



PROVINCIA DI LECCE



COMUNE DI GALATINA

Progetto di adeguamento della coltivazione di una cava di calcare ex art. 29 d. lgs. 152/2006 sita in in località "San Giuseppe"

in attività con Determinazione n.213 del 10.05.2015 del
Dirigente Ufficio Attività Estrattive della Regione Puglia
foglio 73, P.lle 48, 49, 50, 36, 37, 38,40, 41, 42 e 162 ex 37 parte

Relazione Geologica

Relazione
R2.1

PROPRIETA' : PIETRO DE PASCALIS srl - GALATINA (LE)

Data
Marzo 2019

TECNICI INCARICATI:

Geol. Luigi Candido



Ing. Tommaso Farenga

Consulenze e collaborazioni:
ing. Gaetano Nuzzo, geom. Domenico Ruggiero

Sommario

Premessa	2
Caratteri geologico-stratigrafici	3
Tettonica	8
Lineamenti morfologici	9
Le forme strutturali	10
I terrazzi marini	10
Il reticolo idrografico	12
Le forme carsiche	12
Geologia e idrogeologia dell'area di studio	14

Premessa

La presente relazione fa seguito all'incarico conferito da parte della Ditta De Pascali Pietro s.r.l. che conduce una cava in località "**San Giuseppe**", sita nel territorio comunale di **Galatina**.

L'attività estrattiva è in essere giusta Determinazione n°213 del 10/06/2015 rilasciata dal Dirigente del Settore Attività Estrattive della Regione Puglia.

La presente relazione è relativa al **Progetto di Ampliamento** della cava attraverso l'aggiunta della **particella 39 del Fg. 73** alle superfici già autorizzate ricadenti nelle **particelle 36, 37, 38, 40, 41, 42, 48, 49, 50 e 162 del Foglio 73** del Comune di Galatina.

Nella suddetta cava, la Ditta De Pascalis Pietro s.r.l. svolge attività estrattiva finalizzata alla coltivazione di roccia calcarea destinata alla produzione di inerti e granulati di varia pezzatura. La coltivazione si svolge per gradoni successivi.

L'attuale metodo di coltivazione si basa sull'abbattimento di strati successivi di "fette" sottili e parallele al fronte di scavo mediante l'uso di martelli demolitori e di volate di mine.

Caratteri geologico-stratigrafici

La Puglia rappresenta la parte emersa meridionale dell'avampaese appenninico - dinarico. La parte più consistente di questa regione è rappresentata da una successione carbonatica (Calcari delle Murge e del Salento) di piattaforma - margine di piattaforma, di età giurassico - cretacea, con spessore di alcuni chilometri. La successione calcareo dolomitica cretacea affiorante nel Salento per molti aspetti può essere ricondotta al Calcare di Altamura del Turoniano sup. - Maastrichtiano ed è rappresentata da calcari micritici, dolomie e calcari subcristallini di ambiente tidale - intertidale di piattaforma interna; tuttavia secondo Reina & Luperto Sinni (1993) la correlazione del calcare di Altamura con i calcari e dolomie che affiorano nel Salento rappresenta ancora un problema aperto. In eteropia con le facies di ambiente tidale - intertidale sono presenti dei calcari di margine e pendio di piattaforma del Maastrichtiano, noti in letteratura col nome di Calcari del Ciolo. Questa unità è costituita da calcari biostromali e biocostruiti, a rudiste ed ammoniti, passanti lateralmente a calcareniti e calciruditi bioclastiche e clinostratificate.

La successione calcareo - dolomitica del Mesozoico è ricoperta soprattutto nel settore meridionale del Salento da discontinue unità carbonatiche riferibili a cicli sedimentari di età paleogene e neogenica e da unità carbonatico - terrigene riferibili a due cicli sedimentari di età quaternaria.

Nell'Eocene, nella fascia costiera tra Otranto e Santa Maria di Leuca, si sedimentano i Calcari di Torre Tiggiano rappresentati da biocalcareni massivi di colore grigio - biancastro con struttura festonata, con abbondanti macroforaminiferi e gusci di rudiste, interi o in frammenti. Sempre nell'Eocene, in particolare nel Cattiano medio, lungo il bordo orientale della Penisola, si imposta un sistema carbonatico di laguna - scogliera marginale - pendio e si sedimentano i Calcari di Castro, rappresentati da calcari con abbondanti resti di coralli, alghe corallinacee, bivalvi, gasteropodi, echinidi e foraminiferi, da calcari bioclastici di colore bianco a frattura concoide, da bancate clinostratificate di brecce e megabrecce a coralli immersi in abbondante matrice calcarenitica. Nel Cattiano superiore si sedimentano in trasgressione sul Calcare di Castro e sui terreni più antichi le Calcareniti di Porto Badisco di ambiente di piana tidale - intertidale. Questa unità è rappresentata da

una successione potente poche decine di metri di calcareniti bioclastiche fossilifere di colore biancastro, stratificate, che poggiano su un livello basale rodolitico potente fino a due metri.

