

Regione Toscana

Accordo di Programma Quadro Ricerca e trasferimento tecnologico per il sistema produttivo

III Accordo integrativo



Studio idrogeologico delle aree geotermiche di Larderello e dell'Amiata

Pacco di lavoro: Rapporto specifico sugli aspetti idrogeologici delle aree di Larderello e del Monte Amiata

A cura di: DST – Dipartimento di Scienze della Terra – Università di Firenze
Gruppo di Idrogeologia

Data compilazione: Giugno 2010

Indice

Premessa	1
1 Metodologie di calcolo dei termini del bilancio idrogeologico	2
1.1 Precipitazioni	2
1.2 Temperature	5
1.3 Evapotraspirazione	6
1.4 Infiltrazione.....	6
1.5 Deflusso	13
2 Andamento nel periodo dei parametri climatici	14
2.1 Gli afflussi meteorici	14
2.2 La temperatura	17
2.3 Evapotraspirazione risorsa idrica disponibile	19
3 Bilancio idrogeologico dell'area di Larderello	22
3.1 Il sistema di Larderello-Travale	22
3.2 Bilancio idrogeologico dell'area di Larderello	26
3.3 Relazioni tra lo sfruttamento geotermico ed il ciclo idrologico	36
3.4 Conclusioni	38
4 Bilancio idrogeologico dell'area del Monte Amiata	39
4.1 Cenno alle caratteristiche idrogeologiche dell'area	39
4.2 Bilancio idrogeologico dell'area estesa	41
5 Bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico del M. Amiata	46
5.1 Il sistema idrogeologico del M. Amiata	46
5.2 Le sorgenti	46
5.2.1 Calcolo della portata delle sorgenti	47
5.2.2 Calcolo dei coefficienti di correlazione	52
5.2.3 Misura della portata delle sorgenti nel 2009	52
5.3 I pozzi	52
5.4 Bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico	53
5.4.1 Precipitazioni	53
5.4.2 Temperatura	58
5.4.3 Risorsa idrica disponibile	60
5.4.4 Deflusso sotterraneo: portata delle sorgenti e dei pozzi	61
5.5 Bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico	64
5.6 Confronto fra i bilanci dei tre periodi	67
5.7 Conclusioni	71
Bibliografia	73
Appendice	7

Premessa

Obiettivo di questo studio è il bilancio idrogeologico delle due aree geotermiche di Larderello-Travale e dell'Amiata.

In questo lavoro, il termine principale del bilancio è l'infiltrazione, che per l'acquifero vulcanico dell'Amiata sarà confrontata con le riemergenze naturali (sorgenti) e con quelle artificiali (pozzi) per accertare l'eventuale interferenza dello sfruttamento geotermico sull'importante risorsa idrica. Per l'area di Larderello l'infiltrazione sarà confrontata con il volume del vapore estratto.

L'infiltrazione è stata calcolata con la relazione:

$$I = (P-E) \cdot C_{ie} \quad (1)$$

dove: I = Infiltrazione

P = Precipitazione

E = Evapotraspirazione

C_{ie} = Coefficiente d'infiltrazione efficace

Gli apporti meteorici P su una determinata area si dividono in tre componenti: l'evapotraspirazione E, l'infiltrazione I e il deflusso D. In un bilancio medio pluriennale, il volume dell'acqua che s'infiltra nel sottosuolo è uguale a quello dell'acqua che riemerge e che va ad alimentare sia l'evapotraspirazione sia il deflusso. Se il bilancio riguarda un bacino idrografico coincidente col bacino idrogeologico, il termine I diviene una "partita di giro" e l'equazione del bilancio può essere ridotta alla formula $P = D + E$.

Se $D + E \neq P$, allora il bacino considerato non coincide col bacino idrogeologico e parte delle acque che vi s'infiltrano passano ai bacini contigui per vie sotterranee (se $P > D+E$) o vi arrivano per vie sotterranee (se $P < D+E$).

Gli idrologi ritenevano, fino a non molti anni fa, che un periodo di 30 anni fosse sufficiente perché il valore medio dell'infiltrazione risultasse più o meno uguale al valore medio della riemergenza, ovvero che le risorse idriche sotterranee rimanessero sostanzialmente le stesse. Questo assunto non è più valido per gli ultimi decenni, dato che è ormai accertata l'esistenza di un cambiamento climatico che comporta un aumento delle temperature e una diminuzione delle precipitazioni, con la conseguente riduzione delle risorse idriche sotterranee.

Le due aree considerate sono i poligoni delimitati nel Report 2.1, che qui chiamiamo semplicemente dell'Amiata e di Larderello. Queste aree non corrispondono a bacini idrografici: ciascuna comprende più bacini, e i limiti areali stabiliti per la ricerca in oggetto non corrispondono a sezioni di misura del deflusso. Ne discende che non è possibile redigere il bilancio idrogeologico di queste aree, mancando la possibilità di misurare il termine D. Per una valutazione indiretta del deflusso è stato applicato il metodo dei coefficienti di deflusso di [Kennessey \(1930\)](#), che fornisce un valore del rapporto D/P a partire da tre parametri fisiografici: la permeabilità delle rocce, l'acclività del terreno ed il tipo di copertura vegetale. Tuttavia il deflusso calcolato con tale metodo è molto approssimativo e non consente una verifica del bilancio.

Per questo motivo, lo studio idrogeologico è stato finalizzato al calcolo più preciso possibile di P e di E, nonché alla valutazione dell'infiltrazione I.

Questi termini sono stati calcolati per periodi diversi, per verificare se la riduzione delle risorse idriche di sottosuolo è riferibile esclusivamente al cambiamento climatico in atto dai primi anni '90.

1. Metodologie di calcolo dei termini del bilancio idrogeologico

Per la redazione del bilancio idrogeologico sono stati acquisiti, prima di tutto, i dati meteo, ovvero i valori di P (precipitazione piovosa) e T (temperatura dell'aria) medi mensili per il periodo 1937-2008 relativi alle due aree d'interesse. Come accennato nei Report P2.1 e WP2, tali informazioni sono state inserite in database consegnati nel mese di marzo 2010 ("DATI METEO_Larderello_LAMMA IDROPISA ARSIA"; "DATI METEO_Amiata_LAMMA IDROPISA ARSIA"). Tali DB sono stati creati mediante raccolta ed attenta analisi dei dati reperiti dagli archivi del LAMMA, dai siti web di IDROPISA e ARSIA, e dagli annali idrologici, inserendo informazioni relative alle stazioni pluviometriche e termometriche presenti nelle zone studiate ed ai pochi dati disponibili di neve (stazione di Radicofani e misure del manto nevoso per alcune stazioni nell'area amiatina). Per la descrizione dettagliata delle fasi di acquisizione ed analisi dei dati si rimanda al Prodotto P2.1 ed al Report finale WP2.

I bilanci idrogeologici redatti sono riferiti a vari periodi: per quanto riguarda il campo di Larderello, i periodi d'esame sono stati divisi in: **i)** 1937-1980; **ii)** 1981-2008 (dai primi anni '80 è iniziata la fase di reiniezione e l'esplorazione profonda del secondo serbatoio); per il campo dell'Amiata sono stati considerati tre periodi: **i)** 1939-1956 (pre-geotermia, l'inizio delle perforazioni ad una profondità fino a 1000 m nella zona di Bagnore risale al 1957); **ii)** 1957-1980 (sfruttamento delle aree di Bagnore e di Piancastagnaio nel serbatoio carbonatico-anidritico dell'Unità della Falda Toscana), **iii)** 1981-2008 (sfruttamento del secondo serbatoio geotermico nel basamento metamorfico ad una profondità fino a 3000 m).

Qui di seguito sono riportate le metodologie di calcolo dei vari componenti del bilancio idrogeologico.

1.1 Precipitazioni

I dati delle precipitazioni utilizzati sono quelli registrati dalle stazioni pluviometriche presenti sul territorio. In particolare si tratta delle stazioni di: Ufficio Idrografico di Pisa, Servizio Idrologico Regionale (IDROPISA), ARSIA (a partire dal 1990), Genio Civile di Grosseto, Ufficio Idrografico e mareografico di Pisa, Regione Umbria. Le stazioni pluviometriche considerate sono 57 per l'area dell'Amiata e 72 per quella di Lardello.

IBIMET ha fornito un estratto dell'archivio proveniente dal LAMMA con una serie di dati pluviometrici e termometrici delle stazioni interne ed in prossimità delle due aree studiate. Questi dati sono risultati in molti casi errati o ambigui, per cui è stato necessario un lungo lavoro di verifica direttamente dai siti web originali, dai quali sono stati reperiti dati di P e di T, da implementare nel database creato dal Gruppo di Ricerca di Idrogeologia.

Per le finalità dello studio e i metodi applicati, sono stati utilizzati i dati mensili a partire dal 1937, fatta eccezione per l'area dell'Amiata, poiché nessuna stazione di quest'area ha registrato i dati del 1937 e del 1938.

Dall'esame dei database meteo creati nessuna stazione presenta la serie completa dei dati. Quelle con maggior numero di dati mensili nel periodo considerato sono Santa Fiora e Castel del Piano (per l'Amiata) e Castelnuovo Val di Cecina (per Larderello). Si è ritenuto necessario completare tutte le serie (anche quelle delle stazioni con pochi anni di registrazione), poiché se avessimo utilizzato solo le stazioni con almeno 20 anni di registrazione, avremmo ottenuto una distribuzione areale di P meno valida di quella che deriva da tutte le stazioni, anche se con dati in gran parte ricostruiti.

Per la ricostruzione dei dati mancanti sono stati utilizzati due metodi statistici: “*The inverse distance weighting method*” (Ramesh et al., 2005) e “*Coefficient of correlation weighting method*” (Ramesh et al., 2009). Nel primo caso, viene stimato il valore mensile incognito di una stazione sulla base dei valori noti degli n punti di campionamento (stazioni), pesando questi ultimi in maniera inversamente proporzionale alla distanza, ovvero in base al criterio che due punti ubicati a maggior distanza, si influenzano in maniera inferiore. Tale metodo è stato usato quando ad una stazione mancavano più di due valori mensili. Nel secondo caso si trova la correlazione fra i valori dei tre mesi precedenti e dei tre mesi successivi al dato mensile mancante, per tutte le stazioni disponibili. L'equazione corrispondente alla migliore correlazione (R^2 più elevato) viene utilizzata per ricavare il valore incognito. Questo metodo è stato applicato quando ad una stazione mancavano uno o due valori mensili.

In tal modo sono state colmate le lacune di molte stazioni, ottenendo così, per le 57 stazioni disponibili, la serie completa dei valori medi mensili di precipitazione necessari per il calcolo del bilancio idrogeologico.

Un problema praticamente insolubile è quello di avere dati continui ed attendibili sulle precipitazioni nevose, la cui importanza ai fini della ricarica degli acquiferi è nettamente maggiore di quella della pioggia perché è maggiore il rapporto infiltrazione/ruscellamento.

Nelle due aree di studio, nessuna delle stazioni pluviometriche riporta i dati della neve negli archivi informatici: **i)** IDROPISA, non avendo pluviometri che sciolgono la neve, riporta il dato “zero”; **ii)** ARSIA, in caso di precipitazioni nevose, riporta i mm di acqua prodotta dalla neve sciolta nel pluviometro, anche in giorni successivi alla precipitazione nevosa. Inoltre, le stazioni meteo ARSIA sono in funzione solo dai primi anni '90; **iii)** i bollettini meteo sui siti web trasmettono i valori di neve caduta e manto nevoso solo giornalmente, senza archiviare i dati; **iiii)** LAMMA, per le aree di nostro interesse, presenta solamente una stazione (Radicofani) che registra l'altezza delle neve caduta la suolo, in modo discontinuo e per pochi anni (**Fig.1**); **iiiiii)** I bollettini (in formato cartaceo) degli Annali Idrogeologici hanno poche stazioni pluvio-nivometriche, con pochi dati e discontinui.

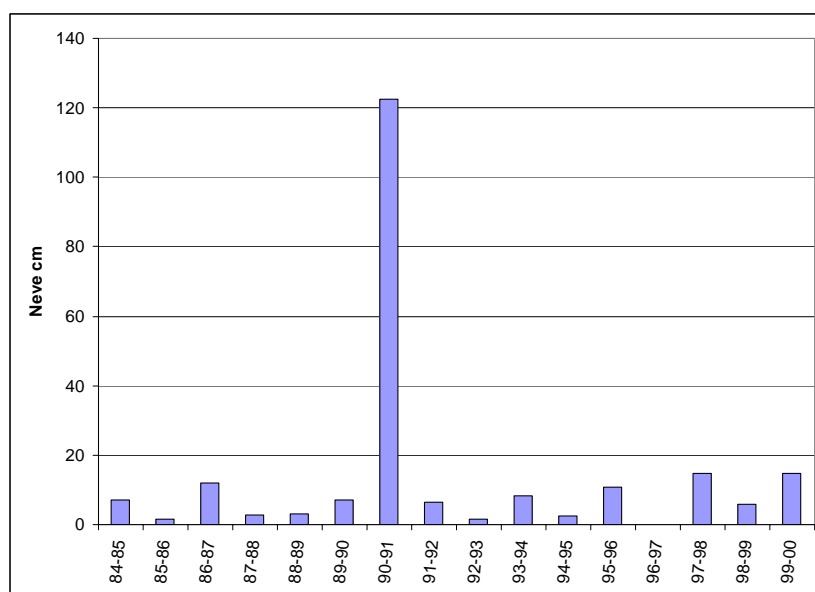


Figura 1: Altezza cumulata delle nevicate negli inverni a Radicofani.

Per quanto riguarda il Monte Amiata, di estremo interesse per il problema della riduzione della risorsa dell'acquifero vulcanico, è convinzione diffusa che le nevicate si siano ridotte notevolmente negli ultimi 15-20 anni del XX secolo e nei primi anni del 2000. Tanto che l'attività sciistica era in crisi, in un periodo di forte incremento degli sciatori.

Una conferma viene dal grafico della **Figura 2**, che mostra 5 anni senza neve nel decennio 1990-2000. Il grafico mostra anche la netta ripresa delle precipitazioni nevose dal 2003-2004, tendenza che è continuata anche 2009-2010.

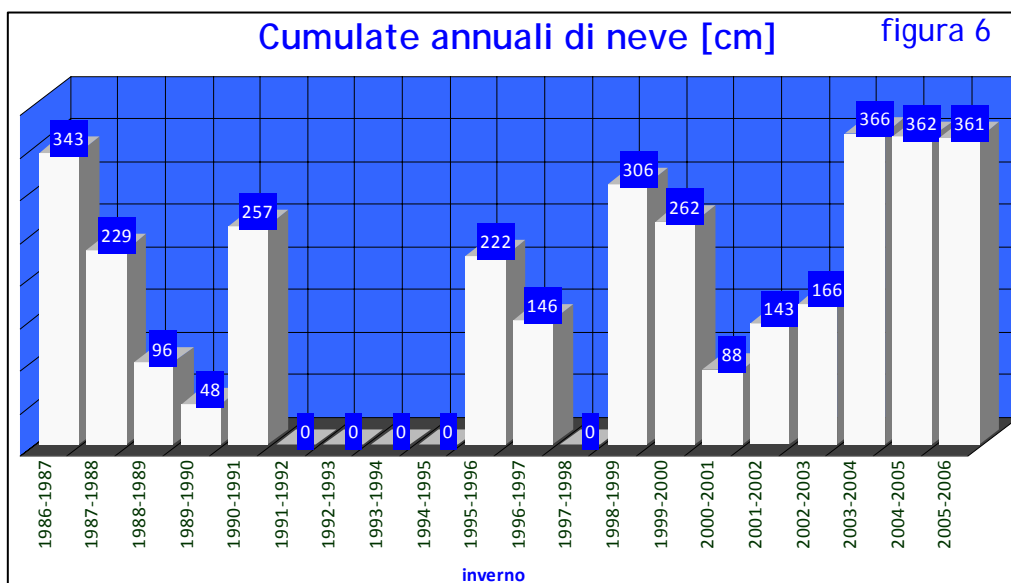


Figura 2: Altezza cumulata delle nevicate a Castel del Piano (da [Rappuoli, 2009](#)).

Ai fini dell'infiltrazione, il dato più utile sarebbe quello del numero di giorni nei quali la neve rimane sul terreno. Questo dato è disponibile per la stessa stazione di Castel del Piano, ma solo per alcuni anni (**Fig. 3**).

In conclusione, i dati sulle precipitazioni nevose sono discontinui e disomogenei, quindi non è possibile una valutazione attendibile di come questo importante fattore è variato negli anni considerati.

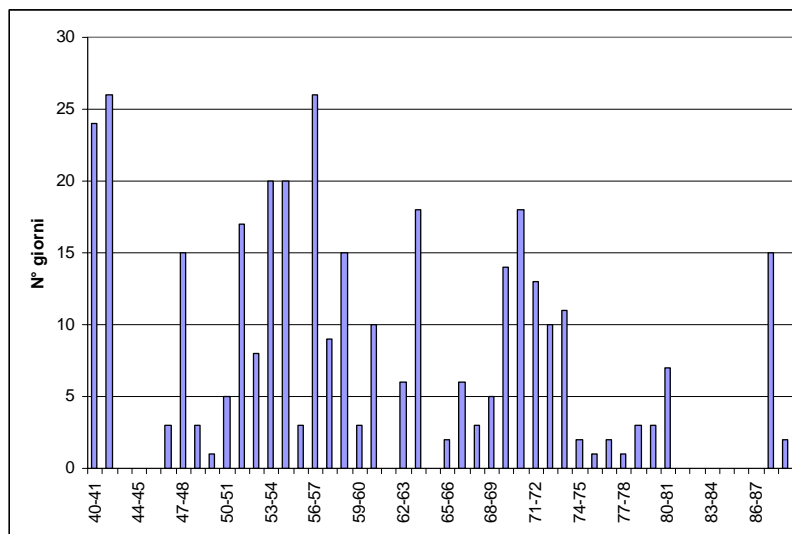


Figura 3: Stazione di Castel del Piano: giorni di persistenza della neve sul terreno (da Annali Idrogeologici).

1.2 Temperature

Le temperature, così come le precipitazioni, sono necessarie per il calcolo dell'evapotraspirazione.

Le stazioni termometriche sono in numero minore rispetto a quelle pluviometriche; infatti, per la zona dell'Amiata sono disponibili 24 stazioni, mentre per quella di Larderello sono disponibili 33 stazioni.

Anche in questo caso, non vi sono stazioni che mostrano una serie completa dei dati per il periodo analizzato. Per l'area dell'Amiata, la serie che presenta il maggior numero di dati mensili è quella di Castel del Piano di IDROPISA, continua dal 1939 al 1998. Per l'assoluta mancanza di dati rilevati negli anni 1937 e 1938 si è dovuto ridurre il periodo di analisi, partendo dal 1939. Per l'area di Larderello, le stazioni con più anni di registrazione sono quelle di Larderello e di Massa Marittima-Azienda, entrambe di IDROPISA.

Dato che a partire dal 1990, alle poche stazioni di IDROPISA si sono aggiunte quelle di ARSIA, la copertura risulta essere soddisfacente per gli ultimi 19 anni.

Nonostante che molte stazioni abbiano pochi anni di registrazione, tutte le stazioni termometriche sono state considerate e sono state completate le loro serie mediante metodi di interpolazioni ed estrapolazioni, differenti rispetto a quelli utilizzati per i dati pluviometrici, in considerazione del fatto che la temperatura si distribuisce arealmente in maniera più continua. In particolare il metodo per ricostruire i dati mensili di T è stato il seguente:

- 1) sono stati considerati i dati mensili registrati in due stazioni, A e B, la prima con una serie più lunga dell'altra;
- 2) è stato calcolato il rapporto fra le T mensili corrispondenti di B e A;
- 3) per ogni mese è stato calcolato il rapporto medio fra le due serie di T;
- 4) il dato mensile mancante della stazione B è stato calcolato moltiplicando il dato corrispondente di A per il suddetto rapporto medio.

In diversi casi, la scarsità di dati registrati ha reso necessario questo procedimento a partire dai dati ricostruiti. Per qualche anno, la mancanza di valori registrati dalle stazioni comprese nell'area Larderello ha reso necessario utilizzare i valori mensili della stazione di Santa Fiora per il completamento delle serie.

Una volta terminato il completamento delle serie, sia per i dati pluviometrici sia per quelli termometrici, sono stati creati dei database di tutte le stazioni meteo disponibili per le aree di interesse, con i dati ricostruiti distinguibili (colore rosso) da quelli misurati.

