陸前高田平野の沖積層と完新世の海水準変化

千 田 昇・松 本 秀 明・小 原 真 一

I. はじめに

三陸海岸中～南部は山地が海に迫り、海岸線が著しい屈曲をなす、いわゆるリアス海岸である。岬と岬にはさまれた各湾入部には中小の河川が河口を開き、岩手県の宮古、釜石、大船渡、陸前高田そして宮城県の気仙沼などに小規模な三角州性平野が発達している。これらの平野地下には海岸平野として典型的な濃尾平野や仙台平野などと同様に、後氷期の海水準上昇に伴い、沖積層が堆積している。

著者らは、リアス海岸湾入部に発達する三角州平野の発達過程を明らかにすることにより、リアス海岸の形成とその後の埋積、平滑化の過程を復元してゆきたいと考えている。本報告は三陸海岸のなかでも海岸平野の面積が比較的大く、また多くのボーリング資料が得られた陸前高田海岸平野を取り上げ、微地形分類、ボーリング資料解析、ボーリングコアの観察および堆積物のC-14年代測定を行ない、完新世の海水準変化について考察したものである。

II. 地 形 概 観

陸前高田平野は広田湾の湾奥に位置し、南北2 km、東西2.5 kmの三角州性平野である。平野の大部分は海抜5 m以下で極めて低平である(第1図)。海岸線はゆるやかなアーチをなす砂浜海岸であり、その背後には高田松原とよばれる松林が連続している。流入する気仙川は流路延長約50 km、流域面積約540 km²であり、流域の地質は上流域が古生代の礫岩・粘板岩・石灰岩、中・下流域は中生代の花崗岩を主とする。平野の東部に流入する浜田川は流路延長4 kmの小河川であり、流域の地質は中生代の砂岩・礫岩および花崗岩からなる。

陸前高田平野の微地形分類を第2図に示す。海岸線に沿う幅200～300 mの地帯には浜堤としての砂堆が認められ、その内陸側には潟湖としての古川沼が存在する。旧河道は陸前高田平野のほぼ全域に分布し、とくに大石沖、館の沖付近では現在の気仙川河道から派生して延びる旧河道が顕著に認められる。なお気仙川は現在の堤防が築かれるまでは、洪水・津波時には一時的に大石沖から直接古川沼に注いでいた記録が残っ

第1図 陸前高田平野の位置

1. 沖積平野 2. 山地・丘陵地・台地

ている。

これまで、陸前高田平野の地盤運動に関する報告としては三浦(1968)の段丘地形の研究がある。それによると、陸前高田平野周辺には数段の海岸段丘が分布し、そのうち下末吉期の形成とされる大船渡段丘が海抜15～20 mに位置していることなどから、宮古以南の太平洋岸において広域的な造陸の運動が存在したことが指摘されている。また小杉(1958)は三陸中部海岸のベンチの高度から宮古以北は隆起、以南は沈降ないし静止の状態にあるとした。しかしながら、平野部における完新世の局地的な地盤運動については報告されていない。

III. 陸前高田平野の沖積層

陸前高田平野で得られたボーリング資料の位置と、後述する沖積層地質断面の方向を第3図に示した。第4図は隣接するボーリング資料をA-Bの直線上に投影して想定した沖積層の地質断面である。基盤岩は主

第2図 陸前高田平野の微地形分類図

1. 水域・氾濫原 2. 後背湿地 3. 自然堤防・浜堤 4. 沖積段丘 5. 旧河道
6. 沖積錐 7. 山地・丘陵地・台地

として花崗岩・粘板岩からなり、断面の西部、東部にはそれぞれ-40 m 弱、-20 m に谷底をもつ埋没谷の存在が認められる。沖積層はこれらの谷を埋積するように堆積しており、堆積物の粒径をもとに、それを下位より基底礫層、海成の下部砂層、中部泥層、上部砂層として沖積陸成層に区分する。

1. 基底礫層

気仙川に対応する西側の埋没谷底には層厚約 10 m の砂礫層が堆積している。これは主として直径 5 cm の粘板岩・砂岩・花崗岩などの褐色～黄褐色の円～亜円礫からなり下部では直径 10 cm を越える玉石を多く含む。砂礫層の標準貫入試験値 (N 値) は 40～50 であり、基盤岩直上に堆積することから井関 (1966) の沖積層基底礫層に相当すると考えられるが、その堆積年代については不明であるため、ここではいわゆる広義の基底礫層 (海津, 1979) としてとらえておく。砂礫層の上面は-27 m 前後の高度で平坦面を形成し、約 1 km 内陸の地点ではその高度は-23 m に上昇している。したがってその勾配は 4‰ 前後と算出される。さらに同層上面には深さ 3 m 程度の谷が刻まれており、

