

ASPETTI FISIOGRAFICI DELL'ISTRIA FLYSCHIOIDE NORD-OCCIDENTALE

GIORGIO DE SIMON

Università degli Studi
Trieste

CDU 911.2:551.4(497.12/.13Istria-16)

Saggio scientifico originale

Gennaio 1991

Riassunto - Vengono esaminate alcune componenti ambientali naturali dell'Istria compresa nella "sinclinale di Trieste-Capodistria", con riferimento particolare alle caratteristiche oroidrografiche dell'entroterra e ai relativi condizionamenti sulla morfologia costiera.

Generalità

Questo territorio,¹ con riferimento al suo aspetto fisionomico più appariscente, venne distinto come "Istria grigia" o "Istria gialla", per i colori predominanti delle rocce che vi affiorano, ed anche "Istria verde" per la rigogliosa vegetazione che vi alligna.²

Dal punto di vista dell'individualità spaziale geograficamente intesa, fu rilevato come tipo unitario dal SESTINI (1962, tipo n. 13b) che lo definì "Paesaggio delle colline arenaceo-marnose dell'Istria grigia". L'A. lo descrive (p. 45) come "un paesaggio morbido, composto di minute pieghe e di un mosaico di verde, picchiettato dal bianco delle case, senza contrasti, assai ridente: ma che alla lunga riesce monotono".

Tettonicamente l'Istria flyschioide nord-occidentale e il Golfo di Trieste sono compresi nella "sinclinale di Trieste-Capodistria", che "rappresenta l'estre-

¹ Compreso nella Repubblica di Slovenia e, per un irregolare lembo meridionale, nella Repubblica di Croazia; ha le denominazioni di Šavrinska Brda per la parte collinare interna e di Koprskem Primorje per la fascia marittima.

Nel prosieguo la toponomastica slovena verrà talora giustapposta a quella italiana tramite barra alternativa.

² È evidente il parallelismo rispetto all'"Istria bianca", indicante i contigui altopiani calcarei dell'Istria nord-orientale montana, e all'"Istria rossa" del tavoliere sud-occidentale (l'*Istrische Platte* del KREBS 1907).

ma propaggine verso E della grande sinclinale Adriatico-padano-veneta" [D'AMBROSI 1962: 16].³

Il sottobacino definente il nostro territorio è limitato a NE dal gradino calcareo di S. Servolo, che prosegue innalzandosi nella contigua Cicceria, e a SSW dalla stretta anticlinale carbonatica di Buie.⁴ Il complesso del Flysch che l'occupa è di età medio-miocenica (Luteziano) e – per alcuni livelli – eocenica inferiore (Cuisiano) [cfr. CASTELLARIN & ZUCCHI 1966], cioè sinorogenico alpino. Il deposito giunge a una potenza di poco meno di 1000 m (presso Albaro Vescovà) [D'AMBROSI 1976]⁵ e si presenta complicato da ondulazioni varie, talora molto accentuate,⁶ e da turbe per scivolamento.⁷

Facies flyschioidi

Nel Flysch del settore qui preso in considerazione è possibile distinguere delle *facies* caratteristiche, parzialmente eteropiche, ciascuna prevalente in un definito livello stratigrafico.

In particolare il complesso si presenta prevalentemente marnoso (*Flyschmergel*) nei livelli basali; si tratta in genere di marne grasse e friabili⁸ a microfauna pelagica (tipicamente *Globigerine*), dal colore frequentemente grigio-azzurrognolo.⁹ Affioramenti estesi si hanno tra Capodistria e il Carso di Buie, ove costituiscono in particolare i versanti inferiori di quasi tutti i bacini imbrikeri più significativi.

Nei settori stratigraficamente intermedi il D'AMBROSI ha riconosciuto e distinto cartograficamente (1953) una *facies* flyschioide di transizione (L_1), a più fitta stratificazione e in cui la frazione arenacea prevale su quella argillosocal-

³ Quest'ultima, "soggetta a un continuo spostamento verso NE e relativo approfondimento" [D'AMBROSI 1962: 16], è strutturalmente un bacino molassico composto riempito di grandi spessori di sedimenti terziari e quaternari [cfr. LEMOINE 1978; SLEJKO & AL. 1987], caratterizzata da una serie pliocenica estesamente gassifera [cfr. PIERI 1973].

⁴ Questa dorsale, di "Capo Salvore-Tribano-M.S. Girolamo" [SACCO 1924], separa la *sinclinale di Trieste-Capodistria* da quella di *Buie-Pisino*, le quali rimangono tuttavia comunicanti fra loro attraverso il ristretto settore di Pingente.

⁵ In area marina (Golfo di Trieste) la serie flyschioide giace parzialmente in una struttura a *Graben* composto, superando i 1000 m di spessore [FINETTI 1967].

⁶ Ad es. l'anticlinale del Cornalunga.

⁷ Come lungo le falde orientali del colle di Antignano.

⁸ La vecchia denominazione locale di cantiere ("tassello") venne già adottata dal MORLOT (1848) per indicare tutto il complesso torbiditico.

⁹ Variamente denominate: "*Marne del tassello*", TARAMELLI 1878; "*tassello inferiore*", CUMIN 1923; "*marna a Globigerine*", SACCO 1924; "*marne cerulee*", D'AMBROSI 1955 (*facies L₂ p.p.*).

carifera. Questa *facies* si presenta presso Pirano, lungo i versanti vallivi del Risano e le displuviali in genere, e diviene prevalente nella fascia più entroterra.

Verso il *top* del complesso prendono invece il sopravvento le arenarie (*Flyschsandstein*), le quali, quando siano massicce e in grossi strati (30-60 cm e più) si indicavano localmente col nome di "masegno".¹⁰ Sono di tipo feldspatico a cemento calcareo, e anche delle calcareniti [cfr. MALARODA 1947] e presentano frequenti tracce di organismi bentonici. Questa *facies* (L del D'AMBROSI) è diffusa principalmente sulle colline di Muggia e di Antignano ed affiora su alcune sommità del Capodistriano (es. M. Romano, M. Varda).¹¹

Note pedologiche

In linea generale questi complessi sedimentari sono "*facilmente erodibili e quindi poco atti a sviluppare veri terreni climatici*" [COMEL 1935: 77]. Ciò vale specialmente nel nostro territorio, in cui di norma il deflusso delle acque di precipitazione è favorito da una morfologia collinare a stretti interfluvii.

