

高知平野の地形と沖積層

甲藤次郎*・西和彦**

(1972. 3. 24 受理)

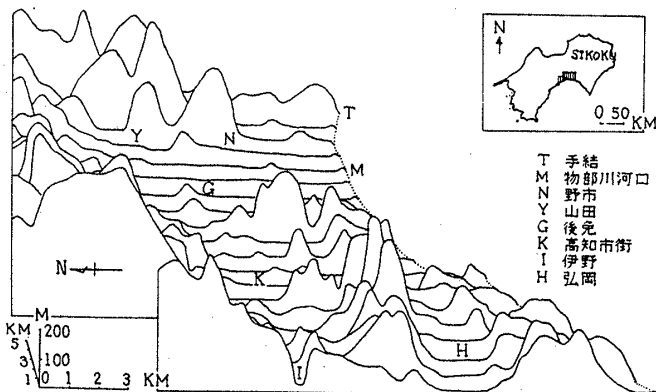
I はじめに

高知平野の沖積層については、近年、甲藤らによって調査が進められてきたが、最近筆者らは、これまでに判明したことを、高知大学学術研究報告第20巻自然科学第13号にまとめて発表した。従って、ここには南四国中央低地、特に高知平野地域の形成過程に重点をおいて述べる。

高知平野は、日本の平野のなかでも決して大きい方ではない。しかし、構造的盆地が拡大して臨海的な平野としての特色もかねそなえるようになり今日に至っている点、また小規模ではあるが扇状地・自然堤防・三角州という沖積平野としての構成上の特徴をそなえている。そして沖積層をはじめ全体的に第四系の地層が比較的薄いなどの調査上の利点がある。それに加えて、都市地域に共通する他目的資料ではあるが、市街地の立地によるボーリング資料が約30km²内に600本集めることが出来たこと、そしてその解析を通して、有力な鍵層として使用できる火山灰層を一枚はさんでいるなどをあげることができる。

II 南四国中央低地の地形・地質概要

南四国中央低地は、東西方向の構造地形がよく発達している。そして、周辺の山地地域に比較して、標高・起伏・傾斜の各点からも、全体的に平坦低地としての特徴をそ



第1図 南四国中央低地の投影断面図

なえている。その中でも南四国中央低地の代表的な地形域は高知平野（広義）である。高知平野は、扇状地性の東部地域と複合三角州性の西部地域に大別される。海岸

* 高知大学文理学部

** 県立高知短期大学

平野の形成過程を考察するにあたって、海成地形・地質の特徴を多くそなえているのは、平野西部地域（狭義の高知平野）である。以下高知平野の名称は、狭義の意味で使用する。

高知平野の西側には、仁淀川水系と鏡川の分水界にあたる朝倉丘陵以西に、伊野-佐川の地溝性低地が東西方向にのびる。朝倉丘陵の末端には、かつての仁淀川堆積物が残存するとみられる河成段丘の一部が分布している。

高知平野の東側は、物部川水系の扇状地性平坦低地が発達している。物部川扇状地は、新旧二つのタイプがあり、古いものは山麓地域の扇頂部で段丘化していて、美良布、神母木などの河成段丘や室戸半島にかけて発達する海成中位段丘に対比される。扇端部には段丘面交差もみられるが、この旧扇状地は隆起性の開析扇状地で、高知平野西部・北部に点在する段丘とも対比される。新扇状地は、扇端が現在の河口付近までのびる沖積扇状地である。その前面には浜堤が発達しているが、浜改田・赤岡などの後背地に潟湖性の湿地をかこむ地域も点在する。しかし、東部低地は、全体的にみて沖積河成地域が支配的地形といえる。

高知平野の南側には、仏像構造線によって秩父帯と四万十帯にまたがる丘陵性山地がある。平野地域と海域との位置的關係は、南北方向の入江状に介入した約3kmの浦戸湾によって土佐湾とつながる。高知平野の北側は、前記東・西・南三方が、いずれも高知平野と大地的には一括される中央低地域であるのに対して、約400~500mの定高性をもつ四国山地前山の小起伏山地として区別される地形である。しかし、この地域は、高知平野形成の主役である鏡川の堆積物供給源としても関係深い地域である。