砂礫堆積面形成後、わずかながらこれを下刻する侵食期が存在したものと考えられる。この砂礫層の堆積面を埋没下位面とする。

このほかの砂礫層の明瞭な堆積面は高田バイパスのボーリング資料 B-19、雇用促進住宅および高田高校の資料において、-4.2 m 前後に広範囲に認められる。この砂礫層は埋没下位面を構成する砂礫層と比較するとよく締っており、粘板岩・砂岩・花崗岩・アプライトなどの直径 1～2 cm の円～亜円礫を主とする。マトリックスは粘土質である。この砂礫層は ① 埋没下位面構成層に比べて N 値が大きい、② 礫径が小さくよく円磨されている、③ マトリックスが粘土化していることから、埋没下位面構成層に先立つ時期の堆積物と考えられる。それゆえこの砂礫層の堆積面を埋没上位面とし、同砂礫層を沖積層の基盤とした。

2. 下部砂層

下部砂層は主としてシルト分をわずかに含む砂からなり、上部では一部に小礫を含むが、層相変化はほとんど認められない。層厚は最大で 10 m 程度で、海棲の貝殻片を多く含む、その層相から海面上昇途上に堆積

第1表 陸前高田平野のC-14年代資料

試料採取地点	試料	試料採取海拔高度(m)	C-14年代(yr B.P.)	コード番号	層 準
高田郵便局 No.2	泥 炭	- 5.7 ~ - 4.8	3,100±120	TH-783	沖積陸成層下部
高田バイパス B 5	貝殻片	-13.65~-13.15	5,640±200	TH-780	中部泥層中部
高田バイパス B 6	貝殻片	-15.22~-14.72	6,020±150	TH-782	中部泥層中部
高田バイパス B18	貝殻片	-22.02~-21.52	7,660±170	TH-781	下部砂層上部

した三角州前置層と考えられる。本層のみ珪藻分析を行なったが、本層を通じて淡水棲の *Cocconeis placentula* が優占する。また海棲種の比率は20%程度で、ほとんど変化しないが、下部は外洋性の *Coscinodiscus excentricus*, *C. lineatus* などの *Coscinodiscus* 属や沿岸性の *Actinoptychus undulatus* が多いのに対し、上部は沿岸性・北方性の *Thalassiosira decipiens* が増加する。一方、本層上部から *Macoma* sp., *Spisula sachalinensis* と思われる貝化石が得られた。これらのことから下部砂層堆積時の環境を推定すると以下ようになる。すなわち海面上昇により外洋水が流入し、堆積の途中で軽微な水域の変化はあったにしても、海面上昇の速度と河川による土砂供給の速度とがほぼつりあった状態が継続したものと考えられる。下部砂層上部から産出した貝殻片のC-14年代は7,660±170 yr B.P. (TH-781)である(第1表)。

3. 中部泥層

下部砂層の上位にはシルトを主とする中部泥層が約11 mの厚さで堆積している。中部泥層には多量の貝殻片が含まれ、しばしばレンズ状に砂層をはさんだり、砂質に富む所もある。本層中～上部からは *Dosinella penicilata*, *Mactra chinensis*, *Spisula sachalinensis*, *Macoma* sp., *Scapharca* sp. と思われる貝化石が得られた。これらは内湾中央部の泥底に優勢であることから、中部泥層は下部砂層よりも水深の大きな内湾的な環境での堆積物、すなわち三角州底置層としての堆積物と考えられる。したがって下部砂層堆積後、海面は海底埋積速度を相対的に上まわる速度で上昇したことが推定される。

中部泥層上部の-11~-12 m付近には5~40 cmの厚さで灰白色の凝灰質シルトの堆積が認められ、とくに高田バイパスのボーリングコアにおいて明瞭である。さらに内陸側の高田郵便局のボーリング資料においては-7~-8 mの深度にこれが認められる。この灰白色凝灰質シルトは町田(1981, 私信)によると、屈折率1.511~1.515 (mode 1.513)と測定され、十和田火山噴出物のうち、中振軽石(大池, 1972)に相当するとされた。中振軽石に関するC-14年代としては、そ

