帯は野坂嶽三國山地塊と榮螺ヶ嶽半島との結合點に當り、黒河川斷層崖の延長線上に於て隆起の量が最も大きく之を遠ざかるに従つて、その量が漸減する傾向を有して居り、あたかも既存の地塊の境界線に沿うて激しい隆起をせしものの如く見られる。榮螺ヶ嶽半島は浦底灣斷層崖附近を節線として、南に傾動せるものの如くであり、立石岬地壘も東南に傾動して居る。

敦賀灣東岸の斷層崖はその上に風谷の存する事等より推して三方斷層崖等と同じく洪積期後期或は冲積期に入つて斷層作用が反復せられた事が信ぜられるが之も此斷層崖を境として東側則ち越前崎側は隆起をなし、西側は陷落して敦賀灣沿岸竝に敦賀平野の沈水を引起したのである。

之を要するに、若狹灣岸の各地塊は斷層線を境として各地塊毎に隆起或は沈降運動をなし、その量をも異にして居るのが觀察されるのである。かゝる現象は時を異にせる幾多の地殻運動の爲めに區々に引起されたるものも多いであらうが、又時を同じうせる一の地殻運動を受けたる時に既存の地塊が別別の運動をせしものもあるであらう。

四 河成段丘と斷層作用

鹽津地溝の東西を限る行市山西麓と日計山東麓との兩斷層崖は開析が進んで居

り、地形的に見るもその成生の古き事が知られるが、層位的に見るも古き斷層崖なる事が認められる。即ち此地溝を流るゝ鹽津川の上流には新道野より集福寺に至る迄の間には段丘が發達して斷層崖の下部を埋めて居り、斷層崖にコンシクエントに發達せる谷によつて刻まれ、その砂礫層の下部には基盤をなす花崗岩を露はして居る。現在の河は段丘より 40m 低く流れて居る。中流部に於ては集福寺より野坂に至る迄の間にキャンコールの地形が認められるが、之も河成段丘に埋められて段丘中より僅かにその山頂部を覗かせて居るのみである。之より更に下流には段丘は認められず、地形は沈水的地形を呈して居る。

此等の觀察より鹽津川地溝の地形發達史を推定するに、此地溝にてはその兩側を限る斷層崖の發達せし後に、その崖麓を埋めて、砂礫層が堆積し次いで 40m の隆起があつて砂礫層は段丘となり、其段丘は隆起に伴つた川の回春によつて著しく侵蝕せられたが、次いで沈降運動があつて、琵琶湖の水が此鹽津谷に沿うて奥深く侵入せる事が明かとなつた。此鹽津川の段丘を作る砂礫層堆積の時期は此地域に於ては明でないが、恐くは近畿地方に一般に見る如く舊洪積層(盆地層)を被う砂礫層の成生の時期とその時期を同じうするものであらう。又鹽津地溝を限る斷層崖の開析の度は比良ヶ嶽地壘の北東を限り、舊洪積層を切る大溝斷層崖の開析の度と較同様である。此等より推して鹽津地溝を限る斷層崖は洪積期に入つても繰返されて今日の高度をとり新砂礫層によつて埋められたるものと信ぜられる。近畿地方の山地が現高度に達せるは洪積期に入りて後の斷層による事は横山助教授¹⁾によつても説かれて居る。

鹽津地溝に隣る大浦地溝の東側を限る斷層崖の崖下にも現河床より 20—30m 高く河成段丘が見られる。一方、西側の饅頭越地塊の東部を限る斷層崖は開析が進まず、その麓には扇狀地を見るのみで、段丘は認められない。之より推して日計山麓の斷層崖は段丘堆積物發達以前に形成せられたるものなる事が明である。

知内川斷層崖下の湖成平野には妙見山と稱する 30m の起伏を有する小丘が存するが、之は曾つて饗庭野扇狀地の一部たりしものが石田川によつて切られしものにて、舊洪積層(盆地層)を被う砂礫層より成る。之によつて知内川斷層崖の成生せられし時が新砂礫層堆積以前なる事を知つた。饗庭野扇狀地はその成生せら