高知県の地質は、北から、ほぼ東西方向に走る御荷鉢構造線・仏像構造線によって、三波川帯・秩父帯および四万十帯に分けられるが、平野地域の基盤地質は、主に秩父帯の中帯から南帯にかけてであり、構造盆地状を呈している。

高知市域北側の北部山地は、秩父帯の北帯南縁部および中帯に位置しており、主としてペルム紀中期の白木谷

層群が分布し、また、この南麓の万々～秦泉寺にかけての丘陵性山地には下部白亜系が分布している。

円行寺～一宮大阪峠～岡豊にわたる一連の蛇紋岩は、北帯・中帯を境する大樽-杉田構造線に貫入したものである。

白木谷層群は、砂岩・泥岩の他に塩基性凝灰岩が多く、また石灰岩が豊富である。

下部白亜系は、砂岩勝ち互層を主とするが、鴻ノ森南麓にはアルコーズ砂岩が分布する。

中帯に広く分布するのは、ペルム紀中世の高岡層および準片岩化した伊野層（ペルム紀?）であり、高岡層は擾乱した砂岩泥岩互層を主とし、またチャートを挟む。伊野層は、福井から朝倉にかけて分布し、主として千枚岩からなる。中万々の西方から西塚原にかけては、三滝火成岩類（花崗閃緑岩）が露出する。

中帯・南帯を分かち神原谷-岩改構造線は、若草町-能茶山南側-筆山北側-葛島付近を通るものと予測される。

筆山・五台山などを含む南帯を占める地層群は、主としてペルム紀中期の虚空蔵山層群であって、砂岩泥岩互層の他に、輝緑凝灰岩・チャートが多く、また南翼には、レンズ状石灰岩を所々にはさんでいる。

筆山や神田では、最近中生層（三疊系及び下部白亜系?）が発見されているが、虚空蔵山層群とは断層関係のようである。

秩父帯と四万十帯を分かち仏像構造線は、宇津野山・鷲尾山・鳥帽子山・三滝ヶ森・吉良ヶ峯などの北麓を通る。高知市域の四万十帯は、白亜系の堂ヶ奈路層及び半山層からなる。堂ヶ奈路層は、本地域では唐谷付近の仏像構造線にそい狭長な分布をするが、泥岩を主とし、レンズ状の石灰岩を挟在する。半山層は主として砂岩勝ち互層よりなるが、仏像構造線にそい砂岩には、網目状に白色のローモンタイトの細脈が発達し、岩石弱化の著しい部分が多い。

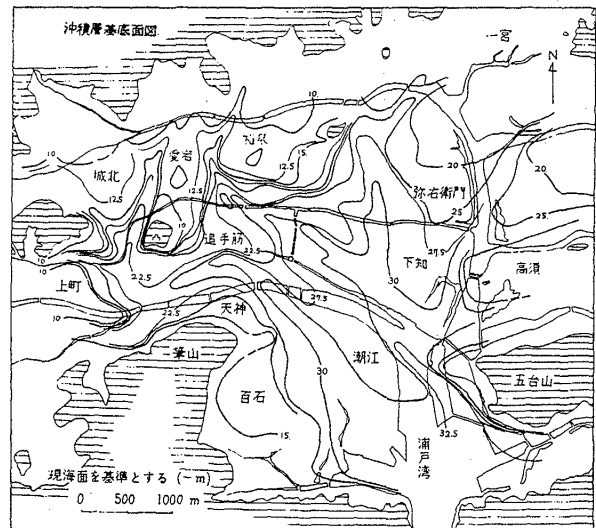
高知平野では、以上の基盤岩類の上に、第四系の洪積層・沖積層が構造的盆地を埋める状態で堆積している。洪積層については、まだよく解っていない点があるが、少なくとも高知平野周辺には、高位（40～70m）・中位（20～30m）・低位（5～10m）の三段の段丘面が存在する。高位段丘の構成物は、一部にシルト層を挟在するマトリックスの赤色化したクサリ礫層を特徴とする万々層および城山層などで、比較的侵食面が多い。中位段丘は、その分布が少なく、わずかに平野西南方の大谷に堆積物を残している半クサリ礫層がある。低位段丘は、鴨

