

昭和8年10月

論 說

日本の海岸線の發達に關する或る考へ

大塚彌之助

目	次
1 緒論	6 一樣な地盤の運動と言ふことに就いて
2 日本の海岸線（特に太平洋岸に就いて）	7 現在に於ける日本群島の地殻運動
3 沈溺谷とその形成の地質時代	8 沖積世初期の沈降運動に關する或る假説
4 先志摩の海蝕臺地その他	9 日本の海岸線の發達
5 沖積世初期の沈降運動	10 結論

緒 論

辻村助教授が日本の海岸地形に注意されて、多くの新しい意見を發表されたのはついこの間の様に思はれてゐたが、この方面の知識はそれ以來著しく進歩して來た。海岸段丘に就いては今村學郎學士の研究や、青木助教授、渡邊光學士の研究やがあり、その他、故外山理學士、田山理學士の研究等がある。

筆者は之等の諸先輩の御研究を理解しやうとしてゐる内に、ここに3種の對立した意見の存在することに氣付いた。即ち1つは海岸段丘が少くとも日

本の海岸線に沿うて略ぼ一樣の高度に分布してゐて、之をユウスタチ、ク海水準變化によつて説明しやうとする立場のもので、他のⅠつは海岸段丘の分布範圍の大小から之等を局部的な地殻運動で説明し、一樣に分布してゐないとする立場にある學説とてある。

又海岸線の平面形に就いての特別な考察かなされてゐて、今迄一般に海岸線が平滑であることから隆起海岸と考へ、出入があることから沈降海岸と考へられてゐた。

一方矢部博士は之等の考とは別に海底地形の調査から、日本島全體の沈降運動又は海水準の陸地に對しての上昇を考へるに至つた。

筆者は上記の様に種々な海岸地形の問題に對して、多くの事實をよく説明できるやうな考を求めてゐた。この論文で述べることはそのⅠつであつて、特に之等の問題の内、海岸線の平面形を選んで、その内に隠れた關係を見出し、それから起るところの種々な問題を考察してみようとした。

日本の海岸線（特に太平洋岸に就いて）

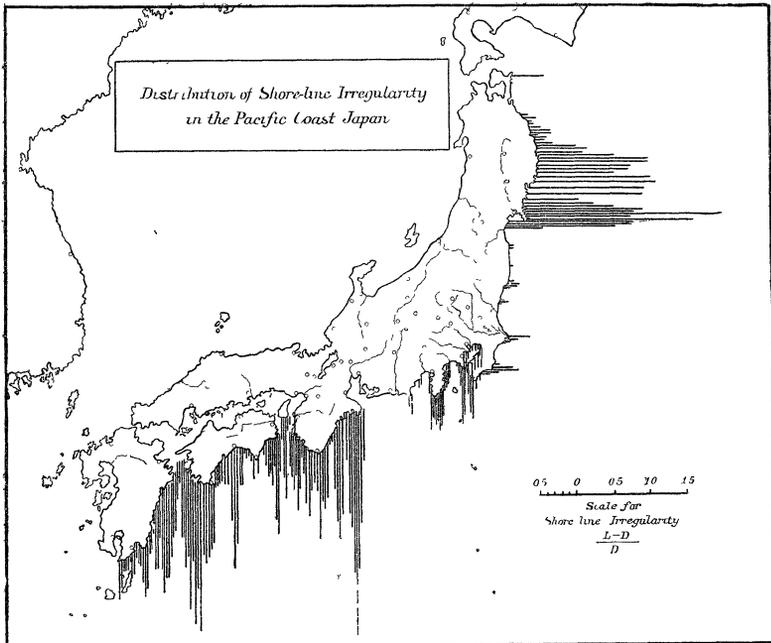
辻村助教授が既に述べて居られるやうに本川島の東岸は極めて屈曲に富んだ海岸線であるか之を仔細に見ると、先づ尻屋岬から八戸市までは滑な砂濱の連続である。八戸市から宮古までは多少の出入があるが、宮古から石ノ巻に至る間は所謂リアス海岸で、極めて複雑な海岸線を示してゐる。

石ノ巻から常磐の海岸を経て銚子に至るまでは殆ど滑で、著しい屈曲もない。房總半島、三浦半島、伊豆半島は東京灣、相模灣、駿河灣と共に多少の屈曲はあるか、御前崎以西は再び滑な海岸線の連続で、紀伊半島に至つて再び複雑となる。四國も高知附近には多少の平滑な海岸を示すが、先づ大體に於いて複雑である。

九州島に於ては豊後水道から細島港附近迄は出入に富むが、それ以南に於ては日向の平滑な海岸線を示して、青島以南に於て多少屈曲を示すに至る。

今筆者は之等の海岸線の屈曲性を表はすために尻屋岬から半径 10km の圓を描き、それらの中心をそれぞれ海岸線上に在るやうに置き、それらの相隣る圓の中心が圓周上にあるやうにする。そしてその圓内に含まれる海岸線の總延長 L とその圓の直徑の長さ D との差を D で除した數を以て代表させた。この結果は第 1 圖^{*}の如くで、北上山地東岸、紀伊、四國海岸に於いて數が大きくなつてゐる。

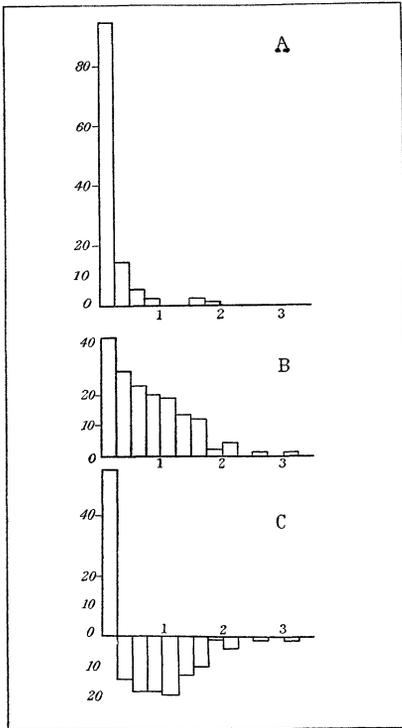
さて我々は、今、これらの海岸線背後の地質系統を見ると、そこに驚くべ



第 1 圖 太平洋海岸線の肢體發達分布圖

* 第 1 圖は便宜上 $D=20\text{km}$. として測定は總べて 20 萬分之 1 帝國圖によつた。

き事實を見出すのである。そこで之等の關係を知るために、地質調査所發行の日本地質鑛産誌附圖、20萬分之1地質圖、7萬5千分之1地質圖等を參考し、沖積、洪積、新第三系をNに、Mを古第三系、中生代層、Palを古生代層、火成岩をIg.として、各海岸線の地質により $\frac{L-D}{D}$ の値を區別し、4つの $\frac{L-D}{D}$ の値の大小による頻度圖表を作成した。第2圖A, Bは即ちそれらで、Bは中生層、古生層及び火成岩の露出する海岸線で、之等の岩石は新生代層以後の地層に比べて硬いと考へて差支えないので、一緒にした。AとBを比べると