の直下で6,550±170 yr B.P. (松井ほか, 1969), 4,200±110 yr B.P. (八甲田湿原研究グループ, 1969), また直上で3,920±140 yr B.P. (松井ほか, 1969), 2,930±90 yr B.P. (八甲田湿原研究グループ, 1969)の年代が得られている。また早川(1983)は給源近くの同堆積物中の炭化木片により5,390±140 yr B.P.の年代値を得ている。今回得られた中部泥層のC-14年代測定結果においても、同堆積物直下で5,640±200 yr B.P. (TH-780)の年代値が得られ、上記の結果とよい一致をみせる。以上のことからこの凝灰質シルトを中振軽石とし、その降下時期をおよそ5,400年前と考えることに矛盾はないと思われる。中部泥層の堆積上限深度は気仙中学校付近で、-5.8 mである(第5図)。

4. 上部砂層

上部砂層は貝殻片を含む砂～シルト質砂層で、層厚は5~10 mである。本層の下部からは *Macoma* sp., *Mactra chinensis* と思われる貝化石が、中部からは *Crassostrea gigas* が得られた。いずれも潮間帯～浅海性の貝である。中部泥層堆積末期における三角州底置層の堆積深度がどの程度であったかは正確にはわからないが、中部泥層堆積後、海面上昇速度が相対的に緩慢になったか、あるいは停滞に近い状態になり、それまでの内湾域に三角州が前進しはじめたと考えられる。すなわち上部砂層は三角州前置層と考えることができる。しかしながら中部泥層堆積時から上部砂層堆積時に、河川による堆積物の供給状態に大きな変化がないと仮定しており、この点については気候変化との関連で、今後に残された問題である。

本層の堆積上面高度は海側でわずかに高まり、高田バイパスのボーリング資料B-6地点では-2.7 mの高度の砂堆がみられる(第5図)。この砂堆には海棲の貝殻片とともに直径2~10 mmの小礫が多く含まれていることから、その上面は上部砂層堆積期の最高海水準に近い高度を示していると考えられる。また、その時期は中振軽石が堆積した約5,400年前より遅れた時期であり、後述するように約3,100年前より以前であったと考えられる。

第5図 陸前高田平野の沖積層の南北断面 (凡例は第4図と同じ)

5. 沖積陸成層

上部砂層上面は $-4 \sim -6$ mに下底をもつ浅い谷により刻まれている(第4図)。これと同様の浅い谷は高田郵便局においても認められ、 $-4.8 \sim -5.7$ mに谷底をもつ谷中には黒褐色有機質シルトが堆積し、後背湿地的環境が広がったことを示している。これらは上部砂層堆積後、わずかに海面が低下したことを意味しよう。高田郵便局の有機質シルトのC-14年代測定結果は $3,100 \pm 120$ yr B.P. (TH-783)である。これらの浅い谷は日本各地の海岸平野で報告されている、いわゆる埋積浅谷(井関, 1972; 森山・大橋, 1980; 藤原ほか, 1980など)に相当するものと考えられる。

これらの浅い谷を埋積してさらに現在も堆積が進行している沖積陸成層は、貝殻片を全く混入しない粗粒～細粒砂を主としている。堆積物の粒径は不均一であり、しばしばフラッドロームと思われるシルト分をレンズ状にはさむことから、本層は主として河床砂起源の陸成堆積物と考えられる。また本層上部では後背湿地にあたる地域に1~2 mの厚さの泥炭質粘土が堆積している。これらの陸成層はその後の海面上昇に伴い、上部砂層上面に刻まれた浅い谷を埋積し、さらに河床砂礫の堆積、自然堤防の形成により、平野面の高度を上昇させつつ現在にいたっている。