Va sottolineato come i processi pedogenetici si evolvono diversamente a seconda se la meteorizzazione coinvolge substrati prevalentemente argillosi oppure prevalentemente arenacei: e ciò per le "*caratteristiche antagoniste*" [COMEL 1935] dei rispettivi materiali generatori; peraltro le peculiari reazioni si attenuano, per le vicendevoli influenze, tutte le volte in cui i diversi litotipi si succedono con frequenti alternanze.¹²

I detriti argillosi, provenienti dalle rocce alterate¹³ e dilavate dal calcare, vengono stemperati dai rigagnoli e fluitati nei fondivalle, ove "*serpeggiano tortuosi e sempre più assottigliati lungo i torrenti*" [TARAMELLI 1876: 9]. La roccia madre decalcificata e ossidata, insieme a qualche minerale di più rapida alterazione, danno luogo a materiali terrosi bruno-giallognoli assai poco evoluti dal punto di vista pedologico.

Le arenarie, essendo frequentemente fratturate, vanno incontro ad un rapido processo di alterazione anche in profondità, che viene favorito dalla solubilizzazione dei componenti calcarei; quando la componente granulare quarzoso-feldspatica si ritrova in una massa di fondo via via più decalcificata, la roccia

¹⁰ Vedi l'analogo *macigno* dell'Appennino settentrionale.

¹¹ Si accenna qui soltanto alla presenza, specialmente alla base della serie del Flysch, di intercalazioni di breccia calcarea poligenica. Pur talora di non trascurabile potenza – come nella valle del Cornalunga – esse tuttavia, al di là del preciso significato geologico [cfr. D'AMBROSI 1976], hanno limitate implicazioni d'ordine pedologico e geomorfologico.

¹² Com'è noto, nel determinare le diversità dei due substrati entrano in gioco la percentuale di argilla presente nelle marne e la qualità dei componenti mineralogici delle argilliti e delle siltiti; così pure la quantità di carbonati (granuli o cemento) costituenti le arenarie.

¹³ Specie ove siano fessurate in scaglie, per l'aumentata superficie di attacco.

acquista notevole porosità favorendo, a differenza delle marne, e specie delle argilliti,¹⁴ l'infiltrazione dell'acqua piovana. La reazione è subacida¹⁵ e l'ossidazione dei composti ferrosi porta ad una tinta giallastra o rosso-giallastra del terreno.

Si nota infine come, in diverse aree di più rapido declivio e a cotica erbosa discontinua, il ruscellamento favorisca vari fenomeni di erosione accelerata e di denudazione, creando brevi vallecole e solchi franosi: frustrando in definitiva la già *scarsa capacità pedogenetica* di questi substrati.

Lineamenti orografici

Le fattezze generali oroidrografiche dell'*Istria gialla* considerata rappresentano localmente lo stadio attuale nel ciclo d'erosione di una ben più vasta superficie geomorfologica già peneplanizzata nel miocene [KREBS 1906] o tra oligocene e miocene [D'AMBROSI 1955].¹⁶

Tenendo conto dell'inversione dei rapporti ipsografici¹⁷ avvenuti in generale tra queste regioni a Flysch e le aree carsiche contigue, in conseguenza di processi morfogenetici pliocenici e pleistocenici "differenziati dal clima" [RADINJA 1974], acquistano evidenza alcuni condizionamenti d'insieme del paesaggio morfologico, evidentemente improntati sulle più rilevanti eredità topografiche della suddetta superficie.

Il primo condizionamento generale riguarda la bassa *energia complessiva del rilievo*. L'elevazione sommitale media si può indicare sui 300 m s.m.; quella massima raggiunge quote di poco inferiori ai 500 m.¹⁸ La degradazione rispetto alla superficie morfologica di base è agli estremi superiori del *range* presentato dal D'AMBROSI (1976: 52) ("tra minimi di 70-80 m e massimi sui 200 m e più").

¹⁴ Le quali invece trattengono tenacemente l'acqua (forte potere d'imbibizione e minima capacità di rilascio), con conseguente impermeabilità.

¹⁵ pH 5,6 (→6), COMEL 1935.

¹⁶ Definita "*superficie di spianamento cattiano-langhiana*" dal D'AMBROSI (1968), è stata dallo stesso A. ripetutamente indagata. Si estendeva ad oriente attraverso l'Istria, fino ai piedi degli attuali allineamenti dei Vena e dei Caldiera, comprendendo l'attuale altopiano della Cicceria. Dal punto di vista morfostrutturale costituiva una regione intermedia del grande penepiano terziario a torbiditi che dall'Idria (settore della Bainsizza e della Selva di Ternova), si estendeva sino alla Lika (settore dei Velebit). I processi di spianamento sui territori più elevati si sono svolti presumibilmente "*sia prima che durante la fase di più intensa orogenesi dinarica*" [D'AMBROSI 1954: 149]; sono essenzialmente dinarici (cioè oligocenici) sull'anticlinale triestina e buiese; hanno avuto poi continuazione nel miocene in Istria e in parte della Dalmazia.

¹⁷ Rapporti *in primis* dipendenti dalle dislocazioni orogeniche, cui si farà cenno.

¹⁸ M. Slunizza/V. Repavac 492 m (tra Ceppi/Čepic e Stridone/Zrenj).

Il secondo condizionamento riguarda l'*andamento generale sommitale*: non si hanno accentuate differenze altimetriche tra le maggiori ginocchiate contermini, che non dipendano da *slope processes* conseguenti a *dissesti* innescati preventivamente al piede o alle rispettive basse pendici da particolari azioni erosive.¹⁹

Le quote più elevate diminuiscono con lenta e quasi regolare continuità dall'interno verso la fascia costiera: il tasso di abbassamento medio della linea di vetta è attorno all'1-2%.

Il terzo condizionamento implica il *ripresentarsi caratteristico di cime spianate e raccordantisi tra loro*, chiare "*buttes-témoins*" di un'unica struttura tabulare in retrocessione per frazionamento idrografico e consumazione esogena.