1.3 Evapotraspirazione

L'Evapotraspirazione si calcola con il classico metodo di [Thorntwaite & Mather \(1957\)](#), utilizzando un algoritmo che richiede:

1. latitudine del punto
2. 12 valori mensili di **P** (totale).
3. 12 valori mensili di **T** (media mensile)
4. valore di **u**, capacità di campo del suolo.

Quindi, dopo aver acquisito, analizzato e completato le serie pluviometriche e termometriche delle stazioni meteo, sono state calcolate le **P** e le **T** medie mensili ponderate per i periodi d'esame su entrambe le zone geotermiche. Questi 12 valori di **P** e di **T** sono stati inseriti nell'algoritmo per il calcolo di E_r , che restituisce, oltre al valore di E_r , anche il valore di P_{tot} da utilizzare nel calcolo dell'Infiltrazione.

Il valore di **u** si ottiene (**Tab.1**) incrociando il tipo di suolo **s** con l'uso del suolo **v** (essenzialmente il tipo di vegetazione). Ad ogni formazione geologica affiorante nelle due aree di studio è stato attribuito un tipo di suolo **s**, utilizzando le Carte Pedologiche regionali relative ad alcune formazioni geologiche delle due aree; il tipo di suolo è stato dedotto per confronto con la litologia delle formazioni geologiche affioranti delle quali si conosce il tipo di suolo prodotto.

Questo metodo di calcolo dell'Evapotraspirazione è stato applicato con buoni risultati nello studio del Bacino Toscana Nord ([Pranzini, 2004a](#)) e nello studio del Bacino Toscana Costa, che comprende il bilancio del bacino del F. Cecina ([Pranzini, 2004b](#)).

1.4 Infiltrazione

L'infiltrazione, a livello annuo o pluriennale, è stata calcolata con la relazione **(1)**, determinando la risorsa disponibile (**P-E**) e moltiplicandola per il coefficiente **Cie** (**Tab. 2**).

Il valore della risorsa idrica disponibile (in mm) si ottiene sottraendo **P-E_r**, dove **P** si determina, come già descritto sopra, dall'algoritmo per il calcolo dell'evapotraspirazione.

Nel Report P2.1 del Maggio 2009 era scritto che il prodotto **(P-E_r)*Cie** sarebbe stato moltiplicato per un fattore **A** dipendente dall'acclività del terreno, per tenere conto del fatto che l'infiltrazione dell'acqua di precipitazione diminuisce con l'acclività perché aumenta il ruscellamento superficiale, ma lavorando su aree che sono la proiezione sul piano orizzontale delle aree vere, questo fattore correttivo non ha ragione d'essere: **P-E_r** viene attribuito ad un'area tanto minore quanto maggiore è la sua acclività, con questo annullando la riduzione d'infiltrazione dovuta all'acclività.

I coefficienti Cie sono stati ricavati dalle diverse unità geologiche affioranti nelle due aree di studio e sono stati ripresi in massima parte dallo studio di [Pranzini \(2004b\)](#) sul bacino del F. Cecina. Per le formazioni geologiche affioranti nell'area dell'Amiata o in quella di Larderello e non presenti nel bacino del Cecina, tali valori sono stati assegnati mediante dati di letteratura ([Celico, 1988](#)).

Il metodo di calcolo suddetto è stato applicato al bilancio idrogeologico del Bacino Toscana Nord, del bacino del F. Cecina e della pianura costiera livornese fra Rosignano e San Vincenzo: in questi ultimi due, dove i dati dei prelievi da pozzi erano attendibili, il bilancio è risultato quasi in pareggio, a dimostrazione della validità del metodo.

Fra i coefficienti d'infiltrazione efficace, particolarmente importante è la corretta attribuzione di questo parametro alle Vulcaniti del Mt. Amiata, perché da questo (oltre che dalla risorsa disponibile P-Er) dipende il valore della ricarica annua dell'acquifero. Il valore assegnato deriva dal confronto delle precipitazioni con la portata totale delle sorgenti (vedi § 3).

Tabella 1: Valori di **u** per i diversi tipi di suolo e per le diverse colture e tipo di vegetazione.

Capacità di ritenzione di acqua con differenti combinazioni tra suolo e vegetazione	
Tipo di suolo (struttura del suolo)	Ritenzione di umidità del suolo (mm)
A) Colture con radici poco profonde (spinaci, carote, fagioli, barbabietole, ecc.)	
1) Sabbia fine	40
2) Loam finemente sabbioso	50
3) Loam siltoso	90
4) Loam argilloso	80
5) Argille	50
B) Colture con radici moderatamente profonde (Sughera, cotone, tabacco, grano cereali)	
1) Sabbia fine	50
2) Loam finemente sabbioso	75
3) Loam siltoso	100
4) Loam argilloso	100
5) Argille	75
C) Colture con radici profonde (erba medica, pascoli, cespugli)	
1) Sabbia fine	70
2) Loam finemente sabbioso	90
3) Loam siltoso	125
4) Loam argilloso	125
5) Argille	100
D) Frutteti	
1) Sabbia fine	100
2) Loam finemente sabbioso	125
3) Loam siltoso	150
4) Loam argilloso	125
5) Argille	110
E) Foreste mature chiuse	
1) Sabbia fine	140
2) Loam finemente sabbioso	150
3) Loam siltoso	200
4) Loam argilloso	200
5) Argille	170
F) Aree urbanizzate	
1) Sabbia fine	1
2) Loam finemente sabbioso	1
3) Loam siltoso	1
4) Loam argilloso	1
5) Argille	1

Tabella 2: Capacità di campo di suolo **u** (vedi **Tabella 1**) e Coefficiente d'infiltrazione efficace **Cie** delle formazioni geologiche per le aree di Larderello e del Mt. Amiata.

CODICE_UNI	DESCRIZIONE	U	Cie
alb	"alberese" e "formazione di Lanciaia" calcari a grana fine grigio chiari, calcari marnosi scuri e arenarie calcaree gradate Paleocene-Eocene medio	125	0.20
all	alluvioni recenti e attuali Olocene	110	0.30
asml	Argille e sabbie fossilifere marine o lagunari. Pleistocene sup.	70	0.05
at	alluvioni terrazzate; ove distinte at1, at2, at3 Pleist. sup.	120	0.25
at2	alluvioni terrazzate distinte da 'at'	120	0.25
bw	conglomerati e arenarie di materiale ofiolitico, breccie ofiolitiche e oficalciti	150	0.10
cb	argille e marne con calcari, calcari marnosi, arenarie e calcareniti intercalate talora breccie sedimentarie costituite da rocce verdi, diaspri e calcari litografici	100	0.05
cbh	arenarie, siltiti e argilliti con livelli di breccie; argille varicolori (complesso di base ?) Cretaceo superiore	60	0.15
cC	Calcari bianchi o debolmente colorati a Calpionelle, con rare liste e noduli di selce Titon. sup.-Valanginiano-Neocomiano	50	0.30
cm	"calcare massiccio" calcari non stratificati, da grigi a grigio scuri; localmente calcari dolomitici e dolomie Lias inf. (Hettangiano)	50	0.60
cR	"calcari e marne a Rhaetavicula contorta" dolomie, dolomie calcaree calcari dolomitici, verso l'alto calcari e calcari marnosi grigio scuri, alternati a straterelli di marne grigie e nerastre, alterate in giallo; localmente straterelli di calcari organ	50	0.30
cs1	"calcari grigi a selci chiare" calcari stratificati di coloreda grigio a giallastro, leggermente marnosi, a grana fine, con liste e noduli di selce grigia; localmente sottili strati di argilliti e di marne in lastrine Lias medio e superiore	50	0.35
cs1M	calcescisti zonati, fibrosi e ondulati; calcari straterellati con intercalazioni scistose; calcare cristallino grigio-brunastro o giallo con liste di selce bianca o grigia; marmo giallo o rosso con intercalazioni scistose Dogger	80	0.25
cs2M	"calcari selciferi"; calcari ceroidi grigio-scuri ben stratificati con liste di selce bruna, debolmente metamorfici Calloviano-Lusitano	50	0.30
ct	Alternanze di lenti, strati e livelli pi" o meno compatti di: marne, limi e sabbie con prevalenti elementi vulcanici	125	0.25
cv	"calcare cavernoso" calcari a "cellette", calcari dolomitici e brecciati Trias sup. (Norico-Retico); breccie poligeniche associate ai "calcari cavernosi"	50	0.60
D	diabasi, diabasi brecciati e diabasi a pillow lavas	50	0.15
di	"diaspri" radiolariti ed argilliti silicee, sottilmente stratificate	50	0.15
dis	discariche	50	0.25
doc	Doline o cavità	75	1.00

Progetto MAC-GEO

dt	detriti	100	0.15
e	depositi e coperture eluviali e colluviali; terre nere Olocene	60	0.15
f	frane	50	0.20
fB	scisti a grana variabile di solito listati; da locali facies quarzitiche, di colore biancastro piuttosto massicce, con notevole quantita' di albite e scarsi fillosilicati scisti filladici grigi e verdastri, sericitici e cloritici, con abbondante quarzo	75	0.10
fh	Calcarei marnosi e marne grigio scure, arenarie calcaree e subordinatamente arenarie quarzoso- feldspatiche. Nei calcari e nelle arenarie calcaree sono presenti scarsi microfossili cretacei (Pithonella ovalis KAUFMANN, Heteroelix sp. Globigerine, Hantkeni	100	0.20
Fid	filoni idrotermali incassati in rocce sedimentarie con mineralizzazioni a solfuri misti e relative aureole di silicizzazione e silicatizzazione	75	0.10
fIC	Sabbie argillose, argille, sabbie e ciottoli Pleist. sup.	100	0.20
fR	Formazione di Roccastrada Membro superiore fR': argille grigie con letti di ciottoli cristalli di gesso e torbe Membro inferiore fR: alternanze di sabbie, calcari marnosi fetidi, calcari spugnosi, conglomerati poligenici ed argille con faune d'acqua dolce	125	0.10
fT	"formazione di Tocchi" scisti cloritici e sericitici, grigio-verdichiari, talora con spalmature rosse; calcari ruvidi gialli e rossi; brecce di frammenti di scisti negli stessi calcari Trias superiore	100	0.10
fVc	"formazione di Vallina formazione di Sillano" argilloscisti variegati, calcari marnosi verdastri o grigi, calcareniti minute e arenarie calcarifere Cret. sup.-Eocene inf.	50	0.15
fVR	"formazione di Villa a Radda" argilloscisti talora siltosi, prevalentemente rossi, con pochi strati calcari marnosi verdastri o arenarie calcarifere, intercalati nella parte alta di pf o al tetto di questa Cretaceo sup.-Eocene inf.	75	0.05
gb	gabbri con sporadici ammassi di aplite gabbri (Monte Orello e Golfo di Lacona)	70	0.10
gM	argille con lenti di gesso e di salgemma Messiniano sup.	110	0.02
ITR	ignimbriti trachitiche	90	0.85
LT	colate latitiche	100	0.82
mac	"maiolica" calcari e calcari litografici selciferi bianco latte; nella parte alta calcari grigi talora selciferi e calcareniti Titonico sup.- Neocomiano/Barremiano	50	0.60
Mag	argilla con intercalazioni e strati gessosi, argille a Pycnodonta navicularis, sabbie, con calcari tipo "calcare di Rosignano" (indistinti), conglomerati, talvolta con tripoli alla base Messiniano sup.	120	0.02
MaP	"arenarie di Ponzano" arenarie quarzoso-feldspatiche piu' o meno cementate, intercalazioni argillose e conglomeratiche Tortoniano-Elveziano	125	0.20
Mcg	sabbie e conglomerati con rari interstrati gessosi o calcarei Messiniano sup.	120	0.30

Progetto MAC-GEO

mg	"macigno" arenarie quarzoso-felspatiche alternate a sottili interstrati di argilliti e siltiti; nella parte superiore olistostromi (ol) di "cb" Oligocene medio-sup.	50	0.25
Mlag	argille azzurre lignitifere, argille con marne a Bthynia, argille pi" o meno sabbiose con lenti di ciottoli, banchi di conglomerati e marne sabbiose Torton. sup.- Messiniano inf.	125	0.05
Mlcg	conglomerati e conglomerati lignitiferi talvolta con livelli di marne a Bthynia Torton. sup.- Messiniano inf.	125	0.15
Mlm	molasse e molasse marnose Tort. sup.-Messin. sup.	150	0.20
mM	"marmi" calcari saccaroidi bianchi, calcari ceroidi giallastri stratificati Hettangiano, Calcescisti e cipollini; marmo bianco-giallastro massiccio	50	0.60
mp	"marne a Posidonomya" marne e argilliti marnose grigio giallastre, talora con strati di calcareniti gradate e con rari livelli di radiolariti; intercalazioni nella parte alta di radiolariti Lias sup.-Dogger p.p	75	0.05
Nu	calcareniti e calciruditi grigie, gradate Eocene	125	0.30
ol	"olistostroma basale" argilliti grigio scure con blocchi e frammenti di strato, calcari marnosi, microbreccie calcaree e arenarie Oligocene superiore	150	0.05
Pag	argille azzurre e cinerine Plioc. inf.-medio	125	0.02
Pags	argille e sabbia (livello a Cladochora) Plioc. inf.-medio	100	0.10
pb	"argille a palombini" argilliti e marne fogliettate con intercalazioni di calcari a palombini Cretaceo inf.	100	0.08
Pbm	breccie conchigliari con sabbie intercalate Plioc. inf.-medio	100	0.50
Pc	calcari detrito-organogeni e ad Amphistegina Plioc. inf.-medio	50	0.55
Pca3	calcari detritico-organogeni Plioc. sup.	50	0.55
Pcg	conglomerati e ghiaie prevalentemente argillose, con sabbie e sabbie argillose (al tetto e laterale di Ps) Plioc. inf.-medio	125	0.20
Pcg1	conglomerati, sabbie, lenti di calcari detritico-organogeni; a luoghi conglomerati ad elementi di "macigno Plioc. inf.-medio	75	0.35
Pcg3	lenti ed orizzonti di conglomerati Plioc. sup.	100	0.35
pf	"pietraforte" arenarie calcaree alternate ad argilliti subordinatamente livelli di marne varietà ofiolitifera Cretaceo superiore-Eocene inf.	50	0.10
Pm	marne biancastre e argille azzurre con Pycnodonta navicularis e Pteropodi Plioc. Inferiore	125	0.05
Ps	sabbie gialle, arenarie Pliocene inf.-medio	100	0.35
Qcal	sabbie litorali, argille sabbiose e calcari detritico-organogeni Pleist. inf. (Santerniano-Emiliano)	125	0.25
r	terre rosse Olocene	60	0.10
ra	("rosso ammonitico") calcari fittamente stratificati di colore da rosa a rosso cupo, più raramente grigio chiaro o giallo nocciola; spesso a struttura nodulare, con tracce e resti di ammoniti; passano localmente al "calcare massiccio" attraverso alcune	50	0.35
RDT	colate e ristagni a composizione riodacitica	90	0.82

S	serpentiniti, lherzolitiche o harzburgitiche (termometamorfiche nella zona di Capo Norsi)	100	0.15
sc	("scaglia toscana") argilliti rosse e varicolori con intercalazioni di calcari silicei grigi, marne rosse e calcareniti; al tetto marne siltose grigie, subordinatamente varicolori; Cretaceo inf. p.p.-Oligocene	70	0.08
scd	lenti di diaspri in "sc" Cretaceo inf. p.p.-Oligocene	50	0.20
scm	intercalazioni di calcari marnosi e marne in strati alternanti calcareniti a calciruduti e argilliti incluse in 'sc' Cretaceo inf. p.p.-Oligocene	50	0.10
se	("selagiti") trachiti femiche; differenziati pneumatolitici del magma granitico toscano) Plioc. sup.- Quaternario	50	0.40
sGcB	sabbie rosso arancio più o meno grossolane, talvolta cementate, di origine eolica e colluviale (tipo sabbie rosse di val di Gori); conglomerati poligenici di ambiente deltizio e fluviale. Pleistocene medio	125	0.40
sM	Sabbie e ciottolame di Monticiano: sabbie di colore giallo arancione, derivanti dal disfacimento delle quarziti del verrucano, con abbondanti ciottoli di anageniti e quarziti del Verrucano; talora con lenti di sabbie silicee bianche	125	0.65
sMM	("scisti di Marmoraia"); scisti micacei e sericitici color tabacco, rosso vinato e verdastri, rare intercalazioni di calcari ceroidi giallastri e cipollini; alla base calcescisti a entrochi, intensamente budinati Dogger-Malm	75	0.15
TBT	trachibasalti di Radicofani	125	0.70
TLR	Tefriti e tefriti leucitiche, in alcuni casi passanti a fonoliti e tefriti fonolitiche	125	0.80
tuR	tufi e surges	125	0.75
tuT	Tufi e pomici M Amiata	125	0.82
tv	Travertini	50	0.75
tv1	Travertini antichi, compatti, stratificati biancastri in terrazze Pleist. sup.	50	0.65
tv2	Travertini recenti, Olocene	50	0.85
vr	"verrucano" s.l. micascisti a muscovite e filladi sericitico-cloritiche con intercalazioni di quarziti sericitiche e lenti di scisti ottrelitici; conglomerati quarzoso-micacei ("anageniti") prevalentemente nella parte bassa Carnico-Ladinico	50	0.10

1.5 Deflusso

Come scritto in Premessa, una valutazione indiretta del deflusso può essere ottenuta calcolando il coefficiente di deflusso C_d delle due aree studiate mediante il metodo di [Kennessey \(1930\)](#).

Kennessey calcolò il coefficiente di deflusso di numerosi bacini dell'Ungheria e trovò che il C_d dipende essenzialmente da tre fattori: *tipo di copertura vegetale*, *permeabilità delle rocce* e *acclività della superficie topografica*. Egli preparò quindi delle tabelle che, sulla base delle sue osservazioni sperimentali, permettono di calcolare il coefficiente di deflusso di un bacino. Kennessey propose, per ogni classe, tre valori diversi sulla base delle condizioni climatiche generali della sua regione, ma senza fornire indicazioni circa il criterio di scelta. La **Tabella 3** è dovuta a [Tardi & Vittorini \(1977\)](#), che hanno modificato quella di Kennessey per adattarla alle situazioni italiane. Essi hanno indicato nell'indice di aridità medio annuo **Ia** il parametro da utilizzare per la scelta della colonna; questo indice è dato da:

$$I_a = \frac{\left(\frac{P}{T_m} + \frac{12p}{t}\right)}{2} \quad (2)$$

dove: P = precipitazione annua
 T_m = temperatura media annua
 p = precipitazione del mese più secco
 t = temperatura del mese più secco.

Tabella 3: Valori dei coefficienti relativi alle componenti utilizzate per il calcolo del C_d secondo [Kennessey \(1930\)](#), modificato da [Tardi & Vittorini \(1977\)](#).

COEFFICIENTI			
	Ia<25	25<Ia<40	Ia>40
Acclività			
1 - maggiore del 35%	0.22	0.26	0.30
2 - tra il 10% ed il 35%	0.12	0.16	0.20
3 - tra il 3,5% ed il 10%	0.01	0.03	0.05
4 - minore del 3,5%	0.00	0.01	0.03
Copertura vegetale			
1 - roccia nuda	0.26	0.28	0.30
2 - pascoli	0.17	0.21	0.25
3 - terra coltivata, boscata	0.07	0.11	0.16
4 - bosco d'alto fusto	0.03	0.04	0.05
Permeabilità			
1 - molto scarsa	0.21	0.26	0.30
2 - scarsa	0.16	0.21	0.26
3 - media	0.12	0.16	0.20
4 - medio alta	0.06	0.08	0.10
5 - elevata	0.03	0.04	0.05

Barazzuoli et al. (1989) hanno applicato il metodo a 11 bacini o sottobacini della Toscana trovando, tra i Cd calcolati e quelli che derivano dai deflussi misurati, differenze fra un +17% e un -27%, che gli Autori attribuiscono in massima parte agli interventi antropici sui deflussi. In realtà, visto che questi interventi sono soprattutto i prelievi in alveo per l'irrigazione, laddove questi interventi ci sono, ci dovremmo attendere sempre differenze dello stesso senso, cioè i deflussi calcolati dovrebbero essere sempre maggiori di quelli misurati.

In sintesi, il metodo di Kennessey permette di calcolare il deflusso medio annuo (D) di un bacino idrografico privo di stazione idrometrica e quindi di misure del deflusso, mediante la formula $D = Cd \cdot P$ (P espressa in mm). Occorre tuttavia avere chiaro che il coefficiente di deflusso calcolato con la **Tabella 3** è approssimativo, perché non tiene conto di altri fattori, ed in particolare delle precipitazioni: basta confrontare i Cd di anni diversamente piovosi dello stesso bacino per vedere che il Cd aumenta con l'aumentare delle precipitazioni.