Durante l'Oligocene superiore nelle zone più interne si sedimentano dei depositi continentali in facies lagunare affioranti attualmente nei pressi di Monte Vergine, Otranto, Martano, Santa Maria al Bagno, Galatone, Lecce e Gagliano. Tra la fine dell'Oligocene e l'inizio del Miocene (Aquitano) si verifica un'ulteriore, locale e parziale, ingressione marina e si sedimentano calcari detritici e biodetritici di colore variabile dal biancastro all'avana con *Scutella* e macroforaminiferi. Questa unità affiora nei pressi di Lecce ed è nota in letteratura con il nome di Formazione di Lecce.

Tra il Burdigaliano inoltrato ed il Messiniano pre - evaporitico si realizza un importante ciclo sedimentario, durante questo intervallo, infatti sedimenta la Pietra Leccese (Burdigaliano inoltrato - Messiniano inf.) ed un complesso di piattaforma interna - margine - pendio di piattaforma riferibile al Messiniano pre - evaporitico (Calcareniti di Andrano e Formazione di Novaglie). La Pietra Leccese è costituita da calcareniti marnose organogene mal stratificate, a grana fine, porose, di colore giallo paglierino, che nella parte alta si arricchiscono in glauconite e assumono un colore prevalentemente verdognolo. Secondo Bosellini et alii, (1999) invece, il complesso di piattaforma interna - margine - pendio di piattaforma è suddivisibile in due formazioni. Le facies di margine e di pendio sono indicate col nome di Formazione di Novaglie e sono rappresentate prevalentemente da calcari coralligeni massicci, biancastri, in eteropia con brecce e calciruditi ricche di resti di coralli e con calcareniti clinostratificate sottilmente laminate. Le facies di piattaforma interna sono indicate come Formazione delle Calcareniti di Andrano. Questa formazione è costituita nella parte bassa da calcari e calcari marnosi di colore variabile dal bianco all'avana, ricchi di macrofossili e nella parte alta da calcisiltiti con laminazione planare e calcari detritico organogeni compatti di colore grigio chiaro e biancastro.

Nel Pliocene inferiore si verifica una nuova sommersione che interessa il settore meridionale ed orientale del Salento e si sedimentano brecce e conglomerati con elementi calcarei di dimensioni variabili, immersi in una matrice calcarea sabbiosa o microconglomeratica, con rarissimi fossili, su cui poggiano lenti di potenza ed

estensione variabile di calcisiltiti glauconitiche marnose di colore giallo o giallo - vardastro e localmente di arenarie glauconitiche verdognole (Formazione di Leuca). Le facies grossolane si sono sedimentate in un ambiente di mare poco profondo e su un substrato instabile; le calcisiltiti glauconitiche indicano invece un ambiente di sedimentazione più profondo, di zona neritica esterna. Nel Pliocene medio si verifica una nuova sommersione che interessa prevalentemente l'area del Capo di Leuca ed il settore orientale, grossomodo ad est dell'allineamento Maglie-Lecce. Questo ciclo di sedimentazione marina termina nel Pleistocene inferiore-Santerniano, ma molte aree dei settori sopra indicati si trovano al disopra del livello del mare prima dell'inizio del Quaternario. Durante questo intervallo si sedimenta una successione di calcareniti e calcisiltiti poco cementate di colore giallastro, di aspetto massivo o stratificate in banchi di potenza variabile. Nella parte bassa della successione sono presenti calcareniti glauconitiche di colore verdognolo e calcareniti marnose di colore grigiastro con abbondanti resti di molluschi, pesci, echinoidi e crostacei. Nella parte alta prevalgono i calcari detritico organogeni ben cementati. La successione si è sedimentata in ambiente di piattaforma continentale con profondità comprese entro i limiti della zona neritica. La formazione è nota in letteratura con il nome di Formazione di Uggiano la Chiesa.