部・宮寺などの平野西南部に点在する侵食面で、その一部は、沖積層下に斜交埋没すると考えている。

沖積層下に埋積している洪積堆積物については、まだ資料不足のため、よく解っていない。しかしほぼ全域に埋積していると予測している。洪積層は、全体に風化の進んだクサリ礫によって特徴づけられる2～3層の砂礫層と、シルト～粘土層の互層である。その深度は、-30mから-120m前後である。最上位洪積礫層（-30m前後）の下位の炭化物の絶対年代は、約37,800年B.P.とでている。

Ⅲ 沖積低地の微地形と表層地質

高知平野沖積低地は、1) 山麓の扇状地、2) 中央部の自然堤防地帯、3) 浦戸湾にのぞむ三角州の3地域に地形分類される。



第2図 高知平野の沖積層基底面図

1. 扇状地

扇状地は、鏡川溪口部に発達する朝倉扇状地と、久万川流域の北部山麓に列状分布を示す小規模なものとの2つのタイプがある。規模の違いこそあっても、その供給地が共に北部山地であり、扇端は南東方向にひろがり、本流は東流している。その結果、南西位置に湧泉帯や排水不良地を残しているなど、地形的には共通点が多い。しかし表層地質からみれば、相違点が多い。鏡川扇状地は、層厚10m前後で久万川系統に比べて厚く、またその構成物は、砂岩・泥岩を主とする円礫層で、その下部の同規模の砂礫層と接しており、シルト層はごく薄いものをレンズ状に挟む程度である。また扇端部のうちでも、東側はより下流の自然堤防地帯下部の頂部礫層につながる。伏流水も比較的多い。久万川系統のものは薄

く、扇端は本流でけずられ、シルト層を厚く挟んでいる。そして蛇紋岩の崖錐状の亜角礫を多量に混入している。

2. 自然堤防地帯

この地域の微地形的特徴は、河川に平行して、舌状に下流に向かってのびる等高線の屈曲に表われる。平野中央部の高知城を中心に、標高5~1mとして発達する。層序の特徴である小サイクルの堆積状態においては共通するが、久万川流域即ち北部地域では、頂部泥質層の発達のよい後背湿地の分布が顕著であるのに対して、鏡川流域のそれは、砂礫層の発達のよい扇状地延長型の自然堤防地域である。また東部の国分川流域は、前二者の中間のタイプとして区別できる。これらの地域差は、形成過程における堆積状況および変遷・地形的特徴などの考察をととして明らかにされるはずである。

3. 三角州

内海性の浦戸湾に注入する各河川は、河口部にそれぞれ小規模な三角州を形成している。高知平野の三角州は、地形的にみて各河口が比較的ひらいた沈降型河口であり、全体的に複合性の三角州であること、地質的には堆積状況・粒度などの点から二つのタイプに区別されることを特徴とする。高知三角州は、鏡川を筆頭に、国分川・久万川その他の合作である。鏡川流域の三角州は、はりまや橋以東の標高+1mから-1mにいたる地域である。東西方向の地質断面図に示すとおり、供給物の比較的多い鏡川においては、表層地質の面からみても、礫まじり砂から砂、そして粘土と、その構成物に粒度の点で小規模ながら顕著な変化と、堆積形態の点で下流ほど水平方向へのひろがりが増している。地質的な2つのタイプとは、久万川河口付近、はりまや橋から下知にかけての