2 Andamento nel periodo dei parametri climatici

La serie dei dati di P e di T costituisce una banca dati utile per scopi diversi. Qui sono stati utilizzati per evidenziare l'andamento dei due parametri climatici dal 1937 (1939 per l'area dell'Amiata) al 2008. Inoltre, per ogni anno del periodo e per le due aree, sono state calcolate l'Evapotraspirazione reale con la relazione di [Turc \(1954\)](#) e la risorsa idrica disponibile P-Er.

2.1 Gli afflussi meteorici

Per analizzare l'andamento di P nel periodo, per ciascuna delle due aree sono state calcolate le P annue come media di tutte le stazioni che ricadono nelle aree stesse.

Per l'area dell'Amiata la successione dei valori è nella **Figura 4**. Il valore medio del periodo è di 958,6 mm; la linea di tendenza indica una diminuzione di 4,7 mm l'anno, 321 mm in meno dal 1939 al 2008.

Il grafico di **Figura 5**, costruito con le medie mobili di 5 valori, mostra la presenza di alcuni cicli fino al 1980, una tendenza alla diminuzione fino al 1995, poi una stabilizzazione intorno a valori bassi.

La **Figura 6** mostra l'andamento delle precipitazioni annue nelle stazioni dell'area di Larderello. Per un più facile confronto con quelle dell'area dell'Amiata, nel grafico sono stati messi gli stessi massimi e minimi.

La diminuzione di P è meno netta che all'Amiata: dal 1937 al 2008 la linea di tendenza indica una diminuzione di 1,9 mm l'anno, per un totale nel periodo di 133 mm.

La **Figura 7**, media slittata di 5 valori, mostra anch'essa dei cicli, valori bassi dal 1982 al 1996, una tendenza all'aumento negli ultimi 12 anni.

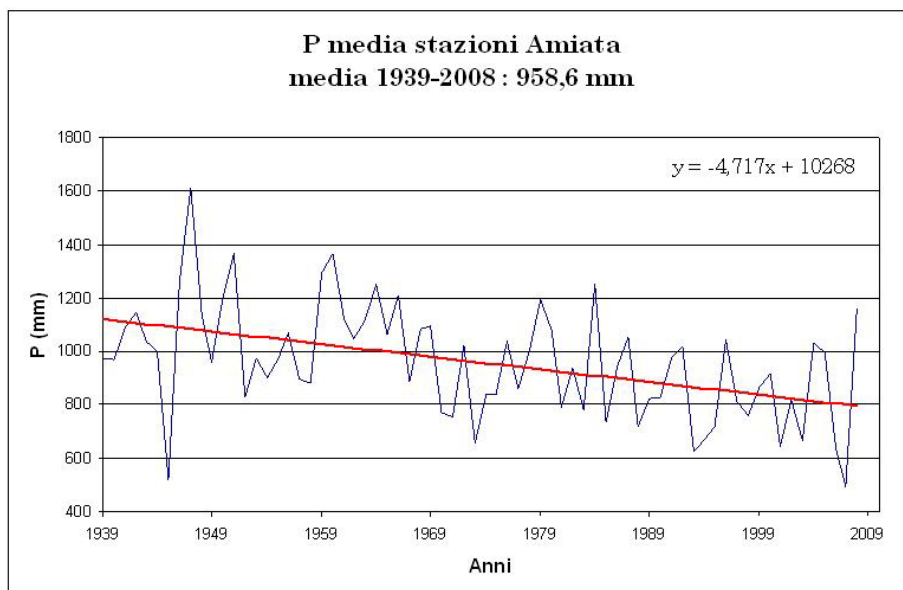


Figura 4: Afflussi meteorici annui nell'area dell'Amiata: medie di tutte le stazioni.

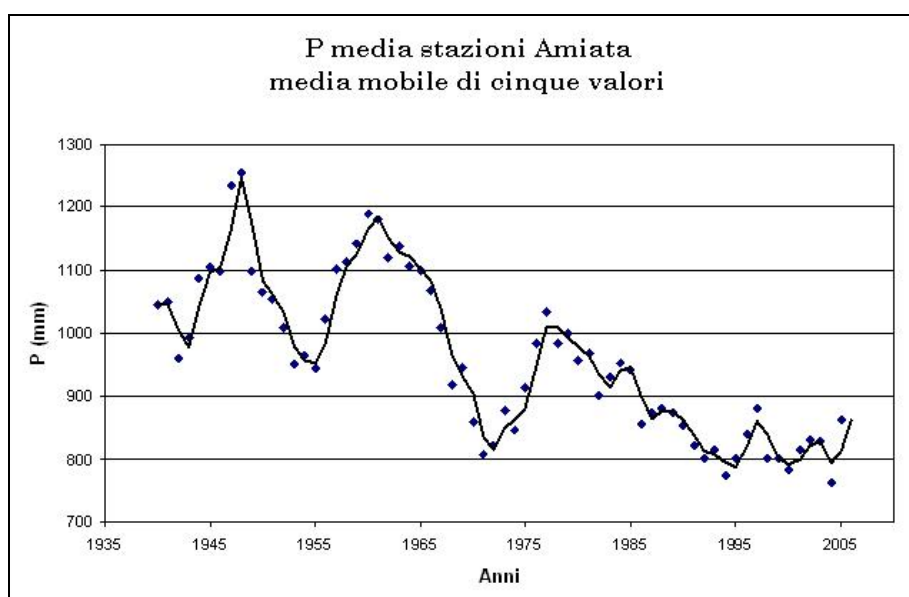


Figura 5: Afflussi meteorici nell'area dell'Amiata dal 1939 al 2008: media mobile di 5 valori medi di tutte le stazioni.

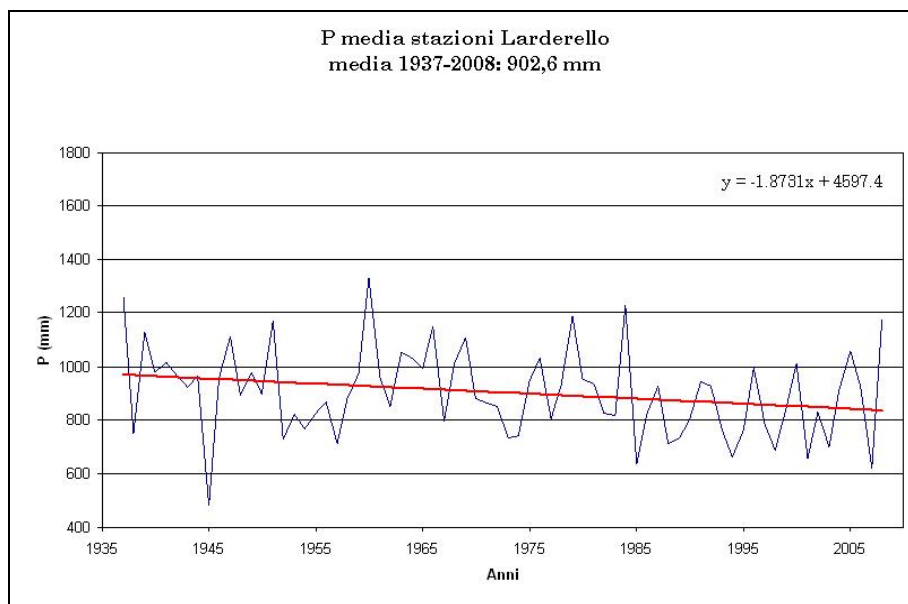


Figura 6: Afflussi meteorici annui nell'area di Larderello: medie di tutte le stazioni.

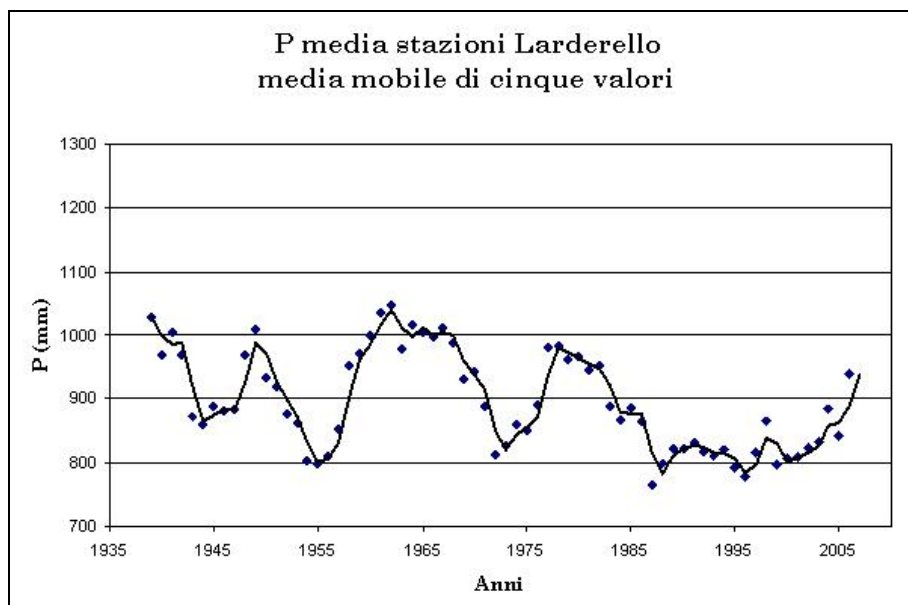


Figura 7: Afflussi meteorici nell'area di Larderello-Travale dal 1937 al 2008: media mobile di 5 valori.

In conclusione, l'andamento degli afflussi meteorici nel periodo considerato evidenzia l'esistenza di cicli di 10-15 anni nei primi due terzi del periodo considerato e precipitazioni molto più basse della media nell'ultimo terzo. La diminuzione delle P è molto più accentuata per l'area dell'Amiata.

2.2 La temperatura

Anche per le temperature è stata fatta la media aritmetica dei valori di tutte le stazioni considerate.

La **Figura 8** mostra la temperatura annua media delle stazioni termometriche presenti nell'area dell'Amiata.

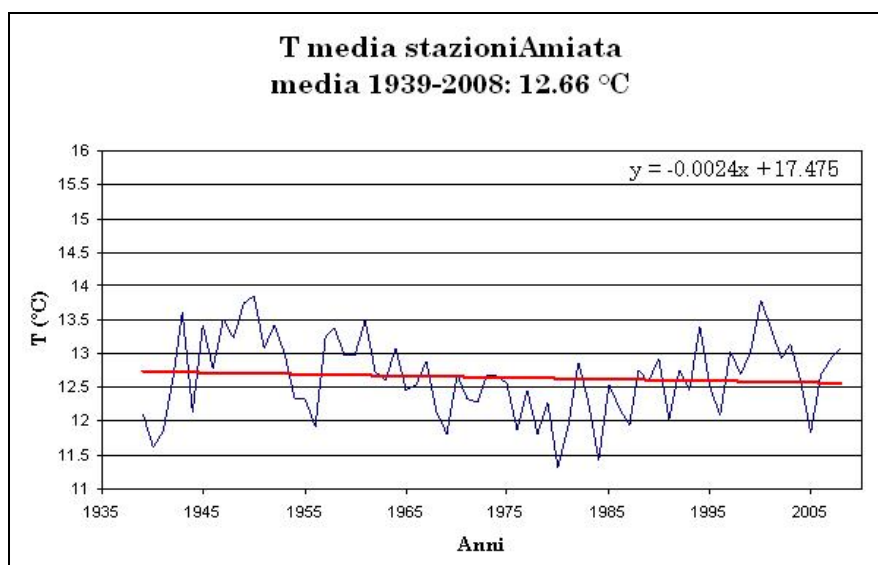


Figura 8: Temperature annue medie di tutte le stazioni dell'area dell'Amiata (periodo 1939-2008).

La media mobile di 5 valori (**Fig. 9**) mostra due cicli nel primo periodo, una diminuzione dal 1959 al 1978, poi un aumento fino al 2001; gli ultimi anni sembrano in diminuzione.

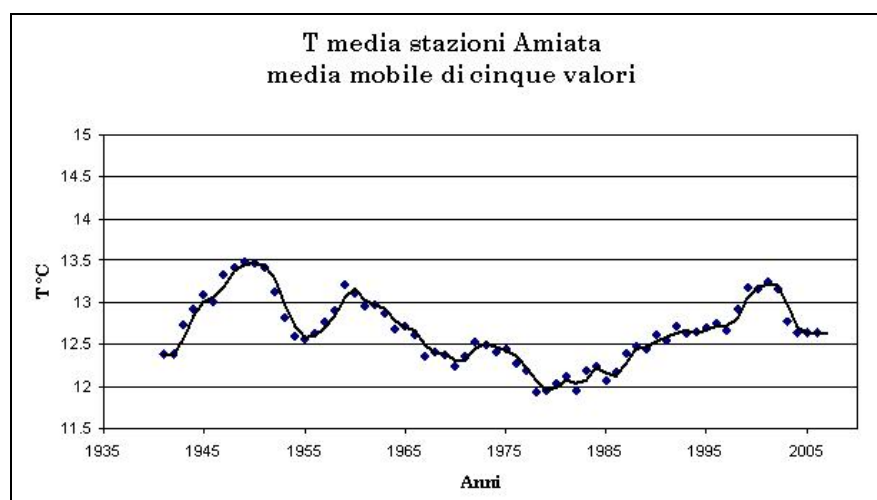


Figura 9: Temperature annue medie di tutte le stazioni dell'area dell'Amiata: media mobile di 5 valori (periodo 1939-2008).

Le **Figure 10 e 11** mostrano l'andamento delle temperature nell'area di Larderello. La retta di regressione è poco significativa, perché anche la sola sequenza dei valori annui indica la presenza di periodi con andamento diverso: la prima metà con T inizialmente in aumento e poi in diminuzione, la seconda metà con le temperature in aumento. La media mobile di cinque valori (**Fig. 11**) risulta molto simile a quello dell'area Amiata.

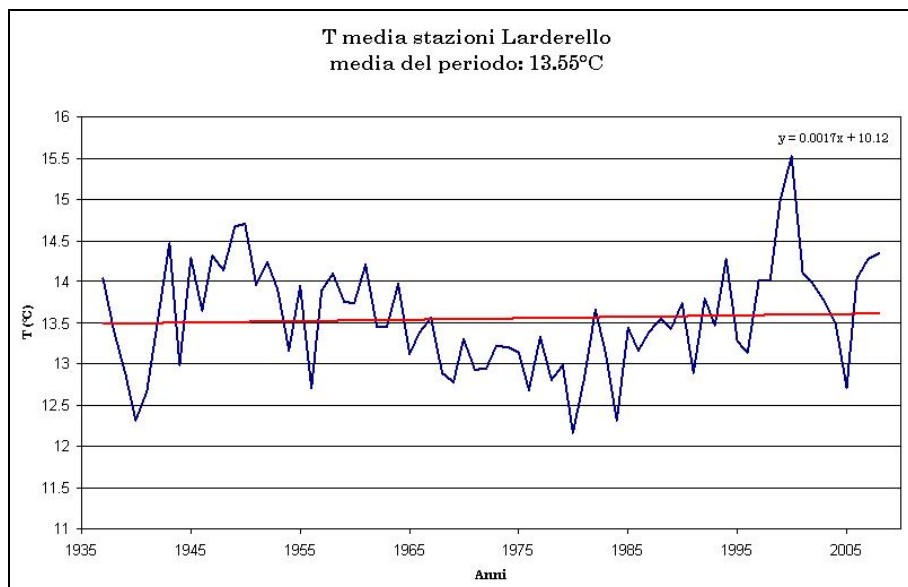


Figura 10: Temperature annue medie di tutte le stazioni dell'area Larderello (periodo 1937-2008).

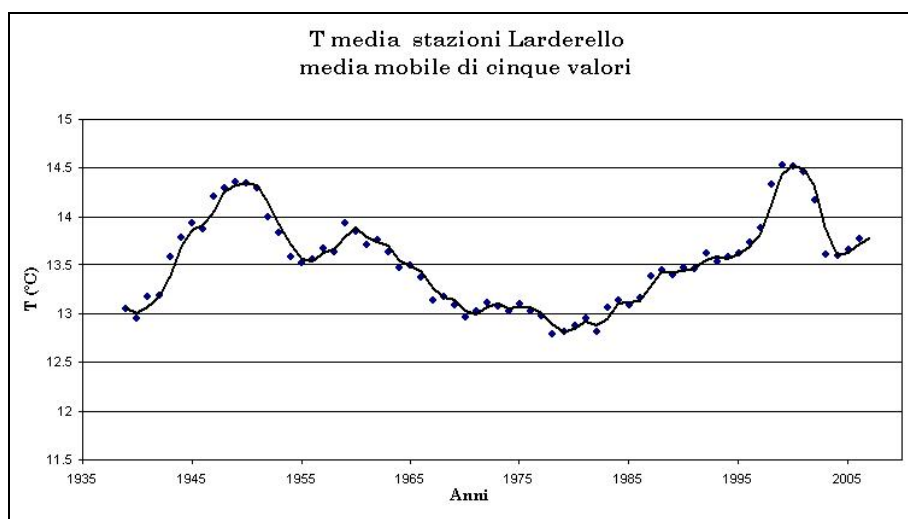


Figura 11: Temperature annue medie di tutte le stazioni dell'area di Larderello: media mobile di 5 valori (periodo 1937-2008).

In sintesi, mentre le precipitazioni mostrano la presenza di cicli e una tendenza generale alla diminuzione, le temperature presentano anch'esse dei cicli, ma con una tendenza alla diminuzione dal 1950 al 1980, una netta risalita fino ai primi del terzo millennio, quando la tendenza sembra essersi arrestata. La serie dei valori suggerisce che il riscaldamento globale, se c'è, non procede con regolarità: si osservi, fra l'altro, che il periodo con T in diminuzione coincide con lo sviluppo economico del dopoguerra, con sicuro incremento dei consumi di petrolio. In ogni caso, l'andamento delle temperature non permette di fare estrapolazioni valide ai prossimi decenni.

2.3 Evapotraspirazione risorsa idrica disponibile

Per vedere l'andamento dell'evapotraspirazione nel periodo considerato, i valori annui sono stati calcolati con la relazione di [Turc \(1954\)](#):

$$E_r = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (3)$$

dove: $L = 300 + 25T + 0,05T^3$ (4)
con E_r e P in mm e T in °C

I valori di E_r che si ottengono sono probabilmente meno precisi di quelli che fornisce il metodo di [Thornthwaite & Mather \(1957\)](#), ma il calcolo è semplice e la serie dei valori fornisce certamente un andamento corretto del parametro.

Le precipitazioni e le temperature annue sono quelle medie di tutte le stazioni di ciascuna delle due aree.

Le **Figure 12 e 13** mostrano l'andamento di E_r nelle due aree.

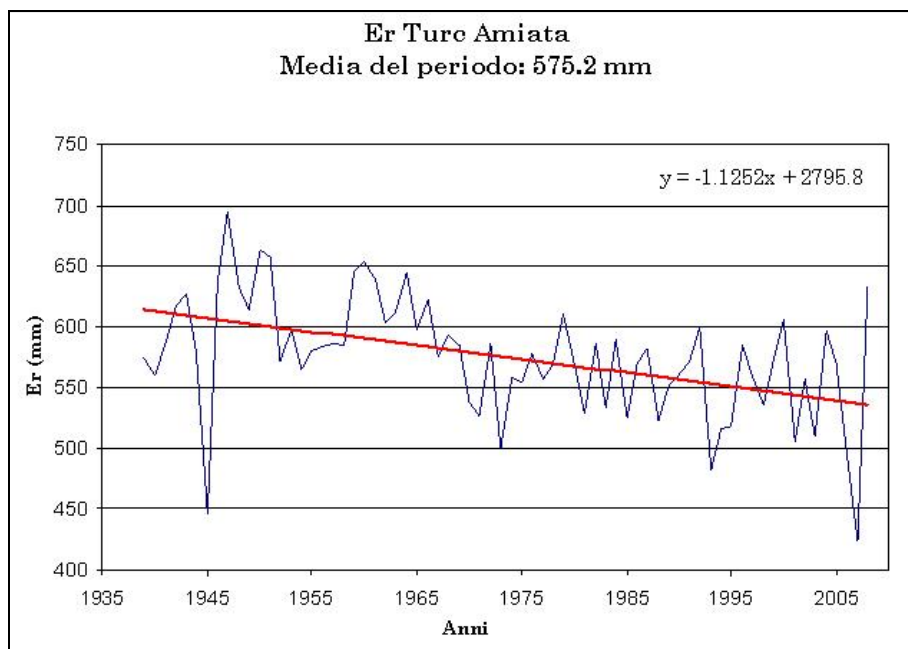


Figura 12: Evapotraspirazione annua nell'area dell'Amiata. La linea di tendenza indica una diminuzione di 77,6 mm dal 1939 al 2008.