Durante l'intervallo Pliocene med. - Pleistocene inf., si accumulano breccie e conglomerati in parte in eteropia ed in parte ricoperti da depositi di mare profondo. Questo ciclo quaternario è noto in letteratura come "Ciclo della Fossa Bradanica" ed ha interessato buona parte della Puglia meridionale. Durante questo evento si sono sedimentati un complesso calcarenitico noto come Calcareniti di Gravina composto da depositi carbonatici detritico - organogeni più o meno grossolani, clinostratificati lungo i margini del bacino, ed un complesso terrigeno noto come "Argille subappennine".

Nel Pleistocene medio e superiore un numero ancora non precisato di piccoli cicli costieri legati alla sovrapposizione di tettonica e variazioni eustatiche ha deposto diverse unità litostratigrafiche,

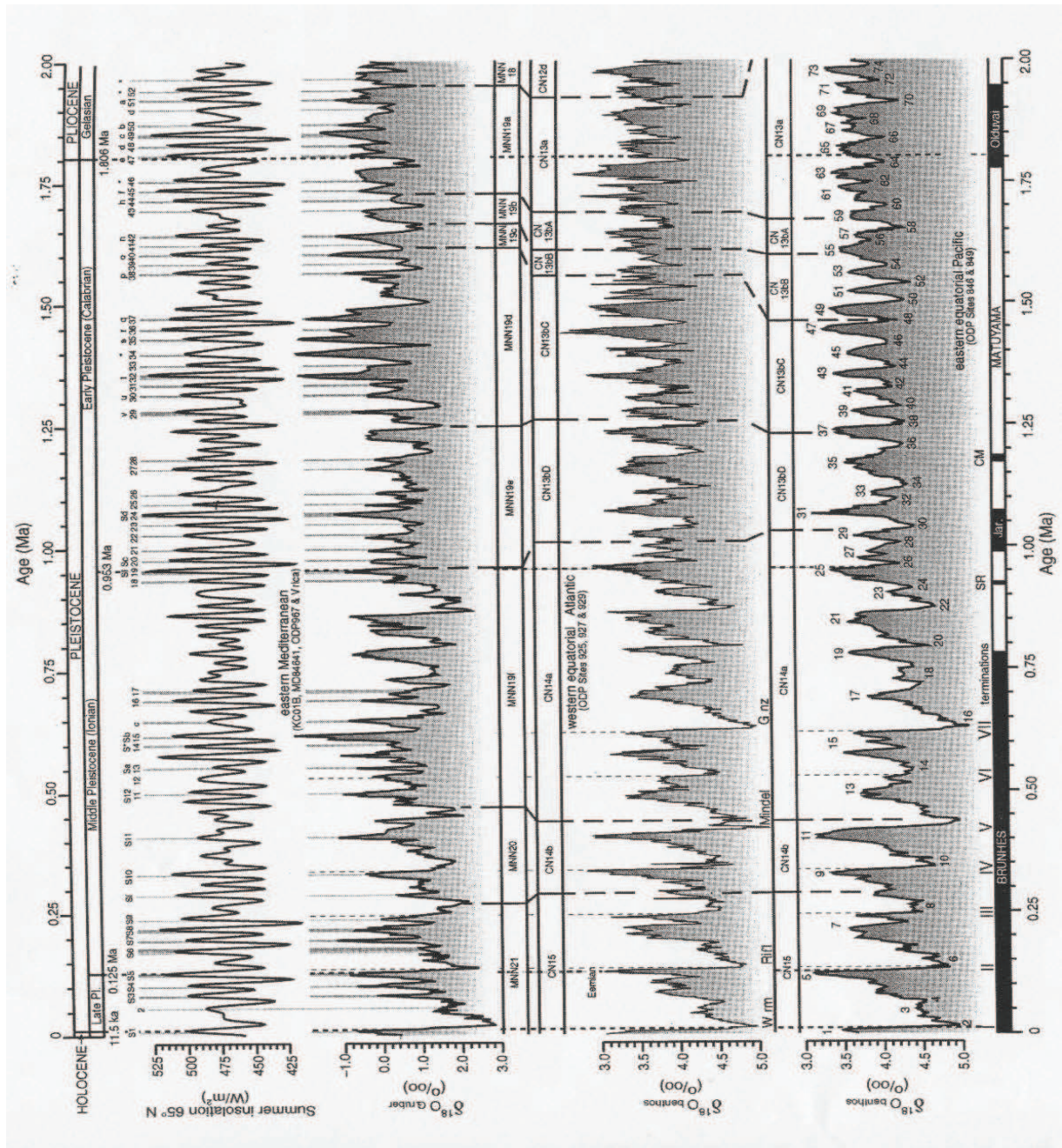


Figura: Curva del rapporto isotopico O_{18}/O_{16} : mette in evidenza le oscillazioni della temperatura. (da Lourens, 2005)