Quando tuttavia si passi a considerare nei singoli elementi costitutivi la "*complessa e varia morfologia dei terreni marnoso-arenacei, ricchi di valli, di convalli e canali e calanchi a non finire*" [D'AMBROSI 1976: 54], si deve dedurre che, al di là delle eredità sunnominate c'è stata – nei particolari – una vasta alterazione e talora quasi una completa trasformazione del sistema morfologico originario. L'*"agente trasformatore per eccellenza"* [D'AMBROSI 1976] è stato appunto il reticolo fluviale epigeo che – a differenza dai terreni carsici contermini, ove la morfostruttura originaria si è perciò in gran parte conservata [cfr. TONIOLO 1949] – su questi erodibili terreni flyschioidi ha continuato e continua ad agire incessantemente.

Contrasti morfologici

Ai margini orientali e meridionali del complesso flyschioide vengono ad affiorare le formazioni carbonatiche,²⁰ già piegate ad anticlinale, sollevate e fagliate, esumate dalla copertura torbiditica, e quindi anch'essa sottoposte a degradazione esogena prolungata.

Tuttavia – com'è noto – le diversità costitutive fisico-mineralogiche delle rocce calcaree s.l. nei confronti di quelle calcareo-argillose, calcareo-arenacee, ovvero argillose o arenacee più o meno impure, si riflette sul diverso comportamento delle medesime, sia di fronte agli *stresses* orogenetici,²¹ sia rispetto la qualità e l'entità della degradazione fluvio-atmosferica.²²

¹⁹ Il riferimento concerne soprattutto gli *slittamenti* e le *lame superficiali* indotte localmente dalle incisioni vallive paleoidrografiche e dagli odierni corsi d'acqua principali.

²⁰ Si tratta in particolare del complesso eocenico *L₅* [rif. Carta geol. D'AMBROSI & STACHE 1953], e cioè del "*Calcare ad alveoline e nummuliti*" CUMIN 1923, fortemente sviluppato sul Carso dell'Istria montana; e dei complessi cretaci, essenzialmente Cenomaniano [*C₁*, *C*], Turoniano [*T*] e Senoniano [*Se*] del Carso di Buie.

²¹ Si contrappongono qui rispettivamente rigidità e plasticità nei confronti delle sollecitazioni tettoniche, con reazioni nel primo caso di tipo clastico, nel secondo di tipo prevalentemente deformativo.

Già nei riguardi della configurazione d'insieme le risultanze di tali peculiari risposte appaiono con immediata evidenza: tra l'ondulata area carbonatica e quella collinare flyschioide si manifesta un *contrasto morfologico e cromatico* assai spiccato; le forme sovrapposte del carsismo creano poi una vera "*duplicità fisiografica*" [POLDINI & AL. 1978],²³ particolarmente apprezzabile lungo le linee di contatto, ai margini della nostra sinclinale.

Il contrasto altimetrico in particolare deriva – come accennato – dalle modalità evolutive dei rilievi sotto determinati paleoclimi (e per degradazione differenziata "attuale"),²⁴ ma prima ancora, com'è ovvio, dalle dislocazioni orogenetiche²⁵ e da neotettonica.²⁶

Il diverso cromatismo è dovuto sia alle diversità litologiche che a quelle pedologiche²⁷ e risulta evidenziato dal diverso sviluppo e dalla variata fisionomia del rivestimento vegetale.²⁸

Profilo idrogeologico

Data l'impermeabilità di massima dei terreni e la relativa abbondanza di precipitazioni, queste plaghe sono beneficiate da un considerevole, anche se in-costante, scorrimento idrico superficiale, che vi ha prodotto un fitto e assai va-

²² Infatti alla permeabilità *in grande* delle rocce carbonatiche fessurate si contrappone l'impermeabilità delle rocce argillose/siltitiche e la semipermeabilità delle rocce arenacee. Inoltre alla solubilità per carbonatazione delle prime si contrappone la quasi insolubilità della frazione quarzoso-silicatica delle altre.

²³ Il POSPICHAL (1897) esprimeva tale diversità definendo "flemmatiche" queste colline nel Flysch e "drammatiche" le forme carsiche vicine.

²⁴ Oltretutto i gradienti pluviometrici e termici tra l'Istria pedemontana e gli altopiani di S. Sergio e della Cicceria sono notevolmente elevati [cfr. FURLAN 1961 e 1965].

²⁵ Il sollevamento dei *plateaux* carbonatici dell'Istria montana è di età tardo-miocenica ed ha carattere epirogenetico (orogenesi alpida, *fase pontica* D'AMBROSI); mentre i relativi condizionamenti orotettonici, comprese le dislocazioni marginali (e il colamento gravitativo del Flysch), risalgono all'acme oligocenico (orogenesi alpida, *fase dinarica* D'AMBROSI).

²⁶ Intesa in senso stretto, cioè con riferimento al Quaternario.

Indizi di neotettonica sono stati individuati in aree attigue, cioè nel Carso di Buie dal D'AMBROSI (1939), sul Carso triestino da CUCCHI & AL. (1982), sul Carso Postumiese da ČAR & GOSPODARIČ (1984).

²⁷ Il terreno che si sviluppa dai vicini substrati calcarei, aclimatico litomorfo, è tipicamente rossastro ("terra rossa"); ma, aumentando l'altitudine, tende a variare dal giallastro al bruno, sino al nerastro.

²⁸ Fisionomia che varia in seguito allo smistamento delle specie in due contingenti, per il diverso grado di acidità del terreno, di derivazione carbonatica (specie basifile) rispettivamente silicatica (specie acidofile).

rio frazionamento orografico, un aspetto “*ramificato-labirintoide*” [SACCO 1924], cui corrisponde un'altrettanto elevata densità di drenaggio.²⁹

Le precipitazioni presentano di norma un massimo principale a fine autunno e un massimo secondario all'inizio dell'estate; un minimo principale a fine inverno e un minimo secondario a fine estate [cfr. FURLAN 1961, mod.]. L'irregolarità nella distribuzione stagionale è notevole, poiché nel mese di più scarse precipitazioni (febbraio) queste non raggiungono il 60% del totale che cade nel mese più piovoso (novembre) [rif. Covedo/Kubed, 1931-60, PLUT 1980].

I valori medi normali vanno dai 960 mm sulla costa, a Capodistria, ai 1130 mm di Covedo, sul margine flyschioide interno [1931-60, PLUT 1980].

I regimi idrologici di questo settore dell'Istria, stante il suaccennato basso grado di permeabilità delle rocce, la limitata capacità di percolazione e la brevità delle aste drenanti, non presentano che minimi spostamenti temporali rispetto al regime pluviometrico, che è di *tipo sublitoraneo* [class. CIABATTI 1977].