第2圖 Frequency of $\frac{L-D}{D}$ (A = $\frac{L-D}{D}$ of N. coast, B = $\frac{L-C}{D}$ of M Pal Ig. coast, C = A - B)

く分るやうにAに於いては $\frac{L-D}{D}$ が0.25以内のもものが完全に優勢であるのに $\frac{L-D}{D}$ が0.25以上のものはBの方が断然優勢である。加ふるにBには3.0以上のものさへあるのである。CはAとBとの差を出してみたので、上に述べたことがよく示されてゐる。即ち第1表及び第2圖に於いて示されるやうに、平滑な海岸の背後は主として新第三紀層又はそれに近い岩層であるし、第1圖に於て數の大きい屈曲のある海岸線の背後は主として古生層、中生層又は火成岩類であつて、それらの關係は全く一致してゐると言つてもよい。この一致は我々に次の様な考を抱かせ

第 1 表 (Tab. I).

	$\frac{L-D}{D}$	背後の地質		$\frac{L-D}{D}$	背後の地質		$\frac{L-D}{D}$	背後の地質	
尻矢崎	0.02	Pal.	廣 田	1.05	Pal. Ig.		0.01	N.	
	0.45	Pal.		1.59	M.		0.01	N.	
	0.01	N.		1.15	M.		0.08	N.	
	0.03	Ig.		1.61	M.		0.15	N.	
泊	0.03	Ig.		1.55	M.		0.14	N.	
	0.03	N.		0.71	M.		0.10	N.	
	0.00	N.		0.95	M.		0.01	N.	
佛 沼	0.00	N.		1.20	M.		0.01	N.	
	0.00	N.		1.61	M.		0.05	N.	
	0.00	N.		1.50	M.		0.02	N.	
八 戸	0.12	Ig.	金華山	2.70	M.	澁	0.07	N.	
	0.16	Ig.		1.41	M.		0.10	N.	
	0.05	Ig.		2.04	M.		0.05	N.	
	0.05	Ig. M.		0.03	N.		0.01	N.	
久 慈	0.14	Ig. M.	松 島	1.73	N.		0.00	N.	
	0.29	Ig. M.		1.75	N.		0.00	N.	
	0.25	Ig. M.		1.50	N.		0.00	N.	
普 代	0.10	Ig. Pal.		0.48	N.		0.00	N.	
	0.16	Ig.		0.00	N.		銚 子	0.30	Pal. M.
	0.17	Pal.		0.00	N.			0.08	N.
	0.24	Ig.		0.00	N.			0.03	N.
宮 古	0.50	Ig.		0.00	N.		0.00	N.	
	0.67	Ig.		0.05	N.		0.00	N.	
	0.60	Ig.		0.05	N.		0.00	N.	
山 田	1.15	Pal., Ig.	原 釜	0.00	N.	大東崎	0.03	N.	
	1.50	Pal. Ig.		0.00	N.		0.03	N.	
	1.51	Pal.		0.00	N.		0.06	N.	
釜 石	1.26	Pal.		0.05	N.		0.29	N.	
	1.20	Pal. Ig.		0.00	N.		0.35	N.	

第 1 表 (續 き)

	$\frac{L-D}{D}$	背後の地質		$\frac{L-D}{D}$	背後の地質		$\frac{L-D}{D}$	背後の地質
鴨川	0.21	N.		0.20	Ig.		0.00	N.
	0.10	N.		0.21	Ig.		0.00	N.
	0.08	N.		0.24	Ig.		0.00	N.
白濱	0.13	N.	川奈	0.16	Ig.		0.00	N.
	0.50	N.		0.10	Ig.	伊良湖崎	0.01	N.
	0.51	N.		0.01	Ig.	鳥羽	0.72	Pal.
	0.21	N.		0.38	Ig.		1.56	M.
	0.15	N.		0.54	Ig.		2.11	M.
富津	0.24	N.		0.45	Ig.	濱島	3.05	M.
	0.25	N.		0.39	Ig.		2.17	M.
	0.15	N.		0.35	Ig.		1.56	M.
	0.08	N.		0.28	Ig.		1.35	M.
	0.08	N.		0.31	Ig.		0.66	M.
	0.03	N.		0.50	Ig.		1.30	M.
東京	0.05	N.	沼津	0.28	N.	尾鷲	1.62	Ig.
	0.10	N.		0.01	N.		1.38	Ig.
	0.09	N.		0.03	N.	木ノ本	0.80	Ig.
	0.15	N.		0.10	N.		0.16	N.
	0.30	N.	久能山	0.10	N.	新宮	0.08	N.
横濱	0.25	N.		0.03	N.		0.78	Ig.
	0.45	N.		0.03	N.		0.85	M.
	0.46	N.		0.01	N.		0.70	M.
横須賀	0.60	N.		0.02	N.	潮岬	1.15	M.
	0.75	N.	御前崎	0.21	N.		0.55	M.
	0.28	N.		0.15	N.		0.40	M.
	0.11	N.		0.00	N.		0.53	M.
	0.04	N.		0.01	N.		0.91	M.
大磯	0.00	N.		0.00	N.	田邊	0.75	N.
	0.03	N.		0.00	N.		0.35	N.