indicate complessivamente con il nome di Depositi Marini Terrazzati. La più antica unità affiora nella parte centrale della penisola in corrispondenza di un'estesa superficie pianeggiante inclinata verso NE, che raggiunge 110-115 metri di quota

nel settore meridionale. L'unità poggia prevalentemente sulle calcareniti e marne calcaree del Pleistocene inferiore ed è costituita da limi sabbiosi e sabbie limose a composizione silicatica con quarzo e mica, spesso sottilmente stratificati nella parte inferiore, che localmente passano verso l'alto ad arenarie ben cementate. La frazione carbonatica è costituita da resti e gusci interi di ostreidi e di foraminiferi. Il contenuto paleontologico si caratterizza per la presenza di una fauna scarsa e poco differenziata; in particolare si può sottolineare l'assenza di *Hyalinea Baltica* che è invece molto diffusa nelle marne del Pleistocene inferiore su cui frequentemente poggia questa unità. La sedimentazione è avvenuta probabilmente in un mare poco profondo. La parte sommitale dell'unità, più grossolana e cementata, potrebbe rappresentare la chiusura del ciclo e quindi corrispondere alla fase di regressione con graduale diminuzione della profondità del bacino fino alla completa emersione. Lo spessore massimo della successione è di 15-20 metri. Non tutti gli autori sono concordi nell'attribuire questa unità al complesso dei Depositi Marini Terrazzati. Secondo Salvatorini (1969) e Bossio et alii (1987) infatti le sabbie appartengono alla Formazione di Gallipoli e partecipano insieme alle calcareniti ed alle marne calcaree già descritte allo stesso ciclo di sedimentazione del Pleistocene inferiore; a tal proposito bisogna ricordare che gli stessi Autori segnalano a Cutrofiano e a San Pietro in Lama la presenza di *Arctica islandica* nelle sabbie. Invece secondo Ardito et alii (1985), Palmentola (1987) e Fiore & Palmentola (1987) queste sabbie farebbero comunque parte della successione sedimentaria della Fossa Bradanica ma potrebbero corrispondere per caratteri litologici e per la posizione stratigrafica alle Sabbie di Monte Marano o alle Calcareniti di Monte Castiglione o anche al Conglomerato di Irsinia. I nuovi dati di carattere geomorfologico tuttavia, confermano che questa unità poggia in trasgressione sui terreni del Pleistocene inferiore e si rinvia anche su unità più antiche (come ad esempio nei pressi di Cavallino); per tanto, in base a considerazioni di carattere stratigrafico e paleontologico essa può essere attribuita ad un generico Pleistocene medio (D'Alessandro et alii, 1987), molto probabilmente anteriore alla sedimentazione delle altre unità ugualmente riferibili all'insieme dei Depositi Marini Terrazzati. Altri depositi riferibili genericamente al Pleistocene medio e precedenti il Tirreniano sono presenti tra la Serra di Castelforte e la Serra di Sant'Eulerio; qui affiorano

estesamente sabbie con intercalazioni calcarenitiche su cui poggiano calcareniti e calciruditi (D'Alessandro et alii, 1987). La più antica è nota col nome di Sabbie a Brachiopodi (D'Alessandro & Palmentola, 1978); essa è rappresentata da sabbie argillose giallo-verdastre, non stratificate, contenenti nella parte bassa resti e gusci interi molto abbondanti di *Terebratula Scillae* (D'Alessandro & Palmentola, 1978; Fiore & Palmentola, 1987). Le Sabbie a Brachiopodi sono normalmente coperte da unità argilloso siltose note in letteratura con i nomi informali di Argilliti di Mondo Nuovo e Argilliti di San Pietro, del Pleistocene medio (D'Alessandro et alii, 1994). Nella zona di Nardò, Galatone e Santa Maria al Bagno sulle Argilliti di Mondo Nuovo poggia in maniera discontinua e con un contatto di tipo erosivo, segnato da un sottile e discontinuo livello di ciottoli, una calcarenite tipo panchina di probabile età tirreniana nota col nome informale di Panchina superiore del Salento (Fiore & Palmentola, 1987). Depositi sicuramente tirreniani, caratterizzati dalla presenza di associazioni Senegalesi con *Strombus bubonius*, affiorano, a quote differenti, lungo la costa ionica tra Taranto e Gallipoli (Hearty & Dai Pra, 1985).