1) 横山次郎 生駒山脈成生論 地球 第六卷 大正十五年 八七—九四頁

れし以後に隆起し、その東端を南北に走る斷層崖によつて切られて居る。

柳ヶ瀬斷層崖が典型的なる新しき斷層崖の地形を呈するは夙に辻村助教授¹⁾によつて認められて居た。其崖下の余呉川によつて排水せらるゝ斷層角盆地の山麓線は斷層崖の側は直線的であるが、西側行市山地塊に沿うては屈曲に富み池原、文室、余呉の三湖成盆地を造つて居り、就中余呉盆地には余呉の湖を堪えて居る。中ノ郷の東には斷層崖上に高時川に向うて流るゝ川の風谷が存し(第五圖 a)、その川床は余呉川の川床より 70m 高く粘土層と砂礫層とによつて埋められて居る。是等の事實は此地方に曾て東流して高時川に注ぐ川があり、柳ヶ瀬斷層崖がこの川を切つて形成せられ、川の上流部は斷層崖に堰かれて山間盆地となり、中流部は上流を失うて風谷となつた事を示して居る。而して高時川には下丹生の附近に鹽津地溝の段丘と同時期に形成せられたと信ぜらるゝ 20m の段丘が認められるが、余呉川には段丘は全く見出し得ない。之等の事實より柳ヶ瀬斷層崖が新砂礫層堆積後即ち段丘成生以後にその斷層運動を繰返せる事が明である。

五 川の平衡曲線と地殻運動

北川の支流、天増川谷は中央高原地帯の西部、三十三間山の東北に源を發して、南北の走向をとつて高原を過ぎり、天増川村落を経て大杉に至り、本流に注いで居る。下流部なる河口より大杉に至る迄は、川は 1—2 km の巾の沖積平野を流れ周圍の山地は沈降的地貌をなし、河邊に段丘も認められないが、大杉より三重ヶ嶽、三十三間山の山麓に至る迄の中流部は峡谷を切り、その兩側の山地は急峻なる斜面を示して居る。更に上流部に至れば、地形は再び變じて斜面は緩となり 100 m の巾を有する氾濫原を見るに至る。

