



IL GEOPARCO DEL CARSO CLASSICO



IL GEOPARCO DEL CARSO CLASSICO

IL GEOPARCO DEL CARSO CLASSICO

Interreg



UNIONE EUROPEA
EVROPSKA UNIJA

ITALIA-SLOVENIJA



GeoKarst

Progetto standard co-finanziato dal Fondo europeo di sviluppo regionale
Standardni projekt sofinancira Evropski sklad za regionalni razvoj

PUBBLICATO DA: Servizio geologico - Direzione centrale difesa dell'ambiente, energia e sviluppo sostenibile della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (RAFGV)

in collaborazione con il Comune di Sežana (Slovenia)

Responsabile del progetto: Fabrizio Fattor, Direttore del Servizio geologico della RAFVG

COORDINAMENTO DEL COMITATO EDITORIALE E DEL GRUPPO DI LAVORO:

Sara Bensi (*Servizio geologico della RAFVG*)

COMITATO EDITORIALE:

Matevž Novak (*Geološki Zavod Slovenije - GeoZS*)

Bojan Otoničar (*Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU*)

Chiara Calligaris, Franco Cucchi, Luca Zini, Lorenzo Bonini (*Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università degli Studi di Trieste - DMG-UniTS*)

Vincenzo Barone (*eco&eco S.r.l.*)

Samo Škrjanec (*Zavita d.o.o.*)

Chiara Piano (*Servizio geologico della RAFVG*)

AUTORI (in ordine alfabetico):

Vincenzo Barone¹, Sara Bensi², Lorenzo Bonini³, Chiara Calligaris³, Franco Cucchi³, Katja Fedrigo⁴, Furio Finocchiaro³, Marco Franceschi³, Franci Gabrovšek⁵, Petra Gostinčar⁶, Anna Natali¹, Matevž Novak⁶, Bojan Otoničar⁵, Chiara Piano², Samo Škrjanec⁷, Urška Šolc⁶, Aleksandra Trenčovska⁶, Luca Zini³, Nadja Zupan Hajna⁵

Nella stesura dei capitoli gli Autori sono stati coadiuvati da ricercatori ed esperti nei vari settori scientifici che riguardano le peculiarità del geoparco del Carso Classico, riportati in ordine alfabetico:

Deborah Arbulla⁸, Lorenzo Consorti⁹, Vesna Guštin¹⁰, Bogdan Jurkovšek⁶, Tea Kolar-Jurkovšek⁶, Andrej Kranjc⁵, Giuliana Renzi¹¹

¹eco&eco Economia & Ecologia Srl (Italia), ²Servizio geologico della RAFVG (Italia), ³Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università degli Studi di Trieste (Italia), ⁴Comune di Sežana (Slovenia), ⁵Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU (Slovenia), ⁶Geološki Zavod Slovenije GeoZS (Slovenia), ⁷ZaVita d.o.o. (Slovenia),

⁸Museo civico di Storia Naturale di Trieste (Italia), ⁹CNR Ismar di Trieste (Italia), ¹⁰Zadruga Naš Kras - Cooperativa Carso nostro (Italia), ¹¹Servizio biodiversità della RAFVG (Italia)

TRADUZIONI (in ordine alfabetico):

Vincenzo Barone, Sara Bensi, Lorenzo Bonini, Chiara Calligaris Franco Cucchi, Furio Finocchiaro, Marco Franceschi, Petra Gostinčar, Matevž Novak, Lorenzo Oretti¹, Bojan Otoničar, Quickline S.a.S., Petra Škrap⁶, Samo Škrjanec, Urška Šolc, Aleksandra Trenčovska, Luca Zini

GRAFICA, IMPAGINAZIONE DIGITALE E STAMPA:

Mosetti Tecniche Grafiche Srl, Trieste, Italia

TIRATURA:

500 copie

LUOGO E DATA:

Trieste, ottobre 2022

Il libro è disponibile in formato digitale all'indirizzo:

www.karst-geopark.eu

La pubblicazione del libro è cofinanziata nell'ambito del Programma di cooperazione transfrontaliera Italia - Slovenia 2014-2020 dal Fondo europeo di sviluppo regionale e da fondi nazionali.

Il contenuto della parte italiana è finanziato con risorse del Servizio geologico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.

I contenuti non riflettono necessariamente la posizione ufficiale dell'Unione Europea, pertanto gli autori ne sono responsabili.

RINGRAZIAMENTI:

Il gruppo di lavoro che ha curato la pubblicazione ringrazia tutti e in particolare i tanti ricercatori che direttamente e indirettamente, con i loro consigli e più in generale con le loro idee, avvalorate anche da numerosi ricercatori scientifici nel corso degli anni, hanno consentito di correlare i concetti esposti in questa pubblicazione. Risulta impossibile citare la vasta comunità scientifica e i collaboratori che hanno reso possibile questo lavoro, e ai quali siamo infinitamente grati.



REGIONE AUTONOMA
FRIULI VENEZIA GIULIA

Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

www.regione.fvg.it

www.ita-slo.eu/geokarst

Partner del progetto Interreg GeoKarst:

Capofila:



Comune di Sežana

www.sezana.si



Javni zavod Park Škocjanske jame

www.park-skocjanske-jame.si



Regione Veneto

www.regione.veneto.it

Tutti i diritti riservati. È vietato riprodurre, memorizzare in un sistema di recupero o trasmettere qualsiasi parte della presente pubblicazione in qualsiasi forma o con qualsiasi mezzo, sia esso elettronico, meccanico, di fotocopiatura, di registrazione o altro, senza la previa autorizzazione dell'editore.

Le immagini del sito Dinosauri del Villaggio del Pescatore sono utilizzate su concessione della Soprintendenza Archeologia, belle arti e paesaggio del Friuli Venezia Giulia - MiC e ne è vietata la riproduzione a scopo di lucro.

Immagini di copertina: Roberto Valenti (*Servizio foreste e corpo forestale, RAFVG*), Mario Saccomano - Shutterstock

Grafica di copertina: Fiorella Bieker (*Servizio geologico, RAFVG*) & Mosetti Tecniche Grafiche Srl

ISBN: 97888940394-5-0

Per la citazione, si prega di riportare:

Bensi S., Novak M., Otoničar B., Calligaris C., Cucchi F., Zini L., Bonini L., Barone V., Škrjanec S., Piano C. Eds (2022): Il geoparco del Carso Classico, Ed. a cura del Servizio geologico - Direzione centrale difesa dell'ambiente, energia e sviluppo sostenibile della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 2022, Trieste

Prefazione

Questo speciale libro, intitolato „Il geoparco del Carso Classico“ testimonia il successo della cooperazione transfrontaliera che porterà all'istituzione di un geoparco transfrontaliero sul Carso. La pubblicazione è uno dei risultati del progetto GeoKarst, cofinanziato nell'ambito del Programma di Cooperazione Interreg V-A Italia-Slovenia 2014-2020, ed è inoltre frutto dell'impegno, anche finanziario, del Servizio geologico della Direzione centrale difesa dell'ambiente, energia e sviluppo sostenibile della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (RAFVG).

L'idea di creare un geoparco transfrontaliero è nata in fase di definizione della proposta per il progetto strategico KRAS-CARSO (Programma di cooperazione transfrontaliera Slovenia-Italia 2007-2013) rivelandosi, nel corso di attuazione dello stesso, quanto più appropriata. Lo studio di fattibilità sull'istituzione del geoparco ha infatti evidenziato in termini tecnici, economico-gestionali e partecipativi che l'integrazione dell'area carsica potrà essere raggiunta con questo strumento di sviluppo per un uso sostenibile delle risorse e il benessere delle persone che vivono sull'altopiano del Carso.

Nel 2015 e nel 2017 i 5 Comuni sloveni e i 12 italiani, che comprendono l'area di interesse, hanno formalmente deciso di istituire un geoparco transfrontaliero, tanto che dal 2018 il Servizio geologico RAFVG (coordinatore per la parte italiana) e il Comune di Sežana (coordinatore per la parte slovena) stanno collaborando intensamente per l'istituzione e la sua gestione.

Nel libro sono descritte tutte le principali caratteristiche del Carso che, quale „culla“ dello studio del carsismo, riveste rilevanza mondiale da un punto di vista storico-culturale e scientifico. Come vi capiterà di leggere nel libro, i toponimi nel Carso hanno dicitura bilingue nata dalla lunga storia dell'Altipiano, area di incontro tra diverse culture. Al giorno d'oggi, gli abitanti del Carso sono principalmente sloveni e italiani. La lingua e la cultura slovena, nella parte italiana del Carso, è sostenuta dalla legge di tutela delle minoranze linguistiche storiche.

Un sentito ringraziamento va a tutti coloro che hanno reso possibile la realizzazione di questo testo.

Indice

1 Introduzione	7	4.2 La geodiversità in immagini	82
1.1 Cos'è un geoparco e la rete globale dei Geoparchi UNESCO	7	4.2.1 I laghi carsici (geosito n. 3)	82
1.2 Perché un geoparco sul Carso Classico?	9	4.2.2 Il geosito del Villaggio del Pescatore (geosito n. 6)	83
2 Le caratteristiche delle aree carsiche	13	4.2.3 Gli olistoliti del Castello di Miramare (geosito n. 27)	84
2.1 Cos'è il carsismo	13	4.2.4 I campi solcati di Borgo Grotta Gigante-Brišički (geosito n. 28) ..	85
2.1.1 Rocce carsiche	14	4.2.5 Le grotte archeologiche	87
2.1.2 Dissoluzione delle rocce carbonatiche	15	4.2.6 I calcari fossiliferi di Tomaj (geosito n. 34)	89
2.2 Forme carsiche superficiali e sotterranee e terminologia carsica	15	4.2.7 La cava nei calcari a Rudiste di Lipica (geosito n. 45)	90
2.2.1 <i>Morfologie carsiche superficiali</i>	15	4.2.8 Le Cave romane di Aurisina-Nabrežina (geosito n. 24)	90
2.2.1.1 Morfologie di dissoluzione a piccola scala	15	4.2.9 La Val Rosandra-Glinščica (geosito n. 58)	91
2.2.1.2 Morfologie carsiche superficiali a media scala	17	4.2.10 La valle cieca del Matarsko Podolje (valle cieca Odolina) (geosito n. 61).....	93
2.2.1.3 Morfologie carsiche su ampia scala	19	4.2.11 La faglia del Raša (geosito n. 38)	95
2.2.1.4 Morfologie carsiche di contatto	20	4.2.12 Le grotte del Carso Classico	95
2.2.1.5 Piane carsiche	22	4.2.13 La Falesia di Duino-Devin (geosito n. 9)	102
2.2.1.6 Carsi costieri	22	4.2.14 Le Sorgenti del Timavo (geosito n. 5).....	103
2.2.1.7 Carsi fluviali	22	5 Il Carso e l'uomo	105
2.2.2 <i>Le cavità carsiche</i>	22	5.1 Le pietre del Carso.....	105
2.3 Caratteristiche idrogeologiche delle aree carsiche	25	5.2 Il Carso come paesaggio culturale	111
2.4 Tipi di carsismo	25	5.3 Agricoltura, tradizioni e geoprodotto del geoparco	118
2.4.1 <i>Principali tipologie di carsismo in Slovenia</i>	26	5.3.1 Agricoltura.....	118
2.4.2 <i>Principali tipologie di carsismo nella Regione Friuli Venezia Giulia</i>	28	5.3.2 I geoprodotto	119
3 Geologia e geomorfologia del Carso Classico	33	5.3.3 La cucina	121
3.1 L'area del geoparco del Carso Classico	33	5.3.4 <i>Eventi e tradizioni</i>	127
3.2 Storia delle esplorazioni e delle ricerche nel Carso Classico	35	6 Peculiarità biologiche del Carso Classico	131
3.2.1 <i>Le ricerche geologiche</i>	35	6.1 Introduzione – la geodiversità e la biodiversità dell'area	131
3.2.2 <i>Le ricerche speleologiche e idrogeologiche</i>	37	6.2 Flora	134
3.3 Storia geologica dell'area del geoparco	39	6.3 Fauna	137
3.4 Assetto strutturale del Carso Classico	55	7 Conservazione della natura	145
3.4.1 <i>L'orogenesi dinarica</i>	55	7.1 Le aree protette del geoparco. Protezione del patrimonio naturale e culturale.....	145
3.4.2 <i>La struttura e la storia del Carso Classico</i>	57	7.2 Codice etico per i visitatori dei geoparchi	147
3.5 La geomorfologia del Carso Classico	59	Allegato 1: La mappa dei geositi selezionati del geoparco transfrontaliero Kras-Carso	149
3.6 L'idrogeologia dell'area del geoparco.....	71	Riferimenti bibliografici e sitografici	155
4 La geodiversità raccontata attraverso le immagini: le attrazioni geologiche del geoparco	81		
4.1 Geodiversità e geositi del geoparco: introduzione	81		



INTRODUZIONE

1.1 Cos'è un geoparco e la rete globale dei geoparchi UNESCO?

Un geoparco è un'area geografica con confini ben definiti e di riconosciuta importanza geologica, in termini di rilevanza scientifica, rarità, valore estetico e educativo dei siti di interesse in essa contenuti. In un geoparco, gli scopi primari - cioè la protezione e la valorizzazione della geodiversità - sono combinati con obiettivi di educazione e sviluppo sostenibile che coinvolgono in particolare le comunità locali. Il geoparco valorizza il suo patrimonio geologico, in connessione con tutti gli altri aspetti del patrimonio naturale e culturale dell'area, per migliorare la consapevolezza e la comprensione delle questioni chiave che la società deve affrontare, come l'uso sostenibile delle risorse della terra, la mitigazione degli effetti del cambiamento climatico e la riduzione dei rischi connessi ai pericoli naturali. Sensibilizzando sull'importanza del patrimonio geologico dell'area nella storia e nella società di oggi, i geoparchi danno alle comunità locali un senso di appartenenza per la loro regione e rafforzano la loro identificazione con l'area.

Il concetto di geoparco è nato intorno alla metà degli anni Novanta e viene ora promosso su scala internazionale anche dall'UNESCO. Nel 2000 è stata costituita la Rete Europea dei Geoparchi (EGN), successivamente confluita (2004) nella più ampia Rete Globale dei Geoparchi (GGN). Dal 2015 la rete viene supportata dall'UNESCO che, da allora, ha creato la categoria dei Geoparchi mondiali UNESCO (UGGp).

La **Carta europea dei Geoparchi**, che ogni membro dell'EGN è chiamato ad accettare e firmare, prevede lo sviluppo e la sperimentazione di:

- ◆ metodi di conservazione del patrimonio geologico;
- ◆ partnership con aziende locali per promuovere e sostenere la creazione e la commercializzazione di nuovi prodotti legati al patrimonio geologico;

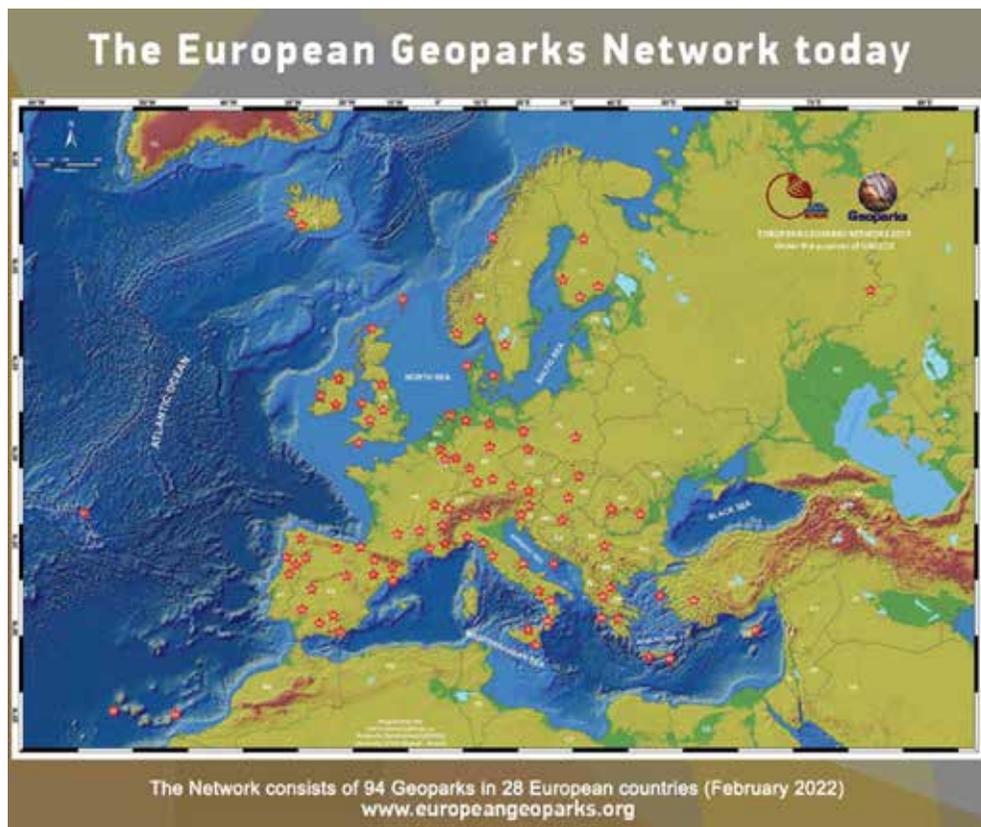
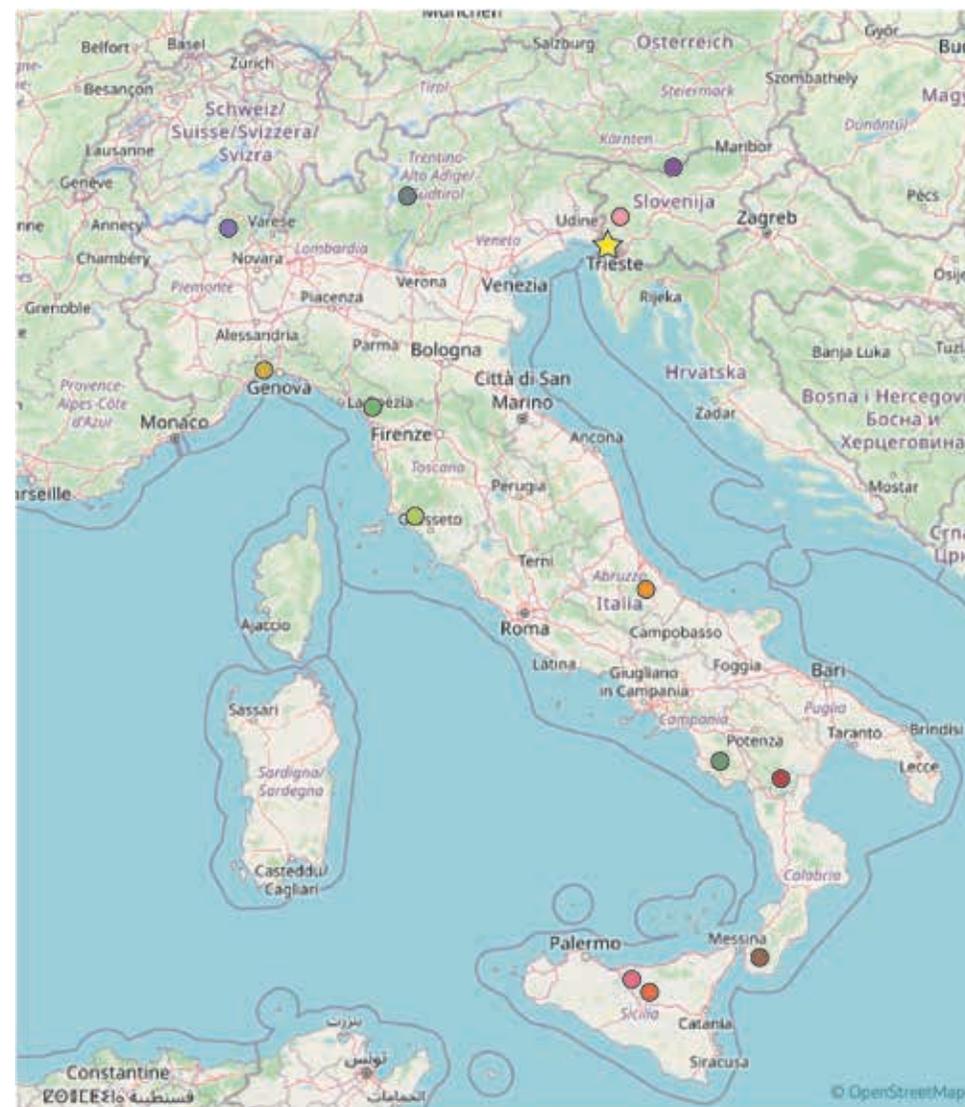


Figura 1.1.2.: Mappa dei Geoparchi che aderiscono alla EGN (dal sito: www.europeangeoparks.org) e, a destra mappa e lista dei Geoparchi italiani e sloveni, compresa l'ubicazione dell'aspirante geoparco del Carso Classico



- | | |
|--------------------------------------|--------------------------------|
| ★ CLASSICAL KARST GEOPARK | ● KARAWANKEN KARAVANKE GEOPARK |
| ● ADAMELLO BRENTA GEOPARK | ● MADONIE GEOPARK |
| ● APUAN ALPS GEOPARK | ● MAIELLA GEOPARK |
| ● ASPROMONTE GEOPARK | ● POLLINO GEOPARK |
| ● BEIGUA GEOPARK | ● ROCCA DI CERERE GEOPARK |
| ● CILENTO AND VALLO DI DIANO GEOPARK | ● SESIA VAL GRANDE GEOPARK |
| ● IDRIJA GEOPARK | ● TUSCAN MINING GEOPARK |

- ✦ attività di promozione del geoturismo e dello sviluppo economico olistico;
- ✦ attività di promozione dell'educazione ambientale e della ricerca scientifica nelle discipline delle Scienze della Terra.

Nel 2022, i Geoparchi che aderiscono alla rete globale dell'UNESCO sono 177, distribuiti in 46 Paesi di quattro continenti.

L'Italia e la Slovenia sono ben rappresentate sulla scena internazionale con 13 geoparchi riconosciuti nella Rete Europea e nella Rete Globale dei Geoparchi sotto l'egida dell'UNESCO, e in tutta Europa solo 4 geoparchi rientrano nella categoria dei geoparchi transfrontalieri. Anche l'altipiano del Carso-Kras è un'area transfrontaliera, dalle caratteristiche geologiche e geomorfologiche uniche e di importanza internazionale, grazie alle quali è diventata la "culla" del carsismo, il "Carso Classico" in senso stretto.



Figura 1.2.1: Il corso d'acqua sotterraneo del fiume Reka-Timavo sul fondo dell'Abisso di Trebiciano-Labadnica è stato esplorato a 326 metri di profondità nel 1841 (Antonio Federico Lindner, 1841)

1.2 Perché un geoparco del Carso Classico?

Ciascun geoparco dispone e conserva un patrimonio geologico di rilevanza internazionale e valorizza i processi geologici significativi, le caratteristiche, i periodi relativi alle ere geologiche, i temi storici legati alla geologia o le bellezze geologiche eccezionali.

I principali punti di forza geologici del Geoparco del Carso Classico sono:

- ✦ La geomorfologia carsica, caratterizzata da tutti i tipi di fenomeni carsici superficiali e sotterranei e da una particolare rete idrogeologica, attraverso la quale il Carso Classico ha contribuito alla nascita e allo sviluppo della carsologia, della speleologia e della speleobiologia come discipline scientifiche nel XIX secolo. Infatti, la speleologia moderna (esplorazione e mappatura sistematica delle grotte) ha avuto origine in quest'area, a partire dalla ricerca di un approvvigionamento idrico per Trieste. Nel 1841 fu raggiunto il corso d'acqua sotterraneo del fiume Reka-Timavo sul fondo dell'Abisso di Trebiciano-Labadnica, a 326 metri di profondità (Figura 1.2.1). A causa delle forme distintive del rilievo, i termini locali per i fenomeni carsici, come le parole "Kras", "Carso" e "Karst", così come *dolina* e *polje* sono entrati nella terminologia scientifica internazionale.
- ✦ L'evoluzione geologica del geoparco si riflette al meglio nelle grotte carsiche formatesi nel sistema idrogeologico del fiume Reka-Timavo. Qui si sono formate le Grotte di Škocjan, un eccezionale sistema carsico con uno dei più grandi canyon sotterranei conosciuti al mondo. Esempi da manuale di doline, ponti naturali, gole, marmitte, doline di crollo, abissi, un canyon sotterraneo, sorgenti e passaggi ricoperti da depositi di pietra fluviale conferiscono a questa piccola area un'importanza mondiale nello studio delle caratteristiche e dei processi carsici. Per la loro importanza naturale e culturale, le Grotte di Škocjan sono state inserite nella lista del Patrimonio mondiale dell'UNESCO dal 1986 (Figura 1.2.2). Sul versante italiano è notevole, per l'aspetto e le dimensioni anche la Grotta Gigante-Briška jama, con la più grande sala naturale di una grotta turistica del mondo.



- ✦ La successione sedimentaria, che copre un arco di tempo di quasi 100 milioni di anni: dall'inizio del Cretacico, circa 140 milioni di anni fa (mya), alla metà dell'Eocene, circa 45 mya. Registra il cambiamento delle caratteristiche geologiche su una piattaforma carbonatica marina poco profonda, influenzata dai cambiamenti climatici, dalle variazioni eustatiche del livello del mare e dai movimenti tettonici globali e locali.
- ✦ Uno dei dinosauri più completi e meglio conservati al mondo, rinvenuto al Villaggio del Pescatore-Ribiško naselje, e altri vertebrati fossili eccezionalmente ben conservati si trovano nei calcari tabulari delle aree di Komen e Tomaj, insieme a un inventario fossile molto ricco e diversificato di diversi elementi faunistici e floreali.
- ✦ L'evento di estinzione di massa Cretacico-Paleogene (Mesozoico-Cenozoico), una delle più devastanti estinzioni di massa avvenute sul pianeta, è registrato in diversi profili nell'area.
- ✦ Il paesaggio culturale carsico, fortemente caratterizzato dalla superficie rocciosa e dall'uso della pietra come materiale da costruzione. L'arte dei muri a secco, le conoscenze e le tecniche sono state classificate dall'UNESCO nel 2018 come Patrimonio Culturale immateriale dell'Umanità.

La significativa presenza di risorse ambientali e culturali geo-correlate del Carso Classico è completata da:

- ✦ circa 80 geositi, molti dei quali riconosciuti per la loro importanza internazionale e visitati e goduti da centinaia di migliaia di visitatori all'anno.
- ✦ l'eccezionale biodiversità di specie vegetali e animali e il gran numero di specie rare ed endemiche, collocano il Carso tra le aree con la più alta biodiversità in Europa. È importante per la conservazione degli habitat delle specie vegetali e animali minacciate in Europa. L'area ha anche una grande importanza scientifica e di ricerca per lo studio della flora e della fauna delle grotte.
- ✦ un significativo patrimonio naturale è testimoniato anche dal 67% del territorio che rientra nella rete Natura 2000; con due Riserve della Biosfera sotto l'egida dell'UNESCO con il programma intergovernativo MaB - Man and Biosphere, il Parco delle Grotte Škocjan e l'Area Marina Protetta di Miramare.
- ✦ il patrimonio culturale, caratterizzato dai numerosi siti archeologici presenti sul territorio, le fortificazioni e i manufatti di difesa della Prima Guerra Mondiale, che ha registrato una delle pagine più sanguinose della storia di quest'area, le risorse agroalimentari tipiche, dai vini all'olio, dai formaggi al prosciutto, fortemente legate alle caratteristiche del suolo e della geologia.

◀ *Figura 1.2.2: Grotte di Škocjan, nella Lista del Patrimonio Mondiale dell'UNESCO dal 1986 (Foto: Borut Lozej – Archivio fotografico del Parco delle grotte di Škocjan)*



LE CARATTERISTICHE DELLE AREE CARSICHE

2.1 Cos'è il carsismo

I fenomeni carsici o più semplicemente carsismo sono l'espressione morfologica dell'insieme dei processi di asportazione e movimentazione delle rocce in cui il processo dominante è l'attacco alle rocce carbonatiche per via chimica, con meccanismi che vanno sotto il nome di corrosione o dissoluzione carsica.

La dissoluzione avviene dove l'acqua è presente in forma liquida e quindi in climi temperati, subtropicali e tropicali. Nelle aree con precipitazioni scarse, o dove predominano neve e ghiaccio, l'effetto del carsismo è meno efficace dei processi meccanici (erosione fluviale, abrasione glaciale, ecc.).

Sebbene in una certa misura tutte le rocce siano solubili in acqua, occorre ricordare che, solo alcune portano, in determinate condizioni morfo-climatiche, allo sviluppo dei tipici fenomeni carsici. Queste rocce sono, in ordine di importanza, quelle carbonatiche, composte da calcite, dolomia, ecc., quelle evaporitiche, composte da salgemma, gesso, anidrite, ecc., e in alcune zone sono importanti anche le quarziti costituite da quarzo.

Calcari e dolomie rappresentano circa un quarto delle terre emerse, sono diffusi in tutti i continenti e sono tutti più o meno carsificati.

In superficie, il carsismo assume forme diverse in funzione di numerosi parametri (climatici, geologici, evolutivi, biologici, ecc.) il che rende talora difficile di primo acchito il suo riconoscimento, anche perché parte dell'ambiente carsico è nascosto sottoterra, nelle cavità. Comunque sia, le morfologie che lo caratterizzano sono spesso veramente affascinanti nella loro drammaticità e scenografia. Nella maggior parte delle aree carsiche europee l'acqua in superficie è poca se non assente perché la maggior parte viene assorbita e scorre nel sottosuolo. Le precipitazioni penetrano infatti rapidamente all'interno della massa rocciosa attraverso fratture e fessure allargate dal carsismo. Gli stessi corsi

d'acqua anche con portate importanti possono scomparire in inghiottitoi e raggiungere le profondità del sottosuolo attraverso grotte note e canali e fessure sconosciuti, riemergendo da imponenti sorgenti decine di chilometri a valle.

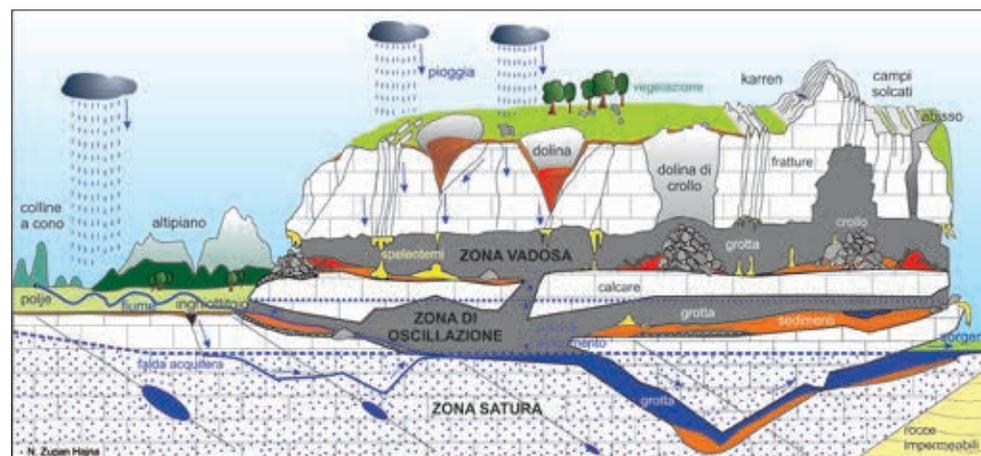


Figura 2.1.2: Modello concettuale del flusso idrico in un acquifero carsico. Sul modello sono state evidenziate le morfologie carsiche epigee e ipogee (da Zupan Hajna N., 2021)

Nelle regioni a clima continentale o mediterraneo, generalmente in superficie affiora diffusamente la roccia e la copertura di suolo è scarsa, il che rende le aree carsiche inadatte alla coltivazione. Questo giustifica il fatto che, essendo terre "difficili", le aree carsiche non sono solitamente densamente popolate.

Il toponimo Carso-Kras-Karst ha origine dalla parola paleo-indoeuropea Kar (anche Karra) che significa roccia o pietra.