第 1 表 (續 き)

	$\frac{L-D}{D}$	背後の地質		$\frac{L-D}{D}$	背後の地質		$\frac{L-D}{D}$	背後の地質
	0.20	M.		0.05	N.		1.08	Pal.
	0.68	M.		0.51	M.	佐田岬	0.33	Pal.
	0.69	Pal.		0.50	M.	佐賀關	0.51	Pal.
	0.56	Pal.		1.35	M.		0.83	Pal.
	0.79	Pal.		1.73	M.		0.80	Pal.
和歌山	0.63	Pal.		0.93	M.		1.04	Pal.
	0.46	M.		0.40	M.	佐伯	1.33	M.
	0.44	M.		0.36	M.		1.28	Pal.
	0.14	M.		0.23	M.		1.41	M.
福良	0.18	M.		0.19	M.		1.13	M.
	1.10	M.		0.18	M.		0.51	M.
	0.85	M.		0.21	M.		0.56	M.
徳島	0.33	N.		0.81	M.		0.93	M. Ig.
	0.53	Pal.	足摺崎	0.86	Ig.		0.85	M. Ig.
	1.35	M.		0.95	M.		0.13	Ig.
	1.13	M.		0.38	N.		0.01	N.
	0.40	M.		0.99	M.		0.01	N.
	0.65	M.		1.04	M.	高鍋	0.00	N.
	0.45	M.		0.98	M.		0.00	N.
	0.51	M.		2.05	M.	宮崎	0.00	N.
	0.34	M.		1.46	M.		0.08	N.
	0.05	M.		1.95	M.		0.25	N.
	0.03	N.		1.16	M.		0.21	N.
	0.02	M.	宇和島	1.80	M.	油津	0.70	N.
室戸崎	0.22	M.		1.10	M.		0.70	N.
	0.31	M.		1.35	Pal.		0.46	M.
	0.06	M.		1.11	Pal.		0.26	M.
	0.06	M.		1.45	Pal.		0.19	M.
	0.08	N.		1.14	Pal.	志布志	0.15	M.

第 1 表 (續 き)

$\frac{L-D}{D}$	背後の地質	$\frac{L-D}{D}$	背後の地質	計 N. : 118.
0.33	Ig.	0.13	Ig.	Pal. : 28.
0.28	Ig.	0.40	Ig.	M. : 86.
0.15	Ig.	佐多崎	0.53	Ig. : 48.
0.15	Ig.			

$\frac{L-D}{D}$	N.	Pal.	M.	Ig.	Pal.+ M+Ig.
0—0.25	94	3	16	20	39
0.25—0.50	14	3	14	11	28
0.50—0.75	5	5	12	6	23
0.75—1.00	2	4	11	5	20
1.00—1.25	0	7	9	3	19
1.25—1.50	0	4	8	1	13
1.50—1.75	2	2	8	2	12
1.75—2.00	1	0	2	0	2
2.00—2.25	0	9	4	0	4
2.25—2.50	0	0	0	0	0
2.50—2.75	0	0	1	0	1
2.75—3.00	0	0	0	0	0
3.00—3.25	0	0	1	0	1

る。即ち新第三系又はそれに類似の岩層は侵蝕作用に對する抵抗が弱く、岩層が容易に生じ、埋立作用を速に行ふので、最初出入のあつた海岸も、海蝕のために海に突出してゐるところは速に後退し、凹んでおるところでは速に埋められて平滑になり易いと考へられやう。

一方古い地質系統の海岸は、

少くとも日本に關する限り、硬い岩石からなつてゐるので、海蝕その他に對する抵抗も強く、背後にこの様な岩石からなる地域を控えてゐるやうな海岸では陸上侵蝕で運ばれる岩屑の量も少く、埋立作用も軟い岩層の地域に比較して遅いことが考へられるであらう。従つて硬い岩石からなる海岸線は軟い岩石からなる海岸線に比べて不規則の儘残され易いと考へることができやう。即ち現在日本に見られる海岸線の滑粗の分布は岩石の硬軟の分布に極めて密接な關係を持ち、この關係を考へ入れずに海岸線の滑粗を説明することは不完全な説明の様に見える。

沈溺谷とその形成の地質時代

さて上記のやうに岩石の硬軟によつて海岸線の平滑、出入ができるかと考へてくると、硬い岩石からなる海岸線の出入とは何者であるかと言ふことが次に問題となる。そこで之等の出入のある海岸（第 I 圖に於いて大なる數値を示す海岸）の内、北上山地の東岸を例にとつて考へてみることにする。

北上山地東岸の海岸は極めて出入のある海岸で、凹んでゐる灣の奥には必ず廣い低平な地域があつて、北上山地から排水される河流が注いでゐる。これらの低平な地域はそれらの河流の堆積物から作られてゐて、稍、上流はそれぞれそれらの河流の河谷である。又一方突出してゐる部分は前記の河流と河流との間に挟まれた尾根の延長したものであつて、現在入込んだ灣の壁は河谷の壁の連続である。

今、大船渡灣又は山田灣附近の海底地形を等深線で調べてみると、灣奥にある河谷が嘗ては更に延長發達してゐて、海水面に對して相對的に地殼が沈むことによつて、これらの過去の溪谷に海水が入り込んだと説明しなければならぬことを示してゐる。

從て少くとも北上山地の東岸に於いては、之等の出入ある海岸線はそれぞれの灣の海底地形から明瞭に沈溺谷の谷壁と海水面との交截線を代表するものであることが認められる。而して之等の沈溺谷底の深度を求めるならば、その量は略ぼこの附近の地殼が海水面に對して相對的に沈降した量の最少とも考へられるものを示すべきであらう。北上山地附近に見られる沈溺谷の谷底の縦の断面曲線を調べてみるとそれぞれの谷底の末端と言ふものが決して明瞭に區別できはしないけれども、少くとも 110—120m. の範圍では之を谷

* 水路部發行 山田港、釜石港、その他。

底の深さと認めてよろしいやうに見える。即ち北上山地の東岸では過去の溪谷形成期以後少くとも 120m 内外は沈降したと考へられるのである。

この量は矢部博士・田山理學士⁽¹⁾が嘗て發表された日本群島周縁陸棚の侵蝕谷の存在から推定されたものの一部と大同小異の結果である。

ここに於いて次の如き問題が起る。即ち現在の地表の河谷の出口には大抵の場合海底にまで續くところの河道の痕跡があるので、沈溺谷の海底地形の一部は陸上に於ける谷の沈溺したものでなく、他の原因例へば海底に影響するところの流水の作用のやうなものが考へられるので、沈溺谷底の深さを以てそれとすることは不可であるとする學者もある。又一方陸上の河谷のあるものは大抵の場合地質構造線を選んでゐるので、上記の様に沈溺谷底の深さ h を以つて沈降の量とすると、 $h =$ 構造線の陥没量 + 眞の沈降量 として不適當だとする學者もあるに違ひない。この兩説は確に考へるべき餘地のあるもので、前者は海面下では外力的に海底地形の凹凸が造られないと言ふ現在地學者に普遍してゐる 1 つの假想を疑つてゐる譯で、後者は地表の起伏は侵蝕作用のみでは形成されるものではないと言ふ考へを述べてゐることになる。