Tuttavia una certa quantità d'acqua riesce a infiltrarsi per porosità e per fessurazione in diversi orizzonti del Flysch;³⁰ però l'intercezione avviene spesso già a limitata profondità, non appena si presenti uno strato più compattamente argilloso, capace di sostenere falde acquifere, sia pure a debole potenza. E ben presto – in ragione dell'intenso frazionamento orografico di cui si è detto – ove quegli strati affiorano lungo i versanti, le stesse acque tornano a giorno, per lo più come sorgentelle o allineamenti stillicidiosi: vere e indistinte origini di molti tra quei corsi d'acqua³¹ che non nascono per apporti allogeni.³²

Così, per contrapposizione, occorre ricordare che diversi corsi d'acqua non hanno una vera e propria foce, essendo il loro decorso interrotto bruscamente da un inghiottito attivo³³ che assorbe le acque al passaggio verso le formazioni carbonatiche incarsite (“*rete fluviale diffluente*” di TONIOLO 1927). Esempiare in tal senso l'allineamento di inghiottitoi all'orlo settentrionale del Carso di Buie, ove rimangono tracce di una *paleovalle marginale*; ma fenomeni analoghi si verificano anche al margine NE del nostro territorio (nella depressione paleovaliva di Gracischie-S. Quirico).

²⁹ Con valori di HORTON (1954) presumibilmente non inferiori alle due cifre (il dato si potrà definire alla luce di precise analisi statistiche). A tale proposito già il COPPO nel 1540 così spiegava l'etimologia del nome “Dragogna”: “(...) per il discorrer in mar con molte flexuosita et reuolutione a modo de vn Dracone serpe(n)te” [cfr. DEGRASSI 1924: 383].

³⁰ Che costituiscono quindi delle zone (o zonule) *semipermeabili nel complesso definito genericamente come impermeabile*.

³¹ Quali la Dragogna e il Cornalunga.

³² In particolare per i contributi delle risorgive pedecarsiche: tipico esempio è il Risano, che drena acque sia dal bacino di Castelnuovo [TIMEUS 1910], che dal bacino della Cicceria/Čičarija [KRIVIC & AL. 1987].

³³ *Ponor* nella lett. internaz. Diffuso anche il gr. *katavothra*. Ingl. *sinkhole*.

Nel corso dell'anno i regimi idrici del Risano/Rizana e del Cornalunga/Badaševica danno luogo a inondazioni che si ripetono con una certa regolarità [PLUT 1980] in concomitanza con precipitazioni a carattere intensivo. Le piene avvengono subito dopo l'evento piovoso e defluiscono rapidamente, tranne che nell'ambito dei terrazzamenti alveali – talora artificiali – ove l'acqua permane per qualche tempo (funzione regimante limitata).

Analoghe inondazioni ricorrenti si verificano nei bassi bacini della Dragogna/Dragonja e del Valderniga/Drnica [ADAMIČ 1980], i cui corsi sono caratterizzati da forti oscillazioni di livello, per cui passano assai rapidamente dalla quasi secchezza dei periodi asciutti agli straripamenti in occasione dei rovesci.

Il carico solido eroso dal Flysch ha dato luogo a depositi prevalentemente sabbiosi nei più alti fondivalle, e prevalentemente di tipo argilloso o franco (*loamy*) lungo i fondi vallivi meno elevati [LOVRENČAK 1980 a], che sono pertanto notevolmente meno permeabili.³⁴

Attualmente i processi erosivi sembrano manifestare attività rallentata, forse per un certo decremento dell'*impatto ambientale* durante i primi decenni post-bellici (e conseguente ripresa del vigore della vegetazione), così come si evince dai coefficienti di densità forestale, che vanno da 0,24 nel bacino del Cornalunga a ben 0,47 in quelli della Dragogna e del Valderniga [LOVRENČAK 1980 b].

Fisionomia costiera

La costa fra Trieste e Salvore si presenta molto articolata per il continuo alternarsi di capi o promontori (le cui prominentezze a mare sono dette localmente "*punte*" / "*rti*"),³⁵ e di insenature più o meno ampie ("*valloni*", rispettivamente "*valli*" / "*zalivi*").³⁶

Ambienti a costa bassa, di natura alluvionale, si succedono ad altri in cui il rilievo si protende alto sul mare e lo delimita con bruschi salti di pendio. È questo un chiaro esempio morfologico di "*paesaggio costiero mosso e contrastato*" [LAGO 1988] di formazione relativamente recente.

Dal punto di vista genetico alle rientranze corrispondono terminazioni vallive semisommerse e rielaborate, e alle prominentezze dorsali o sproni contesi dall'erosione marina.

³⁴ È interessante l'osservazione del TARAMELLI (1876: 9) di "*una costante scarsezza di ciotoli*" in queste alluvioni (e nelle altre della penisola istriana), che l'A. attribuiva sia "*alla natura delle rocce*" che all' "*indole torrenziale dei corsi d'acqua*" "*esagerata dalle locali condizioni climatologiche (...)*".

³⁵ "*rtiči*" se di dimensioni minori.

³⁶ Per le denominazioni correnti e passate delle numerose "*punte*" e delle "*valli*" interposte si rimanda alla produzione cartografica attuale, rispettivamente alle carte e corografie storiche [cfr. LAGO & ROSSIT 1981].

Ingressione attuale

Questa fascia rivierasca dell'Istria flyschioide rientra nel novero delle "coste di sommersione" o "coste ereditate", e costituisce anzi il *locus classicus* del tipo definito "*costa a valloni*".³⁷

Si manifesta qui con evidenza una *morfologia costiera trasgressiva* dovuta e tuttora condizionata da una serie di fenomeni concomitanti, di cui due essenziali: l'innalzamento del livello del mare, a carattere generale, e la subsidenza della geosinclinale, che comporta un bradisismo regionale negativo [s. ISSEL 1883]. Modalità ed entità dei movimenti sono differenti.