Da un punto di vista scientifico con il termine *carso* si identifica un paesaggio con rilievi, cavità e reticoli ipogei in cui la dissoluzione rappresenta il principale processo di modellazione del territorio sia in superficie che in profondità (Figura 2.1.2). Il termine si riferiva originariamente all'area calcarea denominata in latino *Carusadus* o

◀ Figura 2.1.1: La dolina Orleška Draga, sullo sfondo il Monte Nanos (Foto: Roberto Valenti)

Carsus, ubicata a nord-est del Golfo di Trieste nell'attuale Slovenia e Italia. Nel tempo troviamo vari toponimi, quali *Karst* (tedesco), *Carso* (italiano), *Kras* (sloveno). Il termine è stato successivamente esteso a tutte le aree con caratteristiche simili. Ad esempio, in sloveno *kras* significa paesaggio roccioso, spoglio e arido ed è spesso usato come toponimo descrittivo di questo tipo di paesaggio nel Carso Dinarico nordoccidentale della Slovenia e della Croazia.

2.1.1 Rocce carsiche

Il processo carsico avviene sia su rocce debolmente solubili come i carbonati (ad es. calcari (Figura 2.1.3A), dolomie, conglomerati e breccie carbonatiche (Figura 2.1.3B), marmi e carbonatiti), che su quelle altamente solubili come le evaporiti (ad es. gessi, anidriti e salgemma (Figura 2.1.3C)). I calcari e le dolomie sono decisamente le rocce più diffuse e quelle in cui i processi carsici sono maggiormente conosciuti e descritti. Sono rocce che si sono formate in aree tropicali e subtropicali dove nel passato si sono formate piattaforme carbonatiche e barriere coralline del tutto simili a quelle che oggi si possono osservare alle Bahamas (Figura 2.1.4), lungo la costa del Golfo Persico e in Australia. Successivamente i movimenti della tet-

Figura 2.1.3: Rocce carsiche; A) Calcare stratificato del Dachstein (Triassico superiore) del Monte Kanin (Alpi Giulie, Slovenia), B) breccia calcarea/conglomeratica del Cretacico (Valle di Učja, Ovest Slovenia), C) sale Paleozoico (Queshm Island, Iran).



Figura 2.1.4: Dune sabbiose carbonatiche sottomarine, parzialmente emerse, a ovest dell'isola di Eleuthera a Great Bahama Bank, Bahamas (Foto: Bojan Otoničar).

tonica a placche hanno spostato le piattaforme carbonatiche dalla loro posizione geografica originaria.

Per lo sviluppo del carsismo sono importanti la porosità primaria e quella secondaria delle rocce carbonatiche, la loro composizione mineralogica e petrografica, le caratteristiche strutturali e tessiturali, il grado di impurità. Decisivi sono inoltre l'assetto strutturale (strati suborizzontali, mediamente inclinati, subverticali, ...), lo spessore degli strati, il loro grado di suddivisione, la presenza di faglie. L'acqua, infatti, filtra preferibilmente attraverso spazi aperti e continui (fessure, fratture, faglie, piani di strato, ...) e li amplia attraverso i processi di corrosione. Più

pura è la roccia carbonatica, meno residuo insolubile contiene, più si ampliano le discontinuità. Le dolomie si dissolvono più lentamente dei calcari e quindi in genere le morfologie che le interessano sono più legate a disgregazione meccanica e ad erosione che a dissoluzione.

2.1.2 Dissoluzione delle rocce carbonatiche

L'intensità della dissoluzione del calcare è influenzata dalle proprietà della roccia e soprattutto dalla quantità di precipitazioni e dalla pressione parziale della CO_2 , entrambe dipendenti dal clima. In generale, la roccia si dissolve tanto più rapidamente quanta più acqua e CO_2 sono a disposizione per formare l'acido carbonico. L'acqua provoca la dissoluzione in base alla sua composizione chimica e alle proprietà meccaniche, cioè alla quantità e alla natura del flusso d'acqua e alle caratteristiche del suo contatto con la roccia. La carsificazione dei sedimenti/rocce carbonatiche inizia non appena vengono esposti all'azione delle acque, siano esse dolci o miste. In linea di principio la carsificazione comporta la dissoluzione dei minerali calcite e dolomite e la loro asportazione; le impurità rimangono come residuo insolubile e sono movimentate per trasporto idrico. L'acqua piovana arricchita con CO_2 dall'atmosfera e dal suolo forma un acido carbonico debole. Quando filtra attraverso le rocce carbonatiche, questo acido le dissolve, formando ioni calcio e idrogeno-carbonato. Quando nel sottosuolo l'acqua, arricchita con gli ioni disciolti e del residuo insolubile, raggiunge un ambiente di grotta aperto, la differenza di pressione parziale di CO_2 innesca il degassaggio della soluzione che provoca la precipitazione della calcite in varie forme di deposito (stalattiti e concrezioni varie).

Una superficie carsica soggetta agli agenti atmosferici, subisce una rimozione di materiale carbonatico in forma ionica (cioè asportato dall'acqua) che comporta un abbassamento uniforme della superficie stessa. I tassi di abbassamento dipendono principalmente dal clima (quantità di precipitazioni e temperatura), dall'evapotraspirazione, dalla pressione parziale di CO_2 e dalla composizione della roccia (minerali, tessitura, struttura, impurità, ecc.). Secondo i dati sperimentali in un clima temperato come quello che contraddistingue il Carso/Kras, il tasso di denudamento della superficie carsica è di circa 0,02-0,06 mm/anno, il che significa un abbassamento medio della superficie di 20 - 60 metri ogni milione di anni.

2.2 Forme carsiche superficiali e sotterranee e terminologia carsica

I fenomeni carsici superficiali si formano per dissoluzione da acqua piovana (ad es. karren, doline di dissoluzione), per falde acquifere carsiche (fondi dei *polje*, piane carsiche) e per trasferimento di morfologie carsiche sotterranee in superficie (es. doline di crollo, grotte scoperchiate). Gli ingressi naturali delle grotte fanno parte della superficie carsica e conducono al sottosuolo. Si tratta di pozzi, abissi, inghiottitoi, sorgenti e aperture sul fondo di doline di crollo che si creano per denudazione ovvero abbassamento, a causa dell'intersezione tra la superficie erosiva e le cavità.

I fenomeni carsici ipogei, le cavità nel sottosuolo, hanno sviluppo, estensione, dimensioni e forma complessiva ben diversa a seconda della geologia locale (composizione della roccia e assetto strutturale ad es. fratture, faglie, giunti di strato), della posizione geografica (latitudine, elevazione), delle caratteristiche delle acque sotterranee (allogeniche o autigene, ...), del meccanismo dominante di dissoluzione (acido prevalente, corrosione per mescolamento, raffreddamento dell'acqua di risalita, ecc.), dell'evoluzione del territorio (diverse strutture geotettoniche) e del clima (temperato, tropicale ecc.).

2.2.1 Morfologie carsiche superficiali

I processi carsici agiscono con intensità differente in funzione dell'intensità delle piogge, della tipologia della roccia, della presenza del suolo e della vegetazione e dell'acclività del terreno. I morfotipi che si generano si suole distinguerli in piccole forme o forme a scala minuta (ad es. scannellature, karren, meandri, kamenitze, solchi nei pavimenti calcarei ecc.), a media scala e in grandi forme o forme a scala ampia (ad es. doline, colline a forma di cono, *polje*).

2.2.1.1 Morfologie di dissoluzione a piccola scala

Le cosiddette piccole forme (*karren*, in senso lato e in tedesco), si originano sulle superfici carsificabili direttamente esposte agli agenti atmosferici o coperte da suoli (ed allora si parla di carsismo sottocutaneo) e possono presentare numerose tipologie (Figura 2.2.1). La loro formazione dipende dalla quantità delle precipitazioni, dalla natura del flusso e dal contatto tra l'acqua e la superficie della roccia.



Figura 2.2.1: Forme di dissoluzione carsica a piccola scala: A) scannellature (Carso Classico), B) solchi carsici (monte Canin-Kanin, Slovenia occidentale), C) vaschette di dissoluzione (kamenitzas) (Carso Classico), D) solchi e crepacci carsici (Carso Classico).

Sulla superficie del calcare si formano piccoli segni di corrosione di varie dimensioni, che rendono la superficie delle rocce irregolare e ruvida (Figura 2.2.1A, B). Le vaschette di dissoluzione o *kamenitze* si formano su superfici rocciose piane (Figura 2.2.1C), mentre sulle superfici inclinate si formano solchi e scannellature (Figura 2.2.1A, B). Se i solchi si sono formati sotto il suolo (a volte anche muschio) che è stato successivamente rimosso, presentano forme più o meno arrotondate. Quando le discontinuità o altre aree di minore resistenza vengono allargate dalla corrosione, si formano campi solcati (Figura 2.2.1D), che separano la roccia in blocchi di dimensioni diverse. I blocchi sono tanto più grandi quanto la stratificazione è potente o massiva. Soprattutto sopra affioramenti di calcari fittamente stratificati troviamo spesso distese di piccoli frammenti di roccia caoticamente suddivisi che danno luogo alle *grize* – pietraie.

Le piccole forme sono legate o alla dissoluzione attiva delle acque

che scorrono su superfici più o meno acclivi (solubilità dinamica) o alla dissoluzione statica delle acque stagnanti nelle depressioni superficiali (solubilità statica). Le prime possono essere ulteriormente divise fra quelle impostate lungo linee di massima pendenza e quelle impostate lungo piani di discontinuità della massa rocciosa.

Si riconoscono così:

- ◆ le scannellature (in tedesco *Rillenkarren*, in inglese *solution flutes*, ...) (Figura 2.2.1A)

Sono forme minute rappresentate da brevi solchi rettilinei (profondi circa 1 cm, larghi 1-4 cm, lunghi 5-50 cm) a sezione arrotondata. In genere sono riunite in complessi e sono separate da creste aguzze che fungono da spartiacque, sono tipiche di superfici mediamente o poco inclinate. In funzione dell'aspetto, chi vuole può distinguere le scannellature a pettine, a penna, a fascio, a isola. La genesi va ricondotta alla corrosione delle acque piovane per solubilità dinamica lungo linee di massima pendenza.

- ◆ i solchi carsici (in tedesco *Rinnenkarren* o *Wandkarren* a seconda della morfologia, in inglese *solution grooves*, in francese *lapiès*, ...) (Figura 2.2.1B)

Sono solchi (larghi più di 5 cm, profondi più di 3 cm, lunghi almeno 100 cm) che seguono la massima pendenza della superficie calcarea. Hanno morfologia varia: la sezione è sempre ad U, ma i fianchi possono essere più o meno acclivi in funzione della quantità e velocità delle acque di ruscellamento. Lo sviluppo è solitamente rettilineo ma anche tortuoso o a meandri, questi ultimi più frequenti sulle superfici poco inclinate. Il fondo è liscio, spesso incavato da un solco secondario, effetto dissolutivo del flusso minimo di percolazione. Si tratta di "grondaie", la cui genesi è legata allo scorrere lineare concentrato delle acque di ruscellamento, per cui la morfologia dipende dall'inclinazione della superficie di scorrimento, dalla presenza di organismi vegetali, dal tipo di clima: sono il classico effetto di quella che viene definita corrosione accelerata.

- ◆ le vaschette di corrosione (internazionalmente con il termine sloveno *kamenitza*, in tedesco *Napfkarren*, in inglese *solution pan*, ...) (Figura 2.2.1C)

Sono piccole conche chiuse (profondità da 2 a 50 cm, larghezza

da 5 a 200 cm), tondeggianti, di diametro variabile, poco profonde rispetto le dimensioni areali. Il fondo è quasi sempre orizzontale, la sezione è a piatto o a scodella allargata verso il basso. Spesso hanno un canale emissario di scarico, e talvolta anche, specie se evolutesi lungo fratture, un limitato bacino di impluvio.

La genesi è legata allo stagnare dell'acqua in una micro-depressione, talvolta originata o favorita da fito-carsismo. Se nella vaschetta permangono depositi o organismi anche durante le fasi di svuotamento, si possono generare delle tasche di approfondimento per carsismo sottocutaneo. Le vaschette si allargano più velocemente di quanto si approfondiscano in quanto la corrosione è più attiva ai bordi che sul fondo. Spesso, durante le fasi di progressivo svuotamento della *kamenitza* per approfondimento progressivo del solco di scarico, si creano, alla base delle pareti, delle nicchie aggettanti, quasi dei "solchi di corrosione" simili ai solchi di battente.

- ◆ i crepacci carsici (in tedesco *Kluftkarren*, in inglese *grikes*, in francese *lapiés de diaclase*, ...) (Fig. 2.2.1D)

Sono fratture profonde, incarsite, raramente legate ad anastomosi di fori, più spesso delle vere vie di deflusso preferenziale delle acque guidate dalla fratturazione. I fianchi sono sempre molto inclinati, il fondo è piatto o a V poco aperta. Dal punto di vista genetico sono simili ai solchi carsici; tuttavia, mentre nei solchi è la massima pendenza a guidare il defluire delle acque, nei crepacci sono i piani di discontinuità (normalmente quelli di frattura) a condizionare la direzione del movimento.

- ◆ le grize (*griže*)
Pietraie date da blocchetti di roccia isolati dal substrato roccioso per carsismo lungo le superfici di discontinuità (stratificazione e fratturazione) e rimasti in posto, senza essere mobilizzati da gravità o acque scorrenti.
- ◆ i campi carreggiati o *campi solcati* (*Karrenfeld* in tedesco, *lapiés* in francese, anche *limestone pavements* in inglese)
Sono affioramenti rocciosi in cui sono presenti, in associazione, più morfotipi dissolutivi quali solchi, scannellature, vaschette, fori, ecc. Di solito si sviluppano su superfici subpianeggianti di banche calcaree.

- ◆ torri calcaree o torrioni calcarei – funghi calcarei
Blocchi residui isolati (5-10 m di altezza i torrioni, 2-3 m i funghi) che testimoniano le antiche superfici.

2.2.1.2 Morfologie carsiche superficiali a media scala

La grande forma tipica del paesaggio carsico alle medie latitudini è la dolina (termine internazionale derivato dallo sloveno: *dol* o *dolina* = valle) (Figura 2.2.2). La dolina di dissoluzione è una depressione chiusa, solitamente più larga che profonda che si apre in rocce calcaree o calcareo dolomitiche.

Le dimensioni sono estremamente variabili e vanno da pochi metri ad alcune centinaia di metri di larghezza, per profondità che variano da pochi metri ad alcune decine di metri.

Il fondo può essere riempito da materiale grossolano (clasti mobilizzati e/o franati dai versanti) e/o da depositi fini sciolti o più o meno cementati; le cosiddette terre rosse: residuo di quanto non disciolto o materiale "intrappolato" per accumulo eolico o colluviale.

Figura 2.2.2: Una dolina antropizzata (Bela Krajina, Slovenia meridionale) (Foto: Bojan Otoničar)





Volendo, si possono riconoscere vari aspetti delle doline: a imbuto, a ciotola, a piatto, prendendo dagli oggetti di comune utilizzo, ma è meglio badare, più che al suo aspetto esteriore, alla genesi della dolina che è legata ad un punto o ad una ristretta area che assorbe le acque ruscellanti in superficie. Il ruscellamento genera dissoluzione centripeta della roccia, per cui l'inghiottitoio diventa dolina per allargamento progressivo dei fianchi ed approfondimento progressivo del fondo. Nel sottosuolo si genera una rete di assorbimento delle acque che dà luogo a diverse morfologie carsiche ipogee.

Dimensioni, fondo e fianchi definiscono quindi delle forme attive la cui genesi è legata ad assorbimento localizzato di acque (punti-forme o concentrato – uno o più punti idrovori-) con un progressivo allargamento radiale per erosione e corrosione accelerata ed approfondimento per corrosione sottocutanea.

Particolare morfotipo è la dolina di crollo (Figura 2.2.3), sprofondamento che si genera per fenomeni di collasso del soffitto di cavità prossime alla superficie. Ha pianta solitamente circolare, pareti subverticali e fondo occupato da depositi di crollo dalla volta e dalle pareti. Nel tempo può naturalmente evolvere verso forme più ampie e dai fianchi meno acclivi in funzione delle caratteristiche geomeccaniche dei versanti e del regime delle acque superficiali.

Tipica forma di rilievo carsico è anche l'uvala, articolata depressione chiusa, formatasi per coalescenza di più doline che hanno allargato il diametro fino a far scomparire quasi completamente le pareti di separazione. I contorni (il diametro maggiore di un'uvala è solitamente di alcune centinaia di metri) sono sinuosi, lobati e la profondità è di alcune decine di metri.

Le uvala sono frequenti sulle rocce dolomitiche ove si esplicano sia processi di denudazione che geomorfico fluvio-erosivi e sono presenti depressioni allungate e dolcemente inclinate. Sul carso dolomitico si forma più suolo che nelle aree carsiche calcaree e il paesaggio è quindi più adatto ad insediamenti e coltivazioni (Figura 2.2.4).

◀ *Figura 2.2.3: Dolina di crollo presso Osp (SW Slovenia). In piena, le acque fluiscono da una grotta sita alla base delle pareti subverticali (Foto: Matej Blatnik)*



Figura 2.2.4: Superficie topografica debolmente ondulata nelle dolomie tra Gorenje e Bukovje in prossimità di Postumia (SW Slovenia) (Foto: Bojan Otoničar).

2.2.1.3 Morfologie carsiche su ampia scala

Il *polje* (Figura 2.2.5) è il tipo di depressione carsica più estesa. Si tratta di depressioni chiuse di origine mista carsica e litologico-strutturale, con dimensioni talvolta fino a decine di chilometri. Sono forme allungate da mettere in relazione a strutture tettoniche lineari come faglie e/o assi di pieghe. I fianchi (o uno dei fianchi) sono ripidi, acclivi o comunque non raccordati al fondo della depressione; il fondo è piatto o sub-orizzontale, roccioso o argilloso-alluvionale. Il fondo e/o la fascia di raccordo con i fianchi sono spesso caratteriz-

Figura 2.2.5: Il polje di Cerknica, un lago effimero. Alle spalle, sono visibili i monti Javorniki e Snežnik (SW Slovenia) (Foto: Bojan Otoničar)



zati da piccole depressioni e/o da inghiottitoi; questi ultimi possono funzionare anche da sorgenti temporanee, dette *inversac*. Durante i periodi di precipitazioni più intense il fondo del *polje* può allagarsi formando un lago temporaneo. Tipico esempio, nel Carso Classico-Kras è il Lago di Doberdò-Doberdob (Figura 2.2.6).

2.2.1.4 Morfologie carsiche di contatto

Si definisce “carso di contatto” un’area in cui le acque superficiali mutano tipologia di reticolo, passando da quello fluviale, sostenuto da rocce poco o non permeabili, a quello carsico, ben presto assorbito nel sottosuolo. Le acque che defluiscono sui calcari carsificati danno origine, nella zona topograficamente più depressa dell’area, a inghiottitoi, doline e cavità. Si originano così quelle che vengono definite “valli cieche”. A monte del contatto con i carbonati continuano ad essere attivi i processi erosivi e di trasporto e in corrispondenza dei punti di assorbimento sono i processi di deposito che prevalgono.

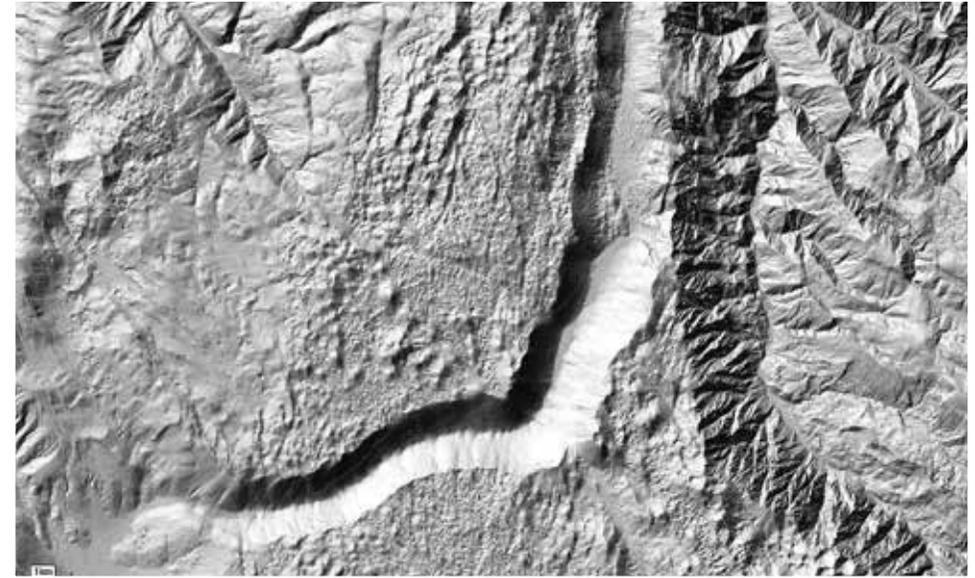
Figura 2.2.6: Il lago di Doberdò in magra (Foto: Philippe Turpaud)



no, mentre quelli corrosivi ed erosivi si trasferiscono nel sottosuolo. Durante le piene, quando i calcari non sono in grado di assorbire tutta la portata fluviale si verificano delle inondazioni.

Altro esempio sono le valli secche (Figura 2.2.7) che rappresentano valli fluviali che in passato attraversavano aree carsiche incidendole. Oggi non hanno un corso d'acqua attivo per tutta o parte della loro lunghezza ed hanno un fondo carsificato con doline e altre forme carsiche superficiali.

Figura 2.2.7: Immagine Lidar (Agenzia dell'Ambiente della Repubblica Slovena) del Čepovanski Dol, valle secca incisa per più di 500 m nell'altopiano Banjščica (Slovenia occidentale) ▶



2.2.1.5 Piane carsiche

Le piane carsiche (Figura 2.2.8) sono superfici livellate, frutto di erosione e corrosione da parte di acque vicine al livello di base. I complessi processi che producono le piane di corrosione nelle aree carsiche sono il risultato di una combinazione fra dissoluzione prevalentemente orizzontale, erosione ai piedi dei versanti e cessazione dell'alimentazione idrica.

2.2.1.6 Carsi costieri

Il carsismo costiero si sviluppa in corrispondenza della linea di costa. Le tipiche forme carsiche di questo ambiente si sviluppano alcune decine di metri sopra e sotto il livello del mare. In queste condizioni ambientali e geografiche, tutte le morfologie carsiche sono esaltate, oltre che dal potere erosivo del moto ondoso e da quello dissolutivo degli aerosol marini, dai numerosi effetti microbici innescati dagli organismi marini che vivono in corrispondenza della battigia e dei fondali. Come non bastasse, la miscela acqua di mare / acqua di falda dolce / cuneo salino favoriscono la genesi e lo sviluppo di solchi di battente e di cavità sorgenti.



Figura 2.2.8: Panorama dal monte Trstelj sulla piana carsica debolmente inclinata dell'altopiano carsico circondato dai rilievi collinari (Foto: Bojan Otoničar)

2.2.1.7 Carsi fluviali

Là dove per ragioni geologiche, strutturali, climatiche, geografiche, i corsi d'acqua hanno potere erosivo e di trasporto più elevato di quello dissolutivo, vengono spesso a formarsi delle vere e proprie valli fluviali, solitamente a versanti acclivi se non a forra. Il paesaggio non pare più carsico anche se si è in presenza di massicci calcarei, ma prettamente fluviale, con marmitte, forre a meandro, rapide e cascate.

2.2.2 Le cavità carsiche

I fenomeni carsici più caratteristici, senza i quali non si può parlare di "vero" carsismo, sono le cavità. Per definizione, le cavità o grotte sono vuoti sotterranei abbastanza grandi da consentire l'ingresso degli esseri umani. Possono essere verticali o orizzontali e riempite d'acqua. Le grotte di solito hanno passaggi interconnessi di varie dimensioni e forme, come gallerie, canali, canyon, tunnel a forma di buco della serratura, fessure allargate e meandri. Le gallerie, allargandosi, possono diventare grandi caverne e sale.

Le cavità carsiche si formano per dissoluzione delle rocce lungo le discontinuità geologiche (piani di strato, fratture, faglie...) ad opera di acque sotterranee. La composizione litologica delle rocce carbonatiche e ancor più l'assetto geologico strutturale hanno quindi un'influenza decisiva sulla formazione e lo sviluppo delle cavità e quindi sull'idrogeologia carsica locale. Nell'acquifero carsico l'acqua nel suo percorso corrode chimicamente e meccanicamente la roccia carbonatica formando canali ovvero cavità carsiche.

Le caratteristiche delle cavità carsiche, dalle quali si può dedurre la loro origine, sono principalmente il risultato delle condizioni idrauliche in cui si sono formate. Dal punto di vista idraulico, le grotte sono canali nel massiccio roccioso, in cui, a causa della dissoluzione si stabilisce un flusso d'acqua turbolento. L'acqua, spinta inizialmente attraverso fessure capillari da una pressione costante, ne corrode gradualmente le pareti. In questo modo il flusso aumenta e la fessura si allarga; l'acqua chimicamente aggressiva, penetra sempre più in profondità. La continuazione di questo processo porta, attraverso la crescita accelerata della fessura, a un punto di svolta in cui la velocità del flusso aumenta di diversi ordini di grandezza in un periodo molto breve. I canali delle grotte possono formarsi in una zona costantemente allagata (ovvero freatica o satura), sotto il livello



Figura 2.2.9: Cavità freatiche successivamente modificate nelle zone epifreatiche e vadose.

a) Canale freatico ovale e a forma di buco di serratura periodicamente inondata (grotta Amaterska, Carso moravo, Repubblica Ceca) (Foto: Bojan Otoničar);

b) Canyon nelle grotte di Škocjan periodicamente inondato a diversi livelli dal Reka (Foto: Matej Blatnik);

c) Canale freatico relitto riempito da sedimenti e concrezioni (Grotte di Postojna, Slovenia occidentale) (Archivio IZRK ZRC SAZU)

della falda carsica con un lento flusso in pressione. Originariamente è in questa zona che si forma la maggior parte delle gallerie delle grotte, mentre successivamente, in condizioni diverse, crescono e si trasformano nelle zone idrogeologiche occasionalmente allagate (epifreatiche) e non allagate (vadose). Sebbene la zona freatica sia dominata da gallerie più o meno orizzontali, in condizioni particolari possono formarsi anche canali verticali che ricordano i pozzi.

I condotti si sviluppano lungo tutta la loro circonferenza, per cui i tipici passaggi freatici sono di forma rotonda o ovale (Figura 2.2.9a). Nella zona epifreatica, l'acqua di solito scorre più velocemente attraverso i canali. Nella stagione secca l'acqua ricopre solo il fondo del canale o alveo mentre durante la stagione delle piogge i canali sono completamente allagati. Le più grandi condotte carsiche si formano nelle zone di oscillazione della falda sotterranea. Questi passaggi si sviluppano in parte in condizioni freatiche, ovvero simmetricamente sotto pressione, e in parte in condizioni vadose, dunque con flusso a pelo libero. La forma tipica dei passaggi è solitamente una combinazione della forma ovale (freatica) e del passaggio tipo canyon (vadoso) (Figura 2.2.9a, b).

Quando, per vari motivi, il livello della falda sotterranea scende, i canali freatici passano nella zona vadosa, dove l'acqua scorre secondo il principio della caduta libera, ad eccezione degli orizzonti freatici sospesi. La forma principale della condotta carsica nella zona vadosa è il camino, versione leggermente modificata di un pozzo, ma vi si possono formare anche meandri, corrosi ed erosi meccanicamente dalle falde sospese. Nella zona vadosa acquista importanza l'erosione meccanica e le pareti delle cavità sono fortemente modificate da processi di collasso. Sabbia e ghiaia nei corsi d'acqua sotterranei possono erodere meccanicamente e trasformare in modo significativo la morfologia delle gallerie, delle sale, dei pozzi, delle condotte che costituiscono il reticolo carsico ipogeo.

Nelle zone epifreatiche e vadose, le gallerie possono essere variamente riempite con sedimenti di grotta e concrezioni calcitiche (Fig. 2.2.9c). I sedimenti che si depositano coprendo la circonferenza delle gallerie proteggono le pareti dalla corrosione. Se i sedimenti ricoprono il fondo del canale, la cavità si sviluppa generalmente verso l'alto, dove le pareti continuano ad essere esposte alla corrosione. Questo tipo di sviluppo delle condotte carsiche è tecnicamente noto come "paragenesi".

Anche le grotte vadose si formano tra il piano campagna e la falda acquifera sotterranea. L'acqua in questo caso percola soltanto per gravità asportando solo una parte limitata del soffitto della grotta. Di conseguenza, la maggior parte delle grotte nella zona vadosa sono pozzi e meandri.

Poiché nelle aree carsiche solitamente il livello della falda sotterranea (e anche la superficie) si abbassa nel tempo, le grotte freatiche "viaggiano" verso l'alto attraverso il profilo idrogeologico, prima nella zona delle oscillazioni del livello dell'acqua (zona epifreatica) e poi più in alto nella zona insatura o vadosa (Figura 2.2.9c). Qui si intersecano con pozzi carsici vadosi creati dall'acqua che percola dalla superficie. Il progressivo abbassamento della superficie topografica (denudazione) e della falda possono esporre alcuni tratti di cavità, originariamente di origine freatica, alla superficie, dove fanno ormai parte del rilievo carsico superficiale (Fig. 2.2.10). Queste cosiddette grotte scoperchiate o *roofles cave*, possono dirci molto sulla storia geologica, geomorfologica, idrogeologica e climatica di una determinata area, soprattutto se sono riempite con depositi di cavità, chimici e/o clastici.

Altrettanto importanti sono i sedimenti sciolti e speleotemi/concrezioni nelle gallerie fossili di grotte un tempo freatiche ed epifreatiche. Con il termine speleogenesi si intende descrivere l'intero ciclo vitale delle cavità, dalla loro formazione fino alla loro scomparsa.

Figura 2.2.10: Cavità scoperchiate che testimoniano l'evoluzione geotettonica, idrogeologica e climatica di una determinata regione: A) e B) tratti di cavità scoperchiata riempita di sedimenti (Kozina, SW Slovenia) (Foto: Archivio IZRK ZRC SAZU)



2.3 Caratteristiche idrogeologiche del carsismo

Le aree carsiche occupano circa il 15% della superficie libera dai ghiacci, le falde acquifere in esse contenute forniscono acqua a circa il 20% della popolazione mondiale, il 30% della popolazione europea e a oltre il 50% degli sloveni. Sono quindi molto prolifiche ma divengono, nel tempo, molto vulnerabili.

Le rocce carbonatiche sono soggette alla dissoluzione da parte delle acque sotterranee e superficiali durante tutto il loro ciclo di vita e vengono a far parte del ciclo idrologico. L'acqua che scorre attraverso i carbonati dissolve la roccia lungo i pori o le superfici di discontinuità, formando reticoli ipogei di dissoluzione e trasporto di acque. Lo sviluppo dei reticoli si adatta continuamente alle condizioni geologiche e idrologiche della zona in quanto si evolvono per fornire lo scarico ottimale delle acque di infiltrazione e ricarica.

In un massiccio carsico maturo, la distribuzione dei condotti è il risultato dell'evoluzione geologica a lungo termine dell'area, che comprende sollevamenti ed abbassamenti, genesi di pieghe, faglie e fratture, movimenti del livello di base, cambiamenti delle condizioni idrologiche, ecc. In una falda acquifera carsica matura, la distribuzione delle cavità che determina in gran parte il flusso al suo interno, è estremamente complessa e imprevedibile.

La ricarica delle falde acquifere carsiche può essere di vario tipo. Normalmente la ricarica prevalente è l'infiltrazione efficace dovuta alle precipitazioni. Frequenti sono poi i casi di bacini fluviali più o meno vasti ed evoluti le cui acque vengono a contatto con aree carsiche. A contatto con il carsismo, l'evoluzione della rete fluviale e l'evoluzione della rete carsica sotterranea coesistono, interagendo. Il risultato finale, tuttavia, è uno o più corsi d'acqua che sprofondano nel sottosuolo al contatto tra rocce solubili e insolubili. Talora flussi superficiali diffusi si formano all'interno di un bacino carsico per poi essere inghiottiti nel sottosuolo come flusso concentrato. Le sorgenti carsiche hanno caratteristiche idrologiche uniche. Le falde acquifere carsiche sono solitamente gerarchizzate, per cui l'acqua di un'ampia area di ricarica sgorga in un'areale ristretto se non in un'unica sorgente. Sorgenti con portate costanti di decine di metri cubi al secondo sono caratteristiche dei soli acquiferi carsici.

Approssimativamente, tutti gli acquiferi possono essere suddivisi nella zona freatica e in quella vadosa. La zona freatica è permanentemente satura di acque sotterranee, mentre la zona vadosa è piena d'aria e il flusso d'acqua è diretto verso la superficie piezometrica delle acque sotterranee per gravità. Grandi fluttuazioni nella ricarica, specialmente nei sistemi carsici con ricarica alloigenica, possono provocare fluttuazioni molto grandi nei livelli delle acque sotterranee, che in casi estremi possono salire fino a 200 m in meno di un giorno.