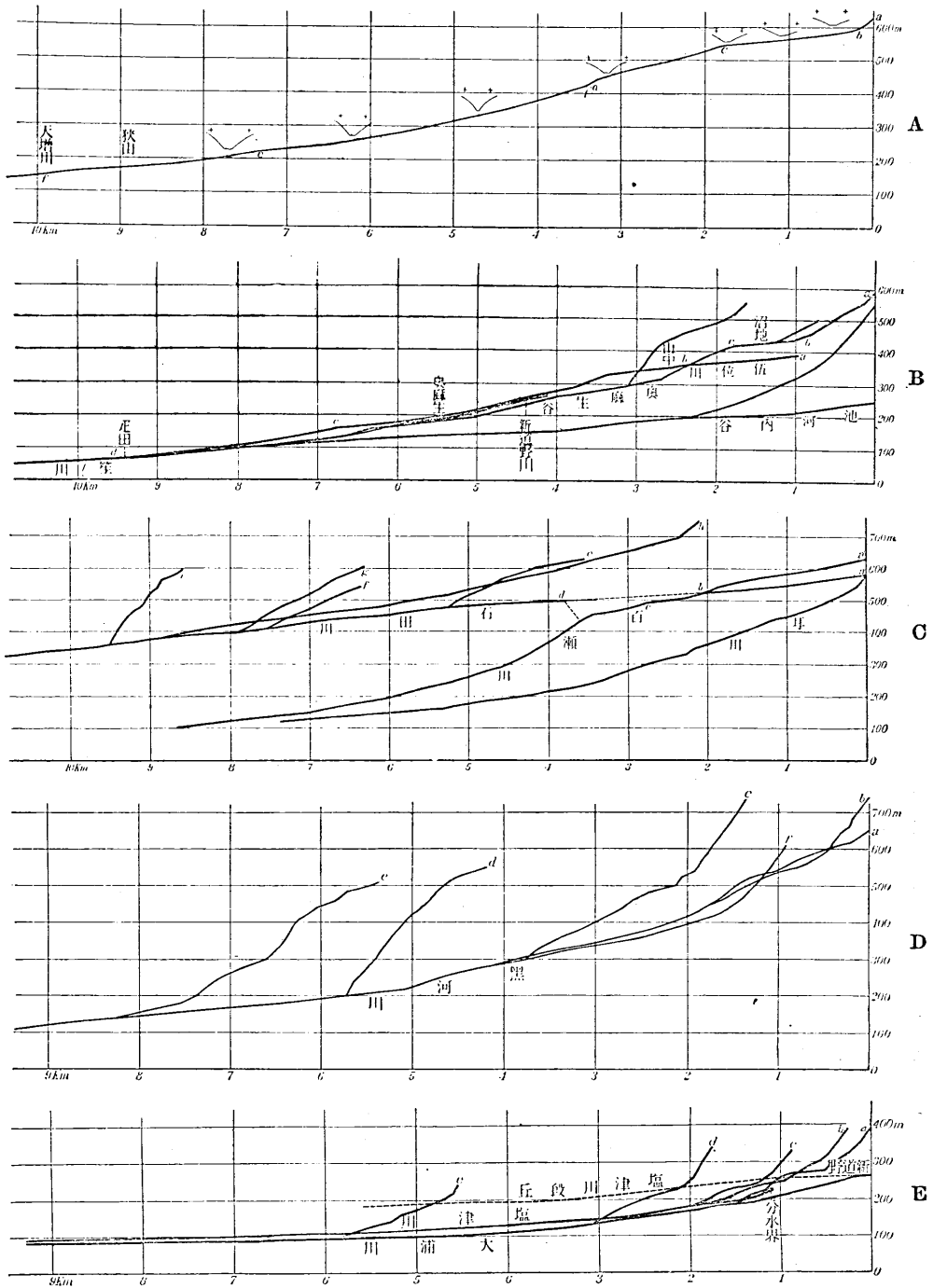
今二萬分ノ一地形圖によつて、天増川谷の平衡曲線をとるに、第四圖 A に圖示せる如く、海拔 730 m の水源より約 300 m の間 (ab) は平均 1/4 の急斜面をなすが、之より海拔 540 m に至る迄 1.5 km (bc) の間は 1/30 の緩傾斜となり、更に之より下流、海拔 100 m の大杉に至る迄 10 km の間 (cf) 即ち中流地域は、平均 1/20 の稍急斜面をなして居る。之より下流は海に至る迄 20 km の間に 100 m の高距を失うのみである。

一般に川の平衡曲線は上流に於て急で、下流に於て緩なる拋物線に近き一曲線

1) 辻村太郎 斷層による地形數種 東洋學藝雜誌 第三六卷 大正八年 六七九頁

第四圖 琵琶湖北部地帯の河川の平衡曲線と横断面

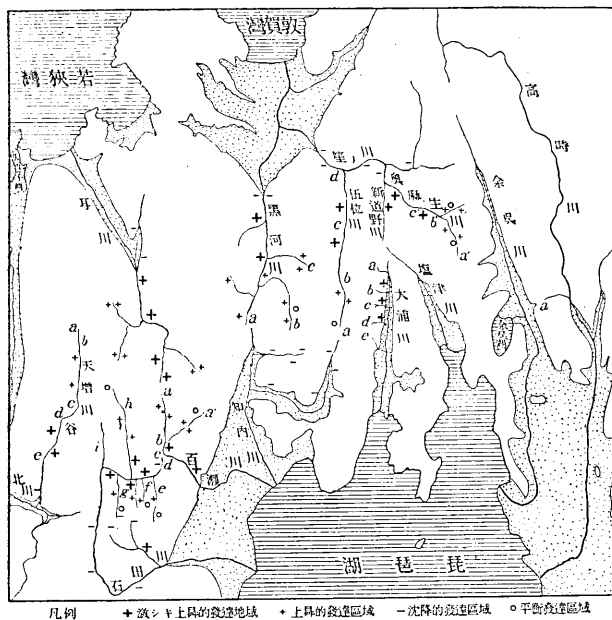
F'g. 4. Longitudinal and transversal profiles of the rivers in the region to the north of the Lake Biwa.