併し前者は沈降を考へぬ限り海水が陸内へ入る現象が説明されないことと、河口近くの河流によつてできる河道の深さなるものはここに述べてゐる問題に對してかなり小さな量なので今の處問題としないでよいと思ふ。勿論筆者は海底の地形が侵蝕作用に類似した外力作用によつてできぬと言ふ考へには多少の不安を抱いてゐるのである。

後者の地殻運動に關聯してゐる方のものは後に少しく考察してあるからここでは省略しておく。

(1) H. Yabe and R. Tayama, Record of Oceanographic Works in Japan. 2

1 (1929)

このやうな沈溺谷の存在は既に辻村助教授⁽²⁾によつて指摘されたところであるが、最近矢部博士、田山理學士によつて組織的に各地に見出されてゐる。上述した紀伊、四國の複雑な出入ある海岸でも同様なことか考へられるのである。

このやうに日本の複雑な出入ある海岸に見出だされるこれらの沈溺谷は、然らば、何時作られたのであらうか、之か次に我々地質學者が直ちに考へるところの問題である。

先志摩の海蝕臺地

嘗て筆者⁽³⁾は三重縣先志摩の海蝕臺地の地形發達史を記述したことがあつた。即ち先志摩海蝕臺地は、現在中生層の海蝕面と略ぼ同じ高度で、中生層の侵蝕凹地を埋めて横はるところの先志摩層の堆積當時既に沈降地形を示してゐて、海蝕面形成後地盤隆起して、新に侵蝕地形を形成し、更に地盤の沈降があつて、侵蝕地形は沈弱して、現在の状態に達した。

今先志摩の沈溺谷を以て前に述べたものと同様の沈溺谷と解するならば、この沈溺谷の形成は先志摩層が代表する地質時代より遙に後のものであると言ふことができる。

幸にも先志摩層は近年志摩電鐵の工事によつて多數の貝化石を産し、之等は筆者の考と同様に松下進氏⁽⁴⁾、大炊御門氏等⁽⁵⁾によつて渥美半島の含貝化石層と比較されるに至つた。従つて下部洪積統の上部と考へられるこの貝化石層

(2) 辻村大郎，地理學評論，2，8（1926）。

(3) 大塚彌之助，地理學評論，4 243（1928）。

(4) 松下進，地球，18（1932）。

(5) 大炊御門經邦，地球，19（1933）。

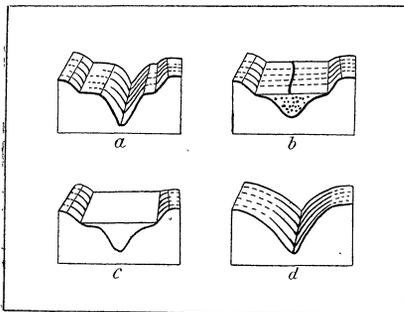
の上に横はる礫層で代表される海蝕段丘面は洪積世中末頃の形成になる。故にこの平坦な地形面を侵蝕して生じた溪谷地形であるから、少くとも沈降運動は洪積世末か沖積世初期と考へなければならぬ。

沖積世初期の沈降運動

上に述べたやうな関係は先志摩以外の紀伊半島でも知られることで、田邊⁽⁶⁾、尾鷲灣等⁽⁷⁾に於いても沈溺谷の形成を洪積世海成層の堆積後と考へることができる。

北上山地東岸の海岸段丘の形成の營力及びその地質時代に關しては全く今の處手懸りなく、唯だ氣仙沼灣々口の近く及び氣仙沼大島に約 10—15m の段丘を形成する下部洪積統らしい含海棲貝化石堆積物が弘く分布するのを認めることが出來たのみである。

さてこのやうに考へる時に次の様な疑問が起る。即ち前に述べたやうに硬い岩石で出入の激しい海岸線地方は埋立て作用が極めて遅いので、完全に埋



第 3 圖

まらぬ内に隆起することがあり、この場合隆起量が少いと依然沈降海岸地形を示してゐて、隆起してゐるのに沈降海岸と考へられてしまふ。故に略ぼ同じ形態を示すのに第 3 圖のやうな 2 通りの地形發達史が、即ち d, b, a の順序と、d c a の順序とが考へられはしないかと言ふ疑問が起る。

(6) 中村新太郎・黒田徳米，地球，I (1924)；竹山俊雄，地球，II (1929)。

(7) 1932 年東大地質學教室稻垣氏論文。

この疑問は地形のみによつて地形發達を推理する場合に考へられる「侵蝕地形は侵蝕されない以前の地形より新しい」の規則に例外を設けなければならないこと示してゐる。事實第3圖の dca の様な順序の地形發達史の考へられる場合も日本島沿岸に少からず存在するやうに見えることは筆者と多田助教授とが嘗て話合つたことである。併し若し「然り」としたならばそれを如何にして區別すべきであらうか。筆者はここに地質學的な又地形學的な I つの問題の横はるのを知つた。

さて前項に述べたやうに出入の多い海岸線が、それを構成してゐるところの地質系統が硬いために軟い岩石の地方に比べて埋立作用が遅い結果保存されてゐるのであるとするならば、ここに次の様な問題が起る。

即ち硬い岩石からなるところの出入ある海岸線は一方沈降海岸地形であつて、各灣は少くとも過去の溪谷が沈溺したものであると考へてゐるのであるから、平滑海岸も嘗ては出入のある沈降海岸地形であつたものが、岩石の軟なために平滑な海岸線となつたと考へなければならぬ。然らば今日の平滑海岸地域にもかくの如き沈降海岸であつたとする證據があるであらうか、之が次に起つた問題であつた。

併しながらこの問題は少くとも關東地方に於いては、故山川戈登氏の有樂町貝層⁽⁸⁾の他、東木氏の貝塚⁽⁹⁾の研究又は筆者の平塚火藥廠試錐⁽¹⁰⁾の材料等によつて、沖積初期に於ける著しい沈降地形が推定されてゐるし、最近には野村七平氏⁽¹¹⁾の研究もあつて、この資料は充分にある。その他の地方では餘り好例が

(8) 山川戈登, 地質學雜誌, 16 (1909).