La subsidenza è dovuta agli incrementi del carico sedimentario nelle aree marittime, cui si somma la reazione isostatica rispetto i finitimi *plateaux* carbonatici triestino e istriano (in sollevamento differenziato, cfr. rispettivamente CARULLI & AL. 1980; D'AMBROSI 1959). Presenta *trend* negativo e andamento pulsatorio, comprese le inversioni di tendenza [cfr. POLLI 1947],³⁸ verosimilmente almeno dall'alto pliocene in poi; risente inoltre – com'è ovvio – degli effetti della geodinamica a grande scala.³⁹

L'innalzamento del livello marino è di carattere glacioeustatico, essendo controllato dalla deglaciazione globale; presenta carattere nettamente progressivo solo dalla metà del secolo scorso [MÖRNER 1973] e tendenzialmente progressivo dalla fine dell'ultimo glaciale.

Il valore locale e attuale della componente verticale isostatica/subsidenziale è pari a $(-) 0,8 \div 0,9 \text{ mm/a}$ (1905-1978, Molo Sartorio, Trieste) [DE SIMON 1990].⁴⁰

La entità generale e secolare della componente glacioeustatica è pari a $(+) 1,0 \div 1,1 \text{ mm/a}$ [LISITZIN 1974].⁴¹

Da questi dati consegue che la velocità complessiva apparente del movimento verticale costiero a Trieste e (verosimilmente con limitate variazioni) nell'Istria di NO durante questo secolo è stimabile attorno a $1,8 \div 2,0 \text{ mm/a}$.

Certamente le misurazioni attuali forniscono dati essenziali ai fini della valutazione dell'entità dell'aggressione marina e dell'alterazione degli equilibri costieri, nei loro riflessi antropici [cfr. BRAMBATI 1989]. Ma, nell'indagine morfogenetica, importa piuttosto valutare i *tassi medi* di perdita di quota – vale a di-

³⁷ In tal senso il termine "*valloni*" è una delle poche parole italiane accolte nella letteratura geografica internazionale [STAMP & COLL. 1966].

³⁸ Dovute probabilmente a ritmiche compensazioni isostatiche strettamente legate all'entità delle degradazioni subaeree.

³⁹ Cioè degli *stresses* da macrotettonica [cfr. FINETTI 1984], la cui incidenza locale attuale non è stata ancora (1990) quantitativamente discriminata.

⁴⁰ Su dati LISITZIN 1974; POLLI 1980. D'AMBROSI (1958), sulla base di precedenti dati (rif. POLLI 1954), aveva ricavato un corrispondente valore praticamente identico (0,9 cm/10 anni)!

⁴¹ Sulla base del valore medio dei dati di diversi A.A.

re d'innalzamento del livello di base generale dell'erosione – durante archi di tempo assai più lunghi, confrontabili con quelli necessari al prodursi di determinate *landforms*.

Eustasia locale nel Quaternario

Per quanto concerne i tassi dei movimenti eustatici nel *Postglaciale* le controversie tra gli A.A. si limitano ormai agli episodi di dettaglio [cfr. PETHICK 1984]; invece delle divergenze rimangono nelle valutazioni pleistoceniche.⁴²

Le entità assolute complessive dei bradisismi olocenici costieri – mediate sull'irregolarità di fondo – si possono ricavare tramite raffronti diretti, sulla base di reperti archeologici o paleontologici di età nota o determinabile.

Nel nostro caso si dispone di resti di costruzioni di epoca romana, talora oggi sommersi (es. pr. Isola, cfr. ŠRIBAR 1961). Ciò ha permesso un chiaro riferimento cronologico, che si fonda sul terrazzo all'isobata di 2 m, appunto di *Periodo Romano*: esaminato dettagliatamente da ŠIFRER (1965) nel capodistriano, esso decorre regolarmente, a distanza variabile dalla linea di costa, lungo l'intero litorale. Poiché da quell'età si stima un innalzamento assoluto del livello marino pari a circa 1 m [cfr. ad es. MÖRNER 1971; JEGERSMA 1961], possiamo ricavare per questo tratto costiero una velocità media di subsidenza pari a 50 mm/secolo.

Tuttavia, allargando lo sguardo all'intero Quaternario, alcune correlazioni geomorfologiche (che qui per brevità si riferiscono soltanto sommariamente) depongono a favore di un *valore medio* di subsidenza di entità assai più ridotta, probabilmente dell'ordine di pochi *millimetri per secolo*.

Gli elementi per tale valutazione sono:

- 1) le quote dei terrazzamenti⁴³ che ben s'accordano con le corrispondenti degli "standards mediterranei", lo sfasamento divenendo considerevole soltanto per gli ordini più elevati;
- 2) le ridotte ingressioni in profondità nei tronchi vallivi terminali, cui invece fanno capo alluvioni deltizie relativamente estese;⁴⁴

⁴² Ove non altrimenti specificato qui si seguirà principalmente FAIRBRIDGE 1961 a.

⁴³ Ricavate da ŠIFRER 1965; cfr. anche KOKOLE 1956.

⁴⁴ Non sembra superfluo ricordare che gli effetti di una data perdita di quota ($\Delta q = q_2 - q_1$) in un certo tempo ($\Delta t = t_2 - t_1$), si manifestano con ritmi di invasione marina ($v_i = \Delta i / \Delta t$) che sono inversamente proporzionali alla pendenza media dei tratti costieri interessati ($\Delta i = \Delta q \cdot \cotg \alpha$). Talché, con pari bradisismo, l'ingressione sarà sempre più rapida via via che lungo un Thalweg ci si avvicini al mare.

Con le attuali pendenze medie delle aste terminali del Risano e della Dragogna (rispettivamente del 3 e 5% ca.) l'*ingressione teorica* (cioè in assenza di alluvionamento e di interferenze antropiche) ai nostri giorni presenta una *velocità di inondazione variabile dai 3 ai 7 m/10 anni*.

- 3) l'energia dei rilievi della fascia costiera, le cui sommità, ad una ricostruzione retrospettiva, condurrebbero a quote medie di peneplanazione iniziale incompatibilmente elevate, qualora venissero extrapolati i tassi "attuali".

Altri condizionamenti litoranei

Altri fatti concorrenti alla creazione della nostra morfologia costiera sono legati da un lato alla litostratigrafia e dall'altro alla paleoidrografia regionale.

Riguardo al primo condizionamento, basta semplicemente osservare come, durante le trasgressioni, il battente debba progredire – a parità di altezza delle ripe – con maggior efficacia erosiva in queste rocce relativamente tenere, rispetto alle ben più resistenti, anche se più *corrodibili*, contigue formazioni carbonatiche dell'*Istria rossa*.⁴⁵

L'ondazione opera poi i maggiori svassi e gli ottundimenti in grande laddove le stratificazioni siano state già incise e frazionate dalle azioni fluviali.