Proprio a causa dei grandi condotti idrici sotterranei e della carsificazione dell'epicarso (il volume competente alla zona vadosa), spesso non sono presenti acque superficiali e la zona insatura può essere potente più di due chilometri. La perforazione di qualche centinaia di metri dalla superficie topografica alla falda è la regola piuttosto che l'eccezione.

L'acqua che percola, così come quella che scorre attraverso la falda carsica può seguire un sistema di grandi condotte e canali dall'afflusso alla sorgente, ma può anche fluire dapprima molto lentamente lungo sistemi di minuscole fratture ed entrare solo dopo in strutture e condotti gerarchicamente più grandi. Infatti, la maggior parte dell'acqua in qualsiasi acquifero è immagazzinata in sistemi di fratture mentre il deflusso dell'acquifero avviene attraverso condotti/dreni più larghi. Il tempo impiegato da un'unità d'acqua per viaggiare dal punto di ingresso alla sorgente nella stessa falda acquifera può variare da un paio d'ore a millenni. Di conseguenza, le falde acquifere carsiche sono difficili da proteggere. Un contaminante può passare attraverso la falda acquifera nel giro di poche ore, ma può anche rimanervi per decenni.

2.4. Tipi di carsismo

Le diverse condizioni geologiche, climatologiche e idrologiche portano all'evoluzione di morfologie carsiche superficiali ed ipogee diverse, comunque legate essenzialmente alla quantità d'acqua a disposizione ed in seconda battuta alla solubilità delle rocce e all'evoluzione del reticolo di cavità ipogee. Le aree carsiche occupano circa il 20% della superficie dei continenti là dove sono disponibili rocce solubili come carbonati (es. calcare, dolomite) ed evaporiti.

ti (gesso, sale). Cavità e morfologie simili a quelle carsiche possono formarsi anche in altre rocce come arenarie quarzifere o graniti, ma la loro genesi non è legata ai processi carsici. Cavità si formano ad esempio anche nei ghiacciai e nelle lave, ma con processi ben diversi.

I tassi di dissoluzione globale dei calcari sono determinati dalla quantità di acqua e di anidride carbonica a disposizione, quindi dipendono essenzialmente dalle caratteristiche climatiche e vegetazionali. Pertanto, ci sono numerose varianti di paesaggi carsici in tutto il mondo generalmente legate alla posizione geografica cioè a latitudine, longitudine e altitudine. Certo, il carsismo è significativo nelle aree in cui l'acqua è abbondante, ma il freddo ne ostacola lo sviluppo mentre in un clima tropicale i processi di dissoluzione sono molto più rapidi e danno origine a morfologie particolari.

2.4.1 Principali tipologie di carsismo in Slovenia

Le aree carsiche occupano quasi la metà della superficie in Slovenia. Secondo Habič (1969) queste aree carsiche possono essere ricondotte a tre unità principali in base alle impostazioni geologiche, idrologiche, morfologiche e paesaggistiche (Figura 2.4.1):

- 1) Carso alpino – paesaggi carsici di alta montagna e montagna, quali quelli delle Alpi Giulie, delle Alpi di Kamnik-Savinja e delle Karavanke;
- 2) Carso Dinarico – paesaggi carsici collinari e montuosi quali quelli delle regioni Primorska, Notranjska e Dolenjska;
- 3) Carsi isolati prealpini, intermedi e prepannonici, quali quelli delle aree di Idrija, di Cerkno e Tolmin, delle colline Rovte, delle Dolomiti di Polhov Gradec, delle pieghe di Posavje, di Gorjanci e di alcune aree della Slovenia nordorientale, ulteriormente suddivisibili in regioni minori in funzione della morfologia e delle caratteristiche.

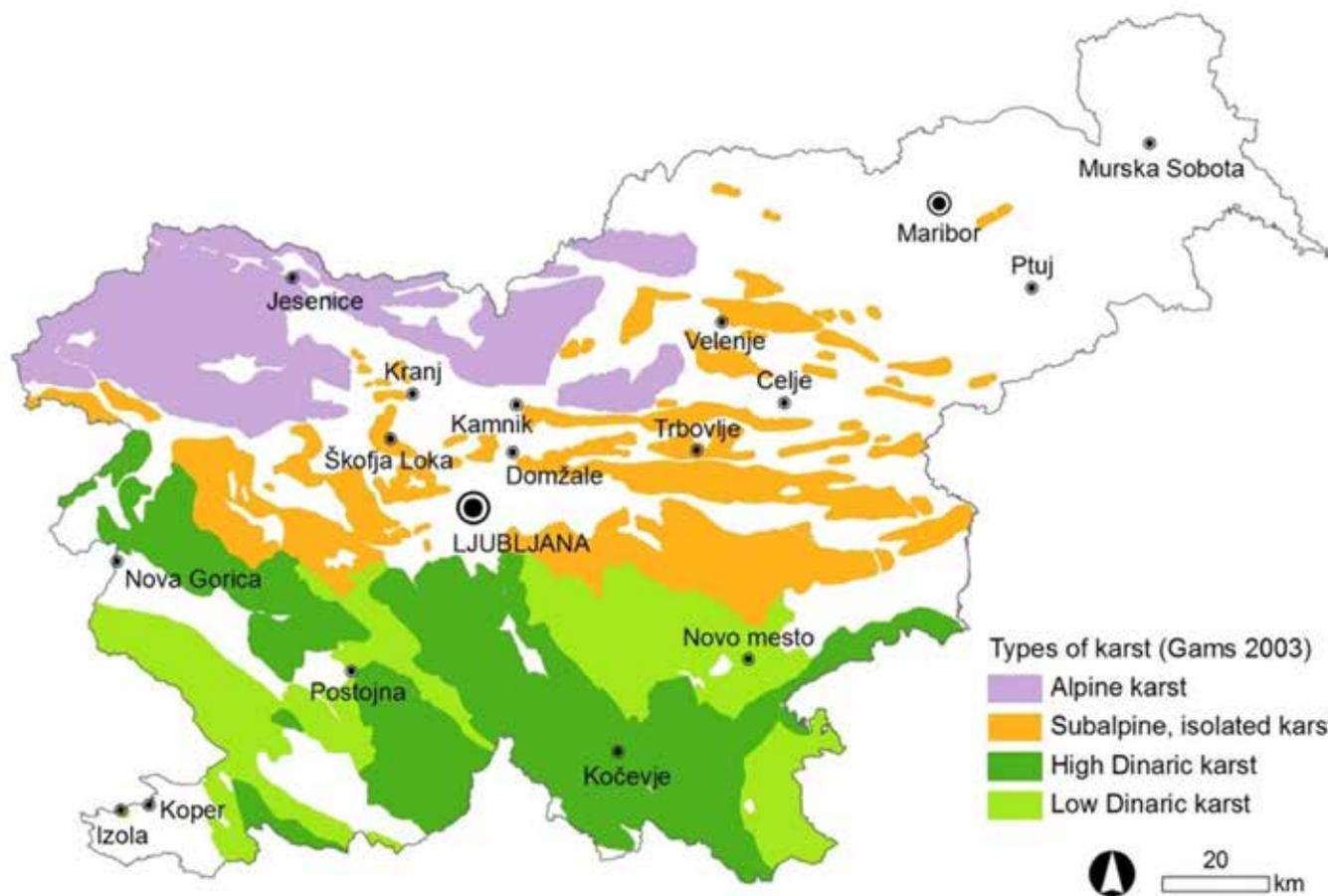


Figura 2.4.1: Mappa rappresentante i diversi tipi di carso in Slovenia (da Gams, 2003)

Il carsismo alpino o il carsismo di alta montagna (Figura 2.4.2), è il paesaggio caratterizzato da pronunciati gradienti verticali e dall'interazione fra più processi fluviali, glaciali e carsici, che danno luogo a valli fluviali profondamente incise fra rilievi e altopiani. Si forma in tutte le rocce carbonatiche di età da Devoniano a Cretacico, con particolare diffusione nei calcari triassici e giurassici. Nel carsismo alpino sloveno si riscontrano più o meno tutte le caratteristiche morfologie carsiche d'alta montagna come campi solcati, karren, piccole depressioni con pareti verticali (*kotličiči*) e grandi doline (*konte*). Tipici sono i profondi pozzi e i sistemi complessi di cavità ipogee, prevalentemente verticali. Le grotte più profonde della Slovenia si trovano sul monte Canin e sull'adiacente altopiano del monte Rombon (ad es. Čehi 2 ha una profondità di oltre 1500 m).

Il Carso Dinarico si trova nella parte meridionale della Slovenia ed è suddivisibile in Carso Dinarico Basso e Carso Dinarico Alto. Si for-

ma in calcari e dolomie dal Permiano al Paleogene, con una netta prevalenza dei calcari e dolomie del Cretacico. Le principali linee tettoniche dell'area sono rappresentate da faglie più o meno inclinate ad andamento dinarico (NW-SE) e antidinarico (NE-SW) e sovrascorimenti SW vergenti.

Le forme predominanti dei rilievi sono estese superfici livellate a diverse altitudini, grandi depressioni allungate chiuse (*polje*) e colline a forma di cono. Corsi d'acqua si trovano solo sul fondo dei *polje*. I rari corsi allogenicici, che provengono da aree non carsiche, formano valli cieche o attraversano il carso incidendo profonde valli carsiche e canyon. Numerosi, estesi e complessi sono i sistemi di cavità, spesso collegati ad inghiottitoi e pozzi, che rappresentano vie di drenaggio attive o relitte.

Molto famose sono le Grotte di Škocjan, patrimonio mondiale dell'UNESCO e le Grotte turistiche di Postojna, associate a fiumi cat-



Figura 2.4.2: Carsismo di alta montagna sul monte Canin (NW Slovenia)
(Foto: Bojan Otoničar)

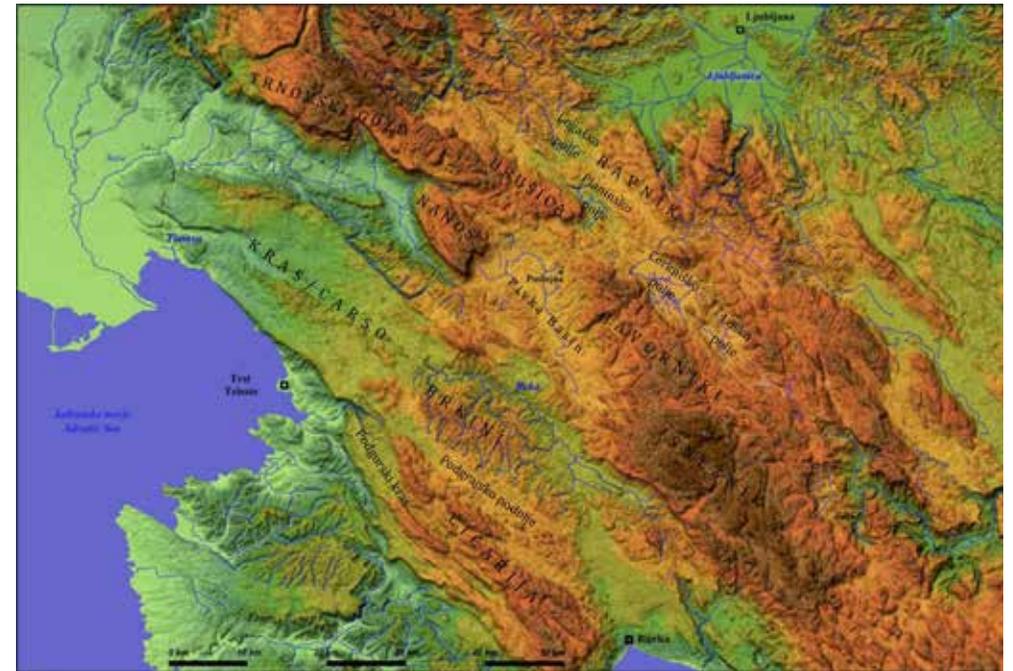


Figura 2.4.3: Il DEM del SW della Slovenia (con parte della Croazia e dell'Italia) mette in evidenza la presenza di diverse regioni carsiche del Carso Dinarico, compreso l'altopiano del Carso Classico (Archivio IZRK ZRC SAZU)



Figura 2.4.4: La valle del Vipava separa il Carso dagli altipiani carsici di Trnovski Gozd e Nanos (in alto e a destra) (Foto: Bojan Otoničar)

turati da inghiottitoi. Nelle cavità sono frequenti e talora imponenti i diversi depositi quali sedimenti allogenici e speleotemi.

Le forme di carsismo superficiale sono quelle “classiche”, cioè doline di dissoluzione e di crollo di tutte le dimensioni, campi solcati, karren, kamenitze, cavità scoperciate, ingressi di cavità, pozzi, gallerie, ecc.

Il carsismo isolato intermedio interessa aree piuttosto limitate, circondate da rocce non carbonatiche, sviluppate sotto l'influenza dell'afflusso allogenico, con morfologia a sé stante in funzione dell'assetto strutturale, dell'idrografia, delle caratteristiche climatiche. Le cavità, solitamente suborizzontali, sono formate dalle perdite di corsi d'acqua che generalmente hanno un elevato carico di sedimenti clastici. Inghiottitoi (*ponor*) e sorgenti sono quindi comuni.

Le più interessanti si sviluppano in calcari e dolomie di età dal Paleozoico al Neogene e si trovano nella parte centrale della Slovenia, lungo una fascia orientata Ovest – Est tra le Alpi e le Dinaridi. Le principali strutture tettoniche in questa parte sono quindi orientate sia E-O (alpina) che NW-SE (orientazione dinarica). Altre piccole aree a carsismo isolato si trovano in rocce carbonatiche di età prevalentemente miocenica nella parte centrale e orientale della Slovenia, ovvero nell'area del bacino pannonic.

2.4.2 Principali tipologie di carsismo nella Regione Friuli Venezia Giulia

Nei 7.850 km² del territorio della regione sono presenti affioramenti di rocce carbonatiche che coprono circa 1.900 km² interessando circa 5.000 km² di aree montuose e collinari. Sono quasi 7.500 le grotte individuate ed inventariate, di cui ben oltre 3.000 si trovano nel versante italiano del Carso Classico.

In base a criteri geologici, morfologici e idrogeologici sono state recentemente individuate e delineate una sessantina di aree carsiche sviluppate in calcari, calcari dolomitici, dolomie, brecce calcaree e conglomerati. In una cinquantina di queste aree affiorano rocce

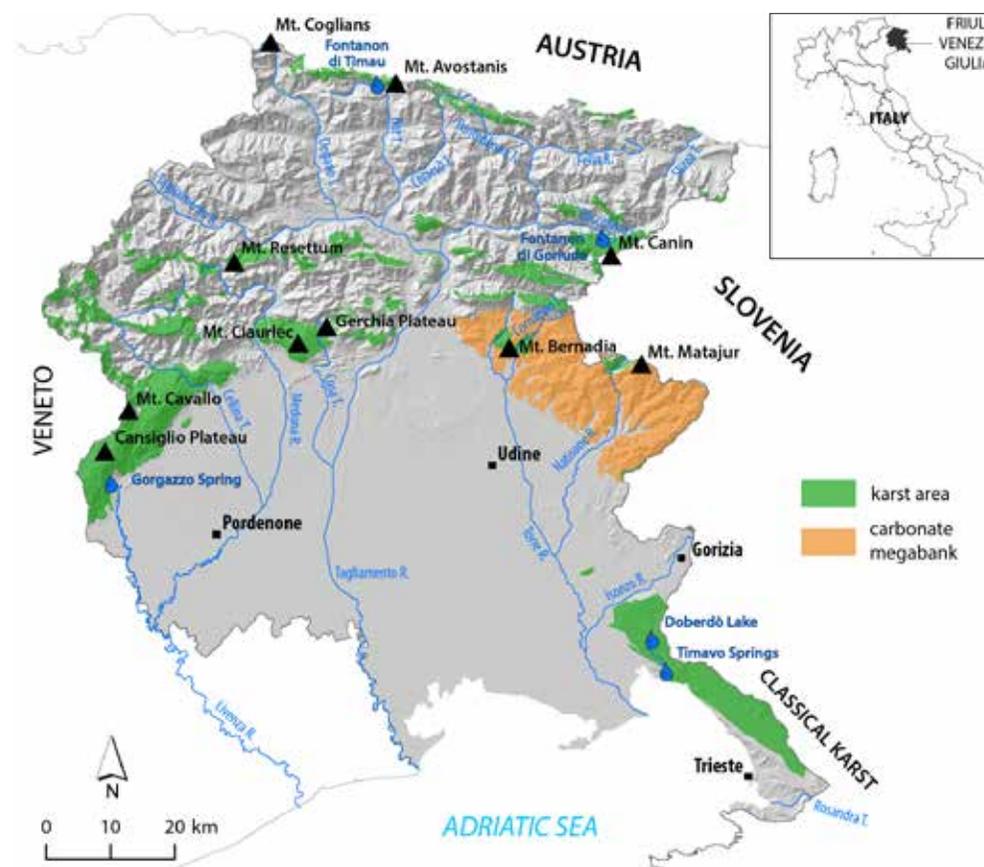


Figura 2.4.5: Aree carsiche nella Regione Friuli Venezia Giulia (da Cucchi e Finocchiaro, 2017).

calcaree o dolomitiche in cui il carsismo è accertato dalla presenza di significative forme carsiche superficiali e/o ipogee (doline, ingressi di grotte, reticoli carsici ipogei, sorgenti carsiche, campi solcati, e piccole forme di carsismo superficiale, *polje*, valli cieche, ecc.). Una decina sono le aree particolarmente significative, alcune transfrontaliere, condivise tra Italia e Austria o Slovenia.

Dal punto di vista morfologico, e quindi anche da quello della carsificazione, si possono riconoscere tre tipi di aree carsiche, cioè alcuni carsi alpini, numerosi carsi prealpini ed alcuni carsi di altopiano.

I carsi alpini si sviluppano nelle Alpi Carniche in strette aree allineate lungo il confine austriaco e sono caratterizzate da un'elevata frequenza di grotte e di affioramenti intensamente carsificati. Contengono acquiferi isolati ma spesso ricchi d'acqua. Vanto regionale è sicuramente il carsismo nella fitta successione Triassico-Cretacea del Monte Canin. Qui possono essere individuati tutti i tratti epigei carsici dell'alta montagna, spesso esemplari, accompagnati da imponenti sistemi ipogei, come il Complesso del Col delle Erbe (oltre 23 km in sviluppo, con decine di pozzi profondi che raggiungono i -935 m) e il Complesso del Foran del Mus (oltre 13 km in sviluppo).

Nelle Prealpi carniche pordenonesi e nelle Prealpi Giulie si esten-

dono numerose aree a carso prealpino, boschose, con cavità interessanti e carsismo superficiale diffuso e vario. Ricordiamo il carso di Pradis, del Monte Resettum, del Monte Ciaurlec, del Bernadia e dei Musi, caratterizzati da una notevole frequenza di grotte, doline, e affioramenti intensamente carsificati oltre che da ricchi acquiferi. Particolare è il carso sviluppato nelle bancate calcaree intercalate nel Flysch paleocenico ed eocenico del Friuli orientale che ospita estesi sistemi di cavità idricamente attive le cui sorgenti sono messe in luce dal reticolo fluviale ma in cui scarse sono le testimonianze di un carsismo superficiale.

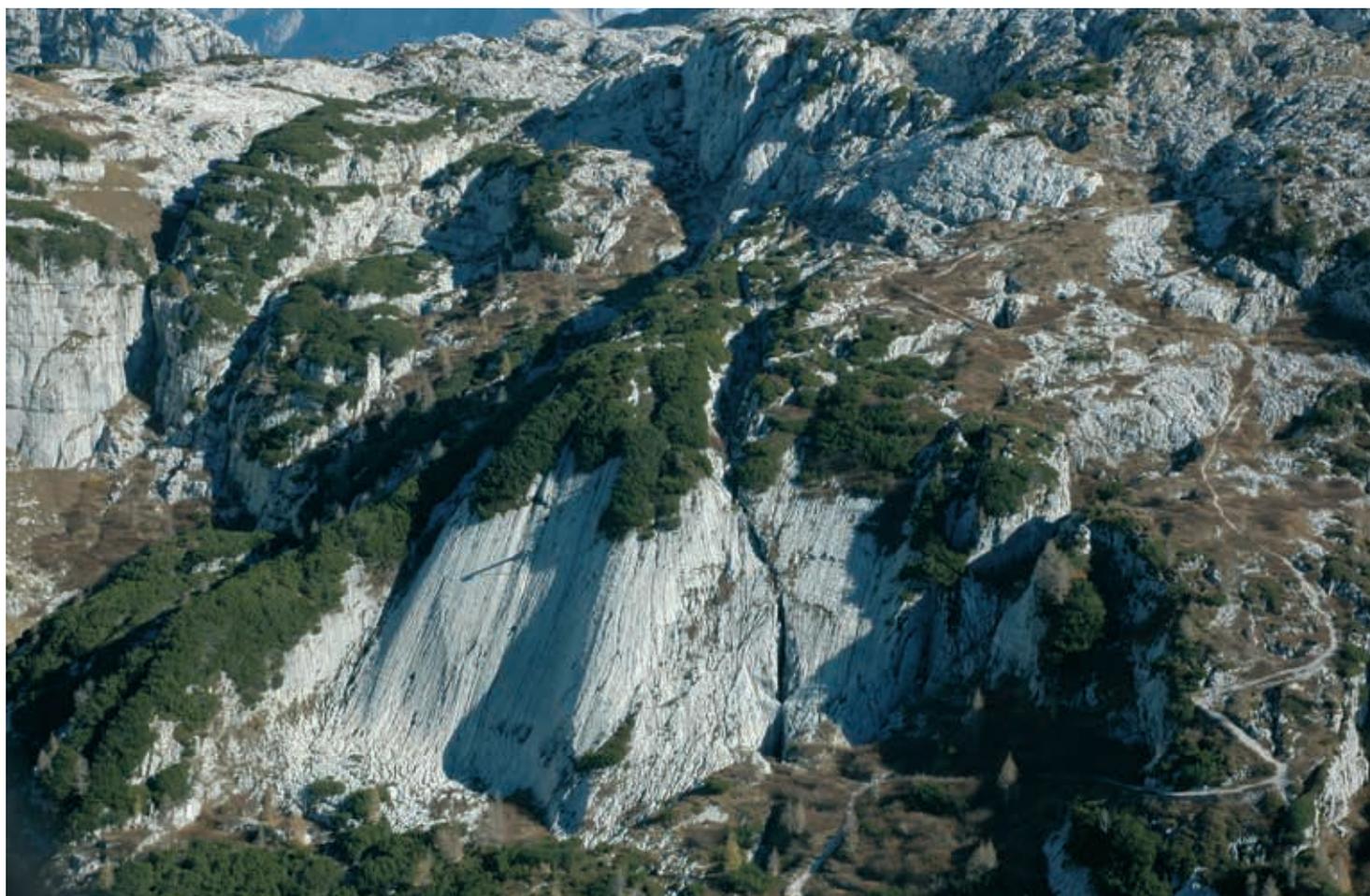


Figura 2.4.6: Il carsismo Alpino del monte Poviz (Foto: Giacomo Casagrande)



Figura 2.4.7: Campi solcati e grize sull'altopiano del monte Ciastelat (provincia di Pordenone) (Foto: Barbara Grillo)

Due sono i carsi di altopiano: uno è quello prospiciente il mare rappresentato dal Carso Classico, l'altro è il vasto altopiano del Cansiglio-Cavallo sovrastante la pianura friulana i cui confini geologici trascendono quelli regionali. Sono particolari il *polje* del Piancavallo e i vasti affioramenti di calcari cretacei variamente carsificati con notevoli e diffusi caratteri carsici superficiali. Tra questi le doline che delimitano l'altopiano sul versante orientale, simmetriche, fitte, profonde, con fianchi interessati da splendidi campi solcati ed i campi solcati del settore settentrionale (Monte Ciastelat). Tra le grotte basti citare gli abissi principali Bus de la Lum e Bus de la Genziana e le sorgenti del Gorgazzo, della Santissima e del Molinetto, zona sorgiva del fiume Livenza.

Figura 2.4.8: La sorgente del Gorgazzo ai piedi dell'area carsica del Cansiglio-Cavallo (Foto: Franco Cucchi)





GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DEL CARSO CLASSICO

3.1 L'area del geoparco del Carso Classico

Il Carso Classico (matični Kras) è un altopiano calcareo che si estende in direzione nordovest-sudest ed è delimitato da: il fiume Isonzo-Soča (Italia e Slovenia) a nord, il Mare Adriatico ad ovest, le colline di Brkini e la parte inferiore della valle del fiume Reka a sud, e dalla valle del Vipava ad est.

Ha una superficie di 936 Km², dei quali 213 Km² in territorio italiano e 723 Km² in territorio sloveno, con un'inclinazione dolce verso nordovest da 674 m della cima del monte Cocusso - Kokoš al livello del mare, alle sorgenti del Timavo.

L'altopiano è costituito principalmente da rocce calcaree e dolomitiche, con queste ultime che emergono in misura minore e soprattutto nelle colline.

L'area comprende 17 comuni, alcuni dei quali nella loro interezza mentre altri solo in parte, come i centri di Trieste e Monfalcone; sul versante italiano sono presenti 12 comuni, mentre su quello sloveno 5. I comuni italiani coinvolgono sia il Carso goriziano (Savogna d'Isonzo-Sovodnje ob Soči, Sagra- do, Fogliano Redipuglia, San Pier d'Isonzo, Ronchi dei Legio- nari-Ronke, Doberdò del Lago-Doberdob, Monfalcone), che il Carso triestino (Duino-Aurisina – Devin-Nabrežina, Sgonico, Monrupino-Repentabor, Trieste e San Dorlingo della Valle-Do- lina). I cinque comuni del Carso classico sloveno sono: Sežana, Miren-Kostanjevica, Hrpelje-Kozina, Divača, Komen.

Il Geoparco è attraversato da importanti reti infrastrutturali sia sulla direttrice est- ovest che su quella nord-sud. Queste importanti infrastrutture viarie se da un lato favoriscono i col- legamenti tra le regioni europee, dall'altro lato accrescono la vulnerabilità ambientale dell'area.

L'ambiente naturale del Carso è caratterizzato da alcuni aspetti peculiari, che mostrano una tipologia completa di ciò che è la carsologia, e che possono essere riassunti nei seguenti punti:

1. **Corsi d'acqua sotterranei, sorgenti e laghi carsici**, accompa- gnati da una ridotta superficie con rete idrografica e dalla scarsa presenza di sistemi vallivi modellati dall'erosione.
2. **Altopiani irregolari e ondulati**, con rilievi arrotondati e a cupola ed estese aree pianeggianti, dall'aspetto aspro.
3. **Depressioni chiuse a forma di conca** (doline).
4. **Vasti affioramenti rocciosi**: Karrenfeld (campi solcati) modellati da varie forme dissolutive, chiamate *microforme*, per distinguerle dalle *macroforme* (doline, uvala, polje).
5. **Cavità, pozzi, abissi, grotte, caverne**.

L'aspetto morfologico del Carso Classico è caratterizzato anche dall'impostazione tettonica con andamento strutturale dinarico: in Italia questa struttura crea un'ampia anticlinale con un asse avente orientamento nordovest-sudest, ma asimmetrica, cioè con un fianco verticale sud-occidentale e un fianco nord-orientale molto meno inclinato dove si sviluppa l'altopiano carsico.

Grazie alla vicinanza del mare e all'influenza del clima mediterraneo, il Carso è stato continuamente abitato fin dal Paleolitico. A causa degli strati sottili di suolo fertile, superfici spoglie e pietrose e della

duratura siccità estiva, lo sfruttamento del territorio è stato tradizionalmente orientato alla pastorizia e all'allevamento del bestiame da stalla. Solo nelle terre più fertili si è sviluppata l'agricoltura, che negli ultimi anni si è distinta per l'eccellenza del vino e dell'olio d'oliva. La città di Trieste, vicina al territorio del Carso Classico, è un importante attrattore per i servizi, il turismo e l'occupazione dei residenti del geoparco. Il geoturismo ha una lunga tradizione nell'area, legata in particolare – ma non solo - alla presenza di grotte, tra cui spiccano come attrazioni le Grotte di Škocjan e la Grotta Gigante-Briška jama.



Figura 3.1.2: L'area del geoparco transfrontaliero del Carso Classico con i confini dei comuni (a cura di ZaVita d.o.o.)

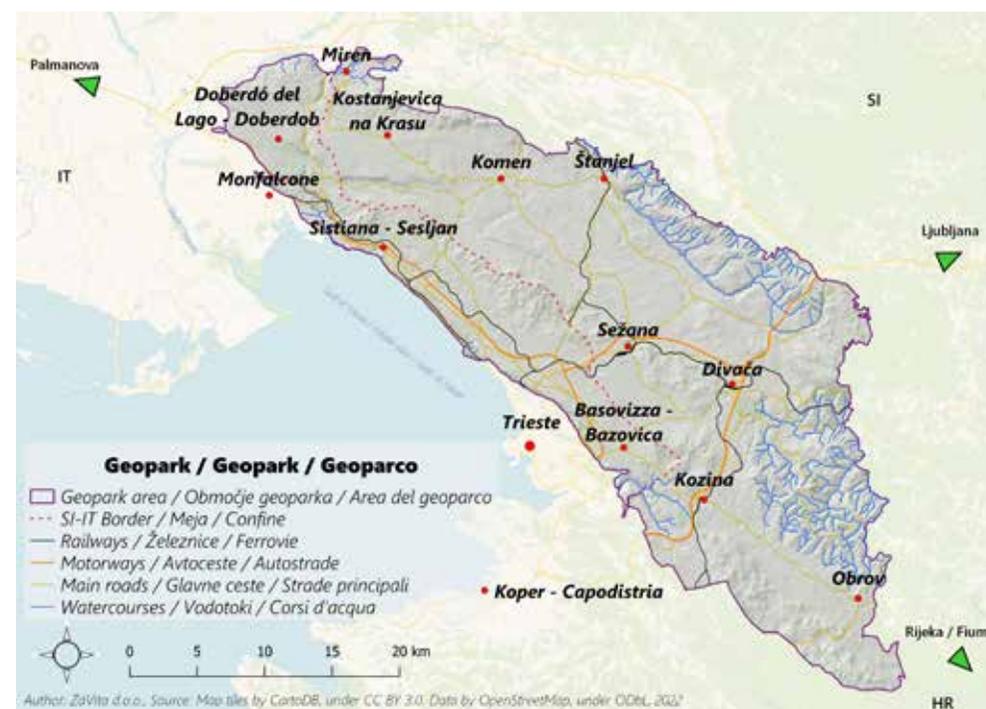


Figura 3.1.3: La mappa delle infrastrutture e dei corsi d'acqua nell'area del geoparco (a cura di ZaVita d.o.o.)