(9) 東木龍七, 地理學評論, 2 (1926).

(10) 大塚彌之助, 地理學評論, 5 (1929).

(11) S. Nomura, Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. II ser. 15, 2 (1932).

認められないが、八戸市北部の平地、松島灣鹽釜附近は沈溺谷の埋め立てられた平地と思はれるものが發達してゐる。

常磐沿岸に於けるものとしては阿武隈川口の鳥ノ海、中村町附近の松川、浦、鹿島町附近の八澤浦等はこの沈降地形の面影と見ることができる。

小名濱附近の低地も沈溺谷の埋め立てられたものと解すことができないであらうか。

東海道沿岸の平滑海岸では富士山麓、富士川口、安倍川口に多少の痕跡が見られ、濱名湖は辻村助教⁽¹²⁾によつて指摘されてもゐる様にその1つの名残りのやうにさへ見へる。

最近農林省にて實驗所建築のため大井川河口近く川尻部落に試錐を行つたが、その結果を調査された新野理學士の報告によると地下 30m. 以下に含海棲貝化石沖積統の横はることが知られ、ここにも沖積統初期に沈降地形が存在してゐたことが確められた。

九州日向海岸には殆ど著しい例がなく、唯だ細島港⁽¹³⁾に於ける材料が唯一のものやうに見える。

併しかくの如き例を太平洋沿岸に限らず、日本群島の周縁に求めるならば、各地の沖積統の下部は殆ど必ず海成層であることが知られてゐる。

例へば瀬戸内海沿岸各地⁽¹⁴⁾の如き、大阪市地下等⁽¹⁵⁾の如き、又は尾張平野⁽¹⁶⁾の如き、九州博多灣附近⁽¹⁷⁾の如き總べて同様に沖積統の堆積初期に沈溺した海岸地形を示してゐたことが知られてゐる。北陸沿岸では辻村助教⁽¹⁸⁾、故小澤博士⁽¹⁹⁾

(12) 辻村太郎，地形學。

(16) 日本石器時代地名表

(13) 伊木常誠，1/20万，「佐土原」。

(17) 中山平次郎，地球，3 (1925)。

(14) 大塚彌之助，「第四紀」。

(18) 辻村太郎，地理學評論，2 (1926)。

(15) 山根新次，小川博士紀念

(19) 小澤儀明，地質學雜誌，32 (1925)。

地學論叢 (1930)。

最近には石井逸太郎⁽²⁰⁾教授の興味ある論文もある。福井縣地方の海岸地形はこの考へに極めて都合がよい。新潟平野に於いては古く原田豊吉⁽²¹⁾博士の指摘せられたるものさへある。下關海峡の下底の木根も⁽²²⁾1つの材料と考へられるであらうし、大分縣、熊本縣等には貝塚の分布から推定される證左さへある。

故に日本群島が沖積世の初期に極めて複雑な海岸線を有つた沈降海岸地形を示してゐたであらうことが推定されるのである。而してこの推定は海岸線の滑粗と、岩石の硬度と、海成沖積統の分布と沖積世初期の沈降運動との間に密接な關係のあることを示してゐる。

故に上述したやうに多田理學士と共に考へた段丘の形成の順序に於ける2つの場合は今日の處では未だ段丘面形成以後に現在沈溺してゐる溪谷地形が作られたと考へて差支えないやうに思つてゐる。そしてその作られた時代は沖積統で埋められてゐるから、それより以前であらうが、段丘面の作られた時代より後であつたであらう。勿論先志摩の場合のやうに先志摩層堆積當時の沈溺谷が考へられるが、之等の溪谷地形の形成は前述のものとは時代的に別個に考へられるべきものであると思ふ。

一様な地盤の運動と言ふことに就いて

上のやうに考へてくると、日本群島は沖積世初期には一様に沈降海岸地形を示してゐて、海岸線が何處でも極めて複雑であつたと考へられる。

故に我々は日本群島全體が略ぼ一様に沈降したと考へなければならなくな

(20) 石井逸太地，理學評論，9 (1933)。

(21) 原田豊吉，地學雜誌，I, 12 (1889)。

(22) 佐伯謙吉，地質學雜誌，37 (1930)。

(23) 樋口清之，史前學雜誌，3, 1 (1931)。

つた。而もこの時期には現在我々が洪積世の段丘と考へてゐるものが矢張存在してゐたのである。従つて我々は現在見られる海岸線の形態と極めて異なる海岸線を沖積初期の日本群島に認めることとなり、この事から現在に於けるこの様な種類の地形的特徴が必ずしも過去に於いても同様に繰り返されてゐたと考へる必要のないことが理解できる。故に若し上に述べたやうな考が許されるとすると、沈降運動以前の地貌は全く現在見られるものとは趣きを異にし、極めて高い段丘が極めて深く溪谷に刻まれて存在することとなるであらう。そしてその段丘面の分布範囲、高度は全く今日我々が日本群島の地上に経験せられぬ程度に異なる値を示してゐたであらうことも想像される。

次にこのやうな様な地殻運動が沖積世に行はれてゐたとするならば、洪積世以前の地質時代にそれが認められて差支えないと思ふ。その一部の考へと見られるものは嘗て本誌上に沈積輪廻⁽²⁴⁾の項目を以つて述べて來たところのものである。洪積世の段丘も亦この立場に於ては略ぼ一様の高度で日本海岸に分布すべきものと考へなければならぬ。

この立脚點に立つての考は今村學郎理學士⁽²⁵⁾の段丘の幅と高度とから推定される地波の現象とは相矛盾するところがあるが、之は嘗つて筆者が述べたやうに、前に述べたやうな廣範圍に互つて行はれる地殻運動と地波を示す地殻運動とがその規模の點で同一に取扱はれないのであらうと思ふ。現に今村理學士の御研究に見られる地波の現象の内には、高度の異なる數段の段丘系を互ひに比較して知られるところのものがあり、數段の段丘系を作つた地殻運動はこれらの段丘系から知られる地波とは異なる別の地殻運動で説明しなければ

(24) 大塚彌之助、地理學評論、8、12 (1932).

(25) 今村學郎、地理學評論、4、3 (1928).