Tettonica

Tra la fine del Cretaceo ed il Miocene, in ritardo rispetto all'inizio del regime collisionale Africa - Europa, la Puglia meridionale è stata interessata da una tettonica di tipo prevalentemente compressivo. Le deformazioni più importanti connesse a questo regime compressivo, si sarebbero verificate durante l'intervallo Eocene - Oligocene in corrispondenza delle prime fasi di messa in posto della catena appenninica ed alla fine del Miocene. Durante il Miocene si è accentuato il comportamento disomogeneo della placca apula; infatti, mentre estesi settori settentrionali della Puglia sono rimasti sopra i livello del mare, nel Salento si è verificato un importante ciclo sedimentario. Questo comportamento disomogeneo potrebbe essere messo in relazione con la presenza di lineamenti trascorrenti con andamento E-W e coincidenti grossomodo con la congiungente Taranto - Brindisi che dividono il Salento dal settore settentrionale dell'avampese apulo.

Nell'intervallo Pliocene - Pleistocene inferiore, infatti si sono verificati esclusivamente sforzi tettonici di tipo distensivo o con movimento trassensivo. Durante questo intervallo di tempo le principali fasi tettoniche si sono verificate nel corso del Pliocene medio ed alla fine del Pleistocene superiore e sarebbero state accompagnate da una distensione verso NE-SW (Tozzi, 1993).

In uno studio di Ferranti et al. (2006) si evidenziano attraverso le testimonianze del MIS 5.5, si riconosce in questo modo il tasso di uplift della regione pugliese a partire dal tardo Pleistocene, in particolare il sollevamento un po' più rapido e consistente della porzione occidentale del Salento.

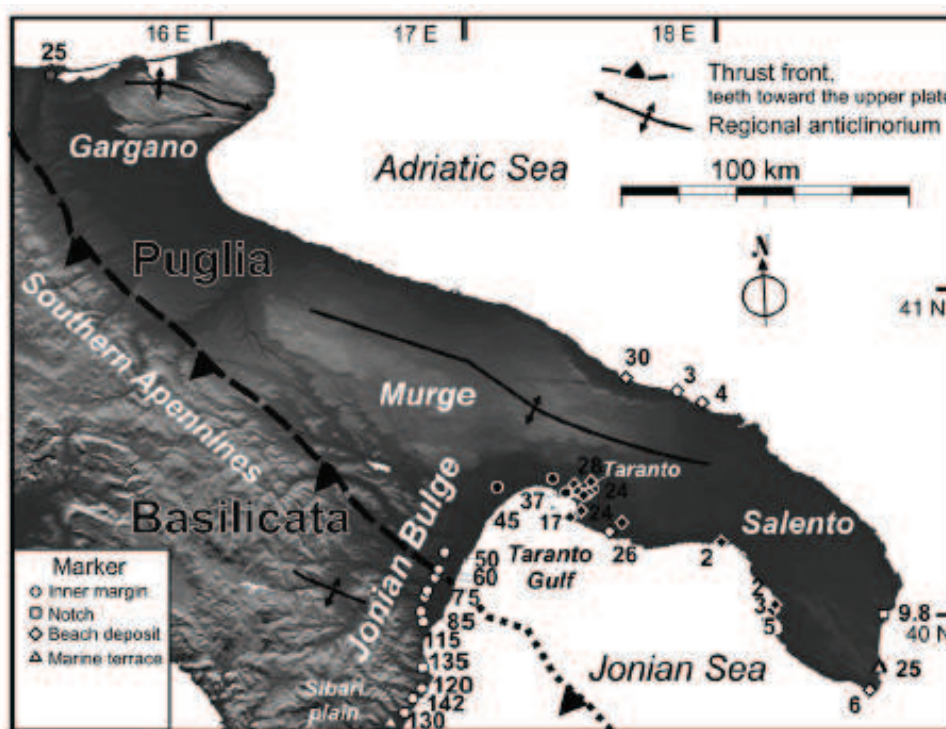


Figura: Siti di rinvenimento delle testimonianze del MIS 5.5 con le quote rispetto al moderno s.l. (da Ferranti et al. 2006)

Lineamenti morfologici

La Penisola Salentina mostra dei lineamenti morfologici che a grandi linee risultano abbastanza monotoni. Questo carattere di apparente uniformità, viene meno, se se ne si analizzano in dettaglio gli elementi costitutivi. Ad un'attenta analisi, si può

riconoscere una certa complessità del paesaggio caratterizzato da deboli dislivelli che deriva dalla sovrapposizione degli effetti di processi morfogenetici differenti.