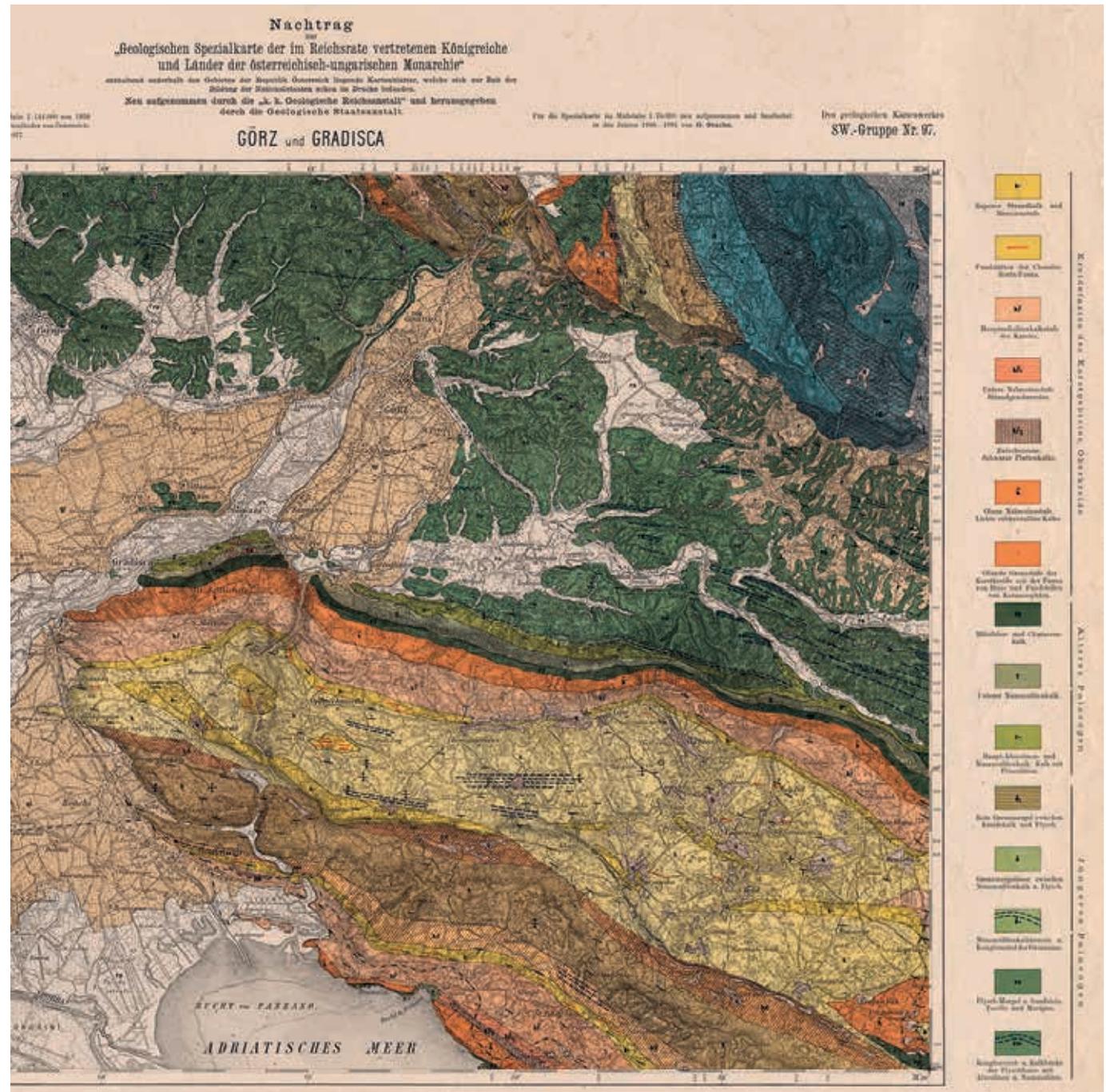
3.2 Storia delle esplorazioni e delle ricerche nel Carso Classico

3.2.1 Le ricerche geologiche

Seppur pionieristici, i primi studi geologici sul territorio del Carso Classico datano al tardo 1700 e prendono piede nel primo 1800. Il loro valore è tuttavia da considerare storico. Studi ed indagini più dettagliati e moderni sono iniziati nella seconda metà del 1800 quando geologi e paleontologi austriaci iniziarono a gettare le basi per una cartografia geologica utile alla conoscenza delle vicissitudini geologiche dell'area e dei suoi intorni.

Le prime carte geologiche vennero stampate dal 1848 in poi da A.G. Morlot e dal 1874 in poi da T. Taramelli, ma i progressi più significativi sulla geologia del Carso Classico e delle aree contermini si devono, negli anni dal 1859 al 1920 (Figura 3.2.1), a G. Stache, valente geologo e paleontologo a lungo direttore del *Geologische Staatsanstalt* (il Servizio Geologico Austriaco). Il suo volume apparso nel 1889 *Die Liburnische Stufe und deren Grenz-Horizonte* (Il Liburnico ed i suoi confini) è un'opera fondamentale, così come importanti sono gli altri suoi scritti.

Figura 3.2.1: Stralcio del foglio Gorz und Gradisca, stampato nel 1920 a cura di G. Stache per conto del Geologischen Staatsanstalt austriaco.



Geology of the Classical Karst Region (SW Slovenia - NE Italy)

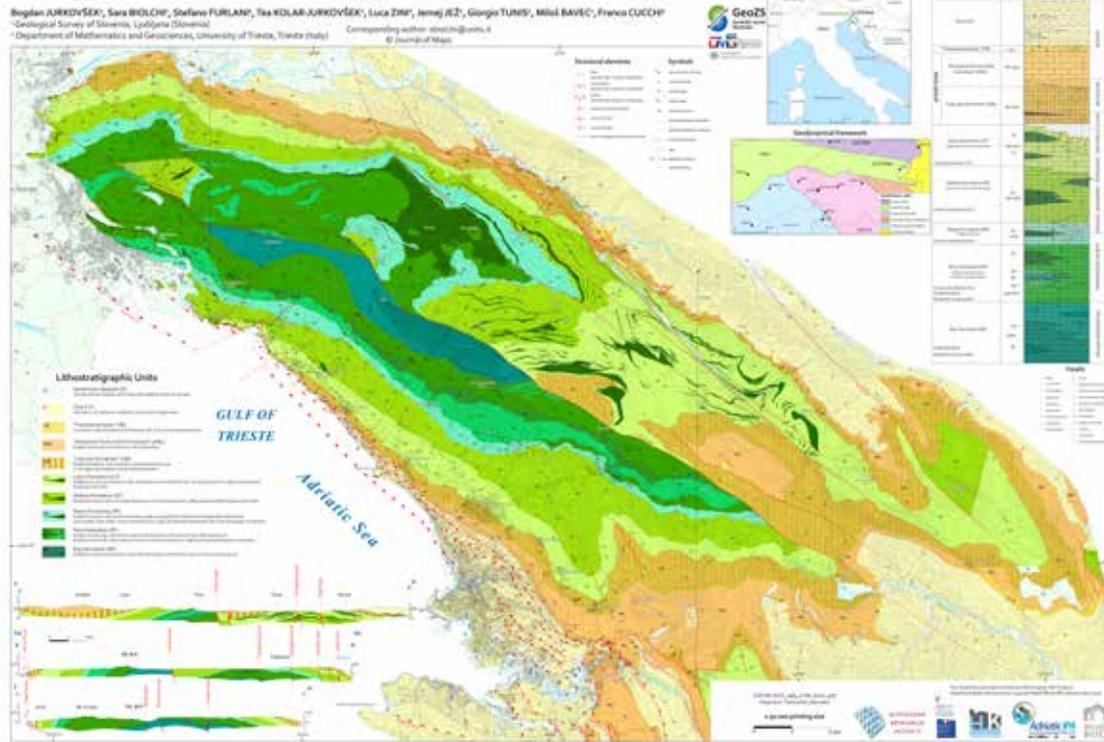


Figura 3.2.2 La Carta geologica del Carso Classico redatta nell'ambito dei Progetti HydroKarst e RoofOfRock del programma INTERREG Italia-Slovenia (Jurkovšek et al., 2016)

Dopo la 1^a Guerra Mondiale, il Carso fu studiato nel dettaglio per lo più da geologi italiani, quali C. D'Ambrosi dal 1925 al 1955, A. Comel dal 1927 al 1940, F. Kossmat dal 1935 al 1938, che redassero fogli alla scala 1:100.000 e Note illustrative per la "Carta geologica delle Tre Venezie".

Dopo la 2^a Guerra Mondiale continuarono, ma separatamente, gli studi da parte di numerosi geologi italiani e sloveni con l'elaborazione di una nuova cartografia geologica locale a completamento di quella già redatta, alla scala 1:25.000 e 1:100.00. Per l'Italia la ricerca è stata condotta da B. Martinis dal 1949 al 1975. In Slovenia, la realizzazione delle carte geologiche della zona è stata guidata da S. Buser dal 1967 al 1973 e da M. Pleničar dal 1969 al 1973 e condotta nell'ambito del progetto *Osnovna Geološka Karta* - Carta geologica di base dell'ex RSF Jugoslavia (scala 1:100.000). Anche il corretto approccio ai problemi legati alla complessa realtà geo-strutturale è iniziato in questo periodo, specie ad opera di L. Placer che, dal 1969 ad oggi, ha prodotto numerosi lavori sulla geodinamica alpino-dinarica post cretacea e proponendone la suddivisione geotettonica. L'ultimo periodo di ricerca geologica dettagliata in Slovenia, iniziato negli anni '90 da B. Jurkovšek, ha portato alla produzione di carte geologiche delle parti meridionali e settentrionali dell'altopiano di Trieste-Komen (Jurkovšek et al., 1996; Jurkovšek, 2008, 2010).

li dell'altopiano di Trieste-Komen (Jurkovšek et al., 1996; Jurkovšek, 2008, 2010).

A partire dal 1999, il Servizio geologico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia in collaborazione con l'Università degli Studi di Trieste, attraverso i progetti Carta Geologica Tecnica (CGT) e Carta geologica formazionale (GEO-CGT), ha realizzato nuove carte geologiche digitalizzate a scala 1:5.000 e 1:10.000 di alcune aree della Regione, tra cui i fogli "Trieste", "Caresana", "Gorizia" e "Grado", che comprendono il Carso Classico. A seguito del lavoro collettivo nel 2013 è stata pubblicata la Carta geologica del Carso Classico italiano in scala 1:50.000 (Cucchi & Piano, 2013).

All'inizio del XXI secolo, anche attraverso una serie di progetti comunitari INTERREG, le collaborazioni tra geologi italiani e sloveni sono diventate più intense. A seguito dell'unione delle suddette mo-

derne carte nazionali e della collaborazione transfrontaliera, nel 2016 è stata pubblicata la carta geologica in scala 1:50.000, dell'intera area transfrontaliera del Carso Classico (Figura 3.2.2).

3.2.2 Le ricerche speleologiche e idrogeologiche

Per quanto riguarda geomorfologia e speleologia, Posidonio di Apameia (135-50 aC) può essere considerato il primo esploratore, ma menziona solamente l'inghiottitoio del fiume Reka le cui acque sotterranee "corrono verso il Timavo". Un millennio dopo, nel 1599, il farmacista Ferrante Imperato studiò le sorgenti del Timavo cercando di appurarne il legame con le Grotte di Škocjan: usò dei galleggianti che non risolsero l'ipotesi.

Nel 1664 apparso il primo trattato di speleologia con notizie sul Carso: nel volume *Mundus Subterraneus*, il gesuita Athanasius Kirchner mappò, nei pressi del "Timavus Mons", le bocche già cantate da Virgilio da cui scaturiva il Timavo, ricordando che da tempo si supponeva che le acque provenissero da Škocjan. Nel volume Kircher illustrò una sua teoria sui serbatoi sotterranei collegati al mare, prendendo esempio dalle Alpi Retiche.

La nascita della speleologia scientifica nell'area del Carso si deve allo sloveno J. V. Valvasor, che nel 1687 descrisse l'idrogeologia del Lago di Cerknica (*Cerkniško jezero*) e dei territori circostanti. Pochi anni dopo, nel 1689, nella sua opera più famosa, *Die Ehre des Herzogstums Crain* (La gloria del Ducato della Carniola) descrisse le grotte più note del territorio carsico fra le quali quelle di Postojna e di Škocjan. Sebbene Valvasor non si interessasse tanto del Carso Classico quanto dei fenomeni carsici della Carniola (*Notranjska e Dolenjska*), le sue pubblicazioni suscitarono un grande interesse per i fenomeni carsici. Tanto che nel 1748 il matematico di corte J. A. Nagel fu incaricato dall'imperatore a vedere e riferire quanto c'era di vero nelle notizie di "fenomeni insoliti e miracolosi" nel Carniola. Nel suo resoconto descrisse la Grotta Vilenica, presso Lokev (*Jama Vilenica*) che allora era una "grotta turistica" già da tempo, accompagnando la descrizione con numerose belle illustrazioni. Va ricordato infatti che il territorio non è solo culla della speleologia scientifica, ma anche del turismo speleologico. Il primo libro delle firme dei visitatori delle grotte di Škocjan risale al 1819, ma esiste un documento

del 1633 che indica che il conte Petazzi, proprietario del terreno in cui si apriva la grotta Vilenica, concesse la caverna come feudo alla parrocchia di Corgnale (Lokev), concordando che i guadagni sarebbero stati spartiti tra lui e la parrocchia. La cavità pertanto può vantare di essere la prima grotta turistica al mondo.

L'evolversi della Speleologia nel territorio del Carso è legato con la vita economica di Trieste. La concessione dello status di Porto Franco da parte di Carlo VI nel 1719, portò ad un sensibile aumento dei traffici navali e dell'importanza della città: si stima che nel 1780 per Trieste passasse un quarto di tutto il commercio dell'Impero austriaco. Nel giro di un secolo la città subì importanti trasformazioni: il porto venne ampliato, vennero costruiti nuovi quartieri e la popolazione crebbe in modo considerevole. Di conseguenza aumentò anche il fabbisogno idrico.

A metà del '700 venne costruito il *Teresianischer Aquädukt* (l'Acquedotto Teresiano) che traeva acqua dai versanti in flysch addossati al Carso e alimentava fontane poste nelle piazze principali. Nell'800 l'acquedotto venne man mano potenziato scavando nuove gallerie, ma le portate non furono mai così elevate da risolvere i problemi dell'approvvigionamento idrico della città e del porto.

Le esplorazioni speleologiche connesse al corso sotterraneo del Timavo sono legate proprio a queste problematiche. All'inizio dell'Ottocento prevalevano le ricerche individuali di persone entusiaste e desiderose di conoscenza. Un buon esempio è Eggenhöfer, che nel 1816 nuotò nel Reka (il Timavo superiore) dall'inghiottitoio attraverso le sale Michelangelo e (*Mariničeva e Mahorčičeva*) fino alla Piccola Dolina (la *Mala Dolina*), dando il via alle ricerche collettive e organizzate.

Il coinvolgimento del Comune di Trieste e di altri Enti pubblici, l'interessamento di alcuni personaggi di spicco della città a questo argomento sono documentati fin dai primi anni del '800. Nel 1828 venne nominata una "Commissione alle acque" incaricata di valutare le risorse idriche del territorio da Aurisina-Nabrežina a Škocjan. Vennero eseguite livellazioni definendo quote e dislivelli per valutare la possibilità di scavare una galleria di 11 km per convogliare le acque del Timavo superiore.

Nel 1838 A. F. Lindner avviò una ricerca sistematica nei luoghi

(i "buchi soffianti") dove, durante le piene del Timavo, l'aria veniva espulsa dal risalire delle acque nella zona di oscillazione della falda sotterranea, allo scopo di individuare un punto intermedio lungo il corso sotterraneo del Timavo. Fu così che venne scoperto l'Abisso di Trebiciano-Labadnica. L'esplorazione fu un'impresa eccezionale per quei tempi: durò 5 mesi di scavi con apertura di strettoie anche con l'utilizzo di mine. Il 5 aprile 1841 L. Kral di Trebiciano-Trebče e A. Arich, minatore di Idrija, scesero nella grande caverna dell'abisso, sul cui fondo scorreva, a 326 m di profondità, il Timavo. Si aprì così la prima finestra sul suo corso sotterraneo.

Durante una delle prime discese erano stati raccolti esemplari di *Pterostichus fasciatopunctatus*, un coleottero caratteristico della valle del Timavo superiore, prova scientifica della connessione tra Timavo superiore e Timavo sotterraneo e uno dei primi esempi di tracciante biologico. La notizia fece il giro dell'Europa, tanto che fino all'inizio del XX secolo la grotta fu considerata la più profonda del mondo.

Ma la scoperta non aveva risolto i problemi idrici della città, la quota delle acque (12 m s.l.m.) era troppo bassa. Venne finanziata la costruzione di scale fisse e per un anno si studiarono le caratteristiche delle acque e il livello del fiume per valutare fino a che quota potesse risalire l'acqua. Negli anni successivi la costruzione della *Südbahn* (la Ferrovia meridionale austriaca) aggravò il problema dell'alimentazione idrica e i progetti di derivazione dalle cavità del Carso furono abbandonati e si decise di sfruttare le Sorgenti di Aurisina.

È degno di nota che, per iniziativa dei costruttori delle Ferrovie del Sud, A. Schmidl iniziò a esplorare le cavità del Carso Classico negli anni Cinquanta del XIX secolo per scoprire quali erano le possibilità di dar corso ad un turismo speleologico.

Negli anni '80 del XIX secolo vennero fondati numerosi Gruppi Speleologici afferenti alle diverse associazioni alpinistiche triestine che iniziarono ad operare sul territorio alla ricerca ed alla esplorazione di cavità. Agli inizi del '900 attraverso esperimenti con traccianti chimici, con coloranti e con la marcatura radioattiva delle acque, G. Timeus dimostrò il collegamento idrico tra Škocjan, l'Abisso di Trebiciano e le Sorgenti di San Giovanni-Štivan. Fu la conferma scientifica delle tante ipotesi e dei tentativi, spesso empirici che, a partire da

quelli effettuati da Ferrante Imperato alla fine del '500, si erano susseguiti per tre secoli.

Nel 1888 fu scoperta la Grotta Kačna Jama (Grotta dei Serpenti) e nel 1889 gli speleologi, guidati da A. Hanke raggiunsero il suo fondo dove scorrono rami del Timavo sotterraneo (del Reka). Negli anni dal 1894 al 1895 cinque operai del posto costruirono, in meno di un anno, lungo il pozzo d'ingresso profondo 186 m scale in pietra e in legno che consentivano di entrare nella grotta senza attrezzature aggiuntive. Iniziativa unica al mondo e un grande risultato tecnico.

Nel 1890 gli speleo-esploratori raggiunsero l'ultimo sifone della Grotta di Škocjan esplorandola quasi interamente (con l'eccezione della parte chiamata *Tiha Jama*, che fu scoperta solo nel 1904). Contemporaneamente alle esplorazioni la grotta fu attrezzata anche per visite turistico-alpinistiche.

Durante la prima Guerra Mondiale il fronte raggiunse il Carso. Le esplorazioni non cessarono ma furono reindirizzate a scopi militari, cercando ed utilizzando le cavità naturali quali rifugi o postazioni. Un gruppo speciale guidato dallo speleologo A. Bock elaborò i piani per trasformare le grotte in rifugi, magazzini, ospedali: in alcune grotte c'era spazio per ben 2.000 uomini!

La fine della 1ª Guerra Mondiale rappresentò un cambiamento epocale per la città di Trieste e per i carsologi: negli anni acquistarono sempre maggior importanza le figure di L. Bertarelli e di E. Boegan, che nel 1926 diedero alle stampe il volume "2000 Grotte", una sintesi delle conoscenze speleologiche di allora e soprattutto il primo tentativo di stilare un elenco completo delle cavità del Carso Classico. Nel 1929 la fondazione dell'istituto statale, l'"Istituto Italiano di Speleologia" a Postojna, contribuì a molte ricerche. L'Istituto pubblicava la principale rivista speleologica italiana, le "Grotte d'Italia". Negli anni successivi Boegan approfondì e sintetizzò le conoscenze sul corso sotterraneo del Timavo e nel 1938 pubblicò "Il Timavo", volume che è rimasto per decenni uno dei migliori esempi di "studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea", come recita il sottotitolo.

Dopo la seconda Guerra Mondiale, sia sul versante sloveno che quello italiano del Carso le ricerche videro un notevole incremento con l'obiettivo di diffondere la conoscenza speleologica e scoprire le grotte del sistema sotterraneo Reka-Timavo.

3.3 STORIA GEOLOGICA DELL'AREA DEL GEOPARCO

Paleogeografia

Il Carso Classico deve la sua identità alla roccia, per lo più bianca o grigio chiaro, chiamata calcare, che ne rappresenta la spina dorsale. Il calcare si è formato in antichi mari a partire da circa 140 milioni di anni fa, in un arco di tempo lungo quasi 100 milioni di anni. Poiché il carbonato di calcio, sotto forma di minerali come la calcite e l'aragonite, è solubile nell'acqua dolce, quando queste rocce sono esposte al di sopra del livello del mare, l'acqua agisce come un fine scalpello creando morfologie e forme caratteristiche. La varietà e la bellezza di queste strutture sono così straordinariamente rappresentate nell'area del Carso Classico che vengono definite carsiche e il fenomeno geomorfologico stesso della dissoluzione del calcare ad opera dell'acqua ha preso il nome di carsismo.

Sebbene i calcari del Carso possano apparire quasi uniformi al visitatore distratto, un occhio attento può notare differenze nello spessore degli strati, variazioni di colore e peculiari fossili. Ma il geologo esperto, anche con l'aiuto di semplici strumenti quali una lente d'ingrandimento, è in grado di leggere frammenti del lungo libro della storia geologica in ogni pezzo di queste rocce. La natura degli strati e i contatti tra di essi, e soprattutto la struttura interna della roccia e i piccoli fossili, chiamati microfossili, sono le pagine e le lettere della cronaca geologica. Essi trasmettono informazioni affascinanti sulla profondità, la temperatura, la salinità e l'ossigenazione degli antichi mari in cui si sono formati questi calcari, raccontano come la vita e l'ambiente nel passato geologico erano e sono cambiati nel tempo. Si parla di paleotemperatura, il paleoambiente, la paleogeografia o il paleocarsismo, utilizzando il prefisso -paleo che sta ad indicare come ci si riferisca a fenomeni o caratteristiche degli ambienti e del paesaggio che caratterizzavano l'area del geoparco molto tempo prima dell'avvento dell'umanità, nei periodi geologici del Cretacico e del Paleogene, durante il Mesozoico e il Cenozoico, dall'inizio del Cretacico, circa 140 milioni di anni fa, fino alla metà dell'Eocene, circa 45 milioni di anni fa.

Oggi si parla molto di cambiamenti climatici, effetto serra, innalzamento del livello del mare, emissioni di anidride carbonica e dei potenziali effetti di questi fenomeni sull'uomo, sulla società e sugli ecosistemi terrestri. In questa prospettiva, la storia raccontata dalle rocce del Carso Classico è particolarmente interessante. La prima parte del Cretacico è stata uno dei periodi più caldi della storia della Terra. All'epoca, la temperatura media annuale nell'emisfero settentrionale durante i mesi estivi è stata stimata in circa 18,4 °C, più di 4 °C più calda di oggi. Con temperature così elevate, non esistevano le calotte polari e il livello del mare era molto più alto di oggi proprio perché non c'erano grandi quantità acqua intrappolate sotto forma di ghiaccio sui continenti. Alla fine del Cretacico, la temperatura scese a circa 16,2 °C, e fino a 13,9 °C nell'Eocene medio. Queste variazioni di temperatura furono accompagnate da forti oscillazioni del livello del mare, che si innalzò anche di oltre 120 m e abbassò di oltre 40 m rispetto al livello attuale. Il confine tra il Cretacico e il Paleogene, che è anche il confine tra le ere Mesozoica e Cenozoica, è segnato da un grande evento di estinzione, associato all'impatto di un grande asteroide nell'area oggi occupata dalla penisola dello Yucatan, nel Golfo del Messico. Questo evento cambiò drasticamente la vita sulla Terra, cancellando oltre il 70% delle specie viventi, tra cui dinosauri, ammoniti e molti altri organismi che avevano prosperato sui continenti e negli oceani per milioni di anni.

Nel Cretacico, non solo l'ambiente in cui si formarono le rocce che avrebbero poi costruito l'altopiano del Carso, ma il mondo intero, e dunque la paleogeografia, erano molto diversi da quelli odierno. Solo all'inizio del Cretacico superiore, per la deriva delle masse continentali dovuta al fenomeno della tettonica delle placche, l'Oceano Atlantico meridionale si aprì tra l'Africa e il Sud America, e l'India si separò finalmente dal Madagascar e iniziò il viaggio che l'avrebbe portata a scontrarsi con l'Asia; il Nord America era ancora legato all'Europa e l'Australia all'Antartide. Verso la fine del Cretacico, le grandi masse continentali in cui era frammentato il vecchio supercontinente Gondwana si spostarono verso l'Eurasia, provocando la formazione di numerose catene montuose che vengono dette alpino-himalayane e all'assetto odierno dei continenti (Figura 3.3.1).

Nel Cretacico, come conseguenza del clima caldo e dell'alto livello del mare, ampie porzioni dei continenti che oggi sono terre emerse erano occupate da vasti mari poco profondi (denominati epicontinentali, cioè "sopra i continenti"). Ciò permise lo sviluppo ambienti marini brulicanti di vita, e la diffusione di quelle forme di vita che più tardi,

nel Cenozoico, avrebbero conquistato mari della Terra, come coralli, molluschi, echinodermi, granchi e pesci. I poli terrestri, come detto sopra, erano privi di ghiacci e l'acqua del mare aveva una circolazione più debole ed era meno ossigenata. Questo, a volte, portò all'accumulo di sedimenti neri e ricchi di sostanza organica sul fondo dei mari.

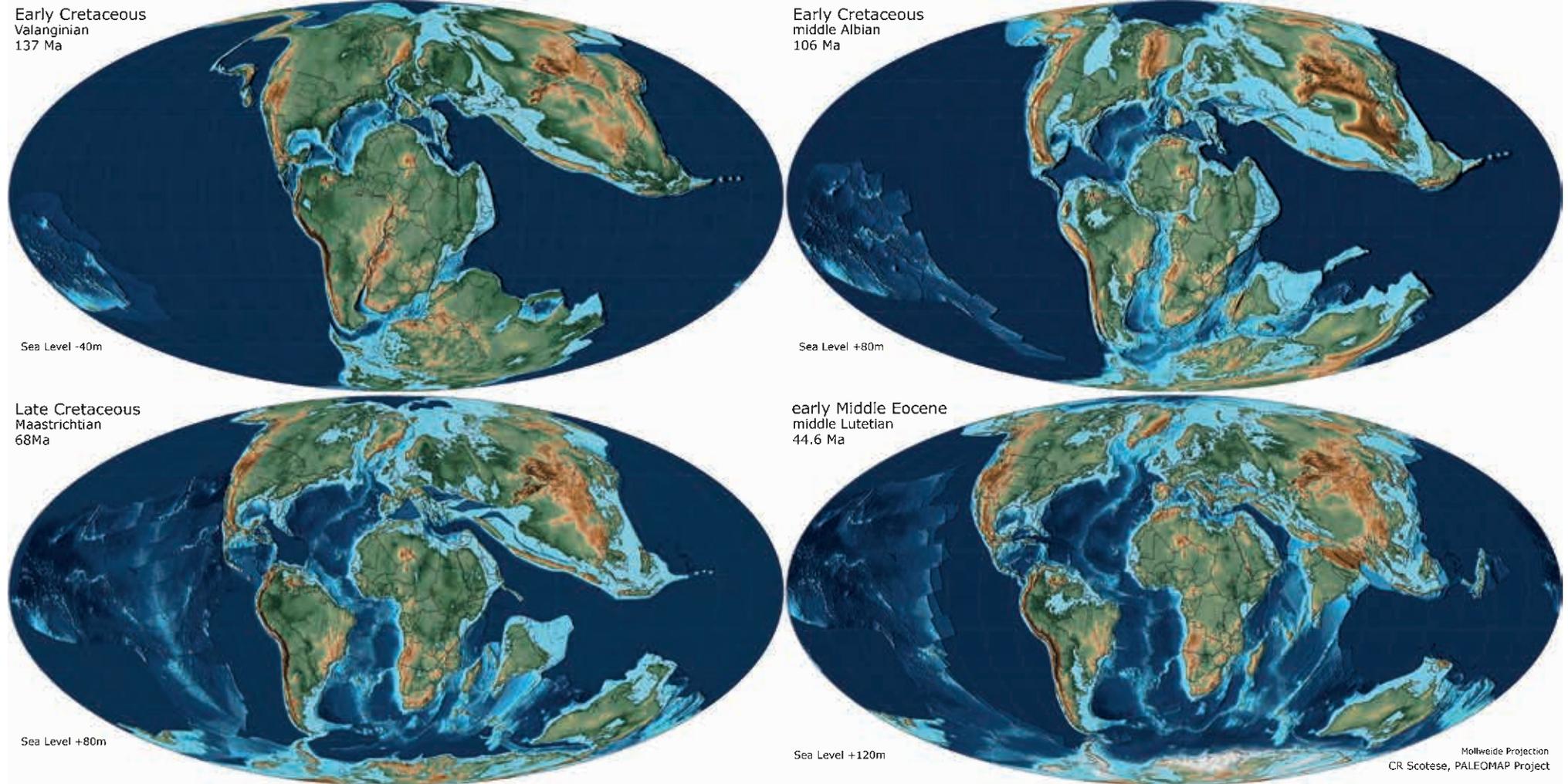


Figura 3.3.1: Il mondo che cambia dal Cretacico inferiore all'Eocene medio, nei periodi di formazione delle rocce che costituiscono il geoparco (da Scotese, 2014)

L'area del Carso Classico è composta da rocce sedimentarie appartenenti a quella che viene chiamata Piattaforma Carbonatica Adriatico-Dinarica (Figura 3.3.2). Una piattaforma carbonatica si forma quando l'accumulo di sedimenti calcarei nel mare è tale da creare un rilievo sul fondo marino. La parte più alta di questo accumulo è spesso vicina al livello del mare e piatta (da qui il termine "piattaforma") ed è occupata da acque relativamente poco profonde, come quelle che caratterizzano le legune. Ai margini esterni di una piattaforma carbonatica, pendii più o meno ripidi uniscono la sua sommità al fondale oceanico più profondo circostante, in modo del tutto simile alle falde detritiche che si possono osservare alla base di una montagna. In alcuni casi, le piattaforme carbonatiche possono essere molto grandi. Esempi moderni sono, ad esempio, le Bahamas nel Golfo del Messico o la Grande Barriera Corallina in Australia. La Piattaforma Carbonatica Adriatico-Dinarica era veramente di grandi dimensioni, come dimostrato dal fatto che le rocce che la formano si possono osservare ("affiorano", dicono i geologi) dall'Italia nord-orientale, lungo tutte le Dinaridi, fino al Montenegro. La Piattaforma Adriatico-Dinarica si formò in un momento in cui disgregazione della Pangea, un mega-continente in cui tutte le masse continentali erano raggruppate all'inizio dell'era Giurassica, portò alla formazione di due masse continentali separate, dette Laurasia e Gondwana, con l'apertura dell'Oceano Tetide. La Tetide dapprima prese la forma di un ampio golfo, che si ampliò progressivamente mentre la Pangea si divideva fino a divenire un braccio di mare allungato approssimativamente da est a ovest che si estendeva a latitudini tropicali. Una delle parti costitutive della Gondwana era la Placca litosferica Africana. La Piattaforma Adriatico-Dinarica si è formata sulla microplacca Adria, un frammento di crosta terrestre inizialmente collegato alla Placca Africana e divenuto indipendente a partire dal Mesozoico. Durante il Cretacico, la microplacca Adria era situata a circa 2.000 km a sud rispetto a dove si trova ora, all'interno della fascia climatica (sub)tropicale. A queste latitudini, le condizioni erano ideali per la formazione dei sedimenti calcarei. La Piattaforma Adriatico-Dinarica esistette e fu sede di deposizione di questi sedimenti per milioni di anni, dal Giurassico all'inizio dell'Eocene, finché i movimenti tettonici legati alla collisione tra le placche litosferiche hanno porta-

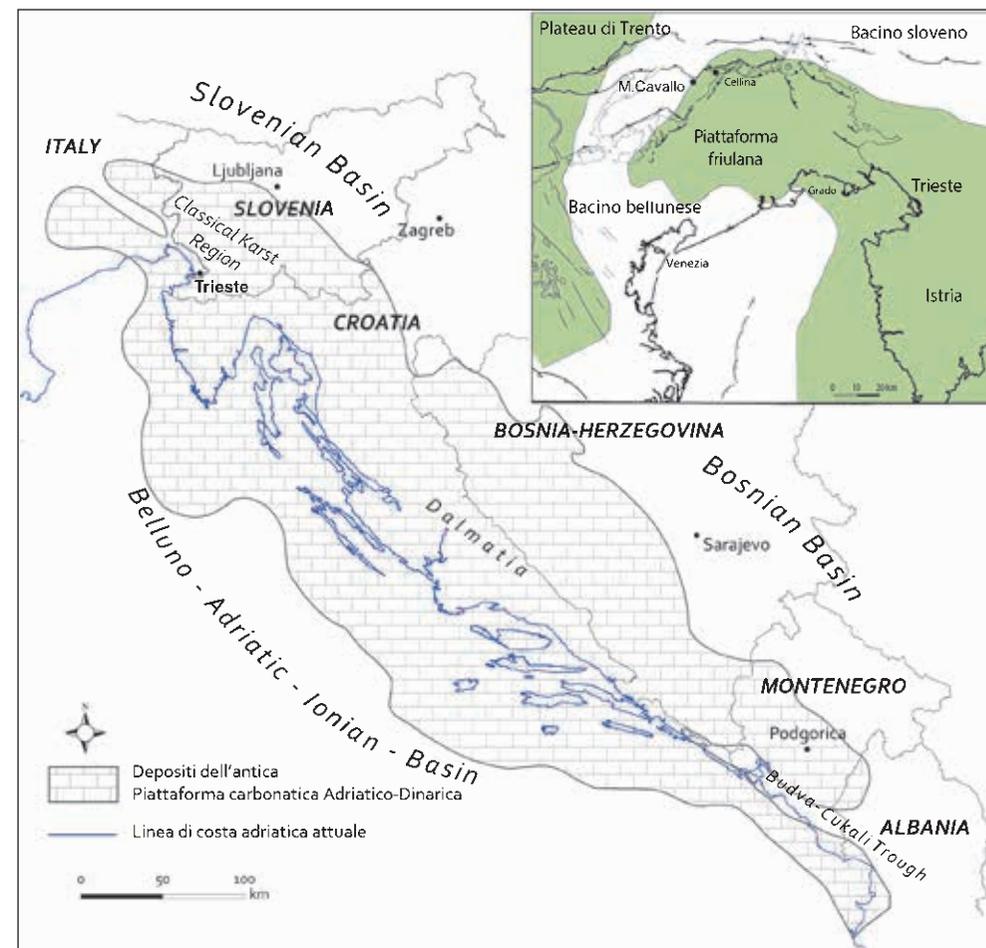


Figura 3.3.2: Carta geografica attuale con sovrapposta una mappa che mostra l'estensione della Piattaforma Carbonatica Adriatico-Dinarica (modificata da Dragičević & Velić, 2002) e un dettaglio della parte settentrionale con la Piattaforma Friulano-Adriatica (modificato da Consorti et al., 2021)

to all'innalzamento delle Alpi e al suo inabissamento negli oceani. Questo evento, nell'area del Carso Classico, è testimoniato dalle arenarie del Flysch, che derivano proprio dall'erosione delle montagne in sollevamento e si sono depositate quando l'area in cui prima si trovava la Piattaforma Adriatico-Dinarica fu occupata da un mare profondo all'inizio del Cenozoico (66 milioni di anni fa).