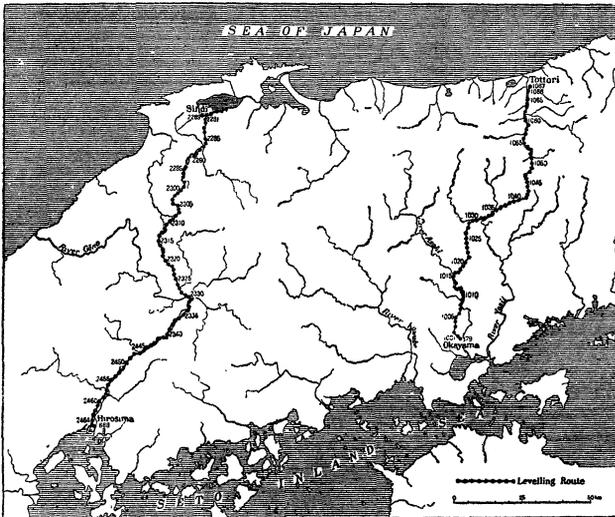
(26) 大塚彌之助、地理學評論、7、6 (1931).

ならない。併しこの數段の段丘系を作つた地殻運動も必ずしも今筆者が論じてゐるやうな地殻運動と同規模なものであるか否かは今明言できぬところのものである。

又段丘の幅と高度も一樣の相關を示すべき筈なのにその關係は殆どなく、海岸段丘は高位の儘に海崖で終つてゐることが少なくない。

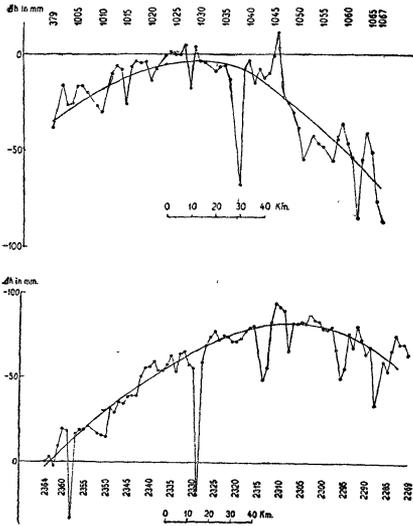
現在に於ける日本群島の地殻運動

扱て我が國に於ける水準點改測の結果は陸地測量部の努力によつて近年著しく進み、坪井忠二⁽²⁷⁾教授によつてそれらの材料は最近整理發表されてゐる。その内特に注意すべきは内陸高地の隆起性である。即ち第4圖は坪井助教授

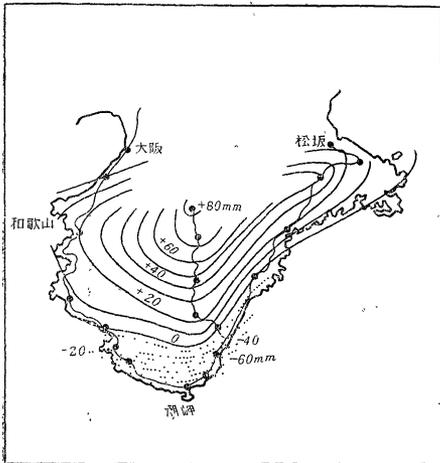


第4圖 (坪井氏による) (其1) 中國地方を横切る水準點線路

(27) C. Tsuboi, Jap. Jour. Astr. Geophy. 10, 2 (1933).



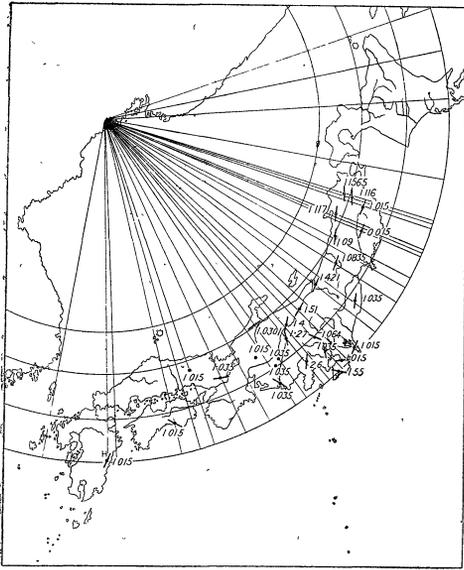
第 4 圖 (其 2) 其 I に示した線路に沿へる水準點の垂直變位 Change of the bench marks on the route from Okayama to Tottori and from Hiroshima to Sindi



第 5 圖 紀伊半島水準點の垂直變位 (Change of heights of the bench marks on Kii Peninsula.)

によつて指摘された中國地方に於ける脊稜山地の隆起性であるし、第 5 圖は嘗つて筆者が雑誌⁽²⁸⁾科學に於て紹介した原田財團の補助によつて行はれた水準點改測の結果と、今村明恒博士の公にされた水準點改測の結果とから推定した紀伊半島の等隆起線である。之によつて見ても、紀伊半島が楕狀に隆起し、海岸線が沈降してゐることが示されてゐる。

最近寺田博士⁽²⁹⁾によつて公にせられた土佐灣海底の變化、四國水準點改測の結果も一樣にこの陸地の背部が高まり、海底部の沈降を示してゐて、之は既に坪井助教授の指摘されてゐるところである。“Fossa Magna”地方を縦に横切るところの水準點改測の結果も陸内に於いて隆起の傾向を示してゐる。故大森博士⁽³¹⁾は嘗つて富山灣岸の沈降と大月町附近の隆起とを注意された



第 6 圖

が、之もこのやうな説明の材料となり得る。

上に述べたやうな之等の材料は、その數に於て極めて乏しいが、日本群島がその脊稜部に於いて隆起を示し、海岸部で比較的沈降を示してゐる。これらのやうな例は水準點改測と言ふやうな、地質時代に比較して極めて短い期間に於ける地殻運動を示してゐるが、又一方洪積世の段丘の傾斜等に就いて見ても同様な傾向が

示されてゐる。即ち渡邊光理學士⁽³²⁾その他の方々によつてこの方面の知識が増大されてゐる。

筆者も⁽³³⁾不完全ではあるが日向海岸段丘に就いて調査した。之等の結果は何れも陸地から海へ向つて傾き下る傾向を示してゐて、水準點改測の結果から知つた地殻運動と類似の傾向を示してゐる。

我々は更に觀點を換へて、我が國に科學的に記載された地震現象を見ると

(28) 大塚彌之助, 科學, 2, 8 (1932).