Le forme strutturali

Il Salento appare come un tavolato più o meno irregolare, con quote massime che non raggiungono i 200m s.l.m. La zona meridionale risulta più elevata della zona settentrionale; procedendo verso nord, si scende da quote prossime ai 150m nella zona delle Serre Salentine, fino a quote medie di 30m nella Piana di Brindisi.

Infatti, a sud dell'allineamento Porto Cesareo - San Cataldo si elevano piccole dorsali sub-pianeggianti, conosciute come Serre Salentine, più sviluppate ad occidente che ad oriente.

Quelle più occidentali mostrano profilo trasversale decisamente asimmetrico, con il versante orientale corrispondente a pareti di faglia, mentre i versanti occidentali sono meno acclivi e in alcuni casi corrispondenti con superfici di strato (Palmentola - 1987). Le dorsali tabulari, strette ed allungate, hanno andamento NNW-SSE e NW-SE e corrispondono a degli alti morfologico strutturali. Lungo la fascia costiera adriatica a nord di Otranto sono presenti altre importanti morfostrutture connesse probabilmente a tettonica recente (Selleri et alii, 2003). Si tratta di un sistema di depressioni a losanga allineate in direzione circa N-S e comprese tra Torre dell'Orso e la congiungente ideale Otranto - Uggiano la Chiesa; le depressioni settentrionali del sistema ospitano o hanno ospitato dei bacini lacustri.

I terrazzi marini

La fascia costiera della penisola è segnata da una serie di ripiani disposti a gradinata corrispondenti a lembi variamente estesi di superfici modellate dal mare nel corso del Pleistocene medio e superiore durante i suoi stazionamenti relativi conseguenti alla combinazione delle variazioni glacio-eustatiche del livello del mare, del generale sollevamento della regione (Cosentino e Ghiozzi, 1988), dell'idroisostasia, dell'isostasia da carico e dei fattori sterici. Delle superfici che potrebbero corrispondere a tratti di fondali marini pleistocenici o a superfici di abrasione marina pleistoceniche sono state riconosciute anche nei settori più interni (Palmentola, 1987).

Non è semplice correlare i vari ripiani in uno schema regionale poiché la tettonica ed i processi erosivi ne hanno smembrato e parzialmente cancellato le antiche superfici. Non sempre i sedimenti corrispondenti hanno caratteri paleontologici che permettono attribuzioni cronologiche. In estrema sintesi si possono riconoscere 9 superfici. Secondo Palmentola (1987) la superficie di abrasione più antica è inclinata verso Nord e degrada dalla parte meridionale del Salento a quella settentrionale da circa 180m a circa 80m s.l.m. La superficie successiva si sviluppa a circa 80m di quota ed è stata anche essa suddivisa dalla tettonica in vari lembi dislocati a quote differenti (quelli settentrionali sono a quote leggermente inferiori rispetto a quelli meridionali). La terza superficie, a circa 50-60m s.l.m., si sviluppa lungo la costa da Torre Alto Lido fino circa all'altezza di Otranto, questa superficie viene riferita ad uno degli alti livelli del mare verificatisi tra 330mila e 220mila anni BP. Nei pressi di Gallipoli si possono riconoscere lungo un tragitto di pochi chilometri sei superfici corrispondenti a diversi stazionamenti del livello del mare (Palmentola & Lazzari 2005): una superficie di abrasione marina è alla quota di 70 m s.l.m. intagliata nel substrato mesozoico durante il Pleistocene inferiore e medio. Questa superficie risulta ricoperta da sedimenti post-siciliani con *Terebratula scillae* (D'Alessandro e Palmentola 1978) e non è più antica del MIS 11, che rappresenta l'ultima estesa trasgressione sul Salento (Palmentola & Lazzari 2005). Un'altra superficie è a 45-50 m s.l.m., dove un successivo stazionamento del livello del mare è testimoniato da una fascia di fori di *Lithophaga* e da un sottile e ben cementato livello di ciottoli e sabbia di spiaggia, in contatto erosivo sui calcari mesozoici. La posizione cronostratigrafica di questa superficie può essere dedotta solamente da dati stratigrafici: è più recente e altimetricamente inferiore rispetto alla Formazione delle Sabbie a Brachipodi, è a quote maggiori e più antica di calcareniti a *Strombus bubonius* Lamarck (MIS 5e) (Palmentola & Lazzari 2005). Ad una quota di 22 m s.l.m. si trovano dei depositi costituiti da ciottoli e calcareniti con fossili marini che testimoniano un altro stazionamento del livello del mare ed è riferita al MIS 7a (Palmentola & Lazzari 2005). Un'altra superficie di stazionamento a 15 m s.l.m. è testimoniata da un *notch* ben conservato e dalla relativa superficie di abrasione è datata al MIS 7c (Palmentola & Lazzari 2005). Ad 8 m s.l.m. si ritrova una fascia perforata da *Lithophaga* e dei depositi di spiaggia