La spessa successione di rocce carbonatiche della regione del Carso Classico deriva da sedimenti che si depositarono nella parte interna della Piattaforma Adriatico-Dinarica, in un'area che si potrebbe comparare alla laguna delle odierne isole Bahamas. La porzione italiana dell'area del Carso Classico è chiamata anche Piattaforma Friulana e corrisponde al lembo nord-occidentale della Piattaforma Adriatico-Dinarica; durante il Cretacico, era delimitata da due tratti di mare profondo: il Bacino Sloveno a nord-est e il Bacino di Belluno a ovest (Figura 3.3.2). L'ambiente che caratterizzava la piattaforma restò praticamente immutato per diversi milioni di anni durante il Cretacico. Una differenziazione più pronunciata iniziò a partire dal Tardo Cretacico, quando la piattaforma iniziò ad essere coinvolta nei movimenti tettonici legati all'orogenesi alpina.

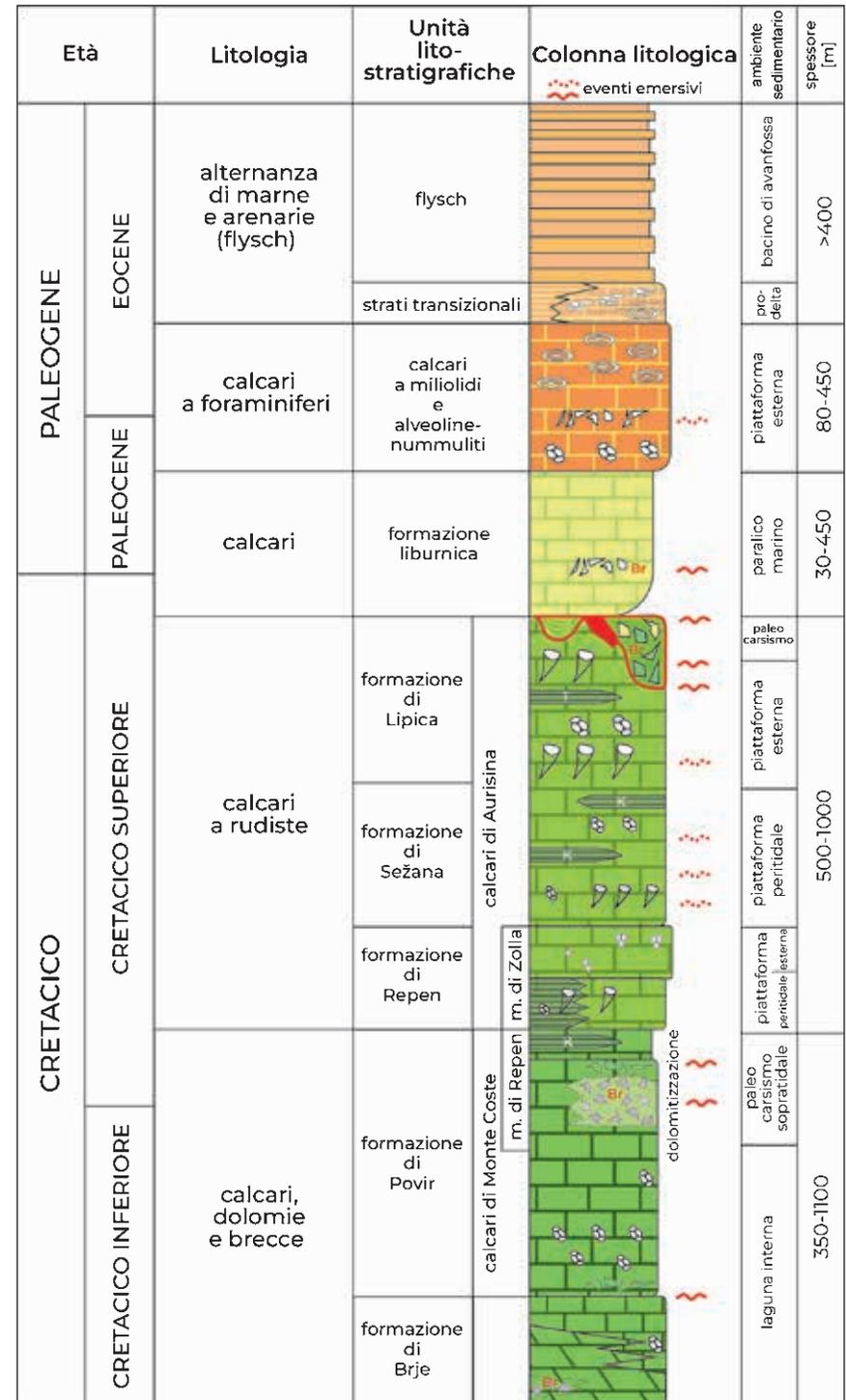


Figura 3.3.3: ▶
Colonna litostratigrafica, raffigurante le unità geologiche a cui appartengono le rocce affioranti nel geoparco (Br - breccia) (modificato da Jurkovšek et al., 2016 e Consorti et al., 2021)

Rocce e fossili del geoparco

Grazie alla prolungata stabilità dell'ambiente sedimentario, in tutta la Piattaforma Adriatico-Dinarica si è depositato un notevole spessore di sedimenti carbonatici. Le caratteristiche di questi sedimenti indicano univocamente ai geologi che essi si depositarono in un mare caldo e poco profondo. In queste acque prosperavano organismi microscopici come foraminiferi, coccolitoforidi e diatomee. Sulla piattaforma carbonatica abbondavano migliaia di forme di coralli, echinodermi, brachiopodi, crostacei e altri organismi. Oltre ad essi, si sviluppò un tipo particolare di molluschi (tecnicamente molluschi bivalvi), chiamati rudiste. Questi molluschi dalla forma insolita apparvero per la prima volta all'inizio del Cretacico, ma ebbero la loro massima diffusione nel Tardo Cretacico. Come molte altre piante e animali, si estinsero poi alla fine del Cretacico in corrispondenza della grande estinzione di massa che marca il passaggio tra il Mesozoico e il Cenozoico. Le rocce del Carso Classico mostrano anche tracce di molteplici esposizioni subaeree: degli intervalli di breve e lunga durata in cui la sommità della piattaforma emergeva al di sopra il livello del mare.

La potente successione di rocce del Carso Classico, spesso quasi 1500 metri, è stata suddivisa in diverse unità geologiche, che raggruppano rocce geneticamente correlate ed aventi caratteri distintivi. Un modo per rappresentare tali unità, chiamate dai geologi *formazioni* (a volte ulteriormente suddivise in porzioni più piccole chiamate *membri*, o unite in raggruppamenti più ampi chiamati *gruppi*) è la *colonna litostratigrafica* (Figura 3.3.3). In questo tipo di rappresentazione, le *formazioni* sono rappresentate dalla più antica in basso alla più giovane in alto. La colonna litostratigrafica del Carso Classico evidenzia le principali fasi dell'evoluzione dell'ambiente in quest'area nell'arco di quasi 100 milioni di anni. La distribuzione areale delle formazioni è riportata nella carta geologica. Per alcune di queste unità, i geologi sloveni e italiani utilizzano nomi diversi e anche alcune parti della successione sono suddivise in modo dissimile. In questo libro è stato adottato uno schema semplificato in cui le rocce del Carso Classico sono suddivise nelle unità più distintive. La descrizione che segue le presenta in ordine stratigrafico, cioè dalla più antica alla più recente.

✦ Calcari, dolomie e brecce del Cretacico Inferiore – Superiore

Le rocce carbonatiche più antiche dell'altopiano del Carso si sono depositate durante il Cretacico Inferiore, approssimativamente tra 140 e 90 milioni di anni, per lo più in un ambiente lagunare calmo e poco profondo che assomigliava a quello delle attuali isole tropicali. La maggior parte di queste rocce è costituita da calcari, ma è presente anche la dolomia. Mentre il calcare è composto principalmente dal minerale calcite, la dolomia è una roccia costituita in gran parte da dolomite, un minerale strettamente imparentato con la calcite (entrambi sono minerali carbonatici), ma con una composizione chimica e una struttura diverse. Non è raro incontrare le dolomie di color grigio scuro tra le unità rocciose più antiche del Carso Classico.

Nel corso del Cretacico l'ambiente non è mutato in maniera importante nell'area del Carso Classico, ma, essendo caratterizzato da acque poco profonde, poteva essere facilmente esposto nei momenti di oscillazione del livello del mare. È importante qui ricordare, infatti, che il livello marino può cambiare e lo può fare su scale temporali diverse e per motivi diversi. Tutti conosciamo le maree, oscillazioni del livello del mare che si verificano ogni giorno e sono causate dall'attrazione gravitazionale della Luna. Tuttavia, esistono fenomeni che avvengono in tempi molto più lunghi che possono causare oscillazioni del livello del mare. Ad esempio, la formazione o lo scioglimento delle calotte di ghiaccio ai poli, o i movimenti verso l'alto o verso il basso della crosta terrestre, come quelli che causano la crescita di una catena montuosa. Le piattaforme carbonatiche sono ambienti particolarmente sensibili alle oscillazioni del livello marino dal momento che la maggior parte della loro superficie si trova a profondità molto basse e quindi una modesta oscillazione del livello del mare può causarne l'emersione o la sommersione di vaste porzioni.

Nei periodi in cui il livello del mare si abbassò, ampie porzioni della piattaforma emersero esponendo il calcare alla dissoluzione dovuta alle piogge, alla circolazione d'acque dolci e agli agenti atmosferici con la formazione di strutture carsiche del tutto simili a quelle attuali. I fenomeni che indicano questa antica degradazione carsica, come le cavità carsiche riempite di sedimenti e concrezioni calcitiche, sono detti paleocarsici e un occhio esperto può ricono-



Figura 3.3.4: Breccia che testimonia gli importanti episodi di emersione subiti dalla piattaforma carbonatica (a ovest di Povir) (Foto: Bogdan Jurkovšek)

scerli nelle rocce del Carso Classico. Esistono prove che l'area della Piattaforma Adriatico-Dinarica sia emersa più volte durante il Cretacico; tuttavia, un episodio particolarmente prolungato di esposizione subaerea si verificò circa 110 milioni di anni fa e si pensa che rappresenti un evento di abbassamento globale del livello dei mari (chiamato dai geologi abbassamento *eustatico* del livello del mare). Esso è testimoniato da uno spesso strato di breccia (una roccia sedimentaria composta da frammenti di rocce spigolosi cementati insieme) che affiora in una stretta fascia che attraversa il territorio del Carso Classico. La breccia si formò probabilmente perché le rocce della piattaforma, una volta esposte, furono erose e frammentate e i prodotti di questi processi si accumularono in cavità prodotte dalla dissoluzione carsica causata dall'emersione (Figura 3.3.4).

Dopo questo periodo di emersione, il livello dell'oceano si alzò di

nuovo e questo portò al ristabilimento di condizioni marine nell'area del Carso Classico. I calcari formati in questo periodo contengono numerosi fossili come foraminiferi, un tipo di organismo unicellulare, e alghe *dasycladacee*. Si possono trovare anche frammenti di gusci di rudiste, talvolta concentrati in straterelli che si sono depositati durante le tempeste (detti *tempestiti*), ma non sono così abbondanti.

◆ **Calcari a rudiste del Cretacico Superiore con calcari lastriformi fossiliferi.**

I sedimenti calcarei continuarono ad accumularsi nel mare poco profondo della Piattaforma Carbonatica Adriatico-Dinarica anche nel Cretacico Superiore. La circolazione delle acque nella laguna poco profonda dell'antico Carso Classico non era tuttavia uniforme. C'erano zone in cui essa era più lenta e quindi le concentrazioni di ossigeno più basse. Inoltre, sebbene la topografia del fondale fosse piuttosto piatta, alcune parti erano caratterizzate da acque più profonde. Ciò portò alla formazione di alcune delle rocce più interessanti e paleontologicamente importanti del geoparco, i calcari lastriformi. Questi calcari a strati sottili e laminati, di colore grigio scuro, contengono strati sottili o lenti di *selce*, una roccia dura e densa composta da quarzo microcristallino, che quando viene rotta può emanare un forte odore di bitume (Figura 3.3.5). Questo accade perché tali calcari contengono un'alta concentrazione di materia organica la cui conservazione è stata favorita dal fatto che si depositavano in acque poco ossigenate. Quest'ultima caratteristica favorisce inoltre il processo di fossilizzazione e può consentire un'eccellente conservazione anche delle strutture più delicate degli organismi. Si tratta di calcari che si presentano come singoli pacchetti di un certo spessore all'interno di calcari a strati più spessi (i geologi direbbero più *potenti*) che appartengono a diverse formazioni del Cretacico Superiore di età compresa tra 95 e 80 milioni di anni. Una di queste, denominata Calcare di Komen dal nome del paese di Komen (conosciuta anche come "scisti di Komen" e persino chiamata "scisti a pesci" dal famoso paleontologo croato Gorjanović-Kramberger nel 1895) contiene resti di pesci, vari rettili e piante in eccezionale stato di conservazione (Figura 3.3.6).

Un altro calcare lastriforme laminato, leggermente più giovane, con sottili lenti o strati di *selce* è il Calcare di Tomaj. Questa unità contiene



Figura 3.3.5: Calcari lastriformi e laminati del Cretacico Superiore con selce (Calcari di Komen) presso il paese di Skopo (Foto: Stanko Buser)



Figura 3.3.6: Fossile di pesce nel calcare laminato di Komen (Foto: Bogdan Jurkovšek) e il disegno dell'olotipo (il primo esemplare descritto) di un pesce fossile *Coelodus vetteri* dalla monografia sui pesci fossili di Gorjanovč-Kramberger, pubblicata nel 1895.

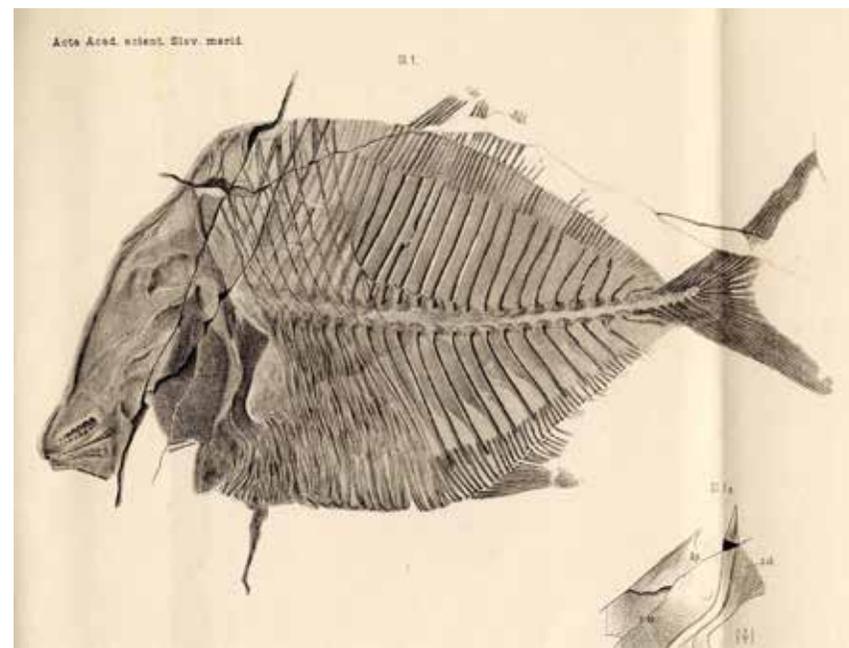


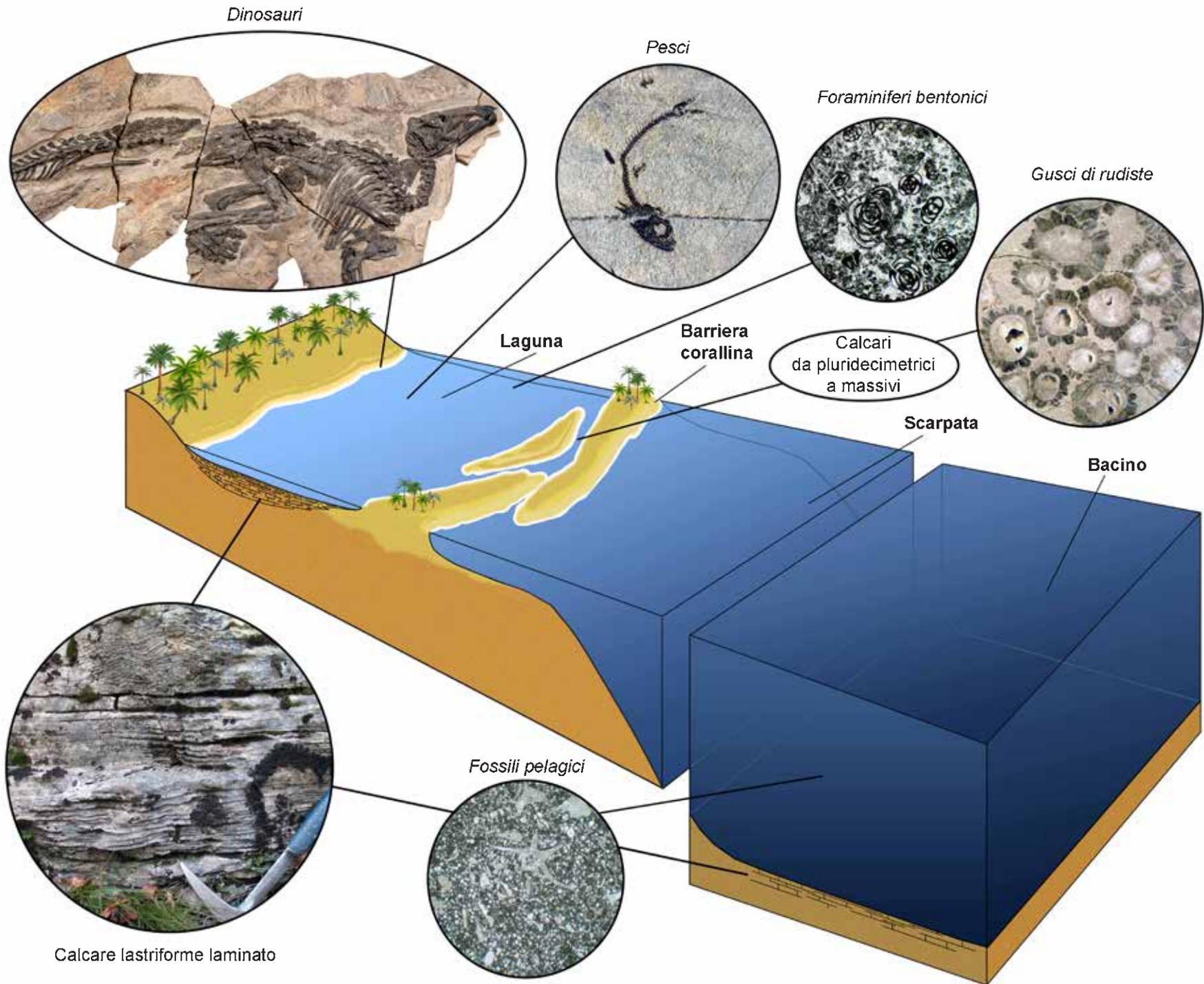


Figura 3.3.7: Ricostruzione di un ambiente marino poco profondo del Cretacico Superiore con i tipici organismi trovati come fossili sull'altopiano del Carso (Disegno: Barbara Jurkovšek)

numerosi e ben conservati fossili di pesci, ammoniti, crinoidi planctonici e altri organismi di mare aperto (Figura 3.3.7). La presenza di piante fossili con prevalenza di conifere indica la vicinanza della terraferma a sud della laguna (Figura 3.3.8; vedi anche Capitolo 4; geosito n. 34).

Queste rocce si trovano soprattutto nelle aree centrali e settentrionali del Carso Classico (Figura 3.3.9). I Calcari di Komen e Tomaj sono senza dubbio uno dei materiali da costruzione più antichi utilizzati nella zona. Già alla fine del XIX e all'inizio del XX secolo, la popolazione locale raccoglieva lastre di queste rocce per pavimentare

Figura 3.3.8: Ricostruzione dell'ambiente deposizionale di una piattaforma carbonatica di età cretacica dalla terraferma verso il mare aperto. Si possono osservare le localizzazioni della laguna, del margine della piattaforma, dei pendii adiacenti e del bacino marino profondo. Sono indicate le aree dove si depositavano alcune tipologie di rocce o dove vivevano alcuni organismi di cui si possono trovare testimonianze fossili nell'area del Carso Classico (Modello di Vlatko Brčić; Foto: Bogdan Jurkovšek e Marino Ierman, Museo Civico di Storia Naturale di Trieste)



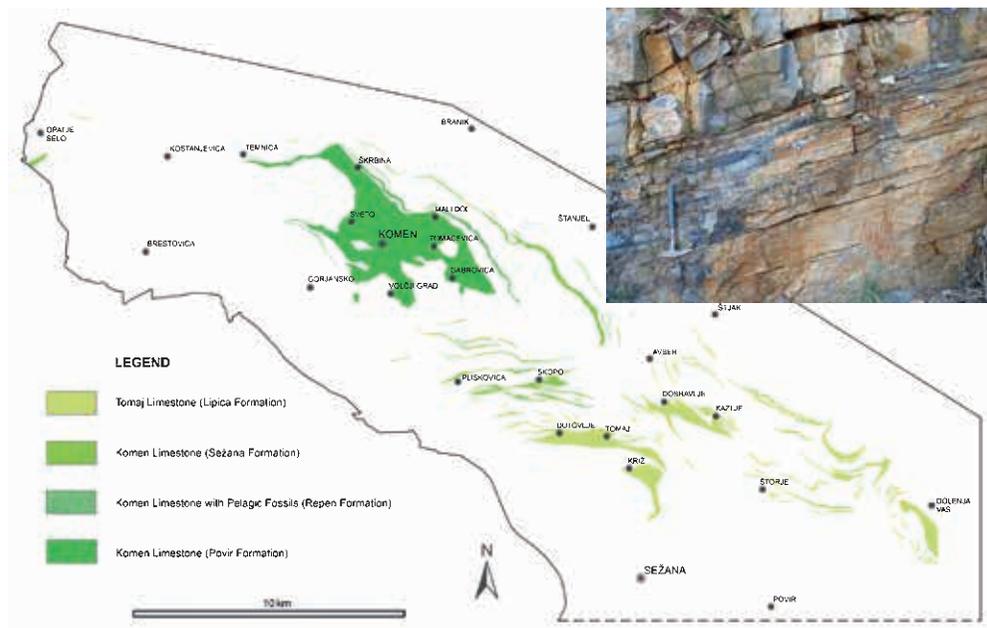


Figura 3.3.9: Aree di affioramento dei calcari lastriformi del Cretacico Superiore nella parte in Slovenia del Carso Classico (modificato da Jurkovšek et al., 2013). In alto a destra: Calcari laminati di Komen con lenti di selce (Foto: Bogdan Jurkovšek)



Figura 3.3.10: Calcare a rudiste nel taglio stradale di Divača (Foto: Bogdan Jurkovšek)

e coprire i tetti. Quando queste rocce sono esposte agli agenti atmosferici, può formarsi uno spesso strato di suolo bruno-rossastro chiamato terra rossa. La vite cresce molto bene su tale terreno.

Oltre a queste particolari rocce nere e laminate, la maggior parte del Cretacico Superiore del Carso Classico è rappresentato da calcari di colore grigio e grigio chiaro. Una delle loro caratteristiche più evidenti è l'abbondanza al loro interno di fossili di rudiste. Durante questo periodo tali molluschi bivalvi, perfettamente adattati a vivere attaccati a una varietà di substrati, si sono evolute in un numero incredibile di specie con forme diverse, che aiutano i geologi a determinare l'età relativa delle rocce in cui si trovano. Le più tipiche rudiste assomigliano a un corno di mucca. Le due valve sono completamente diverse tra loro, una più grande e una significativamente più piccola: la valva grande, di forma prevalentemente conica era di solito quella che si appoggiava al fondo marino, mentre la superiore, più piccola, a forma di cappuccio, fungeva da copertura. Durante il

Cretacico Superiore le rudiste prosperavano nelle acque poco profonde della piattaforma carbonatica e formavano estesi banchi. Le loro conchiglie rappresentano un importante elemento costitutivo delle rocce carbonatiche del Cretacico e sono uno degli elementi più caratteristici delle rocce Carso Classico. In alcuni casi, le rudiste sono in numero così elevato che le rocce appaiono quasi interamente costituite dai loro gusci o da frammenti di essi (Figure 3.3.10 e 3.3.11).

Nell'area del Carso Classico si trovano estesi depositi di calcare a rudiste, ad esempio nei pressi di Lipica, Kazlje, Vrhovlje, Povir, Gorjansko, Aurisina-Nabrežina, Borgo Grotta Gigante-Briščiki, Col e Repen; queste rocce vengono ancora estratte in molte cave come preziosa pietra ornamentale.

Nel calcare, i fossili di rudiste possono essere più o meno abbondanti, frammentati in pezzi più o meno grandi o conservati nella loro interezza. A seconda di ciò, il colore delle rocce e il loro aspetto quando vengono tagliate e lucidate è diverso e le rende più o meno adatte



Figura 3.3.11: Campione lucidato di calcare di Lipica con una sezione trasversale di un cluster di rudiste (Foto: Bogdan Jurkovšek)

a essere scolpite. Questo ha portato alla nascita di molti nomi locali che vengono utilizzati dai cavaatori per identificare le rocce che estraggono e vendono. Alcuni esempi di questi nomi sono Lipica (Figura 3.3.11), Repen, Kopriva, Granitello e Aurisina Fiorito (vedi capitolo 5.1).

Grazie alla struttura e alla tessitura omogenea, alcuni calcari appartenenti a questa unità rappresentano le rocce di maggior valore commerciale dell'area del Carso Classico. La Cava Romana di Aurisina-Nabrežina, in Italia, risale al I secolo a.C. La più grande cava di "calcare di Lipica/Aurisina" è oggi Lipica 1 in Slovenia, dove si estraggono grandi blocchi di calcare a rudiste massivo (vedi Capitolo 4 - geosito n. 24 e geosito n. 45). Altri fossili tipici che si possono trovare nel calcare del Cretacico Superiore sono quelli del mollusco bivalve *Chondrodonta ioannae*. Questi fossili si presentano come foglie con molti lobi e possono essere lunghi diversi centimetri (Figura 3.3.12). Abbondanti accumuli di conchiglie di *Chondrodonta ioannae* si trovano vicino a Sežana e nei pressi di Tabor – Rocca di Monrupino-Repentabor.



Figura 3.3.12: Calcare del Cretacico Superiore con fossile di *Chondrodonta* rinvenuto a nord di Sežana (Foto: Bogdan Jurkovšek)



Figura 3.3.13: Superficie paleocarsica evidenziata da una piccola depressione in un taglio stradale a Kozina. Si noti il contrasto cromatico tra il calcare di ambiente marino poco profondo grigio chiaro e il calcare di ambiente continentale palustre grigio scuro (Foto: Bojan Otoničar)

✦ **Calcari del Cretacico Superiore-Paleocene, testimoni degli importanti cambiamenti al limite CretacicoPaleogene**

Alla fine del Cretacico si verificarono importanti cambiamenti ambientali. Alcune parti della Piattaforma Carbonatica Adriatico-Dinarica emersero dal mare e furono per questo soggette a un intenso carsismo. Si verificarono fenomeni carsici sia superficiali che sotterranei. Ciò avvenne perché i movimenti delle placche della crosta terrestre stavano causando lo spostamento della Placca Africana verso la Placca Europea. Questo ha portato alla formazione delle Alpi e di molte altre catene montuose come i Pirenei, i Carpazi e l'Himalaya. Come conseguenza del sollevamento, l'ambiente della Piattaforma Carbonatica Adriatico-Dinarica divenne caratterizzato da acque meno profonde che potevano diventare salmastre grazie all'apporto di acqua dolce dalle precipitazioni e dalla vicina terra ferma. Questo cambiamento ambientale si riflette nel contenuto paleontologico di

queste rocce, che è molto vario e presenta fossili animali e vegetali indicativi di ambienti che potevano essere terrestri o acquatici con acqua marina salmastra o salata. La vegetazione era così abbondante nelle parti emerse della piattaforma che in queste rocce si trovano depositi di carbone a Vremški Britof, Rodik e nelle aree vaste di Lipica e Štorje. Il carbone fu estratto per essere usato come combustibile nel XIX e all'inizio del XX secolo. L'esistenza di molte aree emerse rese possibile la vita per molti anfibi e per animali terrestri anche di grandi dimensioni. Lo testimoniano i ritrovamenti di resti fossili di coccodrilli, ossa e denti di dinosauri vegetariani appartenenti a diverse famiglie (*Hadrosauridae*, *Iguanodontidae* e *Dromosauridae*). I fossili più straordinari ed eccezionalmente conservati sono stati trovati in calcari scuri finemente laminati che affiorano presso il Villaggio del Pescatore nel comune di Duino Aurisina – Devin Nabrežina (Figura 3.3.14). Qui sono stati rinvenuti due scheletri completi di una specie di dinosauri detti adrosauri chiamata *Tethy-*



Figura 3.3.14: Calcari laminati nei pressi del Villaggio del Pescatore-Ribiško naselje, in cui sono stati trovati fossili di dinosauro (Foto: Sara Biolchi)

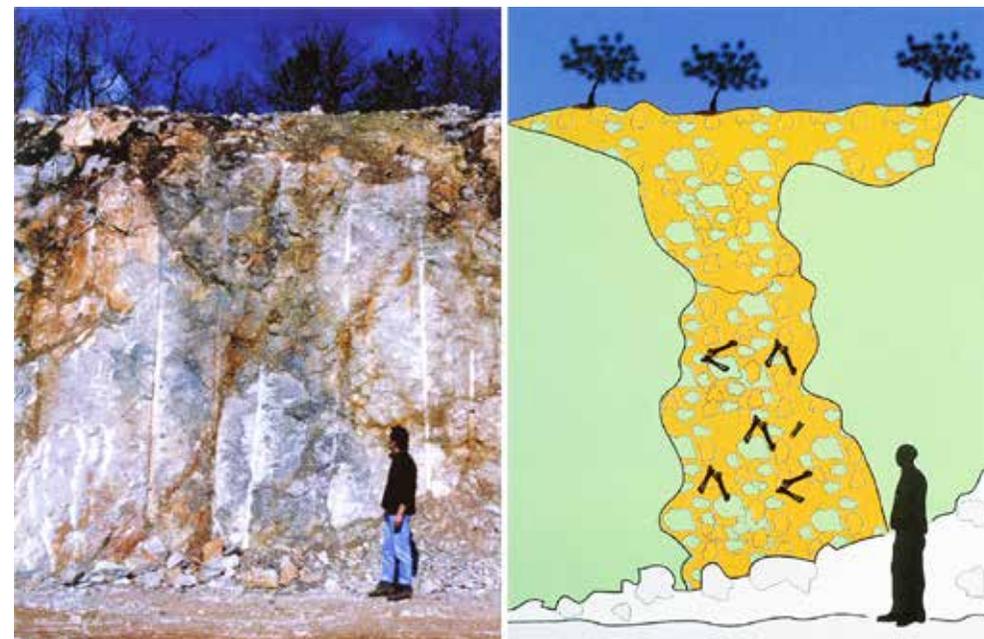


Figura 3.3.15: Il sito in cui si trovano le ossa di dinosauro nella breccia con clasti calcarei della Formazione Liburnica che riempie la cavità paleocarsica nei calcari nella Formazione Lipica nel taglio stradale presso Kozina (da Košir et al., 1999).