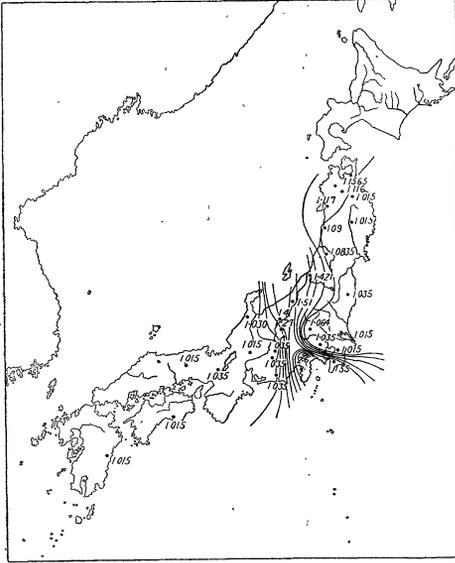
(29) T. Terada, Proc. Imp. Acad., 8, 5 (1932).

(30) T. Terada, Proc. Imp. Acad., 9, 4 (1933).

(31) F. Omcri, 地學雜誌 (1923).

(32) 渡邊光, 地理學評論, 5, 1 (1929).

(33) 大塚彌之助, 地理學評論, 8, 2 (1932).



第 7 圖
Lines of Equal $\frac{F}{L}$

するならば、その背部は海面上に現はれて容易に島を形作るであらう。筆者は日本群島の弧状形はこの様な最近の地殻運動で説明されるべき性質のものであると思ふ。筆者は試に嘗て筆者が對比した pl—mu 時代の地質系統の地質構造を各先輩によつて調査された断面その他から採り褶曲軸の一般走向に直角な方向の地質断面圖により一定距離 L 内に於ける褶曲した地層の長さ F を求め $\frac{F-L}{L}$ の値を計算した。⁽³⁷⁾ 熊谷助教授によれば日本島弧は略ぼウラジオストック西南西 140Km. を中心とする 1 圓弧と考へられるので、上記の方法

き、⁽³⁴⁾ 濃尾、⁽³⁵⁾ 丹後、⁽³⁶⁾ 丹那に示された地震斷層の總べてが次の様な共通點を持つてゐることに氣付くであらう。即ち地震斷層の西側の地塊が、東側に對して南へ相對的に移動してゐることである。

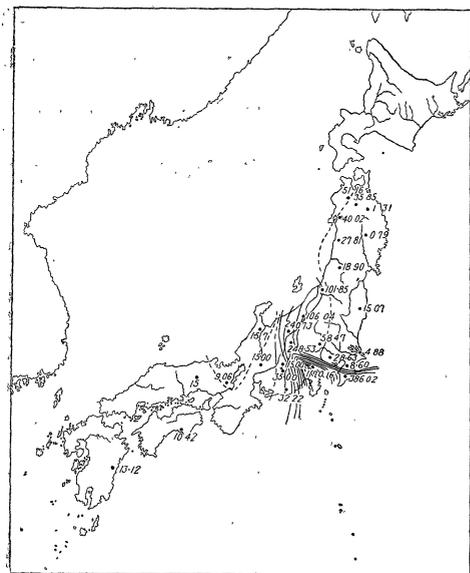
今若し日本群島が假に全く海水面とすれすれに平坦なものであるとして、上に述べたやうな水準點改測の結果や段丘面等の傾斜や等から知つたやうな地殻運動が行はれたと

(34) B. Koto, Jour. Coll. Sci. Tokyo. Imp. Univ. 5 (1892).

(35) N. Yamasaki, H. Tada, Bull. Earthq. Res. Inst., 4 (1928).

(36) Y. Otuka, Bull. Earthq. Res. Inst., 11, 3 (1933).

(37) 能谷直一, 小川博士紀念 地學論叢 (1930).



第 8 圖

Lines of Equal $\frac{F-L}{L} \cdot \sin a$.

F=length of folded strata in the section at the right angles to the general trend of strata.

L=length of the section written above.

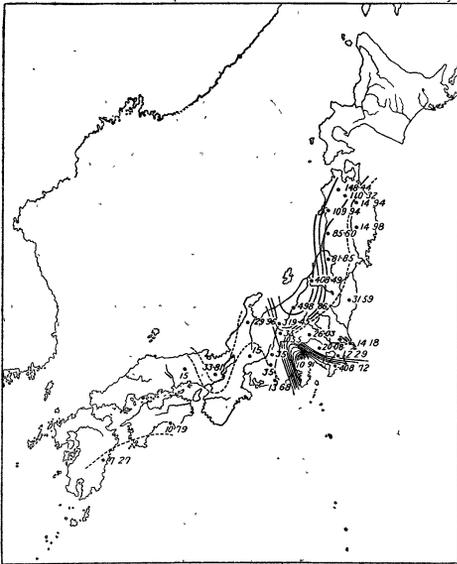
a=the angle between the general trend line of the folded strata and the line connecting between the locality of the section and the center of Japanese arc.

で計算した收縮率をその圓周の方向（即ち日本島弧に平行な方向）と半徑の方向とに分解して圖上に記し、それらの量の分布を曲線を以て示した。即ち第 8 圖は圓周方向の收縮率の分布で、第 9 圖は半徑方向の收縮率の分布である。若し弧狀島形が第三紀末以來の地殼運動に關係ありとする現在の知識によれば、上の様にして求めた收縮率は略ぼ弧狀形と一致すべきに、その實際は全く一致してゐない。

この不一致の事實は、故に、日本の弧形が全く最近の地殼運動によつて支配されてゐる

ものであつて、新第三紀末の地殼運動は單にその島弧形成の地殼運動の前奏曲として役立つたに過ぎないと考へることができる。

そして筆者はこの弧狀形を示すことそれ自身が水準點改測の結果で知られるやうな單なる地殼の垂直運動のみで、説明されるべきでなく、何者か内力的に又は外力的に作用する力の水平分力の存在することを示してゐるのであるまいかと信するものである。地震斷層の移動方向の一致も上述の様に弧狀の島形の成生機巧が單なる垂直運動のみではないことを示してゐるやうに見



第 9 圖
Lines of Equal $\frac{F-L}{L} \cdot \text{Cos } a$.