calcarenitici con resti di *Strombus bubonius* Lamarck. I depositi di spiaggia corrispondono al MIS 5e. L'ultimo stazionamento del livello del mare è testimoniato da una superficie di abrasione marina nelle calcareniti a *Strombus bubonius* Lamarck (Cotecchia et al., 1971). L'età di questa superficie è stata ipotizzata corrispondere al MIS 5a (Palmentola & Lazzari 2005).

Il reticolo idrografico

Il reticolo idrografico è poco gerarchizzato e caratterizzato da flussi saltuari ed intermittenti. Le forme derivanti dall'azione delle acque meteoriche sono poco sviluppate (Palmentola, 1987). Si possono individuare comunque due tipi di reticolo: uno endoreico, più esteso, che recapita le acque in inghiottitoi carsici; uno esoreico, costituito da numerose brevi incisioni, che incidono la zona costiera. Queste incisioni sono spesso appena accennate, ma possono risultare anche molto profonde (il Canale del Ciolo, per esempio), soprattutto in presenza di rocce carbonatiche fortemente condizionate dalla tettonica. Il reticolo esoreico prossimo alla fascia costiera è ben sviluppato anche nella piana di Brindisi tra Torre San Gennaro e Torre Guaceto, in questa zona infatti sono presenti numerosi solchi fluviali che si sviluppano in direzione normale alla linea di costa attuale e sono a carattere stagionale.

Le forme carsiche

Gli effetti morfologici del fenomeno carsico sono riconoscibili in tutto il Salento, con l'eccezione di alcune zone costiere costituite da depositi argilloso - sabbiosi. Sono rappresentati essenzialmente da superfici caratterizzate dalla presenza di doline, inghiottitoi e grotte. Le doline, sono normalmente di forma a "piatto" o a "scodella", con il fondo ricoperto da materiale di riempimento terroso o alluvionale. La distribuzione e la densità di queste forme sono quasi sempre influenzate dalla tettonica.

Lungo il perimetro del Salento, l'affioramento di unità carbonatiche Mesozoiche e Cenozoiche ed il loro particolare assetto strutturale hanno contribuito al modellamento di grotte tanto di origine carsica, tanto dovute all'azione del moto ondoso, tanto agli effetti combinati della soluzione e dell'azione meccanica (Orofino,

1986; Giuliani, 2000). Molte sono siti preistorici già noti al mondo scientifico per il rinvenimento di depositi importanti per la ricostruzione della presenza antropica nella regione (p.e.: Dantoni e Onorato, 1995). Fra quelle subacquee, alcune sono importanti aree di conservazione di biocenosi peculiari (p.e.: Onorato *et al.*, 1999), altre permettono di effettuare ricostruzioni paleogeografiche. Infatti fra il Pleistocene medio-superiore e l'Olocene, sulla fascia costiera sono stati registrati gli effetti dello stazionamento relativo del livello del mare in funzione delle variazioni eustatiche e dei movimenti tettonici locali (Parroni e Silenzi, 1997; Centenaro *et al.*, 2002). Le cavità ipogee rappresentano i siti in cui questi meglio si sono conservati, spesso connessi alle testimonianze delle variazioni climatiche.

Geologia e idrogeologia dell'area di studio

Il contesto geologico in cui ricade l'ambito territoriale della cava è caratterizzato da una serie calcarea mesozoica che nella letteratura si trova sotto il nome di "Dolomie di Galatina", essenzialmente riconducibili ad una porzione dei Calcari di Altamura. La stratificazione è sempre evidente, con spessori da 5, 10, 50 cm, talvolta fino a 1,5 metri. Eccezionalmente la roccia appare massiccia. Da un punto di vista litologico, questa formazione è costituita prevalentemente da calcari microcristallini, ben litificati e stratificati, di colore biancastro o grigio chiaro. A varie altezze stratigrafiche sono presenti anche calcari bioclastici e detritici (contenenti abbondanti frammenti di Rudiste), calcari laminati ed orizzonti dolomitizzati, questi ultimi di aspetto vacuolare e saccaroide e di colore variabile dal grigio al nocciola fino al nero pece.