Figura 3.3.16: Le ossa di dinosauri, coccodrilli e altri vertebrati terrestri nella breccia paleocarsica (a sinistra) (Foto: Matevž Novak) e la struttura delle ossa di dinosauro al microscopio (5x e 40x) (a destra) (da Košir et al., 1999).



Figura 3.3.17: Fronte della cava abbandonata di Slivia-Slivno che espone la breccia paleocarsica (da Consorti et al., 2021) (Foto: Maurizio Ponton)

shadros insularis. Oltre agli adrosauri, il giacimento fossilifero del Villaggio del Pescatore contiene resti di pterosauri, coccodrilli, pesci e altri vertebrati (vedi Capitolo 4 - geosito n. 6). Anche in una cavità paleocarsica vicino a Kozina sono stati trovati resti fossili di vertebrati del Cretacico Superiore, soprattutto denti e ossa di dinosauro (Figure 3.3.15 e 3.3.16).

La cava abbandonata di Slivia-Slivno espone una breccia composta da blocchi di calcare disorganizzati (Figura 3.3.17). Questa breccia di crollo indica anche un episodio di emersione più lungo, accompagnato dallo sviluppo di un esteso sistema paleocarsico. La breccia di Slivia, conosciuta a livello commerciale anche come “Slivia di Napoleone” o “Marmo di Breccia Carsica”, era ampiamente utilizzata come pietra da costruzione ornamentale.

All'interno dei Calcari del Cretacico Superiore-Paleocene è inoltre registrato un momento molto importante della storia geologica della Terra: il limite Cretacico-Paleogene (dai geologi detto Limite K-Pg), dove si è verificata una delle più devastanti estinzioni di massa avvenute su pianeta, in coincidenza con l'impatto di un grande asteroide. I cambiamenti avvenuti al confine K-Pg sono così drammatici e visibili a scala globale che i geologi hanno collocato qui la transizione tra due Ere della storia geologica il Mesozoico e il Cenozoico. Numerose specie animali e vegetali, sia terrestri che marini, si estinsero. Tra queste, dinosauri, ammoniti e anche le rudiste di cui non si trova più traccia nelle rocce formatesi dopo il Limite K-Pg. Nel Carso Classico il limite K-Pg è ben visibile a Dolenja Vas.

✦ **Calcarei a foraminiferi del Paleocene e dell'Eocene**

Alla fine del Paleocene, il livello del mare iniziò lentamente a salire e questo portò al ristabilirsi di condizioni marine. Questa fase dell'evoluzione del Carso Classico è documentata da un'altra successione di calcari. I fossili presenti in queste rocce, formatesi tra il Paleocene e l'Eocene ci raccontano come la vita nei mari cambiò dopo la fine dell'era mesozoica. Si rinvengono, infatti, molte forme di alghe e foraminiferi notevolmente diverse da quelle che si possono osservare nelle rocce del Cretacico. Tra i foraminiferi, in particolare, compaiono molte nuove specie e si osserva come questi organismi siano divenuti progressivamente più grandi, tanto che nelle parti più recenti di queste rocce, possono essere visti anche a occhio nudo. Proprio grazie alla presenza di foraminiferi bentonici (che vivevano sul fondo del mare) di grandi dimensioni che in alcuni strati sono accumulati in gran numero, questi calcari sono facilmente identificabili (Figura 3.3.18). Alcuni di questi fossili assomigliano a delle monete antiche e per questo sono stati chiamati dai paleontologi Nummulitidi (dal latino *nummus* che significa moneta) (Figura 3.3.19); altri, chiamati Alveolinidi, hanno invece una struttura peculiare caratterizzata dalla presenza di numerose piccole cavità (dette camere) che, osservate con una lente di ingrandimento, appaiono come piccoli fori circolari (Figura 3.3.20). Esistono numerose specie diverse di foraminiferi e questo aiuta i geologi ad attribuire un'età più precisa alle rocce.

✦ **Flysch del bacino oceanico profondo dell'Eocene medio**

Le rocce più giovani che caratterizzano l'area del Carso Classico, formate nell'Eocene medio, sono completamente diverse da quelle di età precedente. A differenza dei calcari che costituiscono la maggior parte dell'altopiano carsico, infatti, queste rocce sono costituite principalmente da arenarie e da rocce più o meno argillose (dette siltiti, argilliti e marne), che si alternano in una sequenza ben nota ai geologi con il termine *flysch*.

I sedimenti che compongono il *flysch* derivano dall'erosione di rocce più antiche e la loro presenza rivela che le Alpi, a seguito della collisione tra la Placca Africana e la Placca Europea si stavano sollevando. Mentre le montagne crescevano, rocce più antiche erano esposte alla pioggia, ai venti e a tutti gli agenti atmosferici. I sedimenti derivanti



Figura 3.3.18: Calcarei a foraminiferi con Nummulitidi e Alveolinidi proveniente da ovest di Kozina (Foto: Matevž Novak)



Figura 3.3.20: Foraminifero Alveolinide visto al microscopio (Foto: Matevž Novak)

da questi processi venivano quindi trasportati negli oceani dai fiumi. Una volta giunte in mare, a volte queste sabbie e argille, quando non erano ancora litificate (cioè trasformate in rocce), potevano scivolare



Figura 3.3.19: Nummulitidi, simili a monete, estratti in modo naturale da rocce esposte agli agenti atmosferici (Foto: Matevž Novak)



Figura 3.3.21: Alternanza di strati di marne e arenarie che formano la sequenza del flysch a sud di Gora (Foto: Bogdan Jurkovšek)

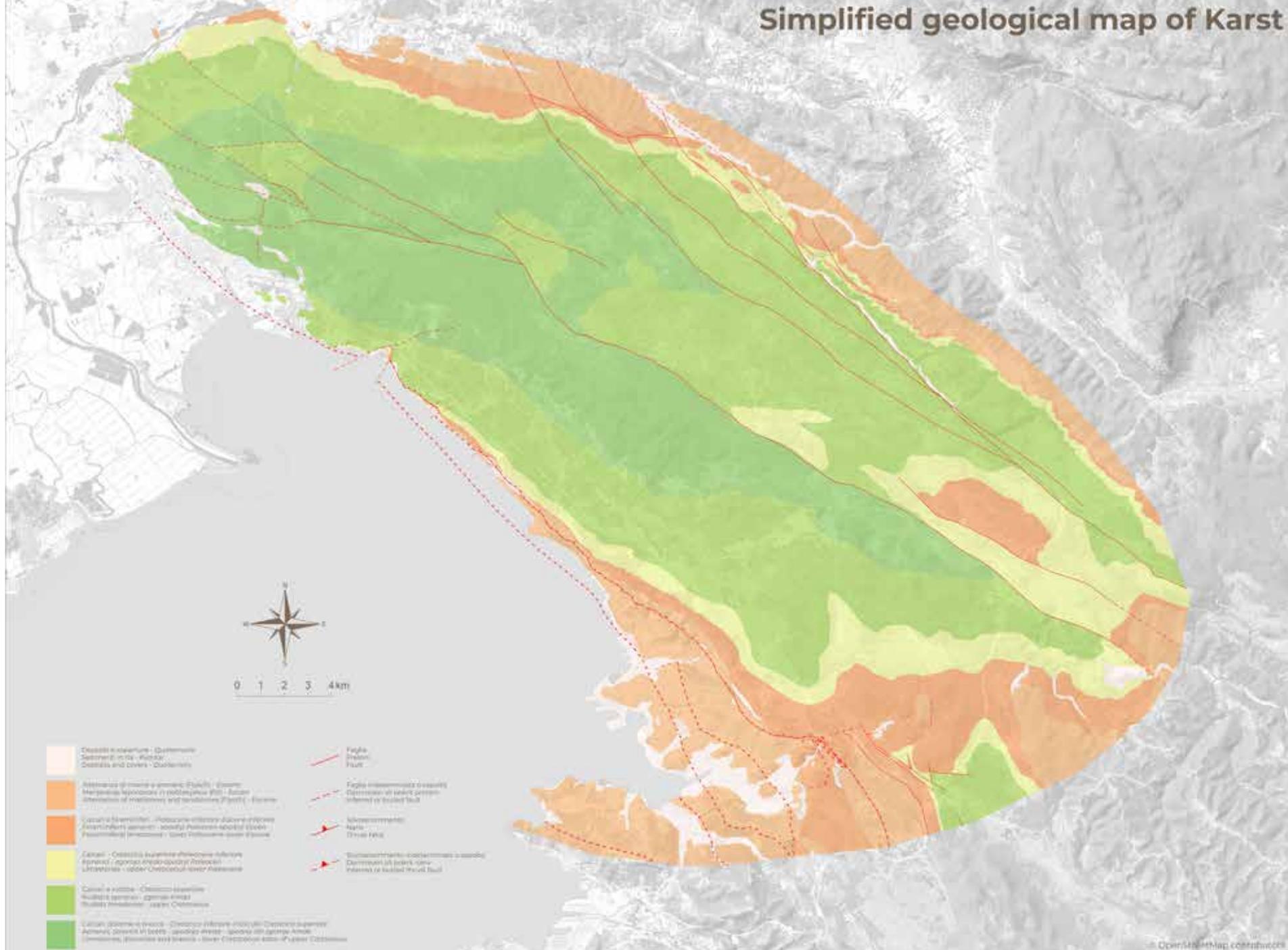
lungo le scarpate continentali sotto forma di frane sottomarine. Tali frane generano densi flussi carichi di sedimenti, chiamati dai geologi correnti di torbida, fenomeni che avvengono anche oggi. Dopo essere scivolate nelle zone più profonde dei mari, questi flussi ad alta densità, perdono velocità e quindi rilasciano il loro carico di sedimenti. I depositi sottomarini generati da una corrente di torbida hanno delle caratteristiche che li rendono ben distinguibili e sono chiamati *torbiditi*. Il *flysch* eocenico è costituito principalmente da torbiditi, organizzate in strati prevalentemente sottili. Sulla superficie di alcuni strati sono visibili le tracce del movimento di organismi sul fondale sabbioso. Tali tracce fossili sono chiamate *icnofossili* e a volte non è nota con certezza la natura degli organismi responsabili della loro formazione. Inoltre, queste rocce possono contenere abbondanti frammenti di piante, che rivelano la presenza di un'estesa copertura vegetale sulle vicine terre emerse. Una particolarità dei depositi di *flysch* nell'area

del geoparco si osserva nelle vicinanze del Castello di Miramare dove, sia nei pressi del castello che nel parco che lo circonda si possono osservare alcuni grandi blocchi dei calcari a foraminiferi del Paleocene ed Eocene, ricchi di fossili Nummulitidi e Alveolinidi. I geologi hanno osservato che questi blocchi sono a contatto sia superiormente che inferiormente con il *flysch* e che le arenarie nelle vicinanze dei blocchi presentano evidenze di deformazioni dovute a spinte e trascinamenti. Ciò indica che questi blocchi calcarei sono in realtà contenuti in un grande deposito di frana sottomarina scivolata nei fondali quando *flysch* si stava ancora depositando. Tale evidenza testimonia che, da qualche parte, i movimenti che stavano portando al sollevamento delle Alpi hanno portato in superficie le rocce di piattaforma carbonatica di età Cenozoica e che grossi frammenti di esse sono crollate nel mare dove si accumulavano le torbiditi del *flysch* (vedi Capitolo 4 - geosito n. 27).

Carta geologica semplificata del Carso

Poenostavljena geološka karta Krasa

Simplified geological map of Karst



- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Depositi superficiali - Quaternario
Sedimenti in situ - Karstici
Depositi and covers - Quaternary Metarocce (metarocce e arenarie Epatiche) - Eocene
Metarocks (metarocks and sandstones Epatic) - Eocene Calcari e calcareniti - Paleogene-Miocene (calcareniti e calcari)
Carboniferous (metarocks) - Lower Tertiary (metarocks and calcarenites) Calcari - Cretaceo superiore (calcareniti e calcari)
Upper Cretaceous (calcarenites and calcarenites) Calcari e calcareniti - Cretaceo inferiore
Lower Cretaceous (calcarenites and calcarenites) Calcari calcareniti e calcari - Cretaceo inferiore (calcareniti e calcari)
Lower Cretaceous (calcarenites and calcarenites) | <ul style="list-style-type: none"> Faglia
Fault Faglia infermamente osservata
Discovered in some person
Inferred or suspected fault Microscopici
Faults
Drives FMS Surtassamentu - sottoromano o assedi
Discovered in some person
Inferred or suspected fault |
|--|--|

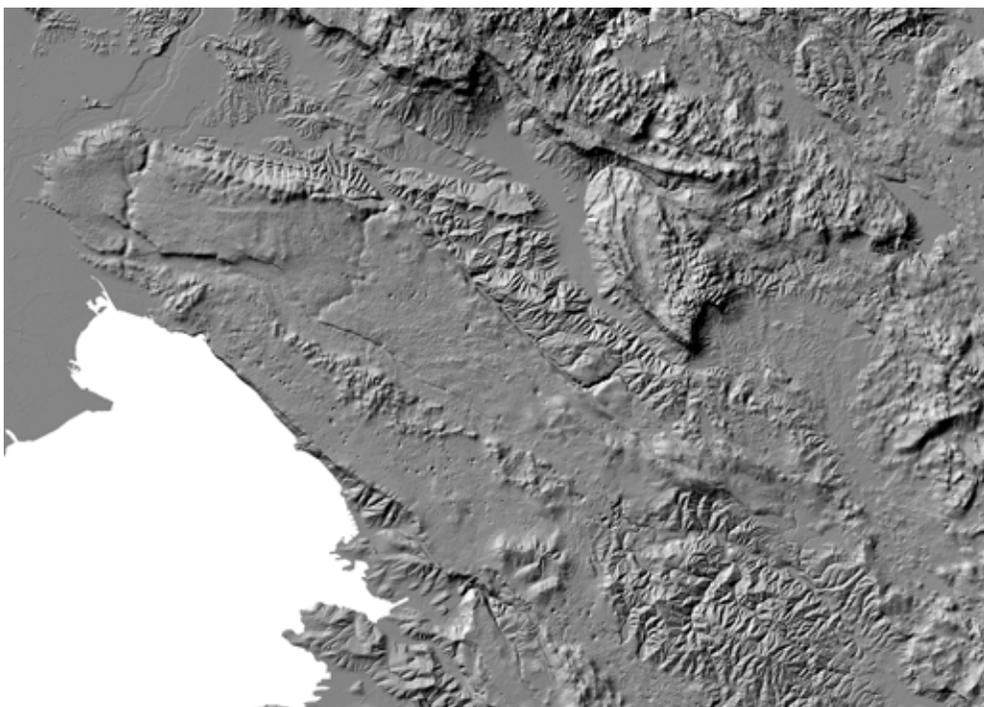


Figura 3.4.1: Rilievo ombreggiato del Carso Classico e dintorni realizzato nell'ambito del progetto HYDROKARST Interreg Italia-Slovenija 2007-2013

3.4 Assetto strutturale del Carso Classico

La morfologia odierna del Carso Classico deriva da una lunghissima storia deformativa iniziata milioni di anni fa. Ciononostante, la sua struttura può essere riassunta come un ampio altopiano con la sua parte sud-occidentale che si getta nella zona oggi occupata dalla città di Trieste e dal golfo che prende il suo nome (Figura 3.4.1).

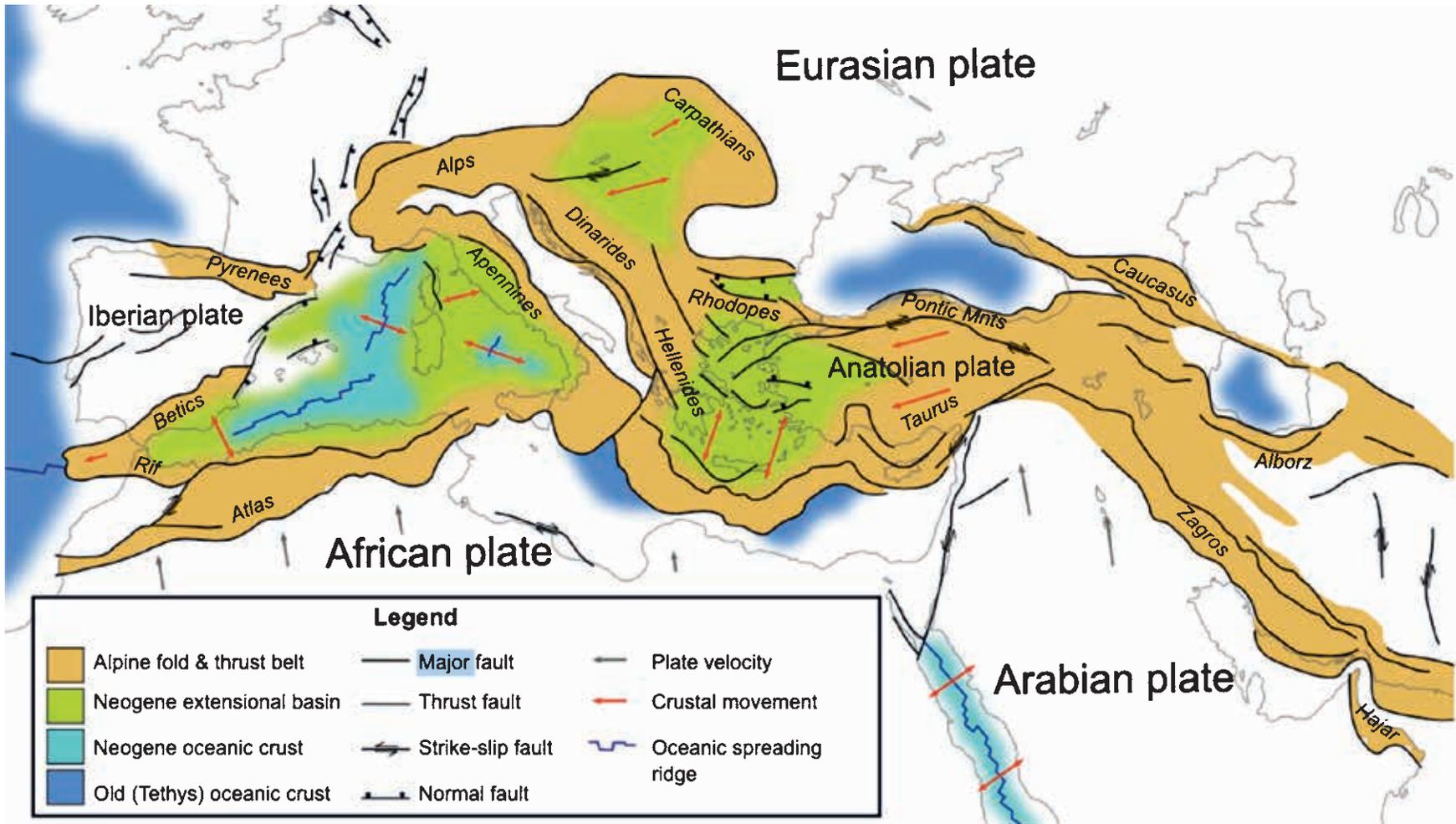
Il paesaggio che si pone davanti a noi deriva da una cosiddetta fase orogenica che ha coinvolto l'area nel corso degli ultimi 70-80 milioni di anni, a partire dal Cretacico. L'orogenesi è un processo dal quale si formano le montagne dovuto alla convergenza di due placche guidata dalla tettonica delle placche. Queste due placche erano l'Adria, ovvero il promontorio settentrionale della placca africana, e la placca euroasiatica (Figura 3.4.2).

3.4.1. L'orogenesi dinarica

Come risultato della fase orogenica vi è stata la formazione della catena dinarica, una fascia montuosa che inizia nel confine italo-sloveno e termina nella regione albanese/greca (Figura 3.4.2). L'area del Carso Classico si trova nel settore settentrionale delle Dinaridi. Come accennato in precedenza, le Dinaridi sono il risultato della convergenza tra due placche. Queste placche durante il Cretacico (70-80 milioni di anni fa) erano separate da un antico oceano, ovvero l'oceano Tetide. Quando le due placche iniziarono a convergere, le rocce del fondo oceanico iniziarono a subdurre. Si noti che le rocce oceaniche sono più dense delle rocce delle placche continentali. Ecco perché quando una placca continentale si scontra con una placca oceanica, la placca oceanica si immerge sotto quella continentale e affonda nelle porzioni interne del nostro pianeta. Durante l'evoluzione della convergenza, il processo di creazione di una fascia montuosa raggiunge l'apice quando tutte le rocce oceaniche (più dense) sono state consumate dalla subduzione e le due placche continentali, ugualmente dense, si scontrano. In geologia la placca in subduzione è detta inferiore e la seconda placca è detta superiore. Per descrivere semplicemente lo sviluppo di un'orogenesi e i meccanismi di accrescimento delle montagne, si può immaginare la placca superiore come un bulldozer o uno spazzaneve che strappa alcune

◀ Figura 3.3.22: Carta geologica semplificata dell'area del Carso Classico, realizzata per il centro visite del geoparco al Centro Didattico Naturalistico di Basovizza-Bazovica; la legenda considera lo stesso raggruppamento semplificato delle unità geologiche della colonna litostratigrafica rappresentata in Figura 3.3.3.

Figura 3.4.2
Carta tettonica
dell'Europa



porzioni delle rocce della placca inferiore e le accumula nella sua parte anteriore. Questo fronte è più spesso in prossimità del “bulldozer”, cioè in prossimità della placca sovrastante, o placca superiore, e più sottile verso la placca inferiore, raffigurante una sorta di cuneo. I geologi chiamano l’area in cui lavora il bulldozer come “hinterland” e “foreland” il settore in cui si sta dirigendo il cuneo. Tornando all’area del Carso Classico, possiamo immaginare che un bulldozer inizi

a comprimere, piegare e rompere le rocce da nord-est a sud-ovest, creando un cuneo in avanzamento con la sua parte più esterna che è il Carso Classico. Questo bulldozer naturale si muoveva sopra una placca in subduzione a una velocità di pochi millimetri all’anno, ma ha funzionato per milioni di anni creando la cintura orogenica dinarica. Nella parte anteriore del cuneo in avanzamento, la placca inferiore si è piegata a causa del carico del bulldozer creando uno

Figura 3.4.3.
Schema
semplificato
dell'evoluzione
dell'orogenesi
dinarica

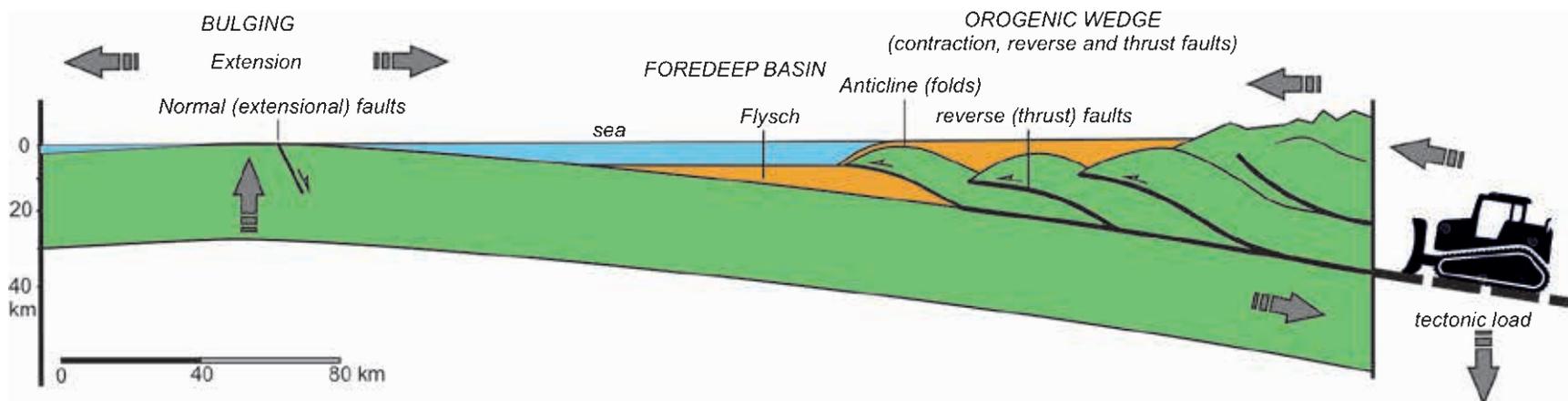
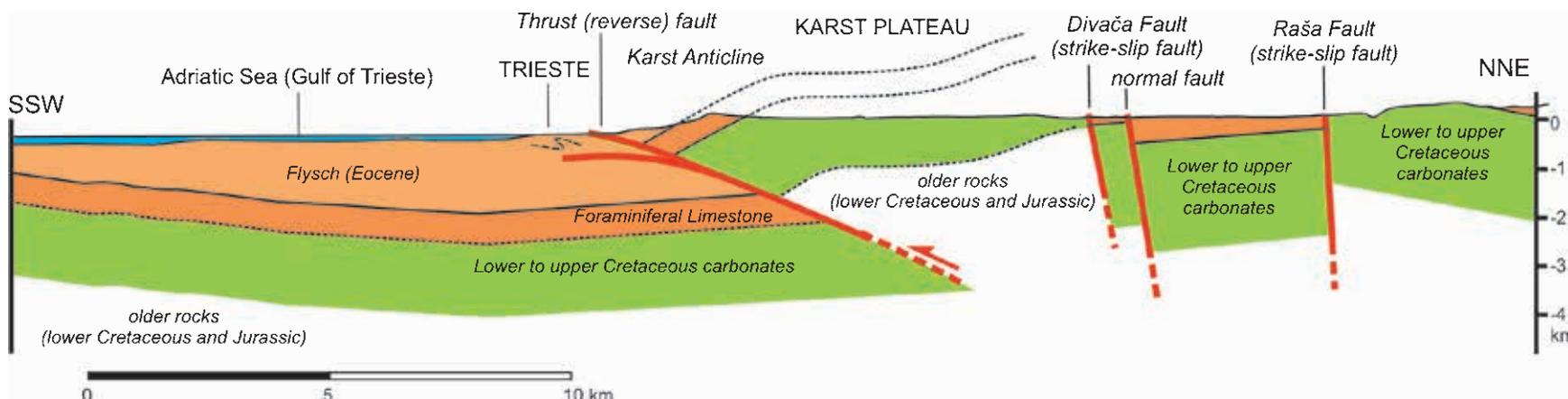


Figura 3.4.4
Sezione
geologica del
Carso Classico
che mostra
le principali
strutture
tettoniche
(pieghe e faglie).



spazio di accoglimento per i sedimenti derivati dall'erosione di questo enorme cuneo (flysch). Questo processo è terminato 20 milioni di anni fa. Dunque, la struttura geologica dell'area carsica è sostanzialmente la stessa da 20 milioni di anni ad oggi, raffigurante una grande piega asimmetrica, ovvero un'anticlinale (una piega a forma di A) con il lembo meridionale più inclinato di quello settentrionale.

3.4.2 La struttura e la storia del Carso Classico

Immaginando di tagliare verticalmente l'area del Carso Classico, se ne può osservare la struttura interna, ovvero l'Anticlinale del Carso (Figura 3.4.4).

Come accennato, questa anticlinale è asimmetrica e significa che un fianco è più ripido dell'altro. Il fianco che immerge verso sud-ovest è più inclinato del fianco che immerge verso nord-est. La ragio-



Figure 3.4.5: Il meccanismo di formazione di una piega che deforma l'asciugamano

ne di questa asimmetria è che le rocce sono state spinte da nord-est a sud-ovest. Per comprendere questo processo, si può immaginare di spingere un asciugamano su un tavolo (Figura 3.4.5). Quando l'asciugamano viene spinto, le pieghe sono asimmetriche perché la mano spinge in una direzione.

Tornando alle rocce odierne affioranti nell'area del Carso Classico, la carta geologica mostra come al centro dell'altopiano affiorano le rocce più antiche, ovvero i calcari a rudiste del Cretacico Inferiore e Superiore con livelli di calcari fossiliferi (vedi Sezione 3.3; aree verdi in Figura 3.3.22), e spostandosi verso il confine dell'area carsica sono presenti le rocce più giovani (rocce arancioni nella carta geologica di Figura 3.3.22).

La carta geologica mostra anche delle linee rosse che attraversano l'area. Queste linee rosse sono le faglie principali. In generale le faglie rappresentano fratture nelle rocce che si formano in conseguenza di fasi tettoniche compressive o estensionali durante l'evoluzione geologica di un'area. Le faglie possono essere classificate in: 1) faglie inverse che sono superfici in cui un blocco roccioso si solleva

rispetto ad un altro blocco; 2) faglie normali (estensionali) un blocco di roccia scende rispetto ad un altro blocco; 3) faglia trascorrente due blocchi si muovono lateralmente. Nell'area del Carso Classico esistono tutti questi tipi di faglie. La carta geologica e la sezione trasversale mostrano una faglia inversa nell'area sud-occidentale che ritaglia la superficie topografica nell'area di Trieste. Questa faglia inversa è anche nota come sovrascorrimento, ovvero una faglia inversa di basso angolo, formata durante l'ultima fase di contrazione dell'orogenesi dinarica insieme all'Anticlinale carsico. Entrambe queste strutture derivano dalla contrazione delle rocce. Spostandosi verso nord ci sono due faglie principali: le faglie Divača e Raša. Sono faglie trascorrenti nate però durante una fase tettonica più giovane, durante la quale si riattivano antiche faglie normali (riattivazione significa che una faglia cambia la sua cinematica durante il tempo geologico, ad esempio una faglia che era una faglia inversa a causa del cambiamento delle forze tettoniche nel tempo geologico può essere rimossa come faglia normale o faglia trascorrente). Ciò significa che le faglie Divača e Raša all'inizio della loro storia erano faglie normali e che quindi hanno cambiato il loro movimento da verticale in orizzontale. Si noti che in generale le faglie estensionali si formano quando le rocce vengono stirate. Tuttavia, è stata descritta solo una fase contrazionale, ovvero l'orogenesi dinarica e la struttura contrazionale (faglie inverse e di spinta). Per comprendere i meccanismi tettonici che hanno generato le faglie normali, è necessario guardare lo schema semplificato di Figura 3.4.3 e il bulldozer. Il bulldozer crea il cuneo contrazionale, le pieghe e le faglie inverse (sovrascorrimenti). Tuttavia, l'ispessimento del cuneo aumenta il carico sulla placca inferiore, inducendo rigonfiamenti e stiramenti nella zona di avanpaese, da qui la condizione per lo sviluppo di faglie estensionali (normali). Queste faglie normali sono coinvolte nel cuneo di contrazione quando il bulldozer raggiunge la loro posizione. Ora solo una domanda rimane irrisolta, ovvero perché le faglie di Divača e Raša ora sono faglie trascorrenti? Dopo la fine della fase di contrazione maggiore dinarica, il movimento della placca Adria ha continuato a cambiare leggermente direzione, cioè da nord-est a nord (fase nealpina). Questo cambiamento ha indotto una rotazione dei blocchi di roccia e una riattivazione trascorrente delle antiche faglie normali.

3.5 La geomorfologia del Carso Classico

Il Carso Classico è un altopiano carbonatico compreso tra il Golfo di Trieste e la Valle del Vipava che supera di poco l'altitudine di 500 m s.l.m. È delimitato a sud-ovest dal Golfo di Trieste e dai bassi rilievi non carbonatici del flysch e a nord-ovest dalla pianura alluvionale isontina. L'area collinare del flysch sopra i 600 metri sul livello del mare separa il Carso dal bacino del Pivka. Verso sud-est il Carso è delimitato dall'area in flysch di Brkini e la valle del Reka da una prateria mentre nella parte più meridionale si fonde gradualmente con le aree carsiche della Čičarija, Podgorski Kras e Matarsko Podolje. È un territorio di forma sub rettangolare che degrada dai 450 m s.l.m. di Lokev ai 98 m s.l.m. di Doberdò-Doberdob. Si estende per 46 km in direzione nord-ovest sud-est ed è largo una quindicina di km con un'estensione di circa 750 km².