D'altra parte un primo condizionamento sulla morfogenesi costiera è proprio d'ordine idrografico e si manifesta soprattutto nell'ampiezza di queste baie valliformi, sicuro indice di una (ovvero più) situazioni preingressive già evolute dal punto di vista del modellamento e dell'approfondimento erosivo fluviale [cfr. ad es. D'AMBROSI 1962].⁴⁶

La stessa morfostruttura ad altopiano residuale di degradazione, cui si raccordano i caratteristici e ricorrenti tratti a falesia, ha evidentemente condizionato dall'inizio l'impostazione "irradiante" del reticolo paleoidrografico [cfr. D'AMBROSI 1954] conseguente, e con esso, il prepararsi di una fisiografia litoranea che manifesta oggi in più settori quell'accennata simmetrica ripetitività.

Maggiori forme di abrasione marina

Le maggiori rientranze costiere, qualora vi si comprendano i rispettivi aggetti deltizi di fondo baia,⁴⁷ evidenziano una sezione planimetrica sub-triangolare e debbono la loro svasatura imbutiforme alle ripetute azioni abrasive dei mari interglaciali, in un contesto – come s'è detto – di avanzata maturità del

⁴⁵ Come lo dimostra qui la prominenza calcarea di Isola, vero *scoglio* di resistenza selettiva.

⁴⁶ Ciò anche senza tener conto dei possibili – ma ancora non definiti – aumenti delle precipitazioni in concomitanza con i maggiori periodi glaciali pleistocenici, sul cui ruolo nelle "erosioni superficiali in genere" e nelle "incisioni vallive in modo speciale", aveva posto l'accento il SACCO (1924).

⁴⁷ Spesso bonificati o trasformati in saline, come presso Capodistria, ovvero a Sicciole e a Strignano.

ciclo erosivo. Ne fanno fede le serie contrapposte di terrazzi eustatici intravalivi, la cui sistemazione cronologica deve però essere ancora perfezionata, per la mancanza di reperti paleofaunistici.

Così le grandi articolazioni a promontorio rappresentano le forme di maggior resistenza – perché di maggior rilievo –⁴⁸ ai complessi processi di demolizione delle ripe, che sono legati in primo luogo alla efficacia delle traversie prevalenti (*bora*; *libeccio*, loc. *garbín*). Si tenga comunque presente che le retrocessioni assumono carattere di permanenza soltanto in questi periodi, più decisamente eutermici.

L'ultima fase di *retrogradazione*, quella in corso, vedrebbe i suoi antefatti in una situazione post-glaciale in cui la presunta linea di costa decorreva non molto più a mare e con andamento quasi parallelo alla congiungente le attuali *punte* più avanzate.⁴⁹ Tale è, del resto, l'andamento dell'attuale isobata di 20 m: livello che venne raggiunto nel *Boreale* e che trova un riferimento nel *Piano Ostenda* (6000-6500 a.C.) della corrispondente fase ingressiva nord-europea. Tuttavia il terrazzo sottomarino delle attuali falesie si approfondisce soltanto fino a -9 (± 1) m [ADAMIČ 1981], dove piega bruscamente verso il fondo: se ne deduce che le scarpate dei promontori si sono andate delineando secondo la presente configurazione appena dall'*Atlantico Inferiore* ad oggi. L'attuale freschezza del taglio, spesso a picco, testimonia inoltre un notevole tasso di retrocessione.⁵⁰

Vicissitudini della costa

La ricostruzione delle variazioni della linea di costa, sia pure limitatamente all'ultima grande deglaciazione, tra "*l'avanzato Catawürm III e l'Attuale*", rimane allo stato di *tentativo problematico* [cfr. MOSETTI & D'AMBROSI 1967].

Resta peraltro come un dato di fatto (provato da rilievi di grande dettaglio del fondo marino [MOSETTI 1966; FINETTI 1965 e 1967]) il riconoscimento che

⁴⁸ Non si può qui generalmente invocare una selettività di tipo litologico all'erosione, poiché le variazioni laterali di *facies* restano nell'ambito del complesso flyschioide; soltanto le giaciture controllano direttamente la ripidità delle falesie.

⁴⁹ Cioè Punta di Campo Marzio-P.ta Sottile-P.ta Madonna-P.ta Salvore.

⁵⁰ Stimabile (sulla base della variata posizione di alcuni manufatti rispetto all'orlo delle scarpate, valutaz. pr. Sezza) approssimativamente dell'ordine di *diversi mm per decennio*. Naturalmente è un valore mediato su un *trend* discontinuo, tipico di questo genere di *fenomeni saltuari*.

Begli esempi di *promontori tagliati*, cioè troncati rettilineamente, si hanno a Punta Ronco (lung. 260 m, esposiz. N5°E); nella Valle di Strugnano (400+400 m, →N) sotto P.ta Prete (600 m, →WNW); pr. Pirano (650 m, →N30°E). Le falesie sono alte sino ai 60-70 m, con maggior sviluppo dai 20 ai 40 m ca. Per alcune, ulteriori ricerche potranno forse accertare l'influenza di fagliature locali.

dal *Würm Recente* e sino al *Pre-boreale Superiore*⁵¹ le piane alluvionali costiere dell'Istria settentrionale si spingevano molto più a occidente, occupando – insieme con gli opposti apparati deltizi dell'Isonzo e del Tagliamento – completamente il Golfo di Trieste [MOSETTI & D'AMBROSI 1967]. In tali condizioni di regressione glacioeustatica tutte le coste alte dell'Istria flyschioide erano completamente fossili e soggette unicamente all'erosione continentale.⁵²

Per concludere, appare incontrovertibile come l'interpretazione genetica di queste forme d'interfaccia costiera comporti una indagine retrospettiva assai complessa, quando si voglia tener conto dei principali *controlli multivariati* cui sono state ciclicamente sottoposte nel volgere della nostra Era.

⁵¹ Dubitativamente – per chi scrive – con una fase intermedia di penetrazione marina.

⁵² Cospicui esempi di falesie fossili sono stati evidenziati dal ŠIFRER (1965) presso Pirano.