Particolare delle Dolomie di Galatina coltivate in cava

La tettonica del calcare risulta plicativa e disgiuntiva, ciò gli conferisce una notevole fatturazione secondaria e ne rende molto alta la permeabilità.

L'elevata permeabilità per fessurazione e carsismo comporta la presenza di un'unica falda idrica sotterranea di notevole potenza, conosciuta come falda profonda o falda carsica. Questa falda si estende nel sottosuolo della Penisola Salentina, con continuità, dal mare Adriatico al mare Jonio ed è sostenuta alla base dall'acqua marina penetrata nella terraferma.

Le acque dolci di falda tendono infatti, per la loro minore densità, a "galleggiare" sulle sottostanti acque marine e, in mancanza di fenomeni di perturbazione, non si verifica alcun mescolamento, ma si stabilisce anzi una netta stratificazione salina.

Partendo dalla superficie piezometrica e scendendo in profondità, la concentrazione salina delle acque di falda presenta solitamente, nel tratto iniziale, degli incrementi minimi, almeno finché non si raggiunge la cosiddetta "zona di diffusione", dove, nel giro di pochi metri si passa da acqua sostanzialmente dolce (1-2 g/l) ad acqua marina (~ 40 g/l). La zona di diffusione rappresenta a tutti gli effetti un livello idrico di transizione tra le acque dolci di falda e le sottostanti acque marine di invasione continentale.

Ubicata, come si è detto, nelle formazioni calcareo-dolomitiche del Cretacico, la falda profonda circola prevalentemente a pelo libero ad esclusione di alcune aree nelle quali si è verificato uno sprofondamento del basamento carbonatico mesozoico e la deposizione su di esso di livelli costituiti da materiali impermeabili: in tali zone la falda può essere rinvenuta, in pressione, al di sotto dello strato impermeabile o, se quest'ultimo si spinge a notevole profondità al di sotto del livello marino, essa può risultare completamente sostituita dalle acque marine di invasione continentale.

I carichi idraulici più elevati (3 metri circa sul l. m.) si rinvencono nelle zone più interne, risultando tuttavia sempre di entità piuttosto modesta così come le cadenti piezometriche, che raramente superano valori dello 0.025 %.

Valori così bassi del carico idraulico e delle cadenti piezometriche confermano sostanzialmente, in base alla legge di Darcy, quanto scaturito dalle prove di emungimento effettuate in numerosi pozzi attestati nella falda profonda, ossia che

l'acquifero carbonatico mesozoico è, nel Salento, caratterizzato da una permeabilità media piuttosto elevata.

La permeabilità delle formazioni del Cretaceo è determinata essenzialmente da un elevato e diffuso stato di fratturazione e dalla quasi costante presenza fenomeni carsici, localmente assai evoluti.

Com'è noto, lo spessore delle acque dolci di falda appare legato al carico idraulico da un rapporto di proporzionalità diretta esprimibile, in base alla "Legge di Ghyben-Herzberg", con la seguente relazione:

$$h = \frac{t}{\rho_s - \rho_w} \cong 33t$$

dove **h** è lo spessore di acqua dolce e **t** il carico idraulico della superficie piezometrica (espresso come altezza in metri rispetto al livello del mare), mentre ρ_s e ρ_w sono, rispettivamente, la densità dell'acqua salata e dell'acqua dolce.

Da quanto appena detto si desume facilmente che lo spessore massimo della falda (circa 100 metri) si rinviene in corrispondenza delle zone più interne della Penisola Salentina, caratterizzate dai più alti valori del carico idraulico (~ 3 metri sul l.m.).

Viceversa, in prossimità delle zone costiere invece, dove i carichi idraulici sono di norma particolarmente bassi, lo spessore della falda risulta minimo.

Seppur in maniera semplicistica, la falda profonda presenta dunque, in sezione, una forma che può essere per grandi linee assimilata a quella di una grande lente biconvessa con diversi raggi di curvatura.

L'alimentazione della falda avviene prevalentemente grazie all'infiltrazione nel sottosuolo delle acque meteoriche incidenti sulle zone di affioramento delle formazioni calcaree mesozoiche. Occorre tuttavia considerare che un'aliquota di alimentazione non trascurabile proviene sicuramente dall'apporto di acque circolanti nelle falde superficiali: la confluenza di queste acque nella falda profonda è resa possibile dalla presenza sia di passaggi stratigrafici laterali che di discontinuità tettoniche.

Nell'area di studio la falda profonda è caratterizzata da un livello piezometrico di poco inferiore a 2 metri s.l.m.m.