存在する。

IV 沖積層の層序と構造

1. 層序および構造について

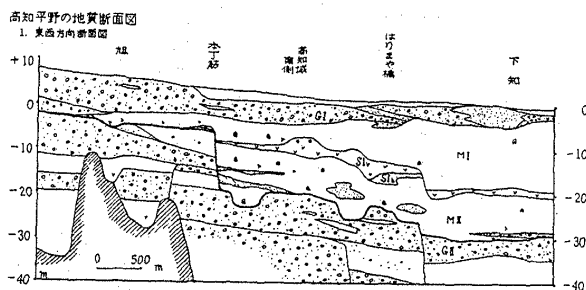
高知平野の第四系について集めた主な資料は、ボーリング資料約600本とその一部のコア、それに粒度試験・¹⁴C測定結果(学習院大・木越教室)などである。層序区分のための分類基準としては、千葉県開発局その他の資料を参考にし、特に高知平野の場合は、火山灰層(後述)を鍵層として利用した。その区分は、地質断面図にも記号で記入してあるが、表にまとめると次のようになる。

第1表 沖積層の層序区分

層序区分	記号	層相の特徴(層厚・m)
第I砂礫層	G I	現河床及び旧河床砂礫(0~10)
第I泥質層	M I	粘土~シルト~砂質シルト(0~16)
第I砂層	S I	SIv(火山灰)砂質シルト~細砂(0~7) SIb(砂州)細砂~中砂(0~10)
第II泥質層	M II	粘土~シルト~砂質シルト(0~10)
第II砂礫層	G II	礫~玉砂利(0~10)

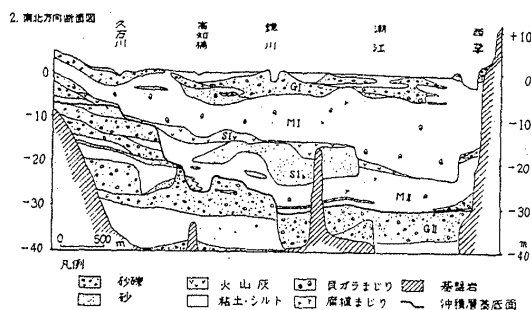
第I砂礫層(G I)は、現在の沖積低地に展開する河成の微地形を形成する直接的な地層であることはすでに述べた。全体に扇状的構造を示すが、一部に粘土を挟在する。粒径淘汰度は1.5~4.0(Inmanの法)と悪く、層厚にも地域差があり、山麓付近で厚く河口部で薄い。

第I泥質層(M I)は、最も連続性のよい、そして最も広い範囲にわたって分布する層である。この層は腐植物・貝殻などを含有した粘土~シルトで、淘汰度も1.2~2.5と沖積層中最もよい。層厚は、第II砂礫層の深さ



第3図 高知平野の地質断面図

頂部砂礫層(主として礫まじり砂)の分布する淘汰度のよくない地域と、五台山周辺・潮江南部などの砂質シルト~粘土で占められている地域である。しかし、両地域とも、その下位に層厚10~15mの貝殻まじりの粘土層が



により愛宕・追手筋・下知と地域差があり、最大は下知・潮江など浦戸湾付近で18m前後である。M Iは、構成物の特徴に加えて堆積サイクル・層厚変化などを考え合せると、層相としては沖積層中最も安定した内湾性の海

成泥質堆積層である。

第Ⅰ砂層(SI)は、火山灰層(SIv)と砂層(SIb)とに分けられる。まずSIvは、九州に噴出源をもつ火山性ハリ質を主体とする降下物で、九州のアカホヤに対比されるいわゆる音地火山灰の一種である。降下年代は、 ^{14}C の測定の結果、 5480 ± 130 年B.P.で、四国の沖積平野中及び洪積台地上に広く分布する連続単一層である。この火山灰層は、沖積層の層序区分を行なう上で有力な鍵層として利用できる。

SIvの堆積状態は、断面図にその特徴の一部が表われているように、ほぼ5mおきの比高性をもつ四段の顕著な段状堆積を示す。層厚は0~7m(二次堆積物を含む)と多少の厚薄があるが、全体的に1~2mと比較的一定している。山麓地域の扇状地下及び旧河道沿いの一部では残存しないが、逆に5~7mの層厚部分は旧汀線に平行する浜堤状の堆積分布を示す。SIv層には、腐植物・貝殻などの混入はまれで、粒径から粗砂~砂質シルトに分類される淡灰色層である。SIv層の下限面は、下位のSIbと不整合関係にある。