をなす事が説かれて居り、一旦川の侵蝕作用と堆積作用とが平衡を得たる時は一定の形を保つて次第に上流に移動す可きであるが、天増川谷に於ては 540 m の地点 (c) に不連続點があつて上下二つの平衡曲線をなして居る。かかる平衡曲線の變化は侵蝕作用の變化、即ち岩石の差異、氣候の變化、火山作用流路の爭奪作用或は地殻運動の變化等によつて起されるのであるが、此地方に於ては地殻運動の變化を除いて、かかる不連続點を生ず可き作用は認められない。氣候の變化に就いては洪積期後期に大雨期が存し、その前後に氣候の變化のありし事が、小川、

第五圖 琵琶湖北部地帯の河原の配置とその横断面の性質を示す圖

Fig. 5. Map showing the character of transverse profiles of river of the region to the north of the Lake Biwa.



中村兩教授 小澤助教授¹⁾によつて認められて居るが、この變化の川の平衡曲線に及ぼす影響は全流に渡り、不連続點を造らない。地殻運動に伴う平衡曲線の變化に就いては、辻村 助教授²⁾によつて、三十二通りの場合が考へられて居るが、天増川谷の場合には全地域に亘つて同量の隆起があり、侵蝕作用の回春が下流より上流に進み、新舊二つの曲線をなせしものと考へられる。而してその隆起の量は川の回春せる範圍の高度の差をとつて概算すれば、

400—500 m の範圍に存するものと推定せられる。隆起の速度が次第に増加する時は平衡曲線は上に凸面を向け次第に減ずる時は凹面を向ける可きであるが、天

- 1) 小川琢治、中村新太郎 地理教材としての地形圖 地球 第二卷 大正十四年 五二六一五三一頁 小澤儀明 洪積世の大雨期に就いて 東洋學藝雜誌 第四二卷 大正十五年 三五頁
2) 辻村太郎 信州伊那の山間盆地と段丘並に天龍峽の峽谷 地質學雜誌 第二十六卷 大正八年 三八六一三九一頁

増河谷の場合には分明でない。

更に天増河谷の横断面を見るに(第四圖 A)下流に於ては上に凹なる下降的發達をなして居るが上流中流部に於ては上に凸なる上昇的發達をなして居り、就中、最上流部と中流部とが激しい上昇的發達をなして居る。即ち最上流部と中流部との横断面は斜面の曲率が大きく、その二斜面のなす角は小さいが、上流部は兩斜面間に氾濫平原を挟み、且斜面の曲率は小さく傾斜は緩慢である。川が平衡に達せし時が、侵蝕の終末なりと假定すれば、此時の川の横断面は平衡的發達をなす可きであるが、川は平衡に達せし後も起伏の減小する爲に岩屑の減少を來たし、侵蝕作用に餘裕を生ずるを以て後退的侵蝕を續けて平衡曲線をそのまゝ上流に移動せしめるものであり、従つてその場合川の横断面は上昇的發達の中、平衡的發達に近き曲率の弱い斜面をなす可きである。之より見て天増川の谷は上流部が較々平衡に達せしを示し、中流部は浸蝕の同春をなして居るを示して居るのである。

かくの如く、天増河谷の縦断面と横断面とを觀察すれば、次の地形發達史が得られる。即ち此地帯が準平原となりし後に、隆起が行はれ、之に伴つて、南より北に走る斷層が行はれて、その斷層の一に沿うて天増河谷が生じ、準平原を開析してその麓に従順山形を作り川は較々平衡に達したが、次いで 300—400 m の隆起が起り、之による川の同春が下流より始まり、今日に於て漸く中流部に達して激しき上昇的發達の地貌を呈して居るのであり、更に後に沈降作用があつて下流は若狹灣の一沈水谷となつたのである。此沈水谷は今日北川の堆積物によつて埋められて居る。