OPERE CITATE

- ADAMIČ, MILAN OROŽEN. "Geografke značilnosti poplavnega sveta ob Dragonji in Drnici", *Geogr. zbornik*, 19, 1980, 154-213.
- ADAMIČ, MILAN OROŽEN. "Prispevek k izoblikovanju podvodnega reliefa slovenske obale", *Geogr. vestnik*, 53, 1981, 21-45.
- BRAMBATI, ANTONIO. "L'erosione dei litorali: cause antropiche o naturali?", *Terra*, 1 (5), 1989, 26-29.
- ČAR, JOŽE & GOSPODARIČ, RADO. "O geologiji krasa med Postojno, Planino in Cerknico", *Acta carsol.*, 12, 1984, 91-106.
- CARULLI, GIOVANNI BATTISTA & AL. *Evoluzione strutturale Plio-quadernaria del Friuli e della Venezia Giulia*, C.N.R. Prog. Fin. Geodin., n. 356, Napoli, Giannini, 1980, 489-545.
- CASTELLARIN, ALBERTO & ZUCCHI, MARIA LUISA. "La successione stratigrafica Paleocenica ed Eocenica dei dintorni di Opicina", *St. Trent. Sc. Nat.*, sez. A, 43 (2), 1966, 275-308.
- CIABATTI, MARIO. *Elementi di idrologia superficiale*, Bologna, CLUEB, 1-230.
- COMEL, ALVISE. "La pedogenesi nella Venezia Giulia", *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, 34, 1935, 5-91.
- CUCCHI, FRANCO & AL. "Movimenti neotettonici recenti nel Carso triestino da analisi di concrezioni stalagmitiche", *Atti V Conv. Reg. Spel. Friuli Ven. Giulia*, 1982, 141-151.
- CUMIN, GUSTAVO. "La valle della Rosandra presso Trieste", *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, S. V, 12, 1923, 391-425.
- D'AMBROSI, CARLO. "Ricerche sullo sviluppo tettonico e morfologico dell'Istria e sulle probabili relazioni tra l'attività sismica e la persistente tendenza al corrugamento della regione", *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, 37, 1939, 33-74.
- D'AMBROSI, CARLO. "Paleoidrografia miocenica in Istria e sua successiva trasformazione in rapporto con lo sviluppo del carsismo", *Atti VI Congr. Naz. Spel.*, 1954, 145-173.
- D'AMBROSI, CARLO. *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio "Trieste"*, Uff. Idr. Mag. Acque - Sez. Geol., Padova, Soc. Coop. Tip., 1955, 1-85.
- D'AMBROSI, CARLO. "Recenti misure mareografiche confermerebbero il persistere di tendenze epirogeniche in Istria", *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, 50, 1959, 9-25.
- D'AMBROSI, CARLO. "Resti di terrazzi ereditati nel Flysch lungo la riviera di Trieste", *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 80 (4), 1962. Estr. 1-20.
- D'AMBROSI, CARLO. "Alcune precisazioni sulle più recenti vedute riguardo l'origine e l'evoluzione del Carso di Trieste propriamente detto", *Atti e Mem. Comm. Gr. E. Boegan*, 8, 1968, 35-45.

- D'AMBROSI, CARLO. *Cenni sull'origine e lo sviluppo geologico e geomorfologico del Carso di Trieste e dell'Istria*, Museo Civ. St. Nat. - P.N.C., Trieste, Villaggio del Fanciullo, 1976, 1-84.
- D'AMBROSI, CARLO & STACHE, GUIDO. *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 53^A Trieste*, Uff. Idr. Mag. Acque, Venezia, 1953.
- DEGRASSI, ATTILIO. "Di Pietro Coppo e delle sue opere", *Arch. triestino*, 39, 1924, 319-387.
- DE SIMON, GIORGIO. "Quadro didattico riassuntivo delle variazioni lente di quota della superficie carsica triestina dal punto di vista geomorfologico", *Univ. Studi Trieste - Fac. Magistero*, S. III, 9 (24), 1990, 45-64.
- FAIRBRIDGE, RHODES W. *Eustatic changes in sea-level*. In: *Physics and Chemistry of the Earth*. Oxford and New York, Pergamon, 1961, IV, 99-185.
- FINETTI, ICILIO. "Ricerche sismiche marine nel Golfo di Trieste (profilo a rifrazione 'Grado-Miramare')", *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 7, 1965. Estr. 1-27.
- FINETTI, ICILIO. "Ricerche sismiche a rifrazione sui rapporti strutturali fra il Carso e il Golfo di Trieste", *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 9, 1967. Estr. 1-35.
- FINETTI, ICILIO. "Struttura ed evoluzione della microplacca adriatica", *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, 2 (2), 1984, 115-123.
- FURLAN, DANILO. "Padavine v Sloveniji", *Geogr. zbornik*, 6, 1961, 5-160.
- FURLAN, DANILO. *Temperature v Sloveniji*, Ljubljana, SAZU, 15, 1-166.
- HORTON, RALPH E. "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56, 1945, 275-370.
- ISSEL, ARTURO. *Le oscillazioni lente del suolo o bradisismi. Saggio di geologia storica*, Genova, Ist. Sordo-Muti, 1883, 1-422.
- JELGERSMA, STEPHEN. "Holocene sea level changes in the Netherlands", *Med. Geol. Sticht*, S. 100, VI, 1961. Estr. 1-101.
- KOKOLE, VLADIMIR. "Morfologija Šavrinskega gričevja in njegovega obrobja", *Geogr. zbornik*, 4, 1956, 185-219.
- KRIVIC, PRIMOŽ & AL. "Sledenje podzemnih vod zaledju izvira Rižane", *Acta carsol.*, 16, 1987, 83-104.
- KREBS, NORBERT. "Verbogene Verebnungsflächen in Istrien", *Geogr. Jahr. Oester.*, 4, 1906.
- KREBS, NORBERT. "Die Halbinsel Istrien. Landeskundliche Studie", *Geogr. Abh.*, 10 (2), 1907, 179-344.
- LAGO, LUCIANO. "Istria: passato e presente in una terra di confine". In: *XXXII Conv. Naz. A.I.G. - Guida delle Escursioni*, a cura di VALUSSI G., 1988, 116-126.
- LAGO, LUCIANO & ROSSIT, CLAUDIO. *Descriptio Histriae*, Trieste, Lint, 1981 (Collana degli Atti), 1-349.
- LEMOINE, MARCEL. *The Peri-Tyrrhenian System: Corso-Sardinian Block, Apennines and Padan Basin, Calabro-Sicilian Arc*. In: *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas*, a cura di LEMOINE M., Amsterdam, Elsevier, 1978, 227-311.
- LISITZIN, EUGENIE. *Sea-level changes*, Amsterdam, Elsevier, 1974, VI+286.
- LOVRENČAK, FRANC. "Prsti in poplavnega sveta". In: PLUT D., 1980 (cit.), 128-140.
- LOVRENČAK, FRANC. "Prsti in rastje poplavnega sveta ob Dragonji". In: ADAMIČ M.O., 1980 (cit.), 188-200.
- MALARODA, ROBERTO. "Arenarie eoceniche della regione di Trieste", *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, 43, 1947, 90-112.