第Ⅰ砂層のうちで、はりまや橋から潮江にかけて顕著な分布を示すのが砂層SIbである。この層には、腐植物・貝ガラ片の混入がパッチ状にみられる。層厚は0~10mで、上流方向に向かって薄く、旧浦戸湾に向かって急崖をなす。上限面は上記SIvと接するが、一部に谷状の凹部が分布する。その谷底面は、旧浦戸湾面に接続する。SIb層中の貝ガラの ^{14}C 測定結果は、 $6,600 \pm 120$ 年B.P.である。また粒度分析の平均値から、+3前後と淘汰度もよくない。このSIb層は、以上の特徴と堆積状態から考察して、後浦戸湾期の内湾性砂州であるといえる。

第Ⅱ泥質層(MI)は、粘土~砂質シルトに腐植物・貝ガラが多少混入しているが、層厚はMIに比較して、10m前後と比較的一定している。現在の高知城周辺、中でも東側の地域では、その下部にカキガラの多量に混入する部分があり、それは下位の砂礫層のなす段丘崖状部分に接する地域でもある。この堆積時期における浦戸湾の水域は、前期SI期より一段と広い範囲にまでひろがった前浦戸湾期として、一時代を区別考慮することが可能である。またこのMI層最下部付近には、平均層厚0.5m前後の板状砂礫層が一枚かんでいる。そして下位のGⅡとの間には、腐植土を挟む場合が多い。このMI層の下限面は、不整合に第Ⅱ砂礫(GⅡ)と接している沖積

* ただし、新居浜平野の沖積層などには、二層の火山灰層がある。上位-10m前後のもの(厚さ0.5m)は音地層、下位-13m前後のもの(厚さ0.3m)は他系統(白山)と考えている。

層基底面と考えている(沖積層基底面図参照)

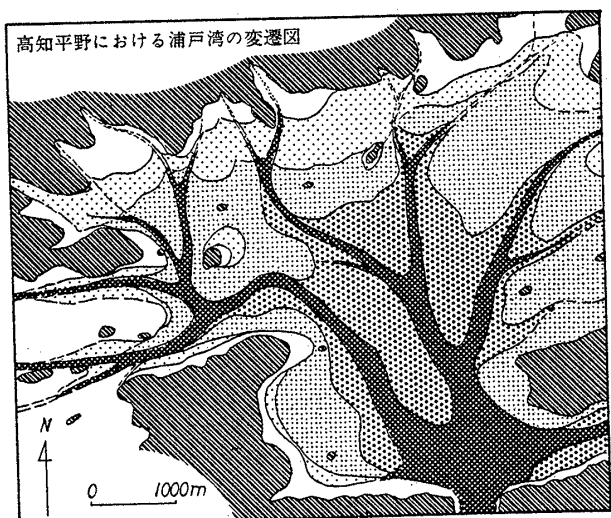
2. 沖積層基底下の埋積地形(第Ⅱ砂礫層)

ボーリング資料をもとに、高知平野の沖積層下限を平面図化したのが沖積層基底面図である。層序区分からいって、第Ⅱ砂礫層(GⅡ)として一括したこの地層は、大別して、山麓に近い扇状地性砂礫層(面深度0~-10m)と、その下位から平野中央部に突出した段丘性砂礫層(面深度-20m前後)、浦戸湾周辺一帯に分布する河床砂礫層に分けられる。

上部の扇状地性砂礫層は、久万川流域で、蛇紋岩の亜角礫を多量に含む緑色系マトリックスの多い地層であるのに対して、鏡川地域のそれは、砂岩を主とする茶褐色系のものである。しかし両地域とも、その扇端にあたる部分は、浸食されて急崖をなしている。中部の段丘性砂礫層は、マトリックスの赤色化した半クサリ礫が主であり、その上面は、比高3~5mの数条の旧河蝕溝によって刻まれている。その凸部は、-20m前後の定高性がみられる海食面と考えられる。最下部の-30m前後に表面高をもつ部分は、青灰色系の円礫を主とする起伏の少ない海成層とみられる。