高原的地貌を残して居る地域に發達せる大川に於て即ち百瀬川の諸支流に就いても、(第四圖 C *abc, a'*) 石田川支流(第四圖 C)に就いても、又行市山傾斜地塊を流るゝ奥麻生谷(第四圖 B *a' b' c' d'*)に就いても、乗鞍嶽傾斜地塊の背斜面に發達せる黒河川の支流に就いても(第四圖丙 *a, b, c, d, e*)、川の平衡曲線と横断面とをとつて見るに天増河谷に於て見しと同様な現象が見られ、之より推して此地帯が同様の地形發達史を有する事が認められる。本論文に於て高原性地貌と記載せるは此不連續點上流の従順山形の上の、準平原地形を指して居るのである。

百瀬川は中央高原地帯の東部にその源を發し(第四圖 C *a*) 南に直線の走路をとつて流れ、高距 440 m の地點(*e*)に於て急に西に流れ、次いで東南に向ひ高

原を刻む事、5 km にして、知内川斷層崖を切つて今津の湖成平野に達して居る。その水源に於て既に 150 m の幅の氾濫原が存し、上流部は $1/40$ の縦断面と平衡に近い上昇的發達をなす横断面とを有して居り、谷幅に比して細き川によつて刻まれて居る。之は此川の北に深き峡谷を切つて北流する耳川の谷によつてその上流部を爭奪せられし爲なる事が明であるが(第四圖 C)之より下流海拔 520 m (b) の地より 440 m の急屈曲部(c)に至る迄の間は谷壁が急に狭まり、縦断面は $1/17$ の傾斜となり、之より下流は絶壁をなし $1/7$ の急流をなして居る。然るに石田川は百瀬川の急屈曲部の直南、その川床より 70 m 高く海拔 500 m の地(d)に源を發し、水源に於て 250 m の巾の氾濫原を有し、 $1/50$ の緩傾斜をなして居り、その谷底に沼地すら止めて居る。今百瀬川上流部(ab)の平衡曲線をそのまゝ南に延長すれば全く石田川のそれと連接して來る(bd)のが認められる。此事實は石田川の上流が知内川斷層崖にコンシクエントに發達せる百瀬川によつて奪はれし事を示し、且知内川の斷層崖が百瀬川上流部斷層谷の發達より後の成生にかゝる事を語つて居るのである。

東部地方の斷層谷に於ても段丘を作りし隆起が平衡曲線に表はれて居る。試に疋田海津斷層崖に沿う伍位川の平衡曲線を觀るに海拔 300 m (b) 150 m (c) の二點に不連續點が見られ、又鹽津川に於ても(第四圖 E)段丘の高さを追跡して記載すれば、それが上流部の平衡曲線の連續なる事が知られる。大浦川の平衡曲線に於ては支流の同春が本流の侵蝕に伴はざる事と(第四圖 E a b c d e)之によつて最近の隆起が 40 m なる事が知られるのである。

六 概 括

以上述べた所を概括して琵琶湖北部の地帯に行はれた新しき地殻運動の歴史を記載して結論とする。

1) 地形を觀察する事によつて推定し得た最初の地殻運動の時期は、永き地質年間繼續せる緩漫なる隆起或は靜止の時代である。此永き期間に行はれた削刻作用によつて琵琶湖北部の地帯は其周圍の丹波高原、美濃加賀山地と共に準平原化せられた。此準平原面は後に隆起して開析せられ、又斷層作用によつて高度の差を生じたが、現今も尙、中央高原地方と乗鞍岳地塊、行市山地塊の山頂部にはその

痕跡を残して居る。中國地方の準平原は小藤、加藤、小澤¹⁾三教授によつて第三期初期より中新統に至る間に形成せられたるものと考へられたが矢部教授²⁾によつては瑞穂沈降時代以後に成つたものとせられた。此地方の準平原もその成生の時代を之と同じうするものならんもその時期を決定す可き資料を有して居ない。