Il Carso Classico ha un clima mediterraneo influenzato dalla sua posizione molto a nord e dall'altitudine. Le estati sono calde e secche, mentre gli inverni, sono piuttosto freddi e spesso caratterizzati dalla Bora, il vento freddo da nord-est. Nella parte centrale del Carso Classico, a Komen (290 m s.l.m.), che dista solo dieci chilometri dal mare, la temperatura media annua è di 12 °C. Le precipitazioni sono relativamente elevate con picchi nei mesi autunnali e valori medi annui compresi tra i 1400 e 1650 mm all'anno nell'interno e 1000 mm sulla costa.

Il tipico paesaggio carsico, così come si presenta oggi, è il risultato di molteplici fattori tra i quali i condizionamenti litologici e quelli tettonico-strutturali sono sicuramente tra i più importanti. A tutto ciò bisogna aggiungere il fatto che il Carso Classico è in evoluzione da oltre 10 milioni di anni e le originarie morfologie sono state completamente rielaborate. L'alta piovosità dell'area assieme alla presenza di corsi d'acqua che dopo aver fluito in superficie si inabissano nel sottosuolo e al contrasto tra le rocce carbonatiche (molto solubili e carsificabili) e il flysch (non carsificabile) hanno portato allo sviluppo di forme carsiche superficiali e sotterranee particolarmente maestose e imponenti che rappresentano un unicum.

Partendo dal mare e addentrandoci all'interno in direzione nord-est è possibile riconoscere diverse unità morfologiche, quasi tutte orientate nord-ovest sud-est:

- ◆ il carso costiero tra Duino-Devin e Aurisina-Nabrežina;
- ◆ l'allineamento collinare con i rilievi dei monti San Primo-Sv. Primož – Gurca-Gorka – Belvedere-Banovski – Calvo-Globojnar;
- ◆ la piana intensamente carsificata tra Sistiana-Sesljan, Aurisina-Nabrežina, Opicina-Opčine e Basovizza-Bazovica;
- ◆ l'allineamento collinare che va dal monte Ermada-Grmada al monte Lanaro-Volnik e al monte Tabor;
- ◆ l'ampio pianoro tra Doberdò, Kostanjevica na Krasu, Komen, Duvovlje e Divača a meridione della quale è presente un'area depressa per cause strutturali (faglie del Colle Nero-Jamlje, di Brestovica e di Divača);
- ◆ l'allineamento collinare settentrionale che divide il Carso dalla valle del Vipava.

Parte a sé fanno la valle fluviocarsica del torrente Rosandra-Glinščica e il settore settentrionale del pianoro carsico di Matarsko Podolje con le caratteristiche valli cieche sul suo bordo nord-orientale.

Le morfologie superficiali di piccole dimensioni

I campi solcati sono indubbiamente una delle morfologie più caratteristiche e appariscenti del Carso Classico. Si sono sviluppati soprattutto nei calcari cretaci grazie alla maggior resistenza e potenza di queste rocce rispetto a quelle paleoceniche che sono solitamente a stratificazione più fitta e perciò più facilmente aggredibili dagli agenti atmosferici. Il processo carsico talvolta tende a delimitare singoli volumi di roccia compatta allargando le discontinuità subverticali presenti nella massa rocciosa e formando delle sorte di denti alti fino a 5 metri. Su questi denti di roccia ha agito il processo carsico anche quando questi erano ancora coperti dal terreno e le parti sommitali rappresentano la parte più antica su cui il processo è ancor oggi in atto. Il disboscamento e il pascolo, inoltre hanno favorito il denudamento di estesi affioramenti rocciosi sui quali si è enfatizzato il processo di dissoluzione modellando e scolpendo la roccia. I piani di strato sono stati plasmati dalle acque piovane e quindi scannellature, solchi, crepacci nonché vaschette di disso-



Figura 3.5.1:

A) I campi solcati presso l'Abisso Colognatti (Foto: Furio Finocchiaro);

B) Scannellature e vaschette di corrosione modellate dall'acqua piovana (Repen) (Foto: Bojan Otoničar)



luzione, conferiscono aspetti affascinanti alla superficie delle rocce (Figura 3.5.1 A e B). I fenomeni più caratteristici ed estesi si possono osservare nelle aree di San Pelagio-Šempolaj, Borgo Grotta Gigante-Briščiki, Opicina-Opčine in Italia e di Lipica e Divača in Slovenia. Anche se il suolo ha generalmente spessore esiguo ed è terroso-detritico, attualmente la vegetazione spontanea sta riprendendo vigore con licheni, muschi e suolo, fornendo tracce dell'evoluzione della superficie carsica e del suo utilizzo (dalla deforestazione, allo sfruttamento, al rimboschimento).

Le morfologie superficiali di medie dimensioni

L'elemento più caratteristico e numeroso di un territorio carsico sono le depressioni chiuse di varia dimensione. Il morfotipo più diffuso è quello delle doline di dissoluzione, anche se sono frequenti le doline di crollo, le uvale, le valli secche e i rilievi di forma conica (Figura 3.5.2).

Doline di diversa ampiezza e profondità, dal fondo riempito da terra rossa e i fianchi rimodellati da muretti a secco, siti archeologici, vigneti, giardini, prati sono numerosi in tutto il Carso Classico. Spesso il fondo delle doline viene livellato e diviene terreno da orto o giardino, mentre i frammenti rocciosi vengono rimossi e interrati o accatastati a formare muretti a secco (Figura 3.5.3).

In alcuni casi i fondi di dolina venivano compattati e impermeabilizzati divenendo riserve d'acqua, cioè piccoli stagni (*kal* in sloveno) (Figura 3.5.4).

Sono state individuate più di 22.400 doline, 5.900 nel versante italiano e 16.500 in quello sloveno. Coprono complessivamente una superficie di circa 20 km². In alcune aree come quelle di Basovizza, Opicina, Divača, Borgo Grotta Gigante, Gorjansko, Doberdò e San Martino del Carso, la densità di doline è superiore a 70 per km².



Figura 3.5.2:
Dolina di dissoluzione presso Padriciano-Padriče
(Foto: Furio Finocchiaro)



Figura 3.5.3: Dolina antropizzata nei pressi delle mura dell'insediamento preistorico Debela Griža vicino a Volčji Grad (Foto: Bojan Otoničar)

La maggior parte delle doline, il 62%, ha un diametro medio fino a 50 m, il 31,5% ha un diametro compreso tra 50 e 100 m e solo una dozzina ha un diametro maggiore di 500 m. Hanno una profondità media di circa 30 m.

Le doline di crollo sono distribuite variamente in tutta l'area del Carso Classico, e le più grandi sono profonde da 50 a 200 m e larghe fino ad alcune centinaia di metri, con volumi che arrivano a diversi milioni di m³. La maggiore concentrazione di grandi doline di crollo (ben 27) si trovano nell'area di Divača, nei pressi dell'inghiottitoio del fiume Reka e vicino a Sežana. In linea di massima si sviluppano in corrispondenza del percorso sotterraneo del Timavo diventandone parte integrante nelle Grotte di Škocjan e nell'Abisso dei Serpenti. Nell'area del Carso di Divača (31 km²), le doline di crollo occupano il 4% circa dell'area e tutte le doline nel loro insieme il 7%, ma si stima che il volume totale delle doline di crollo sia più di quattro volte il volume totale delle doline di dissoluzione. Ci sono anche alcune piccole aree ad alta concentrazione di doline di crollo nella parte settentrionale del Carso Classico, a sud di Kobjeglava e nell'area tra Kazlje e Štorje.

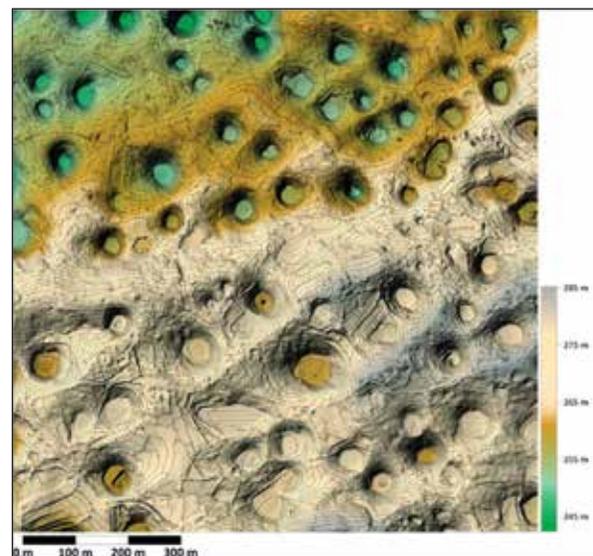


Figura 3.5.4: Lo stagno di Percedol-Prčendol sul fondo della omonima dolina, nei pressi di Opicina-Opčine (Foto: Furio Finocchiaro)

Figura 3.5.5: DEM dell'area del Lipiški Ravnik nel settore sud orientale del Carso. Si osservano doline caratterizzate da fianchi acclivi e fondi antropizzati subpianeggianti. In alcune doline le terre rosse sono state escavate e riportate. Le isoipse hanno un'equidistanza di 1 m (modificato da: Mihevc & Mihevc, 2021)

Fra Sistiana e Basovizza, si rinvengono alcune grandi doline la cui genesi potrebbe essere legata ad antichi collassi di volta di cavità poi evoluti con l'allargamento dei fianchi per dissoluzione e graviclastismo.

Nella zona pianeggiante tra Aurisina e Basovizza le numerosissime doline hanno dimensioni diverse in diametro e in profondità a seconda della loro genesi (dissoluzione e crollo) ed età (evoluzione).

Un'elevata concentrazione di questi morfotipi (frequenza maggiore di 40 per km²) si riscontra nell'ampio altopiano di Doberdò, fra Gorizia e Monfalcone. In quest'area posta ad un'altitudine compresa tra i 100 e i 200 m s.l.m., si rileva un elevatissimo numero di doline poco profonde e simili per estensione, con un diametro medio compreso tra 50 e 80 m.

Osservando il Carso nel suo insieme, sebbene le doline siano presenti un po' dappertutto (Figura 3.5.5), esse rappresentano meno del 10% della superficie totale (esclusa la parte collinare del Carso).

L'interpretazione genetica del Carso e in particolare dei rilievi è resa complicata dal fatto che l'antica superficie è stata completamente smantellata dai processi carsici tanto che anche sulle sommità dei rilievi si rilevano grotte scoperciate così come doline di crollo.



A parte le già citate superfici livellate, nell'area del geoparco non sono presenti altre forme carsiche di grandi dimensioni, se non l'uvala Senadolska Dolina o Dol presso Senadolice (Figura 5.3.6). Questa è una depressione carsica chiusa allungata in direzione sud-est nord-ovest, lunga poco più di 5 km, e larga oltre un chilometro, sul cui fondo si trovano spesso doline di forma regolare. È aperta a nord-ovest, dove curva leggermente verso una piana posta a quote inferiori di quasi 100 metri. La genesi può essere ricondotta alla dissoluzione accelerata lungo la fascia esterna non cataclasata della Faglia del Raša rispetto alla più lenta dissoluzione della zona interna argillosa e cataclasata. Potrebbe tuttavia essere semplicemente un residuo dell'antica valle cieca che drenava le acque dall'adiacente area a substrato torbiditico (flysch), oggi completamente erosa.

Carso di contatto carsico e valli cieche

Nell'area carsica, l'inghiottitoio più famoso è quello del fiume Reka (Timavo Superiore), che sprofonda alla fine della grande valle di Vreme nelle Grotte di Škocjan (Figura 3.5.7). Altri piccoli inghiottitoi si trovano presso Dane e Senožeče. Nei pressi di Kozina è presente quella che può essere considerata una valle cieca fossile: la valle di Vrhpolje. Tuttavia, le più note e tipiche valli cieche sono quelle lungo il versante nord-orientale del Matarsko Podolje sul confine sud-orientale del Carso Classico.

Sebbene nel Carso Classico vi siano alcune valli secche più piccole, spesso ancora attive e più o meno incise, due sono le più estese ed evidenti. La valle di Pletni Dol (Mali Dol) (Figura 3.5.8), nel settore centrale attraversa il Carso Classico tra la Valle Branica e il Brestoviški Dol, mentre il più pronunciato e grande Vallone di Doberdò-Doberdovski Dol attraversa il Carso isontino tra la valle del Vipava e Monfalcone.

La genesi di queste valli secche è ancora dibattuta. Alcuni autori ritengono che queste siano ciò che resta di antichi alvei fluviali, altri ritengono che possano essere la traccia di antiche grotte scoperte originatesi dall'abbassamento della superficie carsica, altri invece suggeriscono che siano il risultato dell'interconnessione di diverse depressioni carsiche come polje, grotte e uvala.



Figura 3.5.6: L'uvala Senadolski Dol nei pressi di Senadolice nel settore sud orientale del Carso si sviluppa con orientamento nord-ovest sud-est in corrispondenza della faglia del Raša (Foto: Bojan Otoničar)

Figura 3.5.7: La valle cieca del fiume Reka (Timavo Superiore) e l'inghiottitoio delle Grotte di Škocjan. Si noti verso nord-ovest la superficie spianata del Carso (parte centrale della figura) e il paesaggio collinare sullo sfondo (Foto: Matej Blatnik)



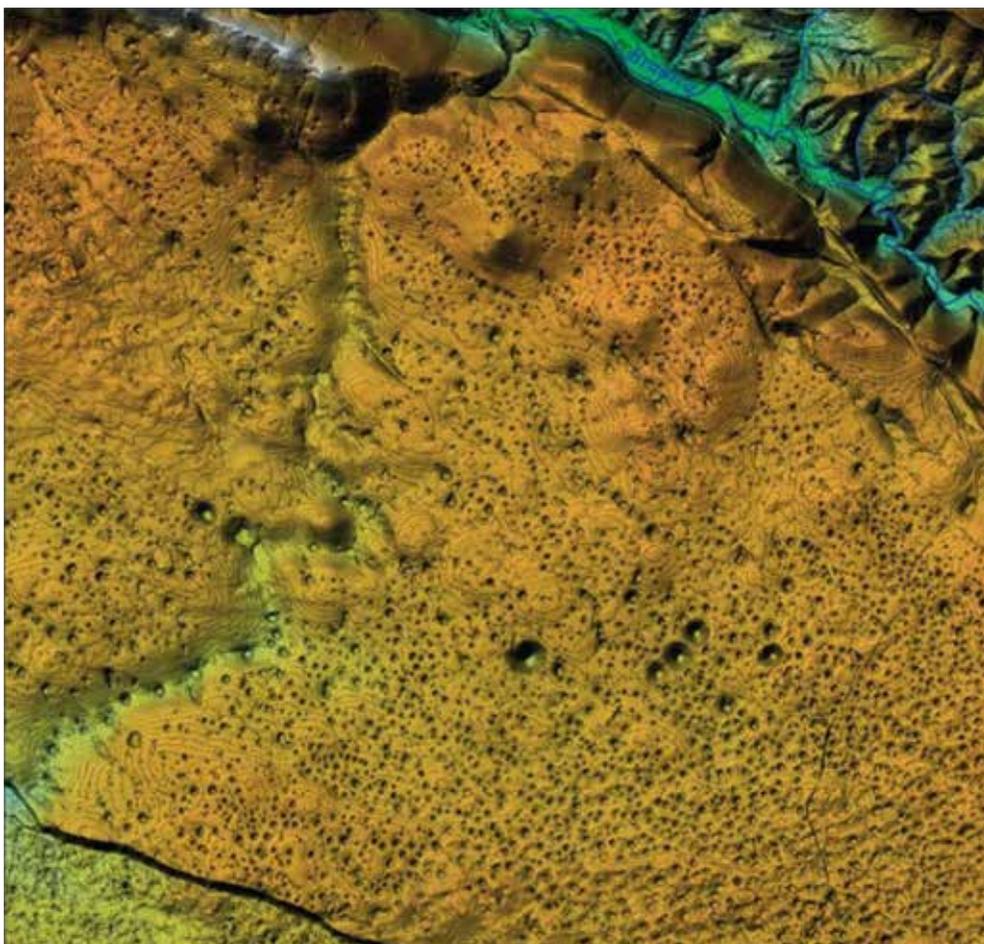


Figura 3.5.8: DEM della parte centrale dell'altopiano del Carso. Si possono osservare numerose doline e la valle secca di Mali Dol al cui interno sono presenti alcune doline. In basso a sinistra si può osservare la scarpata che si sviluppa in corrispondenza della faglia di Divača. Le isoipse hanno intervallo di 5 m (modificato da Mihevc & Mihevc, 2021)

Il già citato vallone Brestoviški Dol (Figura 3.5.9) è una depressione carsica sviluppatasi lungo la faglia regionale di Divača. È l'area del Carso sloveno posta alla minor quota topografica (solo poche decine di metri sul livello del mare) e dalla quale vengono estratte le acque che alimentano l'acquedotto sloveno.



Figura 3.5.9: Il vallone Brestoviški Dol nel settore nord orientale del Carso. Si noti il ripido fianco nord orientale della depressione (sulla sinistra dell'immagine) legato alla faglia di Divača (Foto: Matej Blatnik)

Figura 3.5.10: ►
La valle fluvio carsica del Torrente Rosandra-Glinščica (Foto: Furio Finocchiaro)

La fluvio carsica Val Rosandra-Glinščica

“La Valle”, come la chiamano i triestini, si apre all'estremo versante orientale dell'altopiano del Carso Classico (Figura 3.5.10). È una valle a forma di canyon scavata nei calcari cenozoici dal torrente Rosandra-Glinščica e rappresenta un raro esempio di valle fluviale carsica con idrologia superficiale.

Il torrente Rosandra-Glinščica scorre per alcuni chilometri in territorio sloveno sulle torbiditi del flysch eocenico, erodibili ma non carsificabili, ricevendo in destra e sinistra idrografica alcuni corsi d'ac-



qua temporanei. All'altezza del piccolo abitato di Bottazzo-Botač inizia il suo percorso sui calcari che lo porta a scavare una profonda forra dalla morfologia dei versanti e dall'andamento fortemente condizionati dalla tettonica e dalle variazioni litologiche. Il carsismo ipogeo è particolarmente sviluppato con la presenza di oltre 100 cavità talvolta con sviluppi superiori ai 100 m. In particolare, all'interno del monte Stena, in destra orografica, si sviluppa un sistema ipogeo di cavità, estese anche per alcuni chilometri, articolato e attivo su più livelli. Tra queste una delle più belle e interessanti è la Grotta Savi (n. CSR 5080) ricca in speleotemi il cui studio ha permesso di comprendere come la loro crescita e il loro sviluppo siano guidati dai cambiamenti climatici.

Le peculiari condizioni climatiche e geomorfologiche della Valle e la sua posizione geografica ne fanno un habitat speciale e importante. Ricordiamo che nei tempi passati era la principale via di comunicazione fra mare e interno, percorsa già in epoca preistorica perché

utilizzata per trasportare il sale dalla costa ai paesi dell'entroterra. Grotte con resti preistorici, ruderi di castelli e fortezze, mulini, pievi, ruderi dell'acquedotto romano e cave abbandonate testimoniano gli intensi e antichi insediamenti nella zona.

Carso costiero

Lungo la costa tra Aurisina Mare e il Villaggio del Pescatore, affiorano con continuità calcari intensamente carsificati. La costa moderatamente digradante fino a Sistiana diventa un'alta scogliera fino al porticciolo di Duino e gli strati calcarei divengono da molto inclinati a subverticali se non rovesciati (Figura 3.5.11). L'aerosol marino e le miscele acqua dolce – acqua di mare contribuiscono allo sviluppo di tutte le morfologie carsiche epigee caratteristiche, esaltandone la frequenza e la forma. Lungo la linea di costa si può osservare un evidente solco di battente e la presenza di cavità e sorgenti. Il contrasto cromatico di roccia, mare e vegetazione crea in ogni stagione un pa-



Figura 3.5.11: La falesia di Duino-Devin (Foto: Rodolfo Riccamboni)

esaggio unico e affascinante reso ancor più accattivante dalle minute morfologie carsiche.

Cavità

Nell'area del geoparco sono state esplorate quasi 5.000 cavità: più di 3.000 in Italia e quasi 1.800 in Slovenia. I dati descrittivi delle cavità slovene sono conservati nel catasto delle grotte dell'Associazione Speleologica Slovena, gestita e diretta dall'Istituto di ricerche carsiche (Inštitut za raziskovanje Krasa, ZRC SAZU) di Postojna, quelli italiani nel Catasto speleologico regionale della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia gestito dal Servizio geologico regionale in collaborazione con la Federazione Speleologica Regionale del Friuli Venezia Giulia, che lo ha messo in rete.

Questa realtà spiega in parte la differenza numerica fra cavità catastate: in Slovenia solo le grotte più estese di 10 metri sono registrate nel catasto, mentre in Italia l'estensione catastabile è ridotta a 5 metri.

Dal punto di vista statistico, circa il 45% delle cavità ha sviluppo prevalentemente sub-orizzontale mentre il 30% ha sviluppo prevalente verticale. Le cavità restanti, il 25%, hanno morfologia complessa, con tratti sub-orizzontali o poco inclinati che si alternano e intersecano con tratti sub-verticali.

Complessivamente solo una decina di cavità hanno estensione maggiore di 1 km.

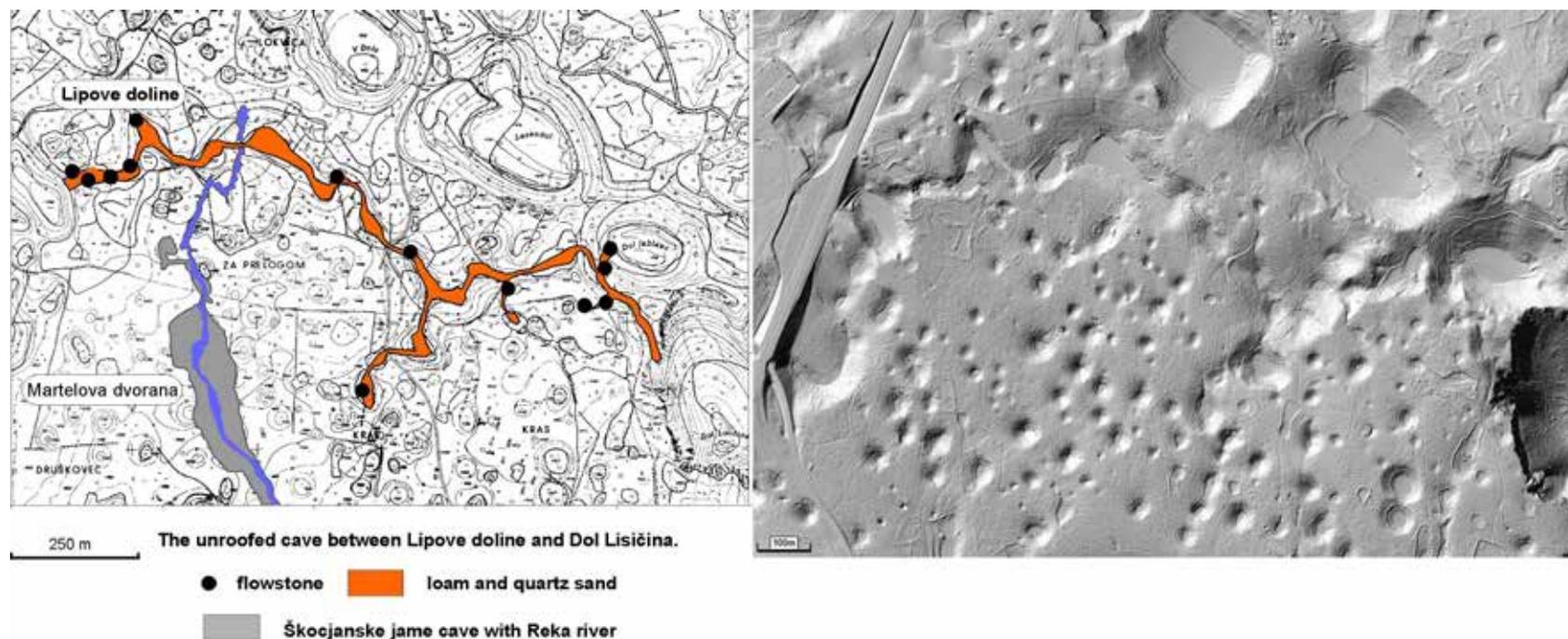
La cavità esplorata più estesa in assoluto è la Kačna Jama (Abisso dei Serpenti) con 20.200 m di sviluppo planimetrico, la più profonda è la grotta Claudio Skilan, con ingresso a quota 389 m s.l.m. e fondo a 11 m s.l.m. per 378 metri di sviluppo in verticale.

Nel Carso sono presenti grotte che si sono formate principalmente in condizioni freatiche o epifreatiche. In questo contesto l'area carsica compresa tra l'inghiottitoio delle Grotte di Škocjan, Divača e Sežana-Opicina rappresenta un territorio unico e di valenza internazionale. Gli oltre 200 anni di studi ed esplorazioni svolte in quest'area hanno permesso di comprendere l'evoluzione geologica e idrodinamica di questo particolare carso di contatto. Le grotte più profonde di quest'area raggiungono la zona freatica e/o epifreatica e durante i periodi di piena, parte dei vani che le costituiscono, sono completamente allagati. I grandi condotti freatici si connettono alla superficie grazie ad inghiottitoi e doline di crollo, come nel caso delle Grotte di Škocjan o tramite imponenti pozzi e/o tratti di gallerie fossili come nel caso della Kačna Jama, del sistema Brezno v Stršinkni Dolini - Jama Sežanske Reke, dell'Abisso di Trebiciano-Labadnica o della Grotta di Lazzaro Jerko. Al di sopra della zona freatica si trovano diverse cavità a galleria o grandi sale che sono la testimonianza di antichi livelli freatici ormai non più percorsi dalle acque generatisi in un contesto ambientale completamente differente rispetto all'attuale. Esempi di tali grotte sono: Divaška Jama, Vilenica, Jakofčičeva Jama, Gustinčičeva Jama v Blažčevi Dolini, Lp2 (presso Lipica), Lipiška Jama, Škamprlova Jama, Grotta Claudio Skilan, Grotta di Padriciano-Pečina pri Salcerju, Grotta Impossibile, Grotta Lindner-Lesičja luknja, Grotta Gigante-Briška Jama, Grotta delle Torri di Slivia-Pejca v Lazcu, Grotta Noè- Pečina v Rubijah. L'accesso a queste gallerie freatiche "fossili" avviene attraverso pozzi più o meno articolati o gallerie inclinate. In alcuni casi le cavità sono così vicine alla superficie che i processi di erosione e corrosione smantellando la superficie

Figura 3.5.12: L'ingresso della Grotta Azzurra-Zidarčeva pejca, tipico esempio di grotta scoperchiata (Foto: Furio Finocchiaro)



Figura 3.5.13:
 Carta topografica con
 ubicazione della grotta
 scoperchiata della
 dolina Lipove sopra le
 grotte di Škocjan (da
 Mihevc 2001) (a sinistra)
 e modello digitale del
 terreno della stessa area
 (Agencija RS za okolje -
 Slovenian Environment
 Agency) (a destra)



topografica le hanno in parte intercettate. Si generano così quelle che vengono chiamate le grotte scoperchiate (si veda il cap. 2) che rappresentano ciò che rimane di un antico percorso delle acque sotterranee, ma che oggi a tutti gli effetti, con le loro forme, diventano parte peculiare del paesaggio esterno (Figura 3.5.12).

È possibile individuarle per la presenza in superficie di tipici morfotipi (trincee, depressioni meandreggianti, ...) o di depositi tipici di grotta come, ad esempio, le stalagmiti rinvenute nella Lipova dolina presso le Grotte di Škocjan (Figura 3.5.13) o a Borgo Grotta Gigante, oppure le grotte scoperchiate nei pressi di Povirje o di Sežana. Si sarebbe indotti a credere che le grotte scoperchiate trovandosi in superficie siano le forme ipogee più antiche presenti sul Carso, ma bisogna tenere in considerazione che il carsismo può operare contemporaneamente anche a profondità differenti e quindi grotte che oggi osserviamo a profondità differenti potrebbero essersi generate nello stesso momento. Inoltre i processi tettonici congiuntamente a quelli di abbassamento della superficie topografica per erosione/corrosione hanno intensità differenti da area ad area e quindi com-

plicano notevolmente la collocazione temporale dei diversi morfotipi che possiamo rilevare. Studi effettuati sulla Grotta Grofova hanno permesso di datare i sedimenti rinvenuti al suo interno ad oltre 10 milioni di anni, e portano così a ritenere che le aree dei monti Tabor, Lanaro ed Ermada assieme alle grotte scoperchiate siano le forme ipogee più antiche.

Le grotte maggiormente presenti sul Carso sono però quelle a pozzo che possono essere delle forme subverticali indipendenti o possono connettersi i tratti suborizzontali a galleria. Tra i pozzi più imponenti si ricorda il pozzo di ingresso alla Kačna Jama, profondo 186 m, che si apre sul fondo di un'estesa dolina, l'Abisso della volpe con i suoi 181 m e il Lipiško Brezno, che con i suoi 210 m rappresenta il più profondo pozzo verticale singolo esplorato sul Carso Classico.

La genesi dei grandi pozzi del Carso non è ancora del tutto certa, poiché non è chiaro se si siano originati in un contesto vadoso per infiltrazione e percolazione di acqua dalla superficie o in un contesto freatico rappresentando tratti subverticali del reticolo ipogeo formatosi in condizioni di pieno carico.

3.6 L'idrogeologia dell'area del geoparco

L'acquifero del Carso Classico

Ogni qual volta si passeggia lungo l'altipiano del Carso si rimane stupiti dall'unicità e dalla varietà dei paesaggi che ci circondano. Talvolta bastano pochi passi per passare da boschi ad aride pietraie, da guglie e torrioni a voragini e depressioni, da morbidi prati ad impervi pavimenti calcarei. Tutto racconta una storia lunga milioni di anni nei quali l'acqua, come un infaticabile scultore, ha modellato ogni affioramento roccioso rendendolo originale e unico. Acqua che però rimane solo per brevi periodi in superficie. L'estesa rete discontinuità (fratture, piani di stato, faglie...), allargate ed ampliate dal fenomeno carsico, permette una facile infiltrazione e un veloce accumulo delle acque in profondità, dando vita ad uno degli acquiferi più importanti e produttivi dell'intera area mediterranea (un acquifero è una formazione geologica permeabile sufficientemente estesa da consentire l'accumulo e il trasferimento di consistenti masse d'acqua).

Simbolo di questo acquifero sono le sorgenti del Timavo, che con la loro portata media di 30 m³/s rappresentano la più importante sorgente dell'area del geoparco e del Friuli Venezia Giulia.

Ma da dove proviene tutta quest'acqua? E perché fuoriesce proprio in questo punto?

Per rispondere a questa domanda ci viene in aiuto la geologia.

Come già descritto nei capitoli precedenti, sul Carso Classico sono presenti due diverse litologie: le rocce carbonatiche (calcari

e in parte dolomie) e quelle silico-clastiche, qui rappresentate dal flysch (alternanza di marne e arenarie in cui prevale la componente silicatica su quella carbonatica). Queste due unità geologiche hanno caratteristiche idrogeologiche differenti ed influenzano le modalità di ricarica e di deflusso nell'acquifero. Le prime infatti sono estremamente carsificate, e facilitano l'infiltrazione e il drenaggio ipogeo (alta permeabilità), le seconde invece non sono carsificate, favoriscono la circolazione superficiale e rappresentano una barriera al deflusso sotterraneo (bassa permeabilità).