V 高知平野の形成過程

高知平野の形成過程については、まだ総合的な形成史を編むにはいたっていないが、前節までに述べてきた諸事実とその解釈、ならびに考察から、その一部を第2表のようにまとめることができる。以下は、その要点を時代順に記載する(第4図参照)。



凡例

- | | | | |
|---|-------------------|---|----|
| ■ | 前高知盆地期11000年B.P.頃 | ■ | 山地 |
| ▨ | 前浦戸湾Ⅰ期9000年B.P.頃 | | |
| ▩ | 前浦戸湾Ⅱ期7000年B.P.頃 | | |
| ▪ | 後浦戸湾Ⅰ期5000年B.P.頃 | | |
- 作成 1972.3.
甲藤次郎・西和彦

第4図 高知平野における浦戸湾の変遷図

果である。それは約7,000年B.P.頃まで続いたと考えられる。その結果、下知・潮江を中心に浦戸湾は拡大され、その湾内の浅海地域に鏡川をはじめとする注入河川の運搬してきた泥質物が、海水の力をかりて静かに堆積し、約10mの厚さをもつ貝まじりの粘土・シルト層を形成した。その当時の最大汀線は、新しい扇状地におおわれていて明確でないが、その前面の海水底に形成された波食台の平均深度は現海面基準からいって-5m前後の位置にあったとみられる。しかし、7,000年B.P.頃になって、そのバランスがくずれて海進はにぶり、約6,000年B.P.頃にはいわゆる停滞期に入ったとみられる。その結果、現在の潮江橋付近を中心に、沿岸の砂州が形成され、久万川下流域などは潟湖の時期をむかえる。そして平野中央部から東部にかけての地域では、三角州の底置層を刻む溝状の浸食作用もみられる。そして沖積層中には、断面形態からみて明確な四段の平坦面が形成されている。その成因については、海面変動によるものか、地殻変動によるものかは明確でないが、現在の資料からは、主として前者によるものと予測している。

3. 火山灰降下以後の後浦戸湾期

高知平野における縄文海進後の海退は、6,000年B.P.頃よりはじまる。5,500年B.P.頃、西南日本一帯に降下した火山灰(アカホヤ、音地)は、高知平野においても、それまでに堆積していた沖積層上に不整合に堆積した。それは、単一連続層で他の沖積層とは著しく異なる性質をもつため、鍵層として利用できるものでもある。沖積層中の火山灰は、主に水中堆積であるが、その平均層厚は1~2mである。しかし、平野中央以西の旧汀線方向と考えられる南北方向には、5~7mの厚い部分が分布している。これらから中ノ橋沿岸のような砂州の発達を考えることができる。その後、1,500年B.P.頃まで浦戸湾の水域は、緩慢な縮小が進行する。その間の堆積は、砂質シルト~粘土の泥質物で、三角州の前面、ラグーンなどを5~10mの厚さで埋めていった。この後浦戸湾Ⅱ期は、その環境から高知平野の湿原期ともいえる。

4. 現在の平野微地形形成期

現在の高知平野の平坦低地には、山麓地域の扇状地、そして自然堤防、三角州と小規模ながら沖積平野に共通する微地形の分布がみられる。これらの沖積地形は、沖積層最頂部の表層地質と対応させて考察すると、1500年B.P.から現在にいたるまでの間に形成されたものである。その間の海面変動は、トータルで減退しているが、小規模な進退がうかがえる。またこの時期に関しては、

藩政時代以後の干拓をはじめ多くの人工の手が加わっていることも考慮しなくてははいけない。

VI おわりに

高知平野沖積層の形成過程に関しての今後の課題としては、まず、平野東部及び南四国中央低地に点在する各地沖積層についても、その形成過程について比較、検討していくことである。そして、層序的には下位の洪積層についても、より多くの資料を集め検討を加えていく必要がある。火山灰下限面にみられる四段の平坦面については、その堆積環境・形成因子などで考えられる問題点として、地殻変動と海面変動のかかわり合いを究明していく必要がある。

高知平野の三角州地域を中心に、近年社会問題化しつつあるゼロメートル地帯の拡大化は、地質的にも地盤沈下のメカニズムを明らかにしなければならぬなど、基本的な問題をはらんでいる。