2) 次いで全地域に亘つて急速なる隆起が起り、之に伴つて、激しき斷層作用が行はれた。石田川、百瀬川上流に見るが如き斷層谷は此時成生せられたものである。第一期に完成せられた準平原面は 300—500 m の高度に達し隆起にコンシクエントに發達せる川と斷層谷との激しき侵蝕作用の爲に周圍より開析せられ始めた。現今に於ても天増川谷、石田川支流、奥麻生谷、百瀬川等高原を切る古き谷の最上流に於ては此運動の結果として此等の川が準平原面を侵蝕しつゝあるのが認められる。

3) 前期の急速なる隆起運動は第三の時期に入つて緩漫となるか、静止せるか、或は沈降運動に變じた。従つて激しかりし侵蝕作用は下流より次第に弱まりその作用の結果は今日前記の諸川の上流部に見らるゝ如く、川は平衡に達せるか或は較々平衡に達せんとし、側侵蝕の爲に谷の斜面は廣げて準平原を頂く山地の麓に従順山形を發達せしむるに至つた。

4) 第三期の比較的静止時代の後に全地域に亘つて急速なる隆起が行はれた。隆起の全量は 300—500 m の範圍内に存するものと信ぜられる。川は回春して再び下流より激しい侵蝕作用を行うに至つた。この爲に前記の諸川の中流部に見出される如く、回春地域の斜面は激しい上昇的發達をなし、川の平衡曲線は上、中流部間に不連續點を示して居る。此隆起運動に伴なつて第二の時期の斷層線に沿うて新しき斷層が繰返された。高原の周圍を限る斷層崖、東部地塊を境する斷層崖の多くは此時に今日の高度に達せるものである。此運動の時期は琵琶湖北部に於ては明かにするを得なかつたが、恐らくは近畿地方の地塊に一般なる如く、舊洪積層の堆積後の運動であらう。

1) 小藤文次郎 中國筋の地貌式 震災豫防調査會報告 第六十三號 六頁

T. Katô Geology and Ore Deposits of the Yanahara Mining District. Jap. Journ. Geol. Geogr., Vol. 1. 1922 pp. 79

小澤儀明 秋吉臺の地史と地形と地下水 地理學評論第一卷 大正十四年 四七頁 二四八—二四九頁

2) 矢部長克 第三紀及其直後に於ける九州地史の概要 地理學評論 第二卷 大正十五年 八頁

5) 再び速度の小なる隆起或は静止或は沈降の運動をなす時代となり各河川の流域には廣き冲積平野が形式せられた。

6) 次いで急速なる隆起があり、之に伴つて川の侵蝕力の回春が起り、第五期に成生せられた冲積平野は 20—40 m の段丘となつた。

7) 最近に至つて沈降運動があり、琵琶湖並びに若狭灣の水は各河川の下流を沈水せしめて深く長い入江を形成するに至つた。

斷層作用は第六期、第七期にも繰返され、柳ヶ瀬斷層崖の如く新砂礫層を切つて活動を續けたる斷層もあり、三方斷層崖、敦賀灣東岸の斷層崖の斷層も此時繰返され、その東部は隆起し、西側は沈降作用をなしたのである。此等の地殻運動が歴史的にも繼續して居る事は緒言に述べたる如く、大阪京都地震帶と伊賀伊勢・近江越前地震帶が茲に聚斂する事によつても明である。

之を要するに琵琶湖北部地帯にあつては一般に見る時は準平原成生後急速なる隆起と緩なる隆起或は静止或は沈降とを交互に繰返して今日に至れるもので全體としては隆起を行つて居り、此間斷層作用も伴ひ、今日見るが如き斷層地形を形成せしめたのである。されど局部的に見る時は斷層を境としてその一方の地塊は隆起し、一方は陷落して地殻運動が既存の地塊毎にその運動の量、性質を異にする事が明かにせられた。第六期以後に行はれたる斷層の如きは所謂活斷層と見て適當なるものと考へられる。第一圖には其證の明なるもののみを新期斷層として記入した。

第一圖 琵琶湖北部の地形的斷層構造

Fig. 1- Map showing the geomorphologic fault structure of the region to the north of the Lake Biwa.