Osservando la carta idrogeologica (Figura 3.6.1) si nota come il flysch sia presente in modo quasi continuo tanto nel settore settentrionale

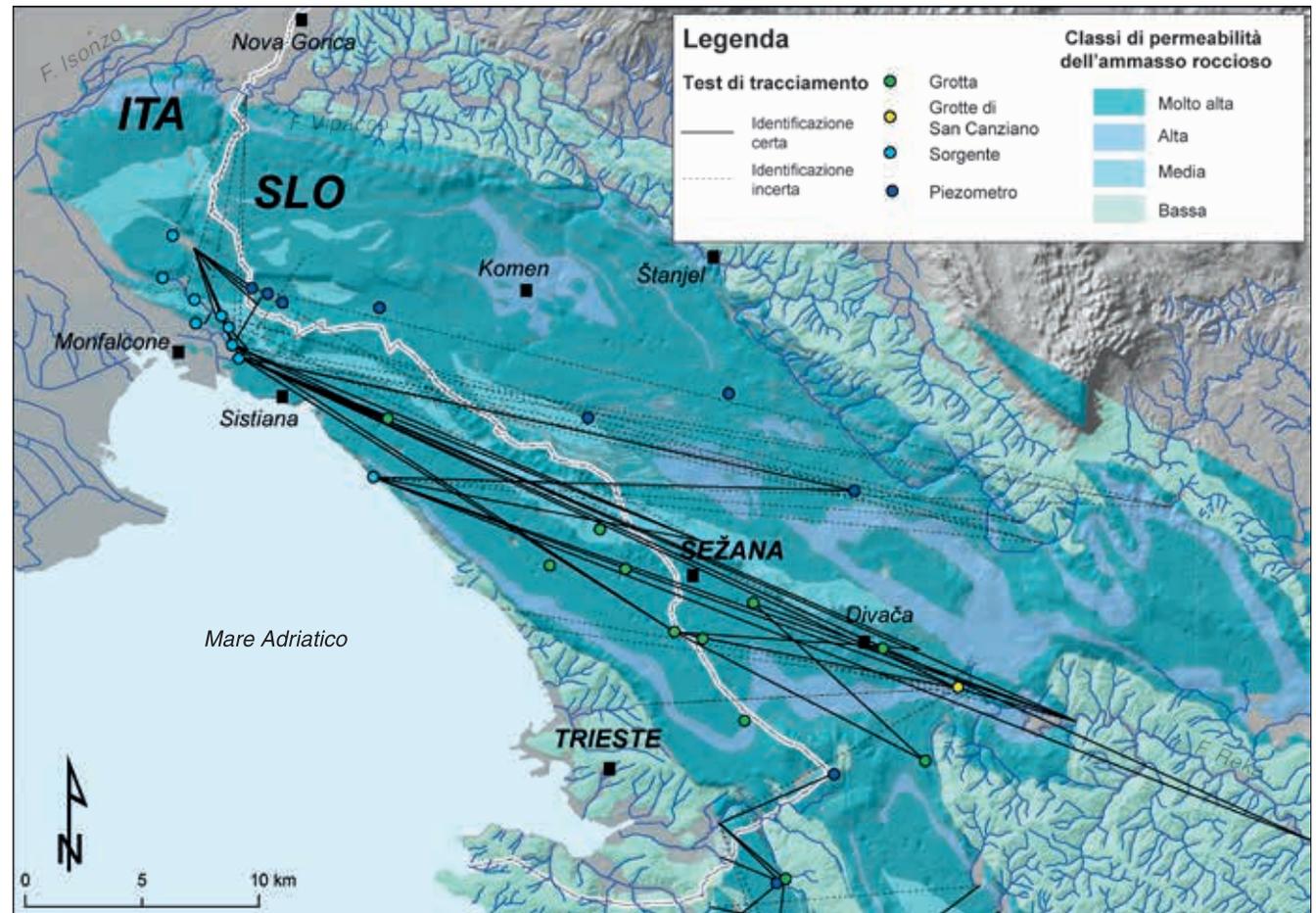


Figura 3.6.1: Carta idrogeologica del Carso Classico (modificato da Zini et al., 2022)

quanto in quello orientale del Carso Classico, quasi circondandolo. La sua presenza è una barriera idrogeologica che favorisce l'accumulo delle acque nei calcari e il deflusso ipogeo verso nord ovest fino al settore in corrispondenza dell'area compresa tra Aurisina-Nabrežina e Monfalcone dove la barriera viene a mancare e le acque sotterranee possono riemergere in numerose sorgenti e riversarsi a mare.

La ricarica dell'acquifero

L'acquifero è alimentato principalmente da tre distinti contributi: le piogge, le acque dei fiumi Reka e Raša e i travasi della falda della pianura isontina (Figura 3.6.2).

Data l'estensione dell'altopiano carsico e le cospicue piogge che insistono su questa regione, le precipitazioni rappresentano il principale

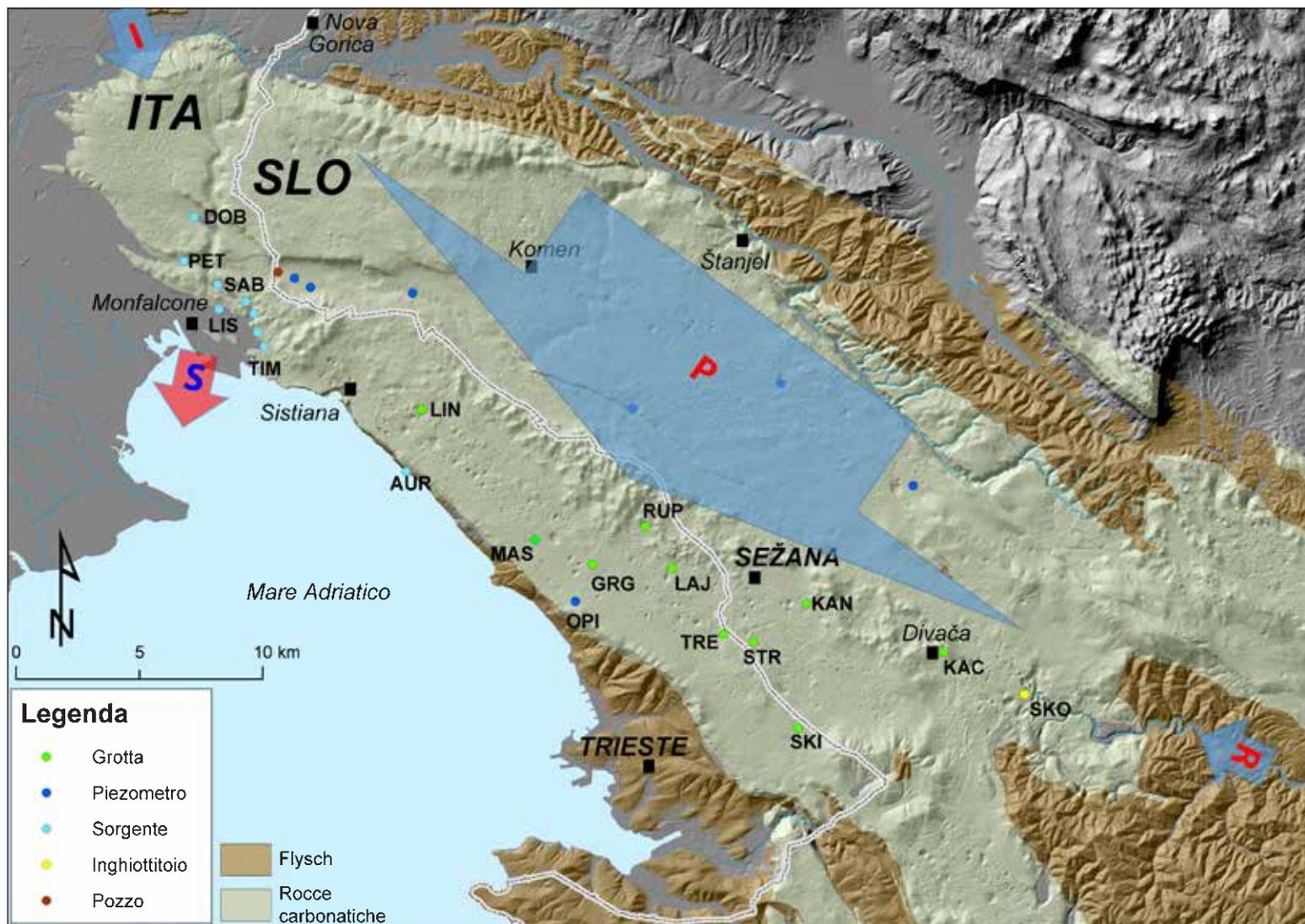


Figura 3.6.2: L'idrostruttura del Carso Classico con i principali punti d'acqua: SKO Grotte di Škocjan, KAC Kačna jama, KAN Jama 1 v Kanjaducah, SKI Grotta Claudio Skilan, STR Brezno v Stršinkni dolini - Jama Sežanske Reke, TRE Abisso di Trebiciano-Labadnica, LAJ Grotta Lazzaro Jerko, GRG Grotta Gigante-Briška jama, RUP Abisso di Rupingrande, OPI piezometro di Opicina, MAS Abisso Massimo, LIN Grotta Lindner-Lesičja luknja, AUR sorgenti di Aurisina, TIM Sorgenti del Timavo, LIS sorgenti del Lisert, SAB lago di Sablici, PET lago di Pietrarossa e DOB lago di Doberdò. Le frecce blu identificano i diversi contributi all'alimentazione dell'acquifero e la freccia rossa la portata media degli apparati sorgentiferi (modificato da Zini et al., 2022)



Figura 3.6.3: L'inghiottitoio di Vreme durante un esperimento di tracciamento delle acque con l'uso di fluoresceina (colorante verde fluorescente) (Foto: archivio del Dipartimento di Matematica e Geoscienze – Università degli Studi di Trieste)

contributo all'alimentazione dell'acquifero del Carso Classico che si trova in un'area di transizione tra il clima mediterraneo e quello continentale ove la piovosità media varia da circa 1000 mm/anno lungo la costa ai 1800 mm/anno all'interno e a valori superiori ai 2000 mm/anno nel bacino del Reka. Grazie all'intensa e diffusa carsificazione della massa rocciosa, alla scarsa copertura vegetale e spesso all'assenza di suoli, in superficie non si genera un reticolo idrografico, ma le acque piovane si infiltrano rapidamente e vanno ad alimentare la falda di fondo.

Un ulteriore contributo si osserva nel settore nord-occidentale del Carso tra gli abitati di Miren e Segrado, dove le acque dei fiumi Isonzo-Soča e Vipava e della falda da loro alimentata, sono a diretto contatto con i calcari. In quest'area una serie di inghiottitoi superficiali e sotterranei permette il travaso delle acque superficiali e di falda in sinistra verso l'acquifero carsico. Le acque si infiltrano in numerosi punti e in questo modo hanno creato un articolato reticolo ipogeo che porta le acque sotterranee verso l'area sorgentifera compresa tra il lago delle Mucille-Močile e le sorgenti del Timavo.

Il contributo all'alimentazione dell'acquifero dovuto ai corsi d'acqua Raša e Notranjska Reka (Timavo Superiore) è quello più interessante dal punto di vista idrodinamico. Questi corsi d'acqua scorrono in superficie fin tanto che transitano sul flysch, ma quando raggiungono i calcari una serie di inghiottitoi ne drenano le acque in profondità. Le portate del Raša sono relativamente modeste e anche per lunghi periodi l'alveo rimane in secca, mentre quelle del Reka sono decisamente importanti e rappresentano mediamente più di un quarto della ricarica dell'intero acquifero carsico.

Il Reka-Timavo

Il fiume Notranjska Reka, chiamato Timavo Superiore in italiano, nasce alle pendici del monte Dletvo al confine tra Slovenia e Croazia. Scorre per oltre 50 km su terreni in flysch finché passa sui calcari circa 7 km a monte delle Grotte di Škocjan. In questo tratto del fiume il processo carsico è attivo e il Reka perde parte delle acque che si infiltrano in subalveo, fenomeno particolarmente eclatante nei pressi di Gornje Vreme dove nei periodi di magra tutte le acque del Reka vengono inghiottite e l'alveo a valle è secco (Figura 3.6.3).

Quando la portata è superiore a circa $1 \text{ m}^3/\text{s}$ l'inghiottitoio di Vreme non riesce a catturare tutte le acque del fiume e si ha un flusso continuo fino alle Grotte di Škocjan, che inghiottono tutte le acque del fiume. Il Notranjska Reka entra nelle grotte di Škocjan, lunghe complessivamente più di 6 chilometri, alla quota di 317 m s.l.m., attraversa alcune doline di crollo molto profonde (la Mala dolina ha 120 metri di profondità e la Velika dolina ne ha più di 165) e dopo aver percorso i circa 3,5 chilometri di una gigantesca forra larga da 10 a 60 m e alta fino a oltre 100 m scompare nel sifone, ancora inesplorato, del Lago Morto a 212 m s.l.m.

Il Notranjska Reka ha una portata estremamente variabile, compresa tra gli oltre $380 \text{ m}^3/\text{s}$ in piena e i $0,18 \text{ m}^3/\text{s}$ in magra. Le portate possono essere così elevate che talvolta i condotti sotterranei non riescono a drenare tutte le acque che si inabissano e la falda del Carso si innalza repentinamente, allagando tratti di grotte che solitamente sono inattivi. L'aria nelle cavità viene espulsa repentinamente dando vita a quelli che nell' '800 furono chiamati con il termine tedesco "luftloch" (buco soffiante) (Figura 3.6.4). Proprio grazie a questi punti sono state scoperte ed esplorate alcune delle cavità che, assieme

al complesso ipogeo Brezno treh generacij - Kačna jama (Abisso delle tre generazioni - Abisso dei Serpenti), permettono di osservare il corso sotterraneo del Reka-Timavo: Jama 1 v Kanjaducah (Grotta di Kanjaduce), Stršinkna Dolina-Jama Sežanske Reke (Abisso presso la dolina Stršinkna-Jama Sežanske Reke), l'Abisso di Trebiciano-Labadnica e la Grotta meravigliosa di Lazzaro Jerko.

Kačna jama (Abisso dei Serpenti) è un grandioso complesso ipogeo che si sviluppa nei calcari cretaci circa 1 km ad ovest dell'abitato di Divača e circa 800 m a ovest del Lago Morto. L'abisso si apre a quota 436 metri s.l.m. e si presenta con un pozzo di accesso profondo 186 metri che conduce ad un sistema più vasto di gallerie distribuite su due livelli fino a raggiungere una profondità di 280 m.

Il livello superiore è idrogeologicamente inattivo ma riccamente concrezionato. Il livello inferiore, a cui si accede dal livello superiore attraverso una serie di pozzi e gallerie, si sviluppa sub-orizzontalmente e consiste in un articolato sistema di condotte dove, in condizioni sia di magra che di morbida, scorre a pelo libero il Reka-Timavo fino ad un sifone posto alla quota di 156 m s.l.m. Il sifone riesce a drenare una portata massima di 15 m³/s. Per portate superiori il livello dell'acqua nella cavità si innalza e si attivano una serie di condotti di troppo pieno solitamente privi di flusso che riescono a drenare portate fino ai 130-150 m³/s. Per portate superiori il livello delle acque aumenta ulteriormente e inizia ad allagarsi anche la forra delle grotte di Škocjan.

Nel 2010 è stata scoperta la grotta Brezno treh generacij (Abisso delle tre generazioni), che si collega con le gallerie nuove della Kačna jama, formando così un sistema ipogeo di oltre 20 km di sviluppo. Il suo nome lo deve al fatto che nei lavori di disostruzione della cavità

sono state ritrovate tracce di vecchie opere di scavo probabilmente realizzate alla fine dell'Ottocento.

Cinque chilometri a valle della Kačna jama si trova la grotta Jama 1 v Kanjaducah. Si tratta di una cavità profonda 330 metri con uno sviluppo di 1,5 km. Sul fondo alla quota di circa 20 metri s.l.m. è presente un ampio condotto (600 m di lunghezza per 50 di larghezza e 60 d'altezza) in cui scorrono le acque del Reka-Timavo. Dopo ulteriori

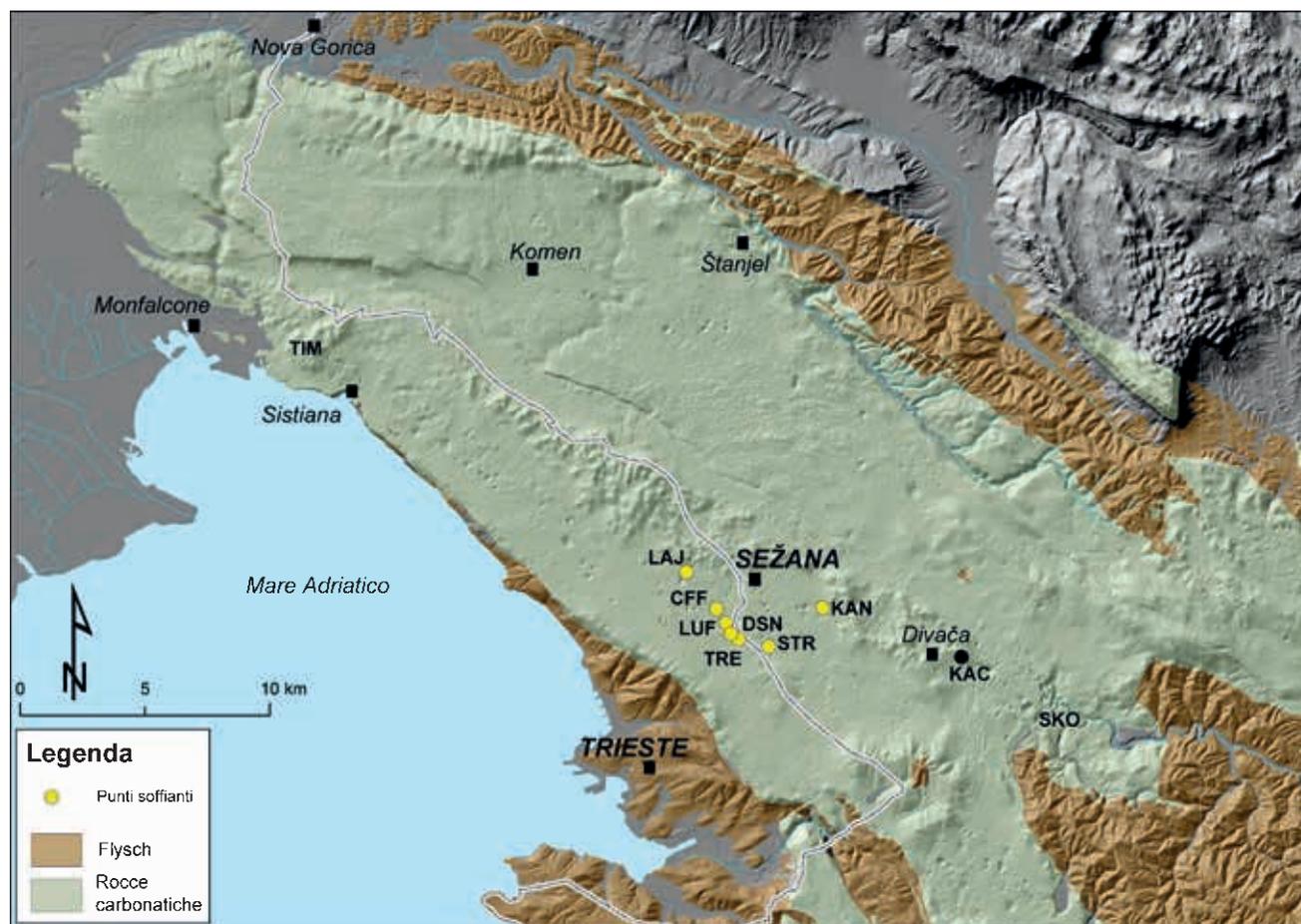


Figura 3.6.4: "Luftloch" o buchi soffianti. SKO Grotte di Škocjan, KAC Kačna jama, KAN Grotta Jama 1 v Kanjaducah, STR Grotta Brezno v Stršinkni dolini - Jama Sežanske Reke, TRE Abisso di Trebiciano - Labadnica, DSN Dolina dei Sette Nani, LUF Grotta Luftloch, CFF Pozzo presso il casello ferroviario di Ferneti - Grotta Decapitata, Abisso Nagasaki, LAJ Grotta Lazzaro Jerko



Figura 3.6.5: Il Reka-Timavo sul fondo dell'Abisso di Trebiciano-Labadnica (foto Alberto Maizan)

2,6 km si raggiunge il sistema ipogeo Jama Sežanske Reke - Brezno v Stršinkni dolini, sul fondo del quale le acque del Reka-Timavo scorrono a circa 15 m s.l.m. lungo un'ampia galleria. La grotta ha due entrate distinte: la prima Jama Sežanske Reke si apre a 354 m s.l.m. e conduce al sifone d'entrata, mentre la seconda, Brezno v Stršinkni dolini (344 m s.l.m.), permette di raggiungere il sifone d'uscita. Il sifone d'entrata è stato esplorato dagli speleosubacquei raggiungendo una profondità di 60 m. Da questa grotta, attraverso una serie di sifoni in parte ancora sconosciuti, si raggiunge l'Abisso di Trebiciano-Labadni-

ca. Questa è la grotta più nota tra quelle presenti sul Carso e ha avuto un ruolo decisivo nelle indagini sull'idrogeologia carsica, essendo divenuta un importante laboratorio scientifico sotterraneo già nel secolo scorso. Esplorata nel 1841 per oltre ottant'anni è stata considerata la grotta più profonda al mondo. Oggi ha uno sviluppo planimetrico complessivo di oltre 2400 m e una profondità di 370 m (Figura 3.6.5). Recenti esplorazioni speleosubacquee hanno accertato la presenza di ampi vani allagati che raggiungono i 40 m in profondità, quindi ben al di sotto del livello marino e diverse centinaia di metri in lunghezza.

L'ultima cavità che intercetta il corso del Timavo è la Grotta Meravigliosa di Lazzaro Jerko, che si apre a Col di Monrupino-Repentabor alla quota di 302 m s.l.m. e a 3,5 km a nord dell'Abisso di Trebiciano-Labadnica. La cavità è ad andamento prevalentemente verticale, con numerosi pozzi che conducono a due ampie caverne, sul cui fondo ad una quota di circa 4 metri s.l.m. scorre l'acqua.

La Lazzaro Jerko è l'ultima cavità nota nella quale si possa osservare direttamente il Timavo. Tutto ciò è dovuto, probabilmente, al fatto che a valle di questa cavità le principali vie di drenaggio del sistema ipogeo del Timavo si trovano al di sotto dell'attuale livello del mare e in condizioni di pieno carico. La connessione tra tutte queste

grotte con le sorgenti di Aurisina, Timavo e Sardos è stata confermata da una serie di marcature delle acque effettuate con diversi traccianti in più occasioni.

Durante i periodi di piena, e in concomitanza con l'aumento delle portate all'inghiottitoio di Škocjan, si verifica un veloce innalzamento (diverse decine di metri, fino ad oltre 100 m) del livello della falda carsica e un allagamento di vani terminali di alcune tra le cavità più profonde del Carso come gli abissi di Rupingrande e Massimo, le grotte Claudio Skilan e Federico Lindner, la Dolenca Jama e la Drča Jama.



Le sorgenti

Lungo la linea di costa da Aurisina-Nabrežina fino all'abitato di Monfalcone, dove il contatto calcari/flysch si trova a quote topograficamente poco elevate e spesso sotto il livello del mare, si osserva la presenza di numerose sorgenti che drenano le acque dell'acquifero del Carso Classico. Partendo da sud est, la prima fascia sorgentizia che si rileva è rappresentata dalle Sorgenti di Aurisina (Figura 3.6.6). Si tratta di 9 emergenze che si sviluppano su un fronte di circa 350 m, poste in prossimità del contatto calcari/flysch che in quest'area si trova in corrispondenza della spiaggia. Le acque oggi vengono raccolte in una trincea di drenaggio artificiale, posta parallelamente alla linea di costa, che dal 1857 al 1971 serviva l'acquedotto della città di Trieste.

Da Aurisina-Nabrežina Mare fino al Villaggio del Pescatore-Ribiško naselje sono rilevabili altre numerose fuoriuscite, spesso al di sotto del livello del mare e non sempre permanenti, con una portata complessiva media stimata di 0.5-1 m³/s e un deflusso estremamente variabile in funzione del regime. La principale di queste sorgenti è posta sotto il livello del mare a Ovest della Baia di Sistiana-Sesljan.

Nell'area più occidentale tra Doberdò-Doberdob e Monfalcone si osserva un articolato sistema di sorgenti, laghi carsici ed inghiottitoi, che danno vita a un sistema idrogeologico e un ecosistema unico (Figura 3.6.7).

Il lago di Doberdò-Doberdob rappresenta la più settentrionale di questa serie di laghi carsici che comprende anche quelli delle Mucille-Močile, di Pietrarossa-Prelosno e di Sablici-Sabeljsko. Queste depressioni, il cui fondo si trova a quote comprese tra 1 e 5 m s.l.m., permettono di portare alla luce le acque della falda carsica. In ognuno dei laghi sono presenti delle aree sorgentifere permanenti e degli inghiottitoi che regolano il regime delle acque. Durante i periodi di piena la portata delle sorgenti cresce velocemente e gli inghiottitoi talvolta non riescono a drenare tutta l'acqua che si riversa nei laghi, facendo impennare in poche ore il livello fino ad oltre 10 m.

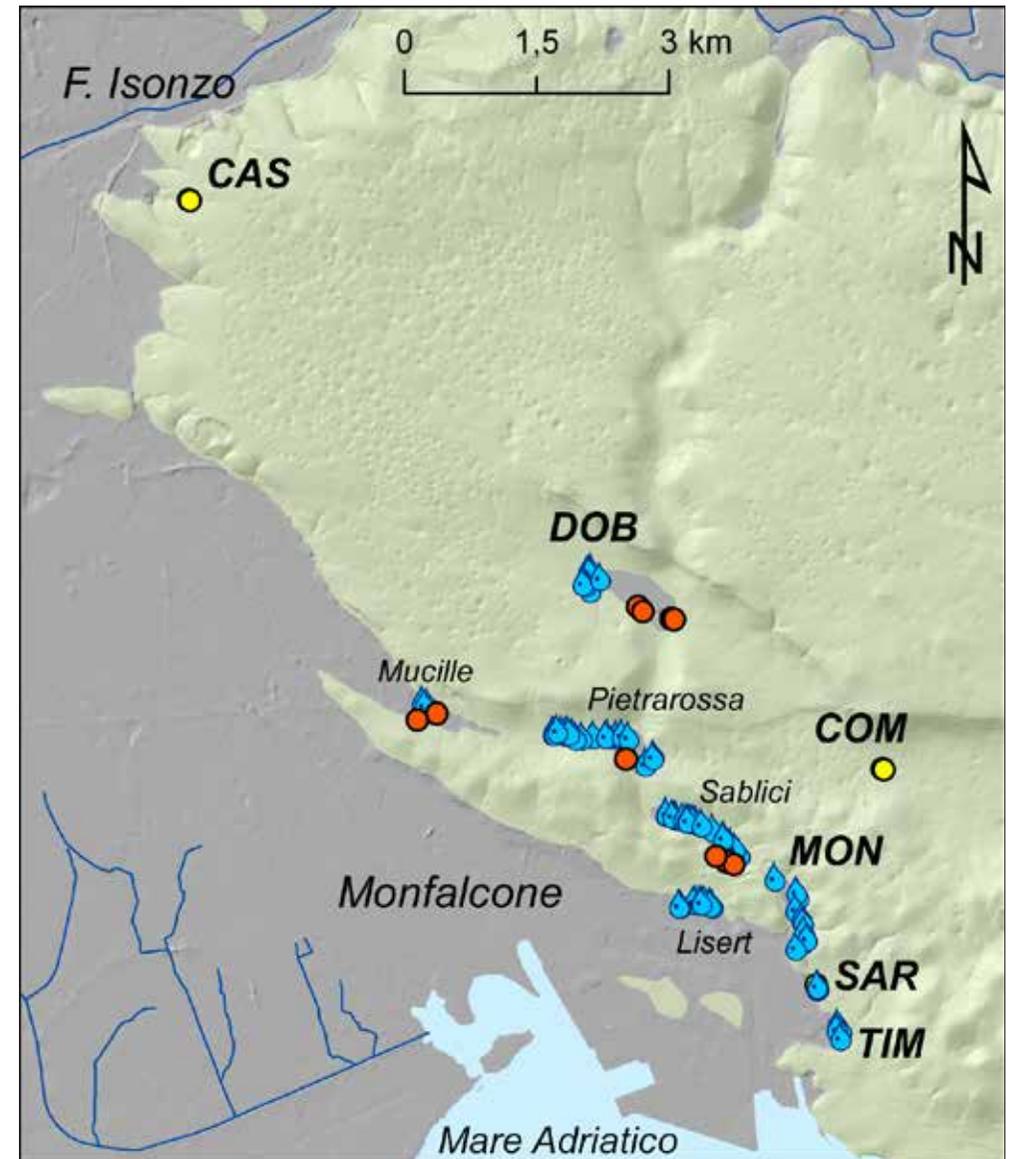


Figura 3.6.7: Sorgenti e punti acqua del settore occidentale del Carso Classico.

◀ Figura 3.6.6: Le sorgenti di Aurisina durante una piena: si notino le acque torbide che fluiscono attraverso l'arenile (Foto: archivio del Dipartimento di Matematica e Geoscienze – Università degli Studi di Trieste)



Questo comportamento caratterizzava tutta l'area fino agli anni '60. Successivamente la realizzazione dei canali di bonifica a Pietra-rossa-Prelosno e Sablici-Sabelsko ha modificato l'idrodinamica di quest'area limitando l'innalzamento del livello.

A San Giovanni di Duino-Štivan si incontrano le sorgenti del Timavo, che rappresentano la principale emergenza del Carso Classico. Consistono in quattro polle raccolte in tre rami che confluiscono in un unico canale che dopo 3 chilometri sbocca nel mare, nel Golfo di Monfalcone. Dai tre rami delle sorgenti si diparte un complesso e articolato reticolo di ampi condotti che, raggiungono la profondità di 83 m ed uno sviluppo di oltre 1500 metri.

L'area sorgentifera comprende oltre alle sorgenti del Timavo anche le sorgenti Sardos (Figura 3.6.8) e fin dal 1929 è stata interessata da diverse opere di captazione delle acque per l'approvvigionamento idrico della città di Trieste.

L'idrodinamica dell'acquifero

Le sorgenti del Timavo rappresentano lo snodo centrale dell'idrogeologia di tutto il Carso Classico, in quanto drenano la maggior parte delle acque che alimentano l'acquifero. In questo punto confluiscono con regimi differenti sia le acque del Reka, sia quelle che provengono dai fiumi Isonzo-Soča e Vipacco-Vipava, sia quelle legate alle precipitazioni dell'intero Carso Classico.

Ogni piena ha comunque un comportamento unico, in quanto il deflusso delle acque all'interno dell'acquifero è legato non solo all'entità delle piogge, ma anche alle condizioni idrogeologiche antecedenti il singolo evento (condizioni di magra, di piena, di morbida prolungate o non, ...) e alla distribuzione delle precipitazioni sul territorio.

Le acque del Reka, che vengono inghiottite a Škocjan, influenzano tutto il settore orientale del Carso fino all'area di Duino-Devin. Nel loro percorso sotterraneo si miscelano con le acque delle precipitazioni che si infiltrano sull'altipiano e infine emergono in tutte le sorgenti costiere da Aurisina-Narežina fino a San Giovanni di Duino-Štivan (Figura 3.6.9).

In occasione delle piene più intense si attivano dei condotti, solitamente pensili, che portano queste acque a fluire anche dalla sor-



Figura 3.6.9: Il terzo ramo del Timavo in regime di piena (Foto: Luca Zini)

gente Sardos. Le acque del Reka però non riescono a raggiungere il settore più occidentale del carso (Carso isontino) dove prevalgono altri contributi.

Le acque che fluiscono nel Carso isontino, infatti, sono alimentate fundamentalmente da due apporti: le acque disperse dai Fiumi Isonzo-Soča e Vipacco-Vipava e le acque di precipitazione che si infiltrano in quest'area. Le acque del sistema Isonzo-Vipacco sono la principale fonte di alimentazione di questo settore del Carso Classico e sostengono le portate di tutte le sorgenti dalle Mucille-Močile al canale di Moschenizza-Moščenice. Durante i periodi di forte magra, quando le portate del Reka in Slovenia sono molto basse (poche centinaia di litri al secondo) anche la sorgente del Timavo, sono in gran parte alimentate da questa risorsa.

In questo quadro la sorgente Sardos rappresenta il punto di contatto tra il sistema occidentale alimentato dal sistema Isonzo-Soča/Vipacco-Vipava e quello orientale legato al Reka/Timavo e in funzione dei diversi regimi idrogeologici si osserva il prevalere di un contributo rispetto ad un altro o la loro miscelazione.

◀ Figura 3.6.8 La sorgente Sardos (Foto: Luca Zini)