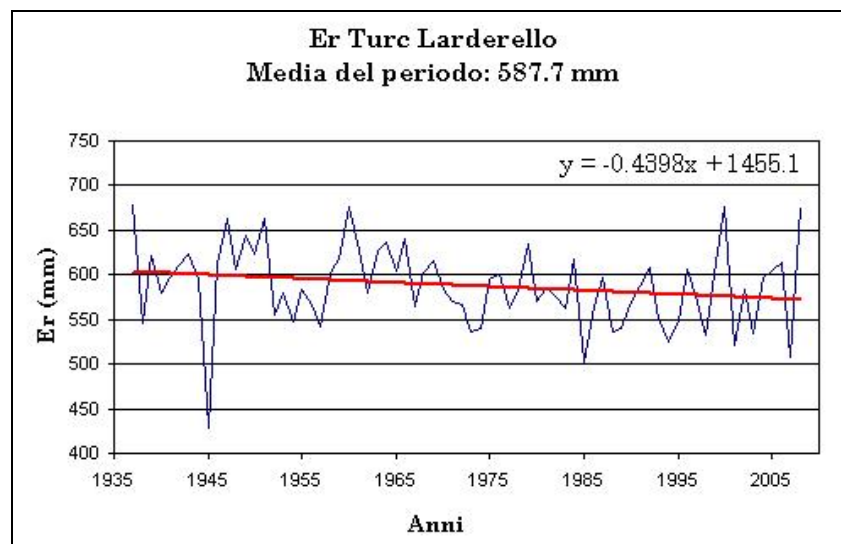


Figura 13: Evapotraspirazione annua nell'area Larderello. La linea di tendenza indica una diminuzione di 31,2 mm dal 1937 al 2008.

Osserviamo che la diminuzione di E_r nel periodo è nettamente superiore nell'area dell'Amiata rispetto a quella di Larderello. Ciò dipende soprattutto dalla più marcata diminuzione delle precipitazioni nella prima area.

Ai fini della ricarica degli acquiferi di sottosuolo, il dato più importante è la risorsa idrica disponibile P-Er. Le **Figure 14 e 15** mostrano appunto l'andamento di questo parametro nel periodo considerato e nelle due aree. Dai grafici appare evidente soprattutto la “drammatica” riduzione della risorsa disponibile per l'area dell'Amiata, in seguito alle minori precipitazioni.

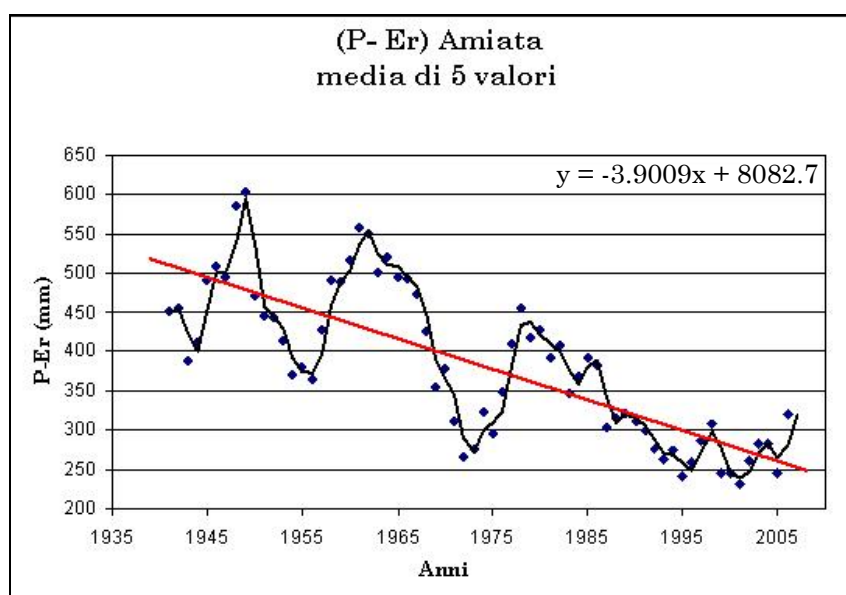


Figura 14: Variazione della risorsa idrica disponibile P-Er nel periodo 1939-2008 nell'area dell'Amiata. La retta di tendenza indica una diminuzione di 269,1 mm.

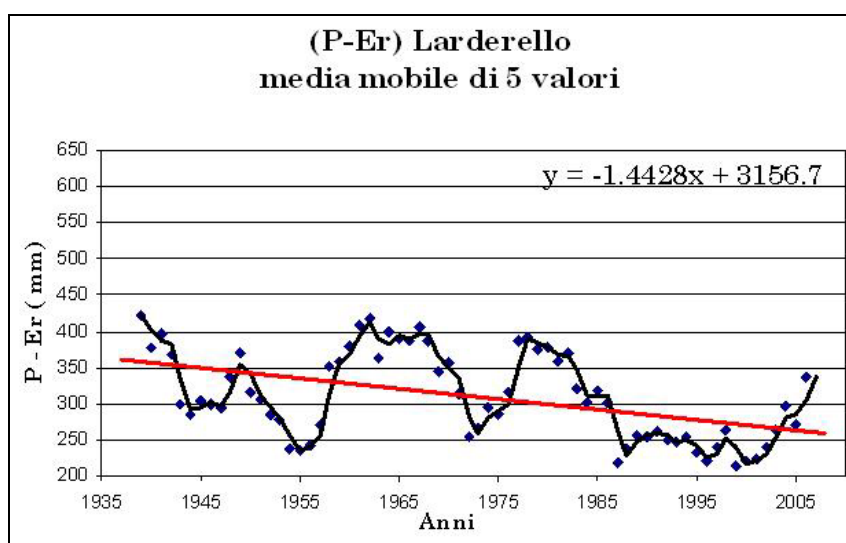


Figura 15: Variazione della risorsa idrica disponibile P – Er nel periodo 1937-2008 nell'area Larderello. La retta di tendenza indica una diminuzione di 102,2 mm.

3. Bilancio idrogeologico dell'area di Larderello

3.1 Il sistema di Larderello - Travale

Nell'area geotermica di Larderello sono presenti solo acquiferi di permeabilità medio-bassa (arenarie e sabbie) o a permeabilità medio-alta ma con affioramenti poco estesi (calcari).

Il sistema geotermico di Larderello-Travale ha una copertura praticamente impermeabile, costituita dalle argille plioceniche e dalle formazioni prevalentemente argillitiche in facies di Flysch, appartenenti alle Unità Liguri. Il serbatoio geotermico più superficiale è in corrispondenza del complesso carbonatico-anidritico della Successione Toscana, quello profondo nelle rocce del Basamento metamorfico. Il sistema di fratture è molto esteso nel serbatoio superficiale, che presenta quindi una permeabilità generalmente alta e diffusa, mentre quello profondo ha una fatturazione molto variabile e discontinua.

A Larderello-Travale il serbatoio è a vapore dominante, e lo è stato fin dall'inizio dello sfruttamento, che risale ai primi anni dell'800.

Il sistema geotermico di Larderello-Travale è stato originato da una intrusione magmatica verificatasi in un periodo compreso fra 3,5 e 0,5 milioni di anni fa. Il fatto che il campo sia a vapore surriscaldato viene spiegato con la depressurizzazione avvenuta per le manifestazioni naturali presenti nell'area da tempi "geologici". Queste manifestazioni avrebbero "drenato" il sistema che, originariamente si presentava invece saturo d'acqua (Enel, 2008b).

Il problema dell'origine del vapore del serbatoio geotermico di Larderello è stato dibattuto a lungo nel secolo scorso e non si può dire neppure oggi completamente risolto. Secondo i primi ricercatori, il vapore che usciva dal sottosuolo, prima per vie naturali e successivamente tramite i pozzi di sfruttamento dell'energia geotermica, era solo di origine "profonda", cioè prodotto dai processi magmatici (Celati et al., 1991).

In seguito si riconobbe che il vapore prodotto nelle aree di sfruttamento è una miscela di due componenti: il vapore "profondo" e quello della ricarica dal ciclo idrologico (Celati et al., 1973; Petracco et al., 1975; D'amore et al., 1977; Calore et al., 1982; Ceccarelli et al., 1985; Celati et al., 1991).

La ricarica dal ciclo idrologico è dimostrata dalla distribuzione della temperatura nel serbatoio carbonatico: in prossimità delle aree di ricarica, rappresentate dagli affioramenti carbonatici della Successione Toscana mesozoica, la temperatura dei fluidi geotermici è minore rispetto a quella delle zone più lontane (White et al., 1971; Truesdell & White, 1973; Celati et al., 1975).

Secondo Ceccarelli et al. (1985), al limite meridionale del campo geotermico di Larderello ci sono due situazioni diverse. Nella zona di Monterotondo Marittimo, il sistema a vapore dominante è separato da quello ad acqua fredda del ciclo idrologico da barriere a bassa permeabilità. Invece, nella zona di Lagoni Rossi - Carboli i due sistemi interferiscono attraverso una stretta fascia: prima, questa fascia permetteva al vapore di uscire in superficie, ora, con la diminuita pressione del vapore, permette all'acqua fredda di alimentare il serbatoio geotermico.

La ricarica dal ciclo idrologico divenne via via più importante come conseguenza della depressione prodotta nel serbatoio superficiale dallo sfruttamento geotermico. Tanto che un ampio e profondo cono di depressione piezometrica si è prodotto negli acquiferi che circondano il campo geotermico di Larderello (Fig. 16). "Il gradiente idraulico è diretto verso il campo geotermico, che rappresenta "the only pressure sink in the region capable of producing a similar pressure pattern" (Celati et al., 1991).

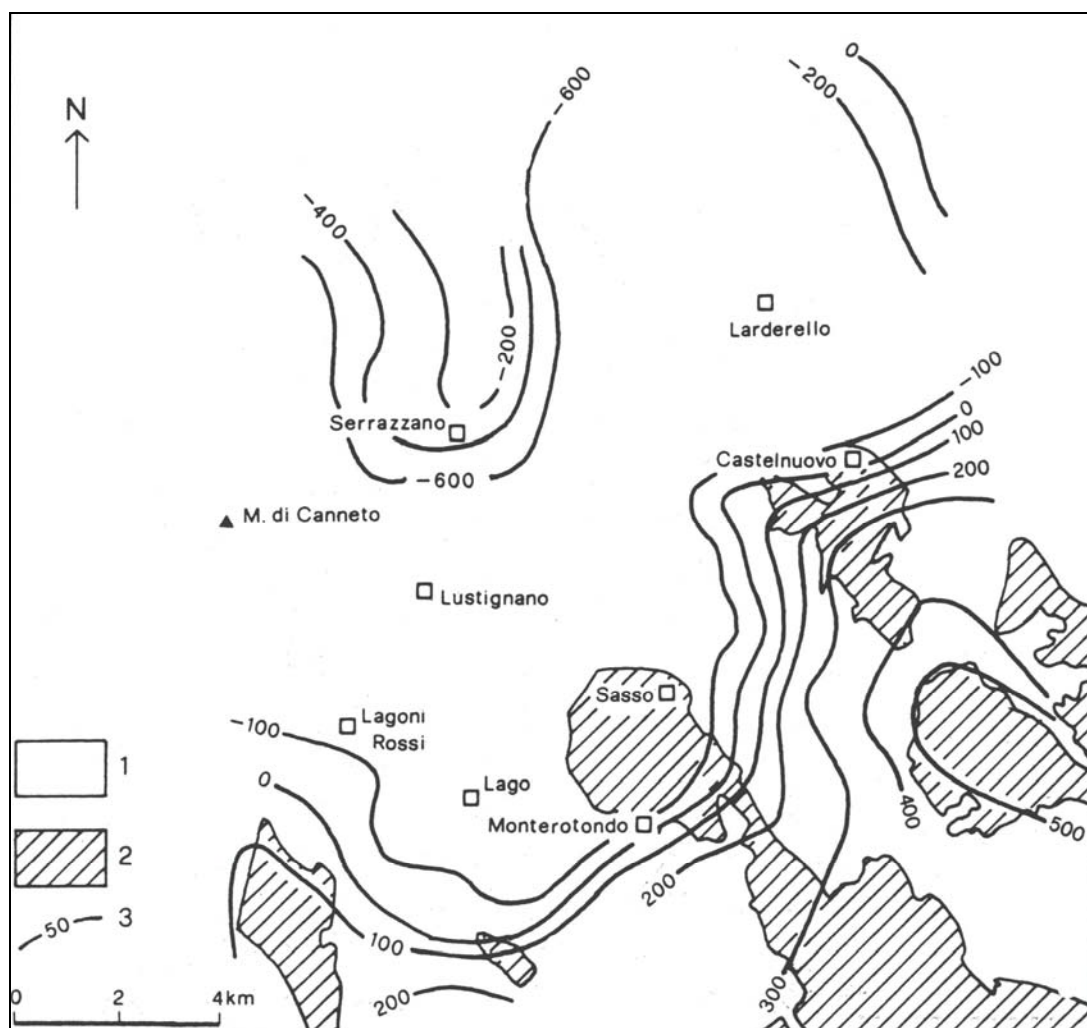


Figura 16: Depressione piezometrica indotta dallo sfruttamento del campo geotermico di Larderello (da Celati et al., 1991).

Inoltre, al tetto del serbatoio geotermico si trovano acque fredde in corrispondenza delle aree di potenziale ricarica. Anche lo studio isotopico (concentrazione del tritio e $\delta^{18}\text{O}$) indica l'apporto di acqua meteorica nelle aree marginali del serbatoio (Celati et al., 1973; Panichi et al., 1974; D'Amore et al., 1977; Calore et al., 1982; Celati et al., 1991).

Stime quantitative dell'apporto di acqua dal ciclo idrologico furono fatte da Petracco & Squarci (1975), che, sulla base del bilancio idrologico della regione di Larderello, stimarono fra 950 e 1300 t/a questo apporto. Gli Autori giunsero a tale risultato partendo da un coefficiente d'infiltrazione del 40-60% negli affioramenti carbonatici.

Altre stime furono fatte da Grassi (1981, 1982) e da Leiva & Zurita (1983), che confermarono l'ordine di grandezza della ricarica sopra indicato.

Celati et al. (1991) stimarono in tre modi diversi l'apporto di acqua meteorica al serbatoio geotermico: tramite il bilancio idrologico (950-1300 t/h), tramite il bilancio di massa del ^{18}O

(950-1150 t/h) e per mezzo del gradiente idraulico della depressione piezometrica sopra citata (650-1300 t/h). Tali valori vanno confrontati con il vapore prodotto dal campo geotermico, circa 2700 t/h secondo questi Autori.

[Pranzini \(2004b\)](#), sulla base del bilancio idrogeologico del bacino del Fiume Cecina, ha stimato in 8,5 Mm³/a (= 970 t/h) l'apporto d'acqua sotterranea da questo bacino al campo geotermico di Larderello.

Secondo l'[Enel \(2008b\)](#), anche se le rocce carbonatiche che formano il primo serbatoio geotermico affiorano in qualche parte dell'area di Larderello-Travale, con ciò costituendo una continuità geometrica fra la superficie e il serbatoio, l'acqua che s'infiltra in queste rocce rappresenta una ricarica solo parziale e modesta del sistema geotermico: diversamente la ricarica meteorica "avrebbe provocato un drastico raffreddamento del campo geotermico a vapore, fino ad estinguerlo." "In pratica, il campo di Larderello-Travale, oltre che dalla copertura impermeabile, deve essere ed è necessariamente caratterizzato da setti laterali a bassa permeabilità che limitano drasticamente l'interazione fra serbatoi geotermici e acquiferi circostanti. Questo è dimostrato dall'andamento delle temperature al tetto del serbatoio superficiale, che evidenziano gradienti geotermici molto accentuati causati dalle interferenze con acquiferi freddi superficiali solo nelle immediate vicinanze degli affioramenti permeabili del serbatoio stesso." Secondo l'Enel, quindi, "considerando le notevoli portate di vapore estratto in oltre 50 anni di coltivazione.... il sistema geotermico è ricaricato in massima parte da acquiferi profondi caratterizzati da circolazioni di tipo regionale." Ciò sarebbe "confermato da varie determinazioni isotopiche, eseguite sul vapore prodotto, che indicano una ricarica lenta delle acque meteoriche, con lunghi tempi di residenza nel sottosuolo (< 50-70 anni)."

[Enel \(2008b\)](#) individua tre acquiferi "superficiali" principali, in corrispondenza degli affioramenti delle formazioni carbonatiche della Serie Toscana, separati arealmente, anche per cause tettoniche, da zone a scarsissima permeabilità e situati a quote diverse. Questi acquiferi avrebbero una direzione di flusso prevalente verso Sud, cioè in direzione opposta rispetto al campo geotermico sfruttato. Le interazioni di questi acquiferi con il sistema geotermico avverrebbero solo attraverso zone di transizione a bassa permeabilità con flussi secondari verso Nord, cioè verso l'area depressurizzata del sistema stesso. Una stima della ricarica locale del serbatoio geotermico è fatta da Enel basandosi su un modello di mescolamento: il calcolo porta a un valore fra 3,3 e 5,0 Mm³/a . Questo valore corrisponde a circa l'11% del vapore totale estratto.

Tale valore è ritenuto più attendibile di quello (9 Mm³/a) sul quale convergevano le stime ottenute con tre approcci metodologici diversi da [Celati et al. \(1991\)](#).

Secondo il bilancio del bacino del F. Cecina redatto da [Pranzini \(2004b\)](#), 8,5 Mm³/a d'acqua sarebbero richiamati dal bacino verso il campo geotermico. Ma si tratta di un valore ottenuto per differenza dagli altri termini del bilancio idrogeologico, la cui approssimazione è certamente bassa.

Nell'area di Larderello ci sono molte sorgenti termali. Ad esempio, il grafico della **Figura 17** indica la temperatura delle acque delle sorgenti in relazione alla quota di emergenza; la maggior parte delle sorgenti ha una temperatura superiore a quella media dell'aria, temperatura cui tendono di regola le acque sorgive.

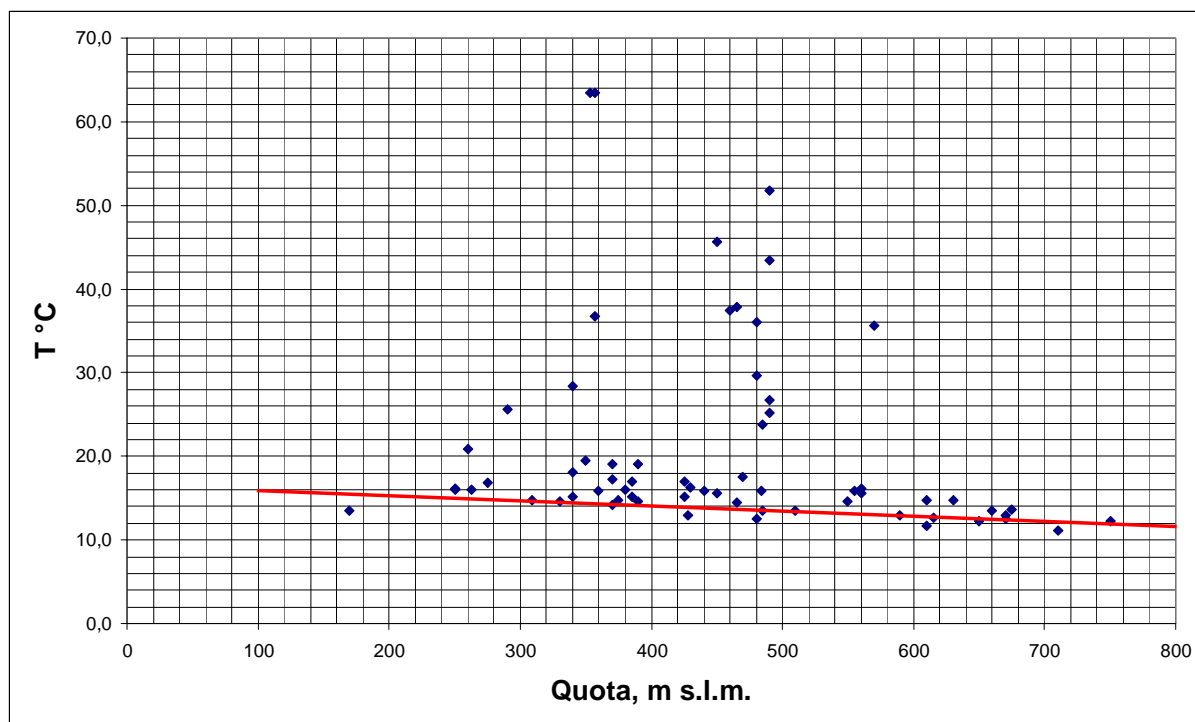


Figura 17: Temperatura delle acque sorgive in relazione alla quota di emergenza; la linea rossa indica la temperatura media dell'aria alle diverse quote (da [Paci, 2010](#)).