IV. 陸前高田平野における完新世海水準変化と地盤運動

陸前高田平野の沖積層は高田バイパスのボーリング資料B-6でみられるように、基底礫層からなる埋没下位面を開析する谷を埋める50 cm ($-30.2 \sim -29.7$ m)の厚さの腐植物まじり砂質シルトからその堆積を開始する。そして下部砂層の本体である貝殻片を含むシルト質砂層が -29.7 mから堆積するが、これらの堆積が連続的であることや下部砂層を通じて海棲珪藻が含まれることから、陸前高田平野における後氷期の海進の影響は -30.2 mから現われたとみることができる。この沖積層の深度のみから判断すればKaizuka *et al.* (1977)の前期有楽町海進時には現在の陸前高田平野の部分はまだ陸域をなしており、後期有楽町海進によってはじめて海域の進入がみられたといえる。その年代は各地の研究例からみて10,000~9,000年前以降と考えられる。すなわち、東北地方では、小貫ほか(1963)が津軽平野において、十三湖層下部の -39 mで $9,050 \pm 250$ yr B.P.の年代を得ており、仙台平野においてはいくつかの研究があるが、長谷(1967)は10,000~9,000年前に -50 mに海水準があり、それ以降いわゆる沖積層が堆積したことを示した。また、Omoto (1979)は $9,390 \pm 190$ yr B.P.に -36 mより低い位置に海水準があったことを述べ、松本(1981)は

海水準が、約9,300年前には-40 m、約8,800年前に-30 m、約8,500年前に-20 mにあったと考えている。

したがって、陸前高田平野における後氷期の海進は、海水準が-30 m付近に達した9,000~8,500年前頃から始まったと考えてよいようである。陸前高田平野にはそれ以後の海面上昇の記録が残されており、下部砂層堆積時の海面上昇速度は、珪藻分析の結果から、河川による海底埋積速度とほぼつり合った状態であり、およそ7,600年前には海面は-20 m付近まで上昇したと考えられる。

その後、海面上昇速度は埋積速度に対して相対的に速くなり、広く内湾域が出現し、湾底に中部泥層が堆積した。中部泥層の上部にはシルト層にはさまれて十和田火山起源で約5,400年前の噴出とされる中振軽石の堆積がみられた。この時の海水準は、広島平野でアカホヤ火山灰層が当時の前置斜面基部より沖合の潮の動きの不活発な海底面に沈積したこと（藤原ほか、1980）を参考にすると、中振軽石の堆積高度である-7~-8 mより数m高い位置にあったと考えられる。

上部砂層の堆積期には、堆積物の粒径や含まれる貝化石からわかるように、海水準の上昇は緩慢ないし停滞し、それまでの内湾域が河川により埋積され、三角

州が海側へ前進する。この時の海水準は-2.7 m付近にあったと考えられ、その時期は中振軽石が堆積した約5,400年前以後で、上部砂層上面を刻む浅い谷が形成された約3,100年前以前である。日本の他地域の例からみて、5,000~4,000年前と考えてよいようである。

それ以後、埋積浅谷の存在によって示されるように約3,100年前・前後に海水準は-4~-6 mに低下した。その後、海面は現在の水準まで上昇するが、河川からの堆積物供給のため、海域の侵入はみられなかった。

陸前高田平野における5,000~4,000年前の海水準は上部砂層の堆積上面高度で示される-2.7 m付近と考えられる。これだけからみれば現在が後氷期の最高海水準であり、後期有楽町海進いわゆる縄文海進のピークが現在より高かったとはいえない。しかしながら沈降地域では、みかけ上の最高海水準は一般的な約6,000年前より遅れた時期の堆積物中に記録されるという指摘（杉村、1968）を重視すると、陸前高田平野は沈降地域にあたり、過去の最高海水準を示す証拠が-2.7 m付近まで沈降した可能性もある。以下、その吟味を行なう。

第6図は三陸海岸中部での1900-1933年、1933-1966年の2回の一等水準点改測資料から作成した水準点変

第6図 三陸海岸中部地域の水準点変動
6767を不動点と仮定

第7図 陸前高田平野における海水準変動曲線
 1. 沈降運動を考慮しない場合 2. 沈降運動を考慮した場合 3. 実線は試料採取深度と年代測定結果、破線は沈降運動を考慮した場合の試料の深度と年代測定結果
 4. 中振軽石（記号は大池、1972による）