参 考 文 献

- 青木滋・柴崎達雄(1966), 海成“沖積層”の層相と細分問題について。第四紀研究, vol. 5. no. 3-4 p. 113-120.
- 藤井昭二(1967), 沖積層とその絶対年代。第四紀研究, vol. 6. no. 4, p. 192-199.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須鎗和巳(1960), 高知県地質鉱産図及び同説明書。高知県。
- ・秋元宏(1966), 高知平野の地盤(沖積層と洪積層)。高知市。
- 他6名(1966), 5万分の1高知図幅及び同説明書。経済企画庁。
- ・満塩博美(1967), 高知市北西部の第四系。高知大学学術研究報告, 第15巻, 自然科学第7号, p. 53-57.
- ・今井嘉彦・満塩博美(1968), 市政研究地下水調査特集号。高知市。
- ・満塩博美(1969), 高知県西南部の中位段丘堆積層。高知大学学術研究報告, 第17巻, 自然科学第6号, p. 67-74.
- (1969), 高知県の地質。高知市民図書館。
- (1969), 高知県地方の第四系。日本地質学会第76年学術大会, シンポジウム「海岸平野」, p. 109-113.
- (1970), 土佐湾の地形・地質ならびに鉱物資源などについて。高知県海洋資源開発基礎調査報告

- 書, 高知県, p. 1—16.
- 甲藤次郎 (1970), 高知市万々の高位段丘礫層を切る衝上断層について. 高知大学学術研究報告, 第18巻, 自然科学第4号. [付] 短報, p. 30.
- ・西和彦・中野尊正 (1971), 高知市の防災対策について (高知市域の自然的条件). 高知市ゼロメートル地帯防災会議報告書, 高知市, p. 1—34.
- ・——— (1971), 地盤沈下からみた高知市ゼロメートル地帯の拡大化と, その問題点. 日本地質学会関西支部報第71号, 西日本支部報第54号合併号, p. 10.
- 甲藤次郎・西和彦 (1971), 高知平野の地形と沖積層. 高知大学学術研究報告, 第20巻, 自然科学第13号, p. 219—237.
- 貝塚爽平 (1969), 変化する地形. 科学, vol 39. no. 1, p. 11—19.
- 高橋明・永井茂 (1968), 高知平野の地下水地質調査. 地質調査所月報, 第19巻第10号, p. 13—29.

.....

**Geomorphology and Subsurface Geology of the Alluvial
Plain of Kochi, Shikoku, West Japan**

Jiro KATTO and Kazuhiko NISHI

(Abstract)

From geomorphological, stratigraphical and the data from drilled wells, the alluvial plain of Kochi is classified into the deposits of fan, natural levee and delta. These deposits are underlain by subsurface sediments as shown in map of Pre-Urado Bay I.

The lithostratigraphic units, five in all, of the alluvial deposits are shown in the geologic sections and their intercorrelation and basis for stratigraphy was the employment of the volcanic ashes (¹⁴C. 5500 y.B.P.) of extensive distribution.

Based upon the geologic sections and data mentioned above as well as from the modulus and radio-carbon dating the following characteristics were clarified, particularly in concern with the geomorphological evolution of the plain. These can be abridged as follows.

Pre-Urado Bay 1 (10,000—7,000 y.B.P.). The Lo-

wer Mud deposits (M II), consists of the bottom-set beds of the delta. The change in sea-level is indicated by marine transgression.

Pre-Urado Bay II (7,000—5,500 y.B.P.). The Upper Sand deposits (S_{1b}) consists of the sandy bar deposits or fore-set beds of the delta. The face is a plane of unconformity in the alluvial deposits. This is a stagnant phase.

Post-Urado Bay (5,500—1,500 y.B.P.). Upper Sand deposits (S_{1v}), consists of volcanic ashes (so-called Onji beds). Upper Mud deposits (M₁) consists of the bottom-set beds of the delta or the over-bank silt. This is a transgressive phase.

Present Urado Bay (1,500—0 y.B.P.). The top sand and gravel deposits (G₁), consists of river bed deposits, fan, natural levee and delta.