Secondo l'[Enel \(2008b\)](#), queste acque termali non provengono dal serbatoio geotermico, ma sono acque superficiali che hanno circolato solo nelle formazioni di copertura e si sono riscaldate per conduzione termica.

Alla fine degli anni '70 del XX secolo iniziò a Larderello-Valle del Secolo la reiniezione nel sottosuolo dei condensati, anche per evitare di entrare in conflitto con la normativa sul rilascio di sostanze potenzialmente pericolose nei corpi idrici di superficie. Si temeva che l'arrivo di acqua fredda potesse danneggiare il campo di vapore in produzione. Così i primi pozzi di reiniezione vennero collocati lontano dalle aree di sfruttamento, verso le zone marginali dove era nota la presenza di acque meteoriche. Solo in un secondo tempo venne accertato come la reiniezione potesse rappresentare una efficace via per recuperare con maggiore efficienza l'energia termica contenuta nelle rocce del serbatoio, specie in quelle zone ad elevata permeabilità e con alto grado di sovrariscaldamento del vapore.

A partire dai primi anni '80 del XX secolo è in atto la reiniezione di parte dei fluidi geotermici nei pozzi, per non incrementare ulteriormente la depressione del campo geotermico. Secondo Enel, la reiniezione è circa il 30% del vapore estratto. Non sappiamo se questa percentuale comprende anche le acque di alcune sorgenti termali che Enel sfrutta. In ogni caso, oltre all'acqua di queste sorgenti, altra acqua del ciclo idrologico continua a giungere al serbatoio perché la depressione piezometrica degli acquiferi confinanti non è certamente colmata.

Accertato, e accettato, la discussione è ancora aperta sull'entità e sulle modalità della ricarica naturale; in particolare, se la ricarica avvenga solo dagli affioramenti carbonatici della Serie Toscana, a diretto contatto idraulico con il serbatoio geotermico, oppure se anche l'infiltrazione attraverso rocce a permeabilità più bassa porti un contributo non trascurabile.

A tale proposito, [Calore \(1978\)](#), sulla base delle temperature al tetto del serbatoio e del livello piezometrico in un pozzo, conclude che “una infiltrazione dalle ofioliti al serbatoio geotermico ha luogo a Nord di Serrazzano”.

3.2 Bilancio idrogeologico dell'area di Larderello

Come scritto in Premessa, nel bilancio idrogeologico possiamo calcolare solo i termini P, Er e I, mancando la possibilità di calcolare il deflusso D. Un valore approssimativo di quest'ultimo è stato calcolato col metodo di Kennessey.

Sono stati redatti i bilanci di due diversi periodi, per tenere conto delle modalità di sfruttamento del campo geotermico:

1937-1980: lo sfruttamento avviene senza reiniezione di parte di fluidi estratti;

1981-2008: lo sfruttamento avviene a pieno regime e interessa anche il secondo serbatoio geotermico; viene praticata la ricarica artificiale del serbatoio carbonatico.

I metodi di calcolo di P, Er e I sono descritti nel paragrafo 2.

Per il calcolo del coefficiente di deflusso Cd con il metodo di Kennessey, sono state redatte le tre carte tematiche necessarie:

- 1) La Carta dell'Acclività (**Fig. 18**) deriva dal DTM della Regione Toscana;
- 2) La Carta della Copertura Vegetale (**Fig. 19**) deriva dal Corine Land Cover 2000 della Regione Toscana;
- 3) la Carta delle Permeabilità (**Fig. 20**) è derivata dai coefficienti d'infiltrazione efficace.

Per ogni fattore è stato calcolato il valore medio ponderato all'estensione delle aree.

Il Cd risulta: $0,15 + 0,08 + 0,19 = 0,42$

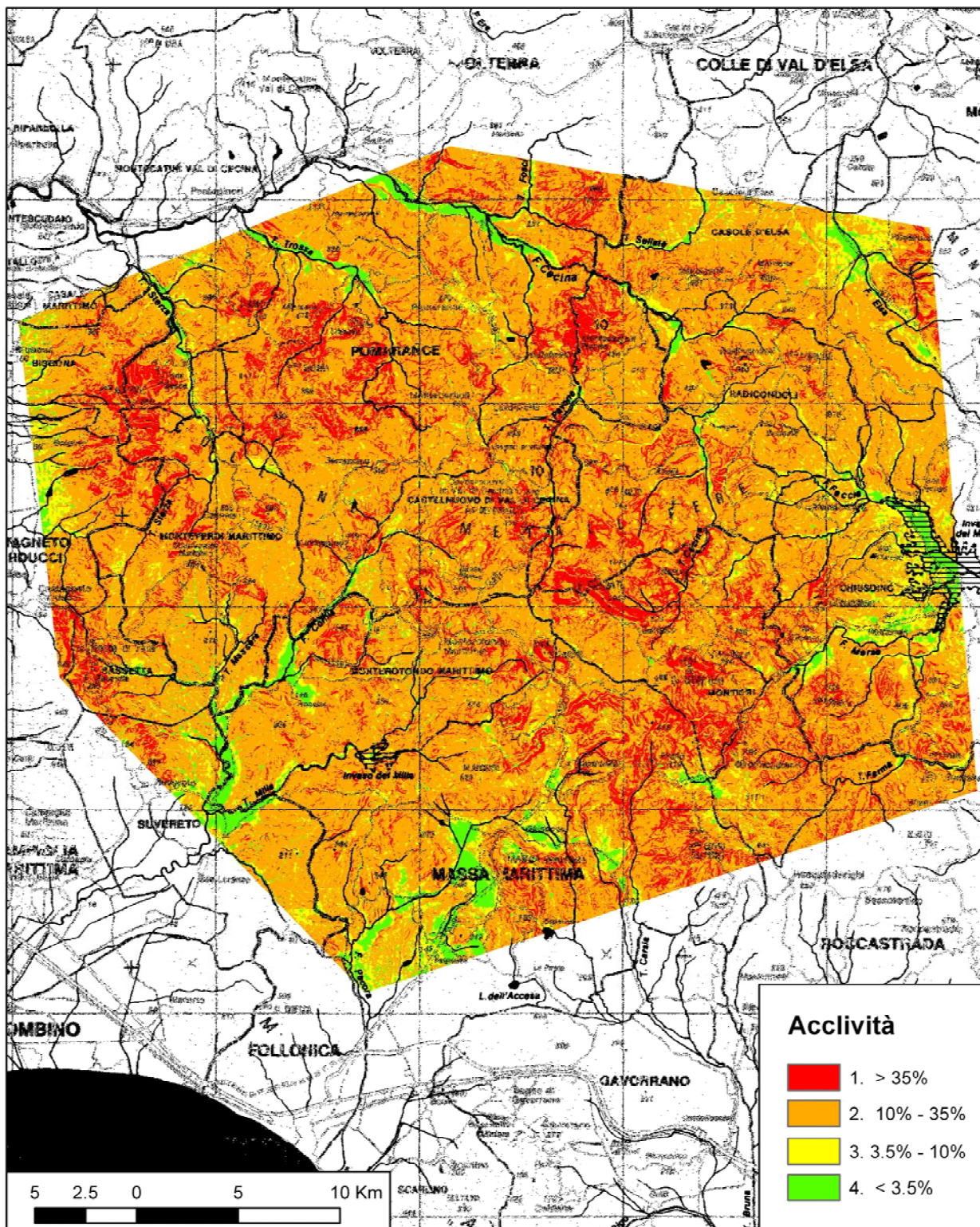


Figura 18: Carta dell'acclività. Le classi sono quelle del metodo [Kennessy \(1930\)](#).

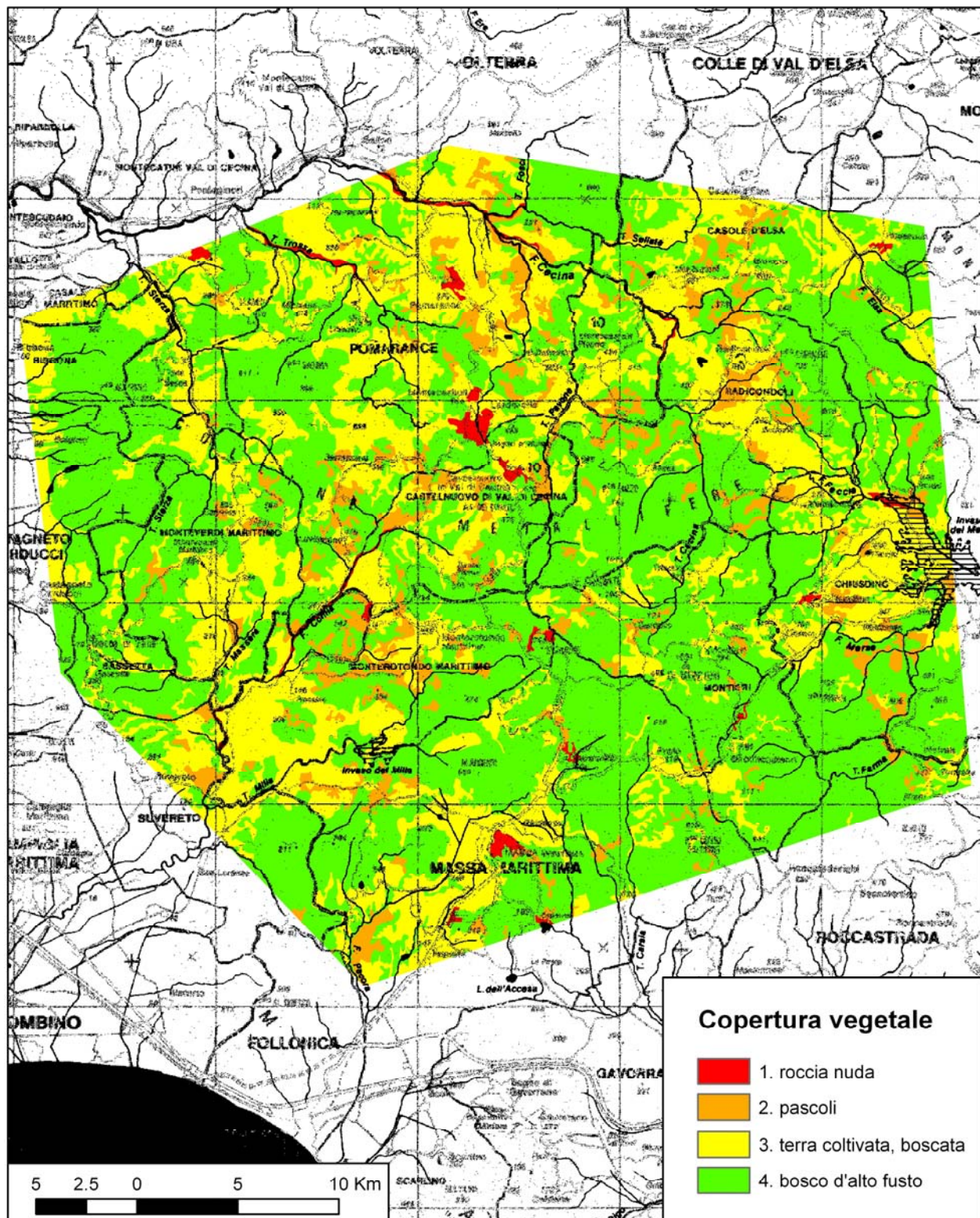


Figura 19: Carta della copertura vegetale. Le classi del Corine Land Cover (2000) sono state accorpate secondo le classi del metodo [Kennessey \(1930\)](#).

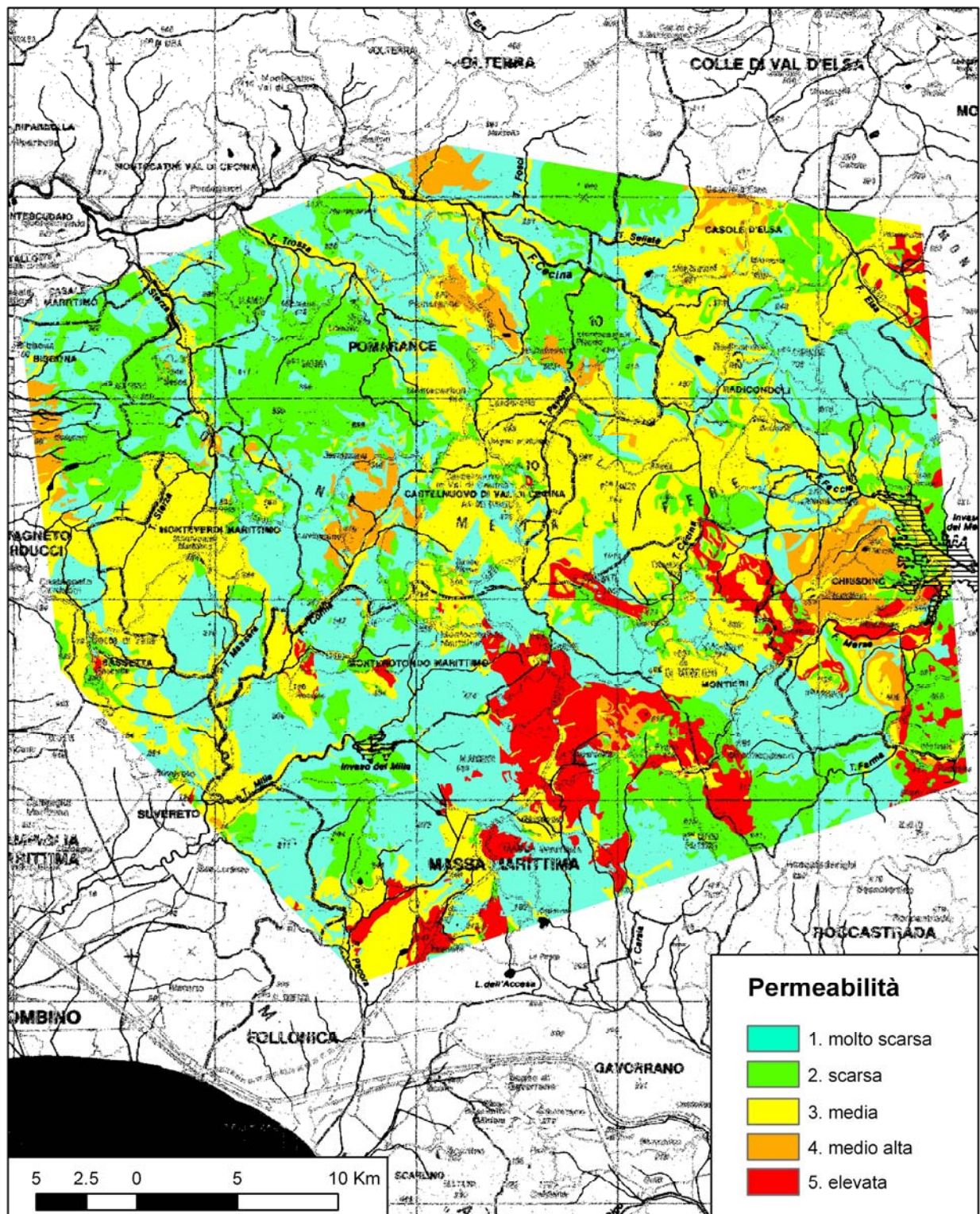


Figura 20: Carta delle permeabilità. Le unità geologiche con diverso Cie sono state accorpate secondo le classi di Kennessy (1930).

Andrenelli (1992), per un'area di circa 207 km² compresa nell'area considerata per questo studio, calcolò con Kennessey un Cd pari a 0,43.

Paci (2010), per 5 bacini idrografici che corrispondono ad una parte dei bacini dei torrenti Trossa, Possera, Pavone, Milia e del fiume Cornia (per un totale di circa 360 km², **Fig. 21**), ha calcolato, ancora con Kennessey, un Cd pari a 0,46.

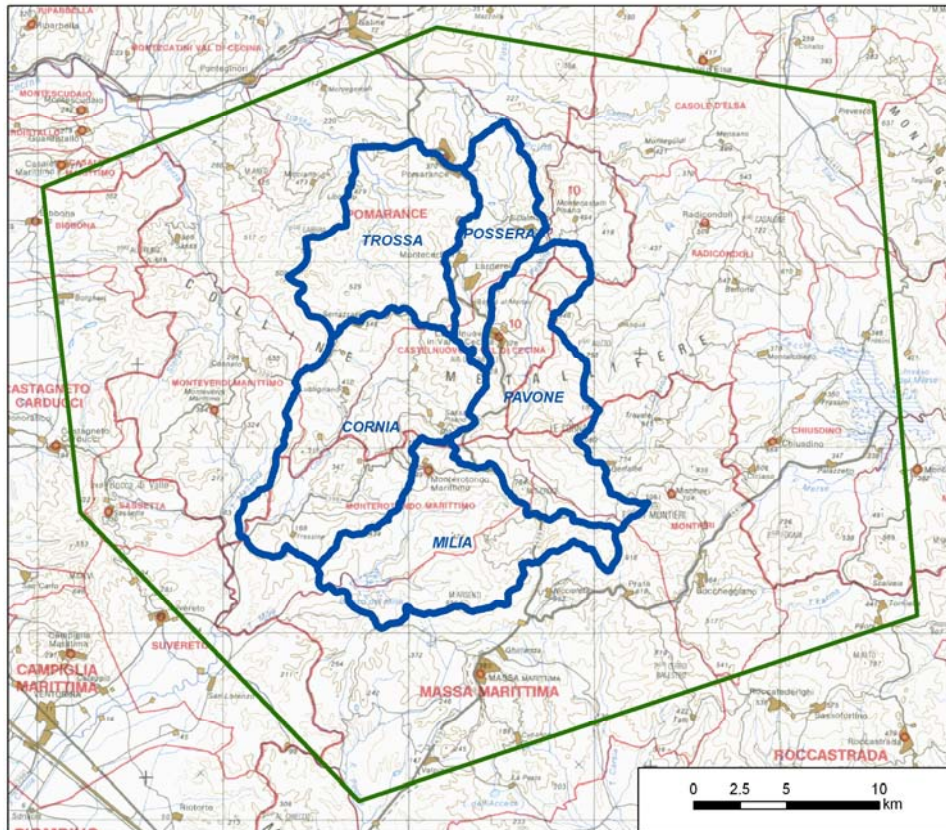


Figura 21: Bacini idrografici dello studio idrogeologico di Paci, 2010.

La **Tabella 4** riassume i bilanci dei due periodi.

Tabella 4: Bilancio idrogeologico dell'area di Larderello (area 1466,25 km²).

1° PERIODO	1937- 1980		
	mm	Mm3/a	Mm ³ /km ²
P	957,5	1404,0	
Er	574,6	842,5	
I	73,6	107,9	0,073
D (Kennessey)	407,9	598,1	

2° PERIODO	1981 - 2008		
	mm	Mm3/a	Mm ³ /km ²
P	847,3	1242,3	
Er	550,8	807,7	
I	58,3	85,4	0,058
D (Kennessey)	361,7	530,3	

La netta diminuzione di tutti i termini nel secondo periodo è in relazione principalmente alla diminuzione degli afflussi meteorici (vedi § 3).

La prima cosa da osservare è che il deflusso calcolato con Kennessey è troppo alto, perché la somma $Er + D$ risulta maggiore di P : 25 mm nel primo periodo, 65 mm nel secondo.

Paci (2010), per l'insieme dei 5 bacini di cui sopra, ha redatto il bilancio idrogeologico per il periodo aprile 1992 - marzo 1993, ottenendo dalle misure di deflusso un Cd medio pari a 0,38. Questo coefficiente è evidentemente più giusto di quello (0,46) trovato da Paci con Kennessey. Dato che l'area "Larderello" ha caratteristiche fisiografiche molto simili a quelle dei 5 bacini del Paci, invece di utilizzare il $Cd = 0,42$ trovato per la nostra area col metodo di Kennessey, sembra più giusto utilizzare il $Cd = 0,38$ trovato da Paci con valori di deflusso reali.