動図である。これから、気仙沼、陸前高田の平野部で相対的に沈降、それ以外の部分で隆起という傾向が読みとれる。陸前高田の平野部でのこの2期間の沈降は相対的に0.8 mm/年の平均速度を示す。もし、この傾向が少なくとも縄文時代まで遡れるとすれば、-2.7 mの上部砂層の上面は+0.5～+1.3 mの位置にあったことになり、縄文海進による最高の海水準は現在より高いレベルにあったことになる。この高海水準はMii (1960)の気仙沼市岩井崎での2～5 m ベンチや5 m 段丘の存在、あるいはPirrazoli (1978)の宮古における0.5～1.0 m ベンチの存在とも矛盾しない。井関 (1968)は多くの遺跡の研究から、水準点標高の変化にみられる地殻変動の傾向および平均速度が、少なくとも縄文時代まで延長させて考えることを示した。これが直ちに三陸海岸に適用できるか否かは今後十分に検討されなければならないが、陸前高田平野の地盤運動を示す資料としては重要なものと思われる。

以上のことから陸前高田平野における完新世の海水準変化を第7図のように描くことが可能である。図中の実線は陸前高田平野の沈降を考慮しないもので、破線は前述のように0.8 mm/年の沈降を考慮して補正したものである。実際の海水準は両曲線の間で変化した可能性が大きい。

V. おわりに

三陸海岸中部の気仙川河口に広がる陸前高田平野の沖積層は下位より基底礫層、海成の下部砂層、中部泥層、上部砂層と沖積陸成層に区分できる。陸前高田平

野における最初の海域の侵入は下部砂層に記録され、その時の海水準は-30 m (9,000～8,500年前)付近にあった。その後、海水準が-20 mになる7,600年前まで、海面は比較的ゆるやかに上昇し、三角州前置層としての下部砂層を堆積させた。7,600年前以降は内湾的環境が拡がり、底置層としての中部泥層が堆積した。そして約5,400年前には十和田火山起源の中振軽石が降下し、内湾底に薄く堆積した。中部泥層堆積後は海面上昇が緩慢ないし停滞し、それにより三角州前置層としての上部砂層を堆積させた。5,000～4,000年前の海水準は-2.7 m付近に達した。仮に水準点改測資料により推定される0.8 mm/年の沈降運動が縄文時代まで遡れるとするなら、後水期の最高海水準はおよそ5,000年前頃には+1.3 mの位置にあったことになる。このあと海面は一時的に低下し、3,000年前・前後に埋積浅谷や泥炭地の形成が行なわれた。海面は以後、現在の水準まで上昇するが、河川からの堆積物供給のため、それによる海域の侵入はなく、埋積による陸化の過程をとったものと考えられる。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、終始御指導いただいた東北大学名誉教授・西村嘉助先生（現駒沢大学教授）と岩手大学教授・川本忠平先生に深く感謝いたします。火山灰の鑑定をして下さった東京都立大学教授・町田洋先生、貝化石をみて下さった東北大学大学院・島本昌憲氏に御礼申し上げます。ボーリング資料の収集に際して協力いただいた三陸国道工事事務所をはじめとする関係諸機関の方々に謝意を表します。本稿の骨子は東北地理学会 1981年秋季学術大会において発表した。

千田 昇（大分大学）

松本秀明（岩手大学）

小原真一（久慈市立久慈小学校）

（1984年10月2日 受理）

文 献

- 藤原健蔵・安田喜憲・成瀬敏郎・中野武登・加藤道雄・松島義章・堀 信行（1980）：瀬戸内海中中部における旧海水準の認定。完新世における旧海水準の認定とその年代に関する研究，71-81。
- 八甲田湿原研究グループ（1969）：青森県八甲田湿原泥炭層の年代について，第四紀研究，8，64～65。
- 長谷弘太郎（1967）：宮城県沖積平野の地質学的研究。東北大地古邦報，64号，1～45。
- 早川由起夫（1983）：十和田火山中振テフラ層の分布、粒度組成、年代，火山第二集，28，263～274。
- 井関弘太郎（1966）：沖積層に関するこれまでの知見。第四紀研究，5，93～97。