える。⁽³⁸⁾望月教授の周日本海地殻運動も斯の如き意味に於ける地殻運動として少しく定義を限定したいと思つてゐる。

沖積世初期の沈降運動に関する或る假説

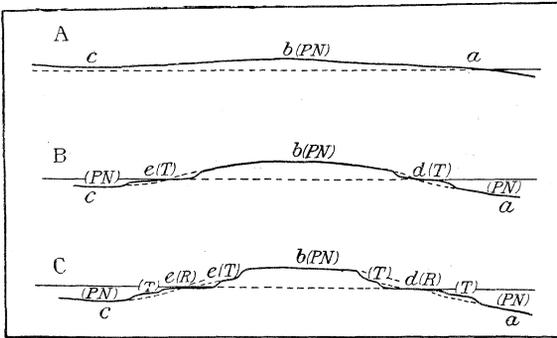
上述のやうに水準點検測の結果や、地質構造や、段丘構造やから、日本島の現在の形と言ふものが、本質的には全く洪積世末頃から現在に互つて作用してゐるところの所謂造山運動（造構造運動に對し

ての意味）に類似の現象の爲であると認めてもよいこととなつた。従つてこの考へによると島弧の背部の隆起性と同時に、島弧の周縁部の沈降性も亦考へなければならぬ問題となつた。即ち第 10 圖の如くで、この考へは⁽³⁹⁾嘗て述べたところのものである。

今筆者は前項に於いて沖積世初期の沈降運動を論じて、日本群島の周縁が沖積初期に著しい沈溺谷地形を示したことを推知した。故に上記の地殻運動から知られる沈降現象がこの沖積世初期の沈降現象と密接な關係を有するものと考へることは無理ではあるまい。若し然りとせば、前に懸念したやうに

(38) 望月勝海，地理學評論，8 (1932)。

(39) 大塚彌之助，地質學雜誌，37，439 (1930)。



第 10 圖

現在見られる沈溺谷底の深さが必ずしも地盤沈降の總量とならぬので、數百米の段丘、極めて深い溪谷地形等も或る程度に緩和された地形として考へることがで

きるであらう。併しこの考へによつても尙説明できぬ或量が殘されるであらうが、それらは更に確めて後論じたいと思つてゐる。

日本の海岸線の發達

前に述べたやうに沖積世初期の地殻運動と沖積世初期の沈降運動との關係を解釋するならば、日本島の海岸線の發達は次のやうにして説明されるであらう。即ち先づ洪積世末の著しい平坦地形面の形成作用とそれに伴つて日本群島の外見上の隆起作用があり、洪積世末期の開析地形の形成作用があつた。この作用によつて各段丘面に深い溪谷が刻まれた。島弧の形成運動と周縁部の沈降。沖積世初期の沈降地形の形成。海蝕の破壊作用等に基く軟い岩石地方の平滑化作用と硬い岩石の地方の海蝕の抵抗作用に基く舊地形の保存とによつて現在の複雑海岸に達したと説明できる。

結 論

上記のことを簡單に纏めると、日本の海岸線の滑粗は海岸線を形作つてゐる地質系統の新舊と密接な關係があり、軟弱な岩層からなる海岸は平滑で、

硬い岩石からなる海岸は屈曲に富んでゐる。

日本の海岸は沖積世初期に何れも著しい沈降海岸地形を示してゐた。

日本群島の弧形状は極めて最近の地殻運動によつて作られ、決して第三紀末の地殻運動のみで作られたのではない。勿論その概形ができたなどとは考へられない。

最近の地殻運動は曲隆の形式で、之には内力的又は外力的の原因による水平分力も與つてゐるやうに見える。

海岸線の沈降は一部この曲隆運動の周縁の現象と考へることができる。

日本の海岸線の滑粗は地質系統の硬軟、洪積世以來の地殻運動と密接な關係を持つことがわかつた。(地震研究所にて、1933, 8, 15)。

Résumé

The Japanese Coastline.

Yanosuke OTUKA.

The writer in this paper gives his interpretation of the irregularities in the Japanese shoreline.

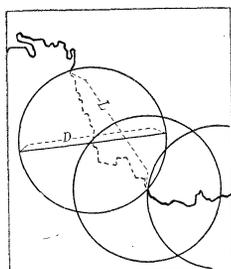
1. The Japanese coastline with special reference to the Pacific coast.

Under this heading the writer states that the irregular coasts in Japan are limited to regions composed of hard rock, while back of a smooth coast we generally find Neogene or other soft rocks. Fig. 1 shows the distribution of the shore-line irregularity $\frac{L-D}{D}$ in Japan (text fig. A). Table 1 and fig. 2 show the relation of the shore-line irregularity to the kind of rocks that constitute the coast.

2. Drowned valleys, and the age of their formation.

The writer discusses the formation of drowned valleys, and concludes that the drowned valleys that are found distributed on the Pacific coast were formed during very late Pleistocene or very early Alluvium.

3. The Sakisima and other coasts.



Text Fig. A.

4. Subsidence during early Alluvial age.

In this paragraph, the writer explains that the Japanese Islands had an extraordinary outline in early Alluvial age. The Japanese shore-line was very irregular on account of subsidences, and quite different from the present coastline. Many evidences are given of early Alluvial drowned valley conditions in the smooth Japanese coasts today. Since that stage, marine erosion and progradation gradually lessened the irregularities, forming smooth coast lines. This smoothing down process took

place faster in coasts made up of soft rocks than in those of hard rock.

5. On regional crustal movements.

In this paragraph, regional crustal movement is inferred from the Alluvial regional subsidence in the Japanese Islands already mentioned. The writer distinguishes this kind of crustal movement from Prof. Gakuro Imamura's earth wave.

6. Recent crustal movement in the Japanese Islands.

The crust deformations determined by means of precise geodetic surveys are treated. According to these surveys, the Japanese Islands have slowly upwarped during the last ten years or so. Fig. 4 and 5 show examples of this recent upwarped deformation along the levelling route across the Japanese main island and the Kii Peninsula.

7. Interpretation of the early Alluvial subsidences.

The writer considers that the Japanese arc was formed during the Quaternary by this kind of crust deformation through certain endogenetic agencies. The peripheries of the island subsided relatively to the backbone districts of Japan. This is illustrated in Fig. 10. It is therefore concluded that the Alluvial subsidence of the Japanese coast might have partly been caused by this kind of crust deformation.

8. Development the Japanese coast line.

In discussing the development of the present Japanese coastline, the writer concludes that it cannot well be explained without references to the hardness of the rocks and the late Quaternary crustal movement.