Con questo Cd , i due bilanci avrebbero la seguente formulazione:

$$\begin{array}{rcccccl} 1937-1980: & P & = & Er & + & D & + & \Delta \\ & 957,5 \text{ mm} & & 574,6 \text{ mm} & & 363,8 \text{ mm} & & 19,1 \text{ mm} \end{array}$$

$$\begin{array}{rcccccl} 1981-2008: & P & = & Er & + & D & - & \Delta \\ & 847,3 \text{ mm} & & 550,8 \text{ mm} & & 322,0 \text{ mm} & & 25,5 \text{ mm} \end{array}$$

Si osservi che, calcolando il deflusso con $Cd = 0,38$, il bilancio del primo periodo ha un saldo positivo, quindi il deflusso calcolato sarebbe minore di quello reale; nel secondo periodo, con $\Delta = -25,5$ mm, il deflusso calcolato risulterebbe maggiore di quello reale. Questo conferma quanto scritto al paragrafo 2 sul metodo Kennessey, cioè che il Cd di un bacino aumenta con l'aumentare delle precipitazioni. Probabilmente, modificando leggermente il Cd in funzione di P avremmo un saldo prossimo a zero in entrambi i bilanci.

Ma anche così i due bilanci idrologici redatti sono accettabili: i due saldi di bilancio Δ sono circa il 2% e il 3% di P , quindi ben minori di quel 10% che la letteratura internazionale considera il limite di validità dei bilanci idrologici.

Per quanto riguarda l'infiltrazione, si ricorda che questa, in un bilancio pluriennale, va ad alimentare sia l'Evapotraspirazione che il Deflusso, sotto forma di *deflusso di base*. L'infiltrazione è stata calcolata utilizzando i coefficienti d'infiltrazione efficace, la cui attribuzione alle diverse formazioni geologiche è soggettiva.

In mancanza di misure del deflusso, non possiamo calcolare il deflusso di base, per confrontarlo con l'infiltrazione calcolata.

In alcuni casi, la verifica dell'infiltrazione può essere fatta con la portata complessiva delle sorgenti, anche se questa corrisponde solo ad una parte dell'infiltrazione (Pranzini, 1992). Nel nostro caso, i censimenti delle sorgenti sono incompleti e in molti casi non comprendono misure di portata. Le sorgenti riportate nella **Figura 22** derivano da Regione Toscana (1983), Andrenelli (1992), Paci (2010), UNCEM (2010), Centro Funzionale della Regione Toscana (www.cfr.toscana.it).

La **Figura 22** fornisce un quadro d'insieme delle sorgenti censite ed evidenzia la diversità d'informazione nelle diverse aree. I dati delle sorgenti sono nel database di MAC-GEO.

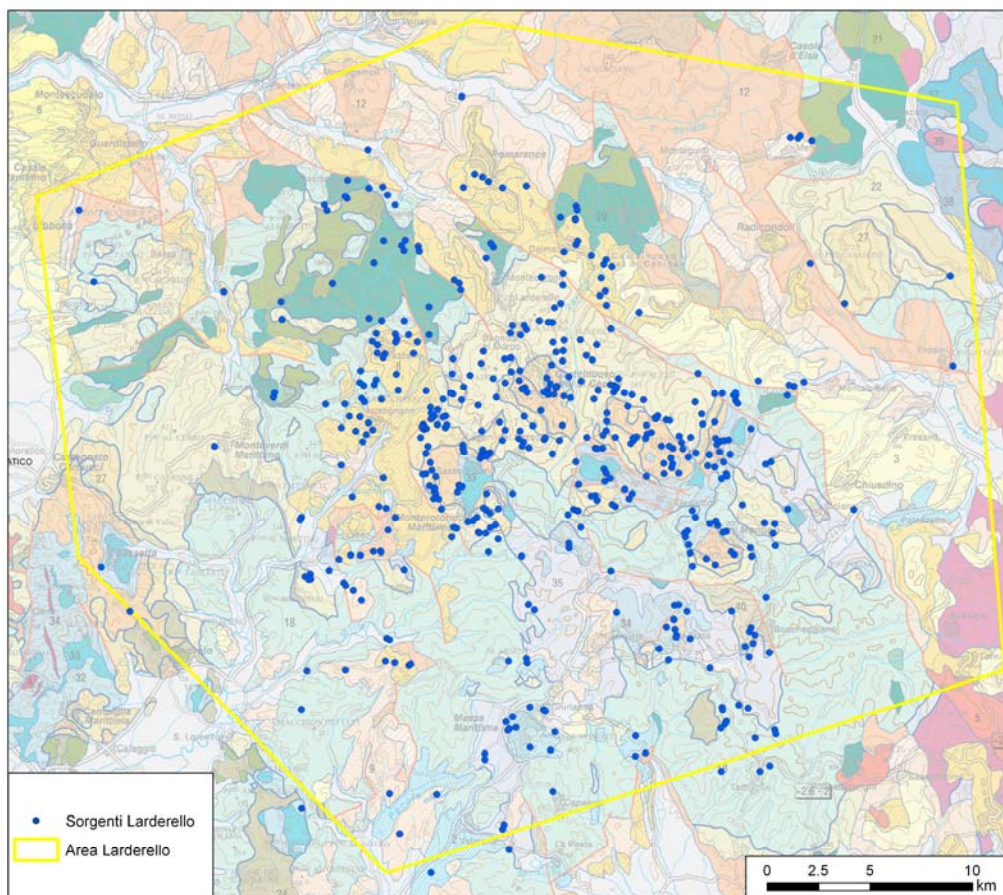


Figura 22: Stralcio della Carta Geologica (Carta Geologica della Toscana a scala 1:250.000, Regione Toscana, 2004) con ubicazione delle sorgenti censite nell'area di Larderello.

Paci (2010), redigendo il bilancio complessivo dei cinque bacini di cui sopra, ha calcolato un saldo positivo di $12,5 \text{ Mm}^3$ fra le entrate P e le uscite $E + D$. La differenza fra l'infiltrazione calcolata con il metodo dei coefficienti d'infiltrazione efficace e il deflusso di base dei cinque corsi d'acqua, pari a $9,6 \text{ Mm}^3/\text{a}$, non è molto diversa dal saldo positivo. Paci conclude che, nonostante l'approssimazione e gli errori nel calcolo dei vari termini del bilancio, una parte non trascurabile degli afflussi meteorici, valutabile fra 9 e $12 \text{ Mm}^3/\text{a}$, esce dall'area considerata per vie diverse dall'evapotraspirazione e dal deflusso superficiale, e giunge per vie sotterranee ai bacini contigui o, più probabilmente, alimenta il campo geotermico di Larderello. Il fatto che il maggiore deficit di deflusso ($8,2 \text{ Mm}^3/\text{a}$) compete al bacino del Milia sarebbe una conferma di questa ipotesi: nella parte superiore di questo bacino affiorano estesamente le formazioni carbonatiche mesozoiche. Ma un deficit di deflusso risulta anche per gli altri bacini, dove dominano rocce poco permeabili; questo indicherebbe che anche le formazioni geologiche meno permeabili (le Unità Liguri e il Pliocene neautoctono) costituiscono, in tempi naturalmente più lunghi, vie di alimentazione del serbatoio geotermico. Per l'area di Larderello da noi considerata, possiamo ritenere che il bilancio idrologico redatto si chiude effettivamente in pareggio, oppure che ci sono scambi idrici con le aree contigue? Se riteniamo valida la ricostruzione piezometrica di Celati et al. (1991) il flusso idrico delle falde

“freatiche” sarebbe diretto verso il campo geotermico, quindi potremmo avere dei contributi dalle aree contigue; se invece accettiamo, con [Enel \(2008b\)](#), che gli acquiferi “superficiali” hanno una direzione di flusso prevalente verso Sud, cioè in direzione opposta rispetto al campo geotermico sfruttato, potremmo avere un deflusso sotterraneo verso le aree contigue.

Il bilancio qui redatto indicherebbe che questi scambi idrici con i bacini contigui, se ci sono, non interessano grandi volumi d’acqua, ma la mancanza di misure dirette del deflusso impedisce la chiusura certa del bilancio e quindi di stabilire se nel bilancio ci sia un deficit o un surplus di deflusso.

Nella **Figura 23** c’è l’infiltrazione efficace distribuita, come media annua del periodo 1937-1980. Nella **Figura 24** l’infiltrazione calcolata per il periodo 1981-2008. Il calcolo è stato fatto applicando alla risorsa idrica disponibile P-Er i coefficienti d’infiltrazione efficace della **Tabella 2**.

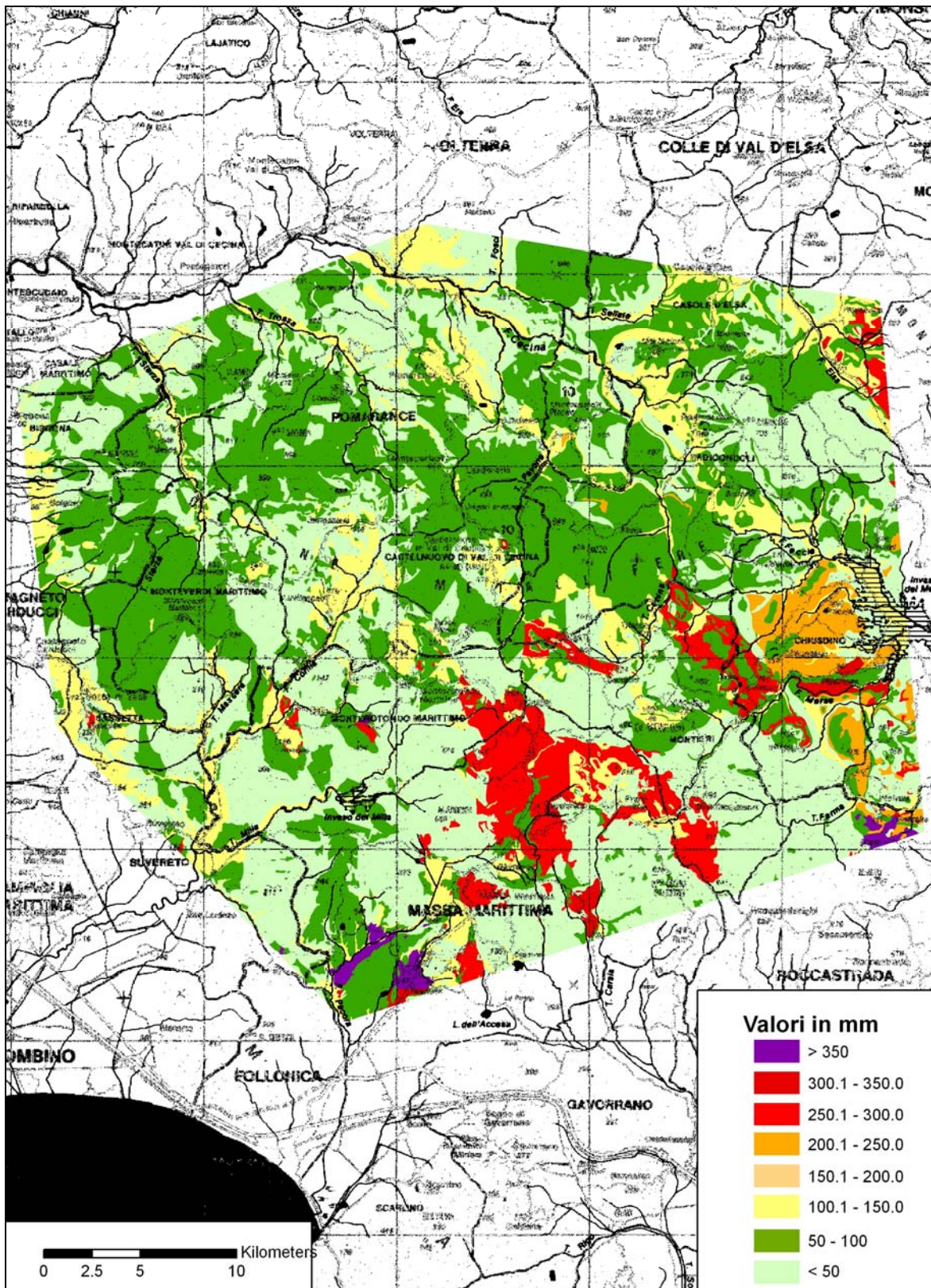


Figura 23: Infiltrazione media annua del periodo 1937-1980.

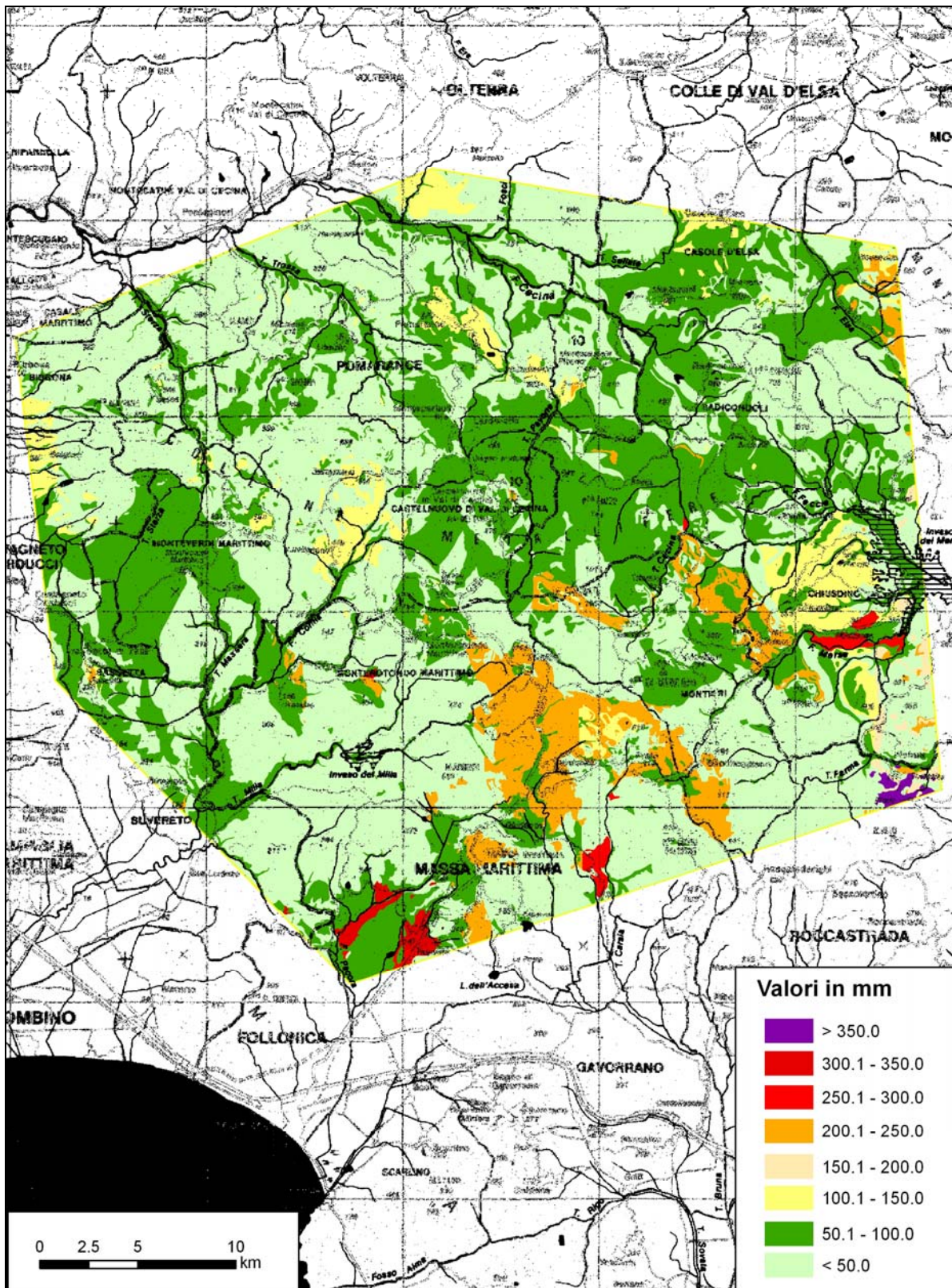


Figura 24: Infiltrazione media annua del periodo 1981-2008.

3.3 Relazioni tra lo sfruttamento geotermico ed il ciclo idrologico

La **Figura 25** mostra la variazione negli anni del vapore prodotto nel campo di Larderello-Travale, secondo i dati forniti da Enel.

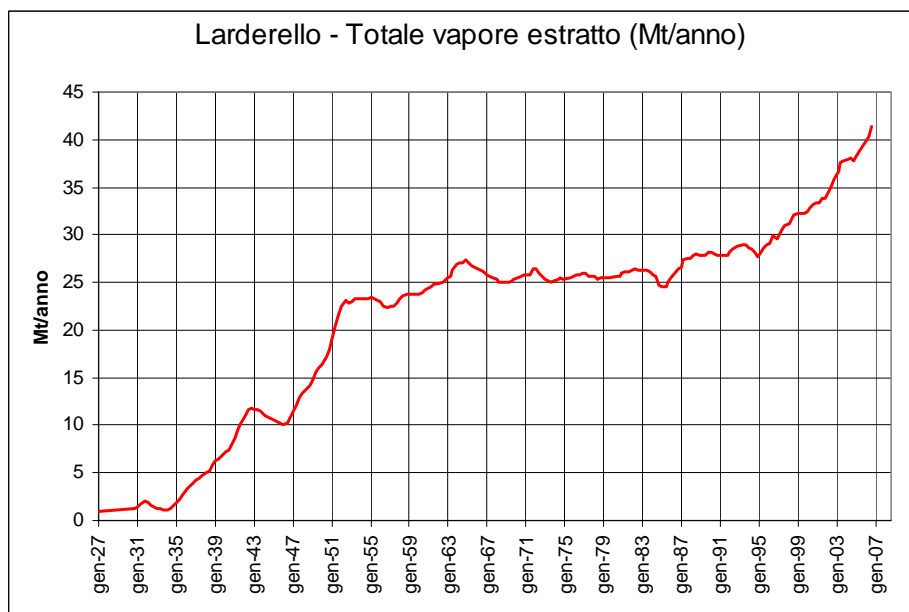


Figura 25: Produzione annua di vapore nel campo geotermico di Larderello-Travale (dati Enel).

Se consideriamo il periodo 1937-1979, la portata media di vapore estratto è stata di circa 20 Mm^3/a . Se la confrontiamo con l'infiltrazione, nell'area considerata, calcolata per questo primo periodo, 107,9 Mm^3/a , vediamo che è meno del 20%.

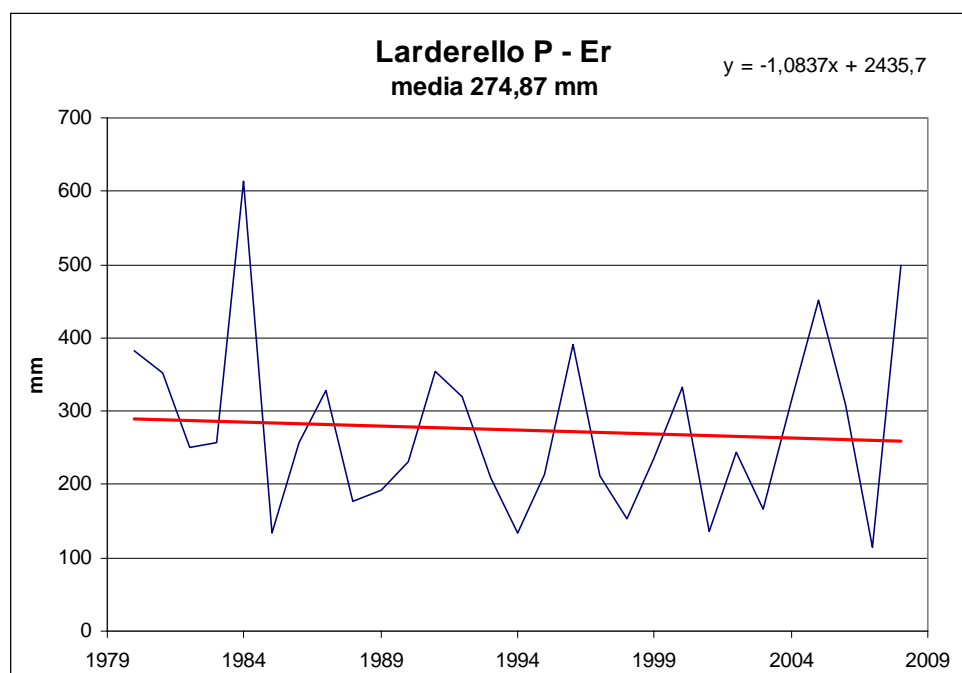
Per il periodo 1980-2008, la portata media di vapore estratto è di circa 30 Mm^3/a ; ma, visto che nei pozzi viene reiniettato un terzo del vapore estratto, la portata estratta si riduce ancora a 20 Mm^3/a , che vanno confrontati con una infiltrazione di 85,4 Mm^3/a : quindi il vapore netto estratto corrisponde al 23% dell'infiltrazione.