- 井関弘太郎(1968)：先史時代・歴史時代の地殻変動，第
四紀研究，7，127～131.
- 井関弘太郎(1972)：日本における三角州平野の変貌，
第四紀研究，11，117～123.
- Kaizuka, S., Naruse, Y. and Matsuda, I. (1977)：
Recent formations and their basal topography in
and around Tokyo Bay, Central Japan. *Quat.*
Res., 8, 32～50.
- 小杉健三(1958)：三陸中部海岸の海蝕棚について，東
北地理，10，10～15.
- 松井 健・高橋 一・中馬教允・足利圭一(1969)：青
森県三本木原ふきんの現世火山灰層の噴出年代，地
球科学，23，264～266.
- 松本秀明(1981)：仙台平野の沖積層と後氷期における
海岸線の変化，地理評，52，72～85.
- Mii, H. (1960)：Erosive features along the rocky
coast of Iwaizaki, Miyagi Prefecture. *Saito Ho-*
-on Kai Mus. Res. Bull., 29, 1～17.
- 三浦 修(1968)：海岸段丘からみた三陸リアス海岸の
発達，地理評，41，732～747.
- 森山昭雄・大橋保友(1980)：濃尾平野・矢作川平野に
おける2,000年B.P.直前の旧海水準資料，完新世
における旧海水準の認定とその年代に関する研究，
45～57.
- 大池昭二(1972)：十和田火山東麓における完新世テフ
ラの編年，第四紀研究，11，228～235.
- Omoto, K. (1979)：Holocene sea-level change: A
critical review. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th Ser.
(*Geogr.*), 29, 205～222.
- 小貫義男・三位秀夫・島田昱郎・竹内貞子・石田琢二・
齊藤常正(1963)：青森県津軽十三湖地域の沖積層，
東北大地古邦報，58号，1～36.
- Pirrazoli, P.A. (1978)：High stands of Holocene sea
levels in the Northwest Pacific. *Quat. Res.*, 10, 1
～29.
- 杉村 新(1968)：第四紀テクトニクス序説，第四紀研
究，7，119～126.
- 海津正倫(1979)：更新世末期以降における濃尾平野の
地形発達過程，地理評，52，199～208.

Recent Alluvial Deposit and Holocene Sea-level Change on Rikuzentakata Coastal Plain, Northeast Japan

Noboru CHIDA, Hideaki MATSUMOTO and Shin-ichi OBARA

Sanriku Coast located northeastern part of Honshu
-island is one of the typical "rias coast" in Japan. In
this area, a small delta plains develop at each enbay-
ment. The Rikuzentakata coastal plain, about 2 km
from north to south and about 2.5 km from east to west,
is larger one of these plains. The most part of the plain
is lower than 5 meters above the sea-level. A beach
ridge is recognized along the present shoreline, and a
lagoonal area locates behind it. The Kesen river and
the Hamada river flow on the western and eastern part
of the plain, respectively (Fig. 1).

The sequence of Alluvium along the shoreline is
shown in Fig. 4. There are two buried valleys corre-
sponding to each river. Excepting the Basal Gravel,
which recognized on the buried valley floor about 10 m
in thickness, the thickness of Alluvium is about 28 m.
From their textural characteristics, Alluvium is divided
into four layers as follows.

(i) Lower Sand layer includes marine shells and shell
-fragments, is considered as foreset bed sediments.
Shell-fragments collected at the upper part of the layer,
were dated $7,660 \pm 170$ yr B.P. by radiometric method.

(ii) Middle Mud layer, including a lot of marine
shells, consists of silt or sandy silt. This layer is consid-
ered as bottomset bed sediments. At the period of

Middle Mud sedimentation, the rate of sea-level rise had
been superior to the rate of sediment supply. This
period was estimated between 7,500 and 5,000 yr B.P.

(iii) Upper Sand layer also includes shell-fragments.
Sedimentary environment of this layer is considered as
delta front (foreset bed). The relative rate of sediment
supply during this period, exceeded the rise of sea-level
gradually. In other wards, the sea-level rise became
slower or nearly stable.

(iv) Uppermost layer consists of fluvial deposits. At
the primary time of this sedimentary period, the sea-
level was slightly dropped (2 m～4 m) than the final sea-
level which recorded at the top of Upper Sand layer
(-2.7 m a.s.l.). Several shallow valleys, dissected the
Upper Sand layer, indicate above.

From these, the Holocene sea-level change curve was
restored as the solid line in Fig. 7. On the other hand,
annual subsidence about 0.8 mm was calculated from
the remeasurement of bench marks (Fig. 6) in and
around the plain. If this subsidence have been assumed
during Holocene, the sea-level curve would be expres-
sed as the broken line in Fig. 7. The highest sea-level
during Holocene is estimated at +1.3 m a.s.l. and the
age is considered about 5,000 yr B.P.