- MORLOT, ADOLF. "Über die geologischen Verhältnisse von Istrien", *Naturwiss. Abh.*, 2 (2), 1848. Estr. 1-61.
- MÖRNER, NILS-AXEL. "Eustatic changes during the last 20,000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area", *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 9, 1971, 153-181.
- MÖRNER, NILS-AXEL. "Eustatic changes in last 300 years", *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 13, 1973, 1-14.
- MOSETTI, FERRUCCIO. "Morfologia dell'Adriatico settentrionale", *Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti*, 125, 1966, 147-175.
- MOSETTI, FERRUCCIO & D'AMBROSI, CARLO. "Cenni sulle vicissitudini costiere dell'Alto Adriatico dedotte dall'attuale morfologia del fondo marino", *Atti e Mem. Comm. Gr. E. Boegan*, 6, 1967, 19-42.
- PETHICK, JOHN. *An Introduction to Coastal Geomorphology*, London, Arnold, 1984, X+260.
- PIERI, MARIO. *Pianura Padana e Adriatico settentrionale [Idrocarburi liquidi e gassosi]*. In: *Geologia dell'Italia*, a cura di DESIO A., Torino, UTET, 1973, 991-994.
- PLUT, DUŠAN. "Geografske značilnosti poplavnega sveta ob Rižani in Badaševici", *Geogr. zbornik*, 19, 1980, 103-151.
- POLDINI, LIVIO & AL. *Guida all'escursione botanica della Val Rosandra*, Trieste, I. Svevo, 1978, 1-50.
- POLLI, SILVIO. "Gli attuali movimenti verticali delle coste italiane", *Tecn. Ital.*, N.S., 4, 1947, 172-174.
- POLLI, SILVIO. "L'attuale aumento del livello del mare lungo le coste del Mediterraneo", *Boll. Soc. Ital. Geof. e Meteor.*, 2 (1/2), 1954, 13-16.
- POLLI, SILVIO. "L'attuale variazione climatica nella regione Friuli-Venezia Giulia", *Atti Acc. Sc. Lett. Arti*, 73, 1980, 123-131.
- POSPICHAL, EDUARD. *Flora des österreichischen Küstenlandes*, Leipzig u. Wien, Deuticke, 1897/99, I, XLIII+574; II, 1-942.
- RADINJA, DARKO. "Matični Kras v luči širšega reliefnega razvoja", *Acta carsol.*, 6, 1974, 10-33.
- SACCO, FEDERICO. "Schema geologico dell'Istria", *L'Universo*, 5 (3), 1924, 183-220.
- SESTINI, ALDO. *Altopiani, colline e litorali dell'Istria*. In: *Il Paesaggio - Conosci l'Italia (VII)*, Milano, T.C.I., 1962, 43-45.
- ŠIFERER, MILAN. "Nova geomorfološka dognanja v Koprskem Primorju", *Geogr. zbornik*, 9, 1965, 4-58.
- SLEJKO, DARIO & AL. "Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale", *C.N.R. - Gr. Naz. Dif. Terremoti, Rend.* 1, 1987, 1-82.
- ŠRIBAR, VINKO. "Arheološko topografske ugotovitve v Simonovem zalivu pri Izoli", *Arheol. vestnik*, 9-10 (3-4), 1961.
- STAMP, DUDLEY & COLL. *A glossary of geographical terms*, London, Longmans, 1966, XXXII+539.
- TARAMELLI, TORQUATO. *Il territorio di Capodistria - Cenni geologici*, Udine, Staz. Agraria, 1876. Estr. 1-10.
- TARAMELLI, TORQUATO. *Descrizione geognostica del Margraviato d'Istria*, Milano, Vallardi, 1878, 1-196.
- TIMEUS, GUIDO. *Studi in relazione al provvedimento d'acqua per la città di Trieste*, Trieste, Caprin, 1910, 1-82.
- TONIOLO, ANTONIO RENATO. *Breve guida alla II Escursione Geografica Interuniversitaria al Carso e all'Istria*, Firenze, I.G.M., 1927, 1-46.
- TONIOLO, ANTONIO RENATO. *Carso*. In: *Enc. Ital. Sc. Lett. Arti*, Roma, I.P.S., 1949, IX, 178-181.

SAŽETAK: *Fiziografski aspekti sjevero-zapadne Flišne Istre* - Sjevero-zapadni dio istarskog poluotoka, poznat kao flišni *facies* ili kao dio *Sive Istre* odnosno *Žute Istre*, tektonski pripada *sinklinali Trst-Kopar*.

S ovog su područja pregledno rekognoscirane, sa sistemsko-ambijentalnog gledišta, neke prirodne komponente stratigrafsko-opisne, pedološke te, posebno, oroidografske prirode.

Evidentirane su i neke skupne geomorfološke osobitosti, imajući posebno u vidu inducirane uvjete duž obalne linije, gdje genetska interpretacija zahtjeva da se uzmu u obzir mnogobrojne interferencije jednog naglašenog ingresijskog mora.

POVZETEK: *Fiziografske značilnosti flišne severnozahodne Istre* - Severnozahodni del Istrskega polotoka, ki ima flišno sestavo in je zato tudi poznan delno kot »Siva Istra« ali »Rumena Istra«, spada tektonsko k *padajoči geološki krivulji Trst-Koper* z odločno spodnjo lego.

Članek opisuje iz sistemsko ambientalnega zornega kota nekatere naravne značilnosti tega prostora, opisno stratigrafijo, pedologijo in predvsem orohidrografijo. Izpostavljene so tudi nekatere geomorfološke značilnosti s poudarkom na obalni pas, kjer mora genetska interpretacija upoštevati pomembne interference morja, ki se poudarjeno zajeda v kopno.