Più importante è il confronto con la portata del fluido estratto attualmente, secondo i dati forniti da Enel, che sono riportati nella tabella seguente (**Tab. 5**).

Tabella 5: Portata del fluido estratto per l'area geotermica di Larderello (da dati Enel).

<i>Area</i>	<i>Portata fluido estratto (t/h)</i>	<i>Portata fluido estratto (Mc³/anno)</i>
Val di Cornia	1600	14,016
Monteverdi	180	1,5768
Larderello	1700	14,892
Horst	160	1,4016
Travale	900	7,884
TOTALE	4540	39,770

Possiamo confrontare la portata di fluido estratta attualmente a Larderello-Travale con la ricarica "attuale". La **Figura 26** mostra la variazione della risorsa disponibile P-Er dal 1980 a 2008.

**Figura 26:** Risorsa idrica disponibile negli anni del periodo 1980-2008.

Rispetto al valore medio, 274,87 mm, la linea tendenza indica, al 2008, una risorsa disponibile di 259,6 mm, 5,5% meno di quella media. Se riduciamo dello stesso valore l'infiltrazione media del periodo, otteniamo, per il 2008, 80,7 Mm³/a. Considerando il vapore estratto attualmente meno il vapore reiniettato nei pozzi, il vapore netto estratto al presente (26,5 Mm³/a) corrisponde al 33% circa dell'infiltrazione nell'area.

Al di là di questo semplice, e forse poco significativo esercizio matematico, i dati del bilancio redatto non forniscono elementi per dire quanto incida l'estrazione del vapore dal campo geotermico di Larderello sulle risorse idriche riferibili al ciclo idrologico. Secondo [Enel \(2008b\)](#) la maggior parte del vapore estratto proviene da una circolazione regionale profonda e solo un volume stimato fra 3,3 e 5,0 Mm³/a da ricarica locale. I dati disponibili non consentono di contestare o validare questo dato, che riduce sostanzialmente le stime fatte in passato da vari ricercatori.

3.4. Conclusioni

I bilanci idrologici redatti per i due periodi 1937-1979 e 1980-2008 si chiudono con un saldo percentuale molto piccolo rispetto alle precipitazioni: questo farebbe concludere che non ci sono scambi idrici di sottosuolo importanti con le aree contigue. Tuttavia il deflusso è stato calcolato indirettamente, quindi manca la verifica della chiusura dei bilanci.

Secondo questi bilanci, nel secondo periodo la risorsa disponibile P-E_r si sarebbe ridotta da 382,9 mm/a a 296,5 mm/a, quindi del 33% circa, a causa della riduzione delle precipitazioni,.

L'infiltrazione delle acque meteoriche sarebbe passata dai 73,6 mm/a (107,9 Mm³/a) del primo periodo a 58,3 mm/a (85 Mm³/a) del secondo periodo. La maggior parte di quest'acqua alimenta le sorgenti dell'area e il deflusso di base dei corsi d'acqua. Una parte minore va ad alimentare il campo geotermico. Le stime più recenti di [Enel \(2008b\)](#) valutano fra 3,3 e 5,0 Mm³/a la ricarica dalle acque del ciclo idrologico, riducendo quindi le stime fatte in passato da vari ricercatori (vedi § 4.1), che convergevano intorno a 9 Mm³/a. Inoltre “gli acquiferi coinvolti sono estranei ai circuiti destinati ad usi potabili” ([Enel, 2008b](#)).

Il vapore estratto attualmente (26,5 Mm³/a, al netto della reiniezione) corrisponde al 33% circa dell'infiltrazione nell'area. Ma l'alimentazione del sistema geotermico, sempre secondo Enel, “proviene per la quasi totalità da acquiferi profondi caratterizzati da circolazioni di tipo regionale”.

Solo il 5-6% dell'infiltrazione calcolata nell'area di Larderello contribuirebbe alla ricarica del campo geotermico.

Un elemento importante è che la ricarica artificiale del serbatoio geotermico, mediante la reiniezione di acqua e vapore nei pozzi, avviene a spese di acque del serbatoio stesso e non di acquiferi “superficiali”.

Lo studio idrogeologico qui redatto non può fornire la verifica o meno delle conclusioni di Enel in merito alla ricarica del serbatoio geotermico da parte delle acque del ciclo idrologico. Permette solo di concludere che l'estrazione del vapore incide percentualmente poco sul bilancio idrogeologico. Tuttavia, per verificare l'incidenza della coltivazione del campo geotermico sulle risorse idriche dell'area, sarebbe necessario un approfondito studio idrogeologico, che comprenda:

1. una ricostruzione piezometrica a larga scala degli acquiferi “superficiali”, da confrontare con quella di [Celati et. al \(1992\)](#);
2. un'analisi dei consumi idrici e delle fonti di approvvigionamento degli acquedotti pubblici;
3. il completamento del censimento delle sorgenti, con dati di portata e di uso dell'acqua;
4. misure di deflusso dei corsi d'acqua, per redigere i bilanci idrogeologici dei bacini idrografici interessati dalla coltivazione.

4. Bilancio idrogeologico dell'area del Monte Amiata

Nell'ambito del progetto MAC-GEO è stato deciso di realizzare un modello matematico che comprenda un'area più vasta (vedi Fig. 2 del prodotto P.2.1) di quella del campo geotermico del M. Amiata, perché i limiti del campo non sono definiti né tanto meno lo è l'area di alimentazione idrica. In questo capitolo c'è il bilancio idrogeologico dell'area "Amiata estesa", mentre nel **capitolo 5** c'è il bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico del M. Amiata, la cui importanza strategica e l'impoverimento della risorsa negli ultimi 20 anni richiedono un'analisi del massimo dettaglio, pur nei limiti imposti dalla disponibilità dei dati.

4.1 Cenno alle caratteristiche idrogeologiche dell'area

Nell'area "Amiata estesa" affiorano formazioni geologiche con caratteristiche diverse di permeabilità, ma con prevalenza di unità a permeabilità bassa (**Fig. 27**). Sono a permeabilità da bassa a molto bassa gli estesi affioramenti di argille plioceniche dei bacini dell'Orcia e del Paglia, come la maggior parte degli affioramenti delle Unità Liguri.

Acquiferi a porosità primaria sono i depositi alluvionali di fondo valle e le sabbie e conglomerati pliocenici; ma gli affioramenti sono poco estesi e le falde poco produttive. Anche i travertini che affiorano fra Semproniano e Manciano non contengono grandi risorse idriche.

Fra gli acquiferi per fratturazione, i calcari mesozoici della Serie Toscana formano il Monte Cetona e affiorano in aree limitate a Sud del Monte Amiata.

I depositi a maggiore permeabilità sono le vulcaniti dell'Amiata e dei Monti Vulsini: questi possono essere considerati permeabili sia per porosità primaria (intergranulare dei depositi piroclastici, vuoti di degassazione nelle lave) sia per fessure; infatti le vulcaniti presentano spesso una fitta rete di fratture di origine tettonica o gravitazionale.

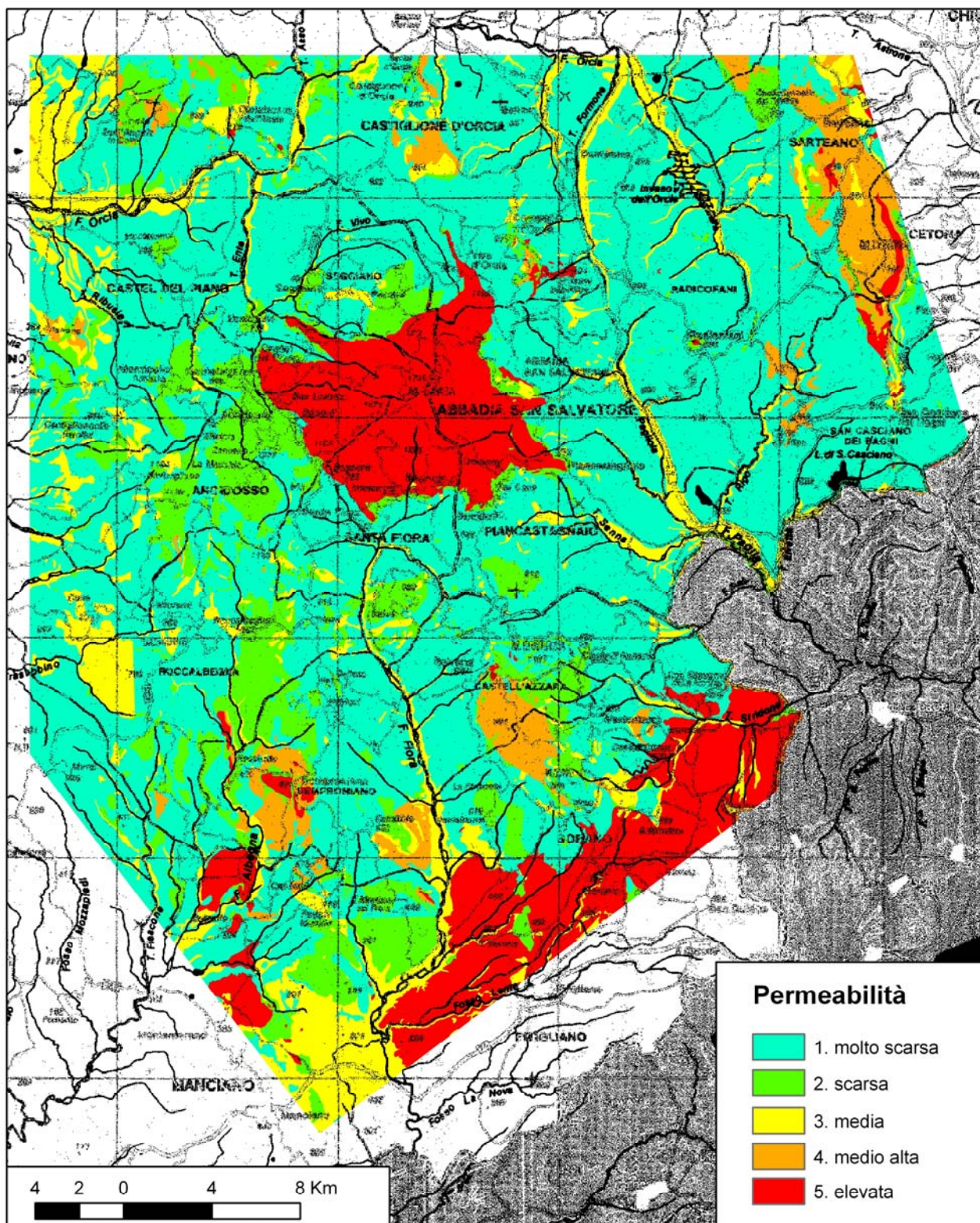


Figura 27: Permeabilità delle formazioni affioranti nell'area "Amiata estesa". Le classi sono quelle del metodo [Kennessey \(1930\)](#).

4.2 Bilancio idrogeologico dell'area estesa

Come per l'area di Larderello, anche per quella dell'Amiata sono stati calcolati i termini di bilancio P (afflussi meteorici), Er (Evapotraspirazione reale) e I (Infiltrazione). I metodi sono quelli illustrati nel **capitolo 1**. Il calcolo del deflusso D non è possibile per la mancanza di misure di portata dei corsi d'acqua. La metodologia applicata è la stessa usata per l'area "Larderello", illustrata nel **capitolo 2**.

Una valutazione di D è stata fatta col metodo di [Kennessey \(1930\)](#). Oltre alla Carta delle permeabilità (**Fig. 27**), sono state redatte la Carta dell'acclività (**Fig. 28**) e quella della copertura vegetale (**Fig. 29**).

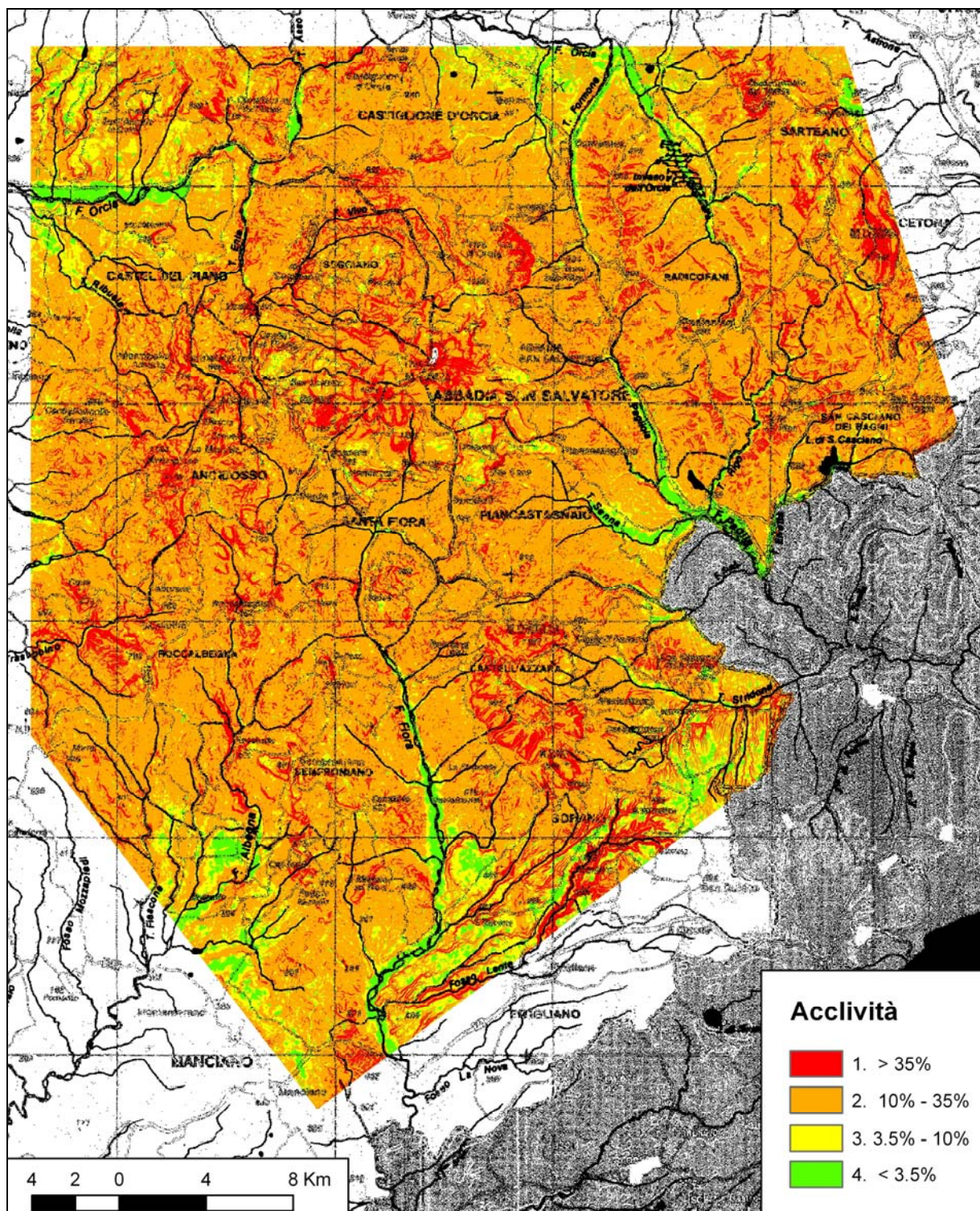


Figura 28: Carta dell'acclività dell'area "Amiata estesa". Le classi sono quelle del metodo [Kennessey \(1930\)](#).

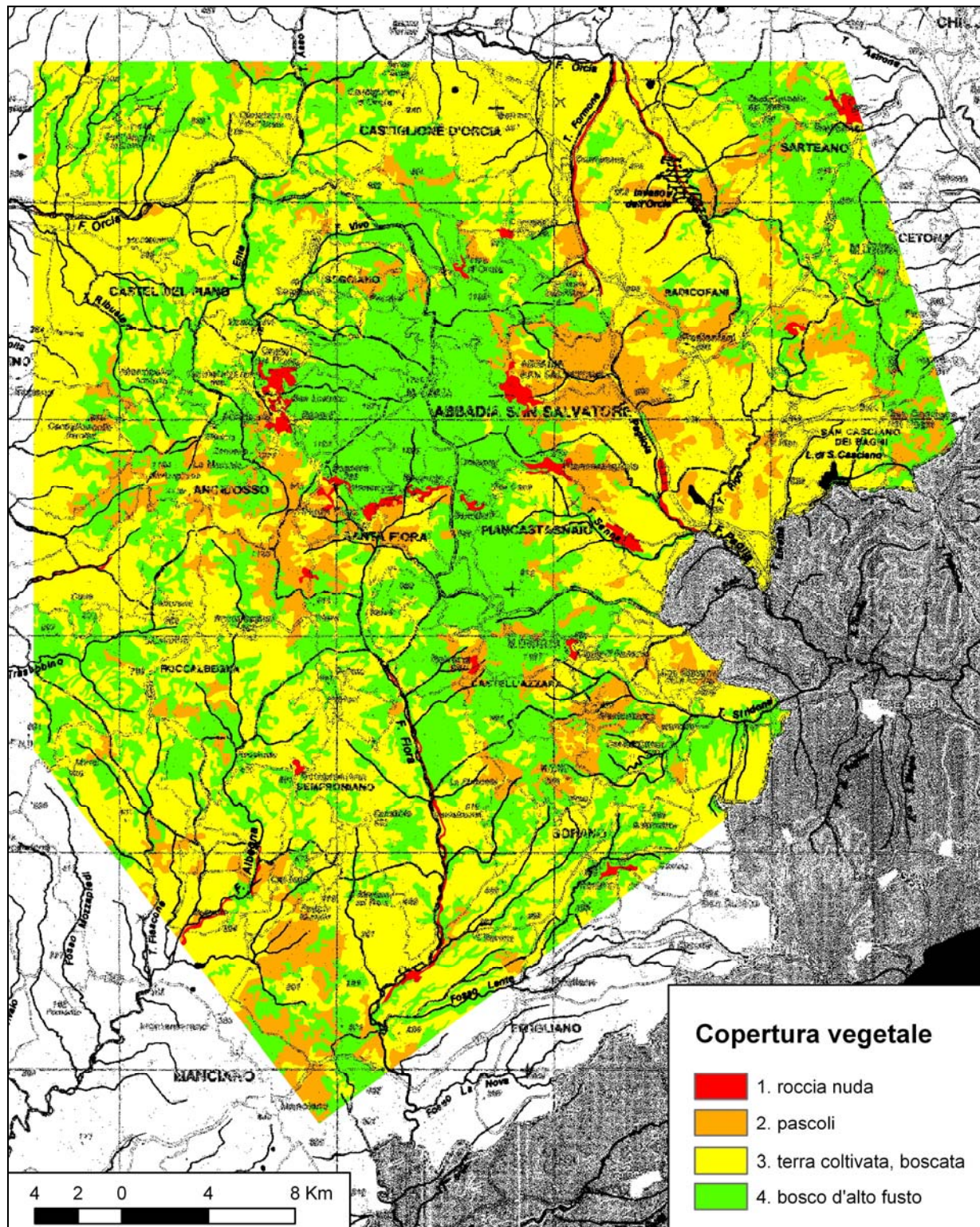


Figura 29: Carta della copertura vegetale dell'area "Amiata estesa". Le classi sono quelle del metodo Kennessey (1930).

I risultati sono riassunti nella **Tabella 6**.

Tabella 6: Calcolo del coefficiente di deflusso Cd col metodo [Kennessey \(1930\)](#).

classe	acclività	Area m ²	Area %	coefficienti
1	> 35%	71395320	4,8	0,26
2	10% - 35%	172538690	11,6	0,16
3	3.5% - 10%	1035232143	69,6	0,03
4	< 3.5 %	208236351	14	0,01
totale/media		1487402504	100	0,053

classe	copertura vegetale	Area m ²	Area %	coefficienti
1	roccia nuda	19745713	1,3	0,28
2	pascoli	165309229	11,1	0,21
3	terra coltivata, boscata	776151212	52,2	0,11
4	bosco ad alto fusto	526196350	35,4	0,04
totale/media		1487402504	100	0,098

classe	permeabilità	Area m ²	Area %	coefficienti
1	molto scarsa	889466697	59,8	0,26
2	scarsa	168076483	11,3	0,21
3	media	187412716	12,6	0,16
4	medio alta	62470905	4,2	0,08
5	elevata	179975703	12,1	0,04
totale/media		1487402504	100	0,207
			Cd	0,358

Il Cd risulterebbe quindi pari a 0,358. Per questa area non è possibile un controllo con misure di deflusso relative a parti dell'area (come è stato fatto per l'area di Larderello). Abbiamo solo i dati per il bacino sotteso dalla stazione di misura dei deflussi di Monte Amiata Scalo, che permette di calcolare un Cd di 0,25 per il periodo 1951-1980. Ancora una volta si conferma che il metodo Kennessey fornisce coefficienti di deflusso nettamente più alti di quelli effettivi dei nostri bacini idrografici.

Per l'area Amiata estesa è stato redatto un solo bilancio idrogeologico, relativo all'intero periodo 1939-2008. Per quanto riguarda l'infiltrazione nelle vulcaniti, è stato assunto il valore di 0,82 per il Cie nelle vulcaniti dell'Amiata, in base ai bilanci idrogeologici dell'acquifero vulcanico dell'Amiata (vedi § 5.5), e di 0,85 per le Ignimbriti di Pitigliano.

La **Figura 30** mostra la distribuzione dell'infiltrazione nell'area "Amiata estesa".

La sintesi del bilancio è riportata nella **Tabella 7**. L'Er è stata calcolata col metodo di [Thornthwaite e Mather \(1957\)](#).

Tabella 7: Bilancio idrogeologico dell'area Amiata estesa

Area, Km ^q	P, mm	T, °C	Er, mm	P - Er, mm	I, mm	I, Mmc
1488,1	1039,0	12,2	574,5	464,6	175,3	259,7

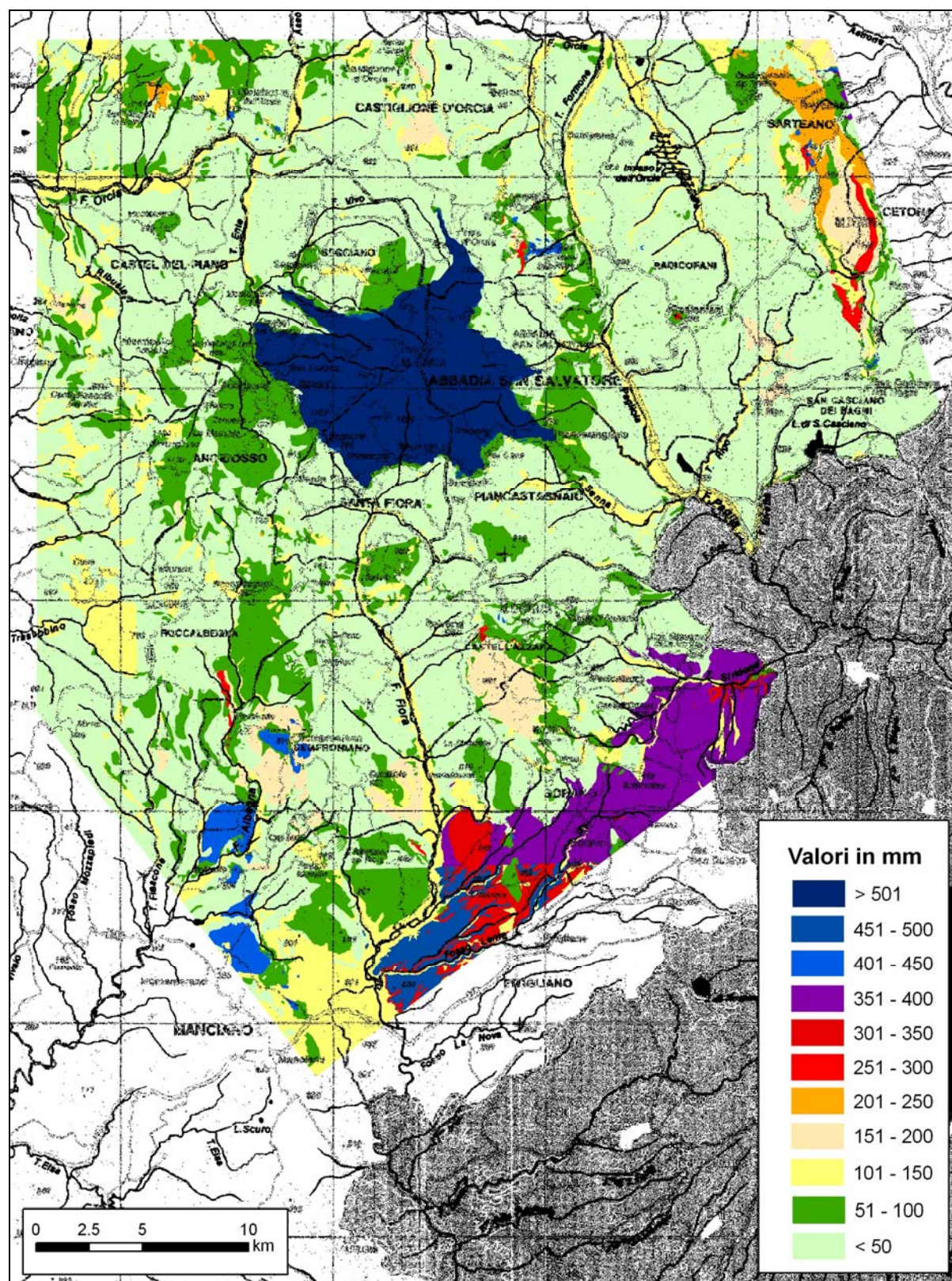


Figura 30: Infiltrazione media annua del periodo 1939-2008.

5. Bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico del M. Amiata

5.1 Il sistema idrogeologico del M. Amiata

Lo schema idrogeologico dell'acquifero vulcanico del Monte Amiata appare piuttosto semplice: le vulcaniti, a elevata permeabilità per porosità primaria e per fratturazione, formano una specie di cappello appoggiato sulle Unità Liguri, composte in prevalenza da rocce poco permeabili, con prevalenza di argilliti e marne. Abbiamo quindi un acquifero libero, alimentato dalle precipitazioni dirette sull'affioramento vulcanico.

L'acquifero si scarica in numerose sorgenti (circa 217), alcune delle quali di grossa portata: il gruppo di sorgenti di S. Fiora ha una portata media di 850 L/s, e quella dell'Ermicciolo di oltre 200 L/s.

Le sorgenti maggiori si trovano in corrispondenza o presso il contatto vulcaniti-Unità Liguri: si tratta infatti di sorgenti per limite di permeabilità sottoposto. Altre sorgenti si trovano all'interno dell'affioramento delle vulcaniti, a quote diverse; in questo caso si tratta di sorgenti di *emergenza* (le sorgenti sono causate dall'affioramento della superficie freatica in punti relativamente bassi della superficie topografica) o dalla presenza di intervalli meno permeabili nelle vulcaniti, che danno origine a falde sospese.

Attualmente, la realizzazione di tre gallerie drenanti ha alterato la situazione delle emergenze, concentrando in queste gallerie la maggiore portata e modificando profondamente la morfologia freatica.

Il campo geotermico dell'Amiata è composto da un primo serbatoio, che si trova subito sotto le Unità Liguri, in corrispondenza delle unità carbonatiche della Serie Toscana: le rocce di queste unità hanno una permeabilità per fratturazione e per processi di dissoluzione.

Un secondo serbatoio geotermico si trova in corrispondenze delle zone fratturate delle filladi del basamento. Attualmente è questo serbatoio che viene più intensamente sfruttato, mentre l'acqua di condensa sarebbe iniettata nel serbatoio carbonatico.

5.2 Le sorgenti

Negli ultimi decenni le sorgenti del M. Amiata hanno diminuito la loro portata in maniera consistente, tanto da mettere in crisi gli acquedotti serviti.

In effetti, misure di portata di alcune sorgenti (**Tab. 8**) mostrano chiaramente la netta riduzione negli ultimi 50 anni, riduzione che sembra giustificata solo in parte dalla diminuzione degli afflussi meteorici.

Tabella 8: Portata di alcune sorgenti in L/min e confronto con gli afflussi meteorici riferiti a Castel del Piano.

	1940	1950/1951	1960/1964	1970/1972	2001/2002
Acqua d'Alto (o Ente)	118	89,1	97,06	68	49,1
Acqua Bona	7,5	7,3	6	0	0
Fontine	13	13	13	1,5	0
La Vena 1 e 2	31,8	29,3	13,5	6	4
Munistaldo (Monistaldo)	36	32,1	36	32	2,5
TOTALE	206,3	170,8	165,56	107,5	55,6
Calo di portata rispetto al 1940		17%	20%	48%	73%
Precipitazioni, mm	1039	1039	1072	761	728
Variazione di P rispetto al 1940	–	–	3,2%	-26,7%	-29,9%

Questi dati vanno però valutati nel contesto complessivo dell'Amiata, considerando non solo la variazione della ricarica meteorica dell'acquifero, ma anche gli interventi sul territorio: oltre all'attività dello sfruttamento geotermico, anche le conseguenze della costruzione delle gallerie drenanti per l'acquedotto del Fiora e dei pozzi.

Per questa analisi è necessario partire dalla portata complessiva delle sorgenti nei vari anni. Nei paragrafi seguenti sono appunto illustrate le procedure seguite per arrivare alla valutazione della portata media annua di ogni sorgente dal 1939 al 2008.

5.2.1 Calcolo della portata delle sorgenti

Sono state censite e utilizzate nel calcolo del deflusso sotterraneo 199 sorgenti, vale a dire soltanto quelle alimentate con tutta probabilità dall'acquifero oggetto di studio. La quasi totalità di esse sono situate al contatto fra il complesso vulcanico e i sottostanti termini sedimentari a permeabilità scarsa o praticamente nulla. Sono state incluse anche molte sorgenti localizzate in corrispondenza del detrito di versante che ricopre il contatto suddetto, perché alimentate dalle vulcaniti.

Operativamente, la prima fase del lavoro è consistita nel reperire tutti i dati storici esistenti relativi alle misure di portata di sorgenti e pozzi, captate e non, nel periodo che va dal 1939 al 2008. I documenti consultati sono i seguenti:

- [Rappuoli \(1990\)](#);
- [Barazzuoli et al. \(2008\)](#);
- [Tesi di laurea di Cazzante \(a.a. 1986 - 1987\)](#)
- testi inediti delle Comunità Montane (Papalini, Rappuoli, ecc.)
- dati reperiti mediante i geologi dell'Acquedotto del Fiora.

Inoltre, sono state eseguite direttamente n° 68 misure nel 2009 (alcune relative alla stessa sorgente ma in periodi diversi), per avere una verifica dell'ordine di grandezza delle sorgenti non captate, per le quali sono pochissimi i dati storici.

Questa fase del lavoro ha messo in mostra la scarsità di dati di portata a disposizione, dal momento che nell'area in questione esiste una sola sorgente (Ermicciolo, situata nei pressi di Vivo d'Orcia) con una serie storica pressoché completa di misure di portata mensili. Fanno eccezione gli anni compresi fra il 1998 ed il 2004, che presentano qualche lacuna nelle misure. Le scaturigini caratterizzate dalle maggiori portate sono quelle situate intorno all'abitato di Santa Fiora: si tratta di captazioni in gallerie, costruite verso la metà del secolo scorso, che riforniscono il grossetano e gran parte della Maremma. Purtroppo sono affette da lacune molto estese, prevalentemente concentrate negli anni '70-'80. Negli anni precedenti la costruzione delle gallerie, le misure di portata sono poche, principalmente limitate alle sorgenti di Peschiera e Carolina, entrambe caratterizzate da poche misure registrate.

Di tutte le altre scaturigini sono disponibili solo misure saltuarie e alcune delle manifestazioni sorgive minori presentano un solo dato di portata in tutto il periodo.

Di seguito vengono illustrate le procedure che hanno portato alla determinazione della portata delle varie sorgenti e quindi al calcolo del deflusso sotterraneo dell'acquifero amiatino.

Sorgente Ermicciolo

Come detto, la sorgente Ermicciolo ha la serie più completa di misure di portata mensile. Tanto che i vari studiosi che hanno cercato di calcolare il deflusso sotterraneo dell'acquifero vulcanico sono stati tutti costretti a tentare delle correlazioni fra le poche portate delle altre sorgenti e quelle dell'Ermicciolo.

Tuttavia anche questa sorgente presenta delle lacune e dei valori poco attendibili.

Le lacune mensili, comprese fra il 1998 ed il 2004, sono state colmate in base ad un algoritmo basato sulle portate degli stessi mesi degli anni precedenti e dei mesi antecedente e successivo rispetto al dato mancante.

Vengono in luce alcune anomalie nel periodo 1990-2004, causate con tutta probabilità da errori nelle misurazioni di una delle due condotte nelle quali confluisce l'acqua della sorgente (e che riforniscono Siena e la Val d'Orcia). Le misure anomale risultano evidenti se si confronta l'andamento della portata in quegli anni con quella degli anni precedenti e successivi (**Fig. 31**).

Per trovare i valori più probabili, si è fatto riferimento alle precipitazioni della stazione pluviometrica più vicina (Vivo d'Orcia), con l'obiettivo di cercare una relazione fra l'andamento di $P^*(P-E/P)$ di Vivo d'Orcia e quello della portata della sorgente dell'Ermicciolo Q_s . E' stato scelto di utilizzare questa relazione per confrontare la risposta di Q Ermicciolo a variazioni della risorsa disponibile, più rappresentativa rispetto alla relazione con le sole piogge. Il lavoro è stato articolato come segue:

1) E' stato utilizzato un rapporto medio mensile $P-E/P$ (**Tab. 9**), nel periodo 1939-2008 (serie continua di Vivo d'Orcia, tenendo in considerazione solo i valori misurati, non ricostruiti); in questo modo sono stati calcolati 12 coefficienti (uno per ogni mese) corrispondenti alla risorsa disponibile media mensile, da moltiplicare alle P Vivo d'Orcia mensili.

2) le P di ogni mese sono state moltiplicate per i coefficienti trovati, in modo da determinare la risorsa disponibile per ogni mese del periodo 1939-2008. Così facendo è stata

ricavata la serie completa della risorsa disponibile, intesa come frazione della serie pluviometrica.

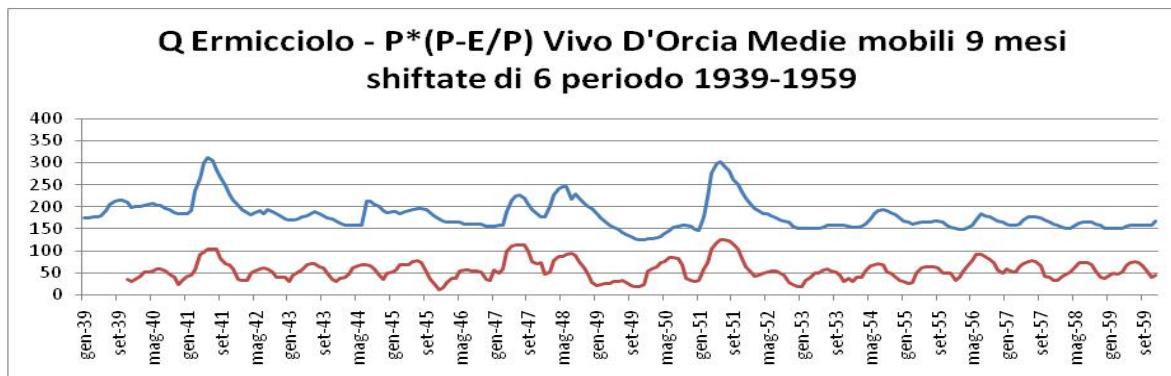
- 3) Di questa serie, sono state calcolate le medie mobili di 9 mesi, per smussare le curve.
- 4) Infine questi valori sono stati shiftati di 6 mesi, corrispondenti più o meno al tempo di ritardo della sorgente Ermicciolo.
- 5) I risultati sono stati diagrammati (**Fig. 31**).

Le portate medie mensili del totale delle sorgenti e dei pozzi sono riportate nella **Tabella A e B** in **Appendice**.

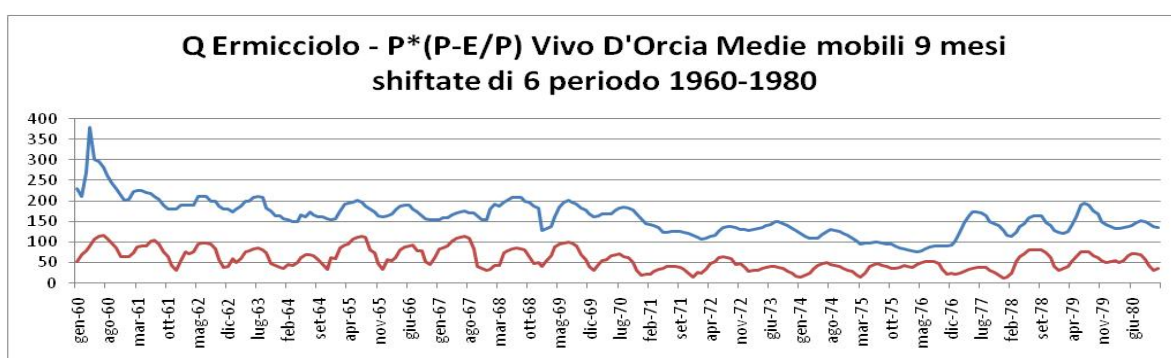
Tabella 9: rapporto medio mensile (P-Er)/P nel periodo complessivo per la stazione di Vivo d'Orcia.

	(P-Er) / P	1939-2008
gennaio	0,90	
febbraio	0,89	
marzo	0,74	
aprile	0,54	
maggio	0,13	
giugno	0,00	
luglio	0,00	
agosto	0,00	
settembre	0,30	
ottobre	0,65	
novembre	0,84	
dicembre	0,89	

A)



B)



C)

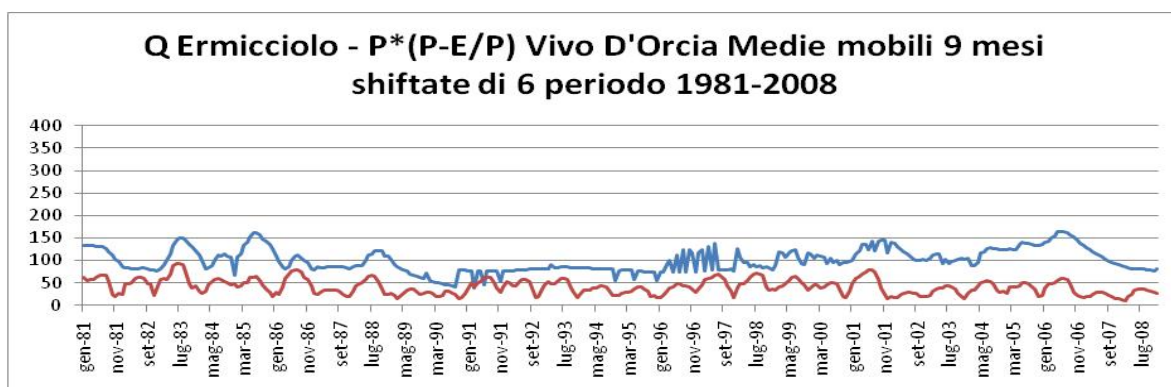


Figura 31: Portata mensile della Sorgente Ermicciolo (media mobile di 5 mesi) e risorsa idrica disponibile a Vivo d'Orcia (media mobile di 9 mesi) per i tre periodi.

Attribuzione delle sorgenti ai diversi bacini idrogeologici

L'acquifero amiatino è caratterizzato da vari spartiacque sotterranei, che individuano 6 bacini idrogeologici: Pian dei Renai, S. Fiora, Abbadia San Salvatore, Arcidosso - Castel del Piano, Piancastagnaio, Poggio Sasso del Falco. Inoltre sono presenti due sorgenti (Fonte delle Monache, Piscinello) interne alle vulcaniti ed a quote elevate, non collegabili a nessuno dei bacini idrogeologici citati. Probabilmente rappresentano il recapito di falde sospese. Ai fini della suddivisione effettuata, queste sono state inserite, con criteri esclusivamente geografici, nel vicino bacino di Santa Fiora.

Per prima cosa è stata effettuata una suddivisione delle 199 sorgenti nei 6 bacini delimitati; anche se ogni scaturigine ha il suo micro-bacino di alimentazione, in via teorica è ipotizzabile una risposta simile alle precipitazioni per tutte le sorgenti facenti parte dello stesso bacino.

5.2.2 Calcolo dei coefficienti di correlazione

La serie di riferimento è, tranne alcuni casi specifici che verranno descritti più avanti, quella di Ermicciolo. Per ogni sorgente sono stati calcolati i coefficienti di correlazione dei tre periodi considerati (1939-1956; 1957-1980; 1981-2008), come media dei rapporti fra i dati di portata disponibili per ogni sorgente e per ogni periodo, ed i valori di portata di Ermicciolo negli stessi mesi.

Per le sorgenti che presentano misure di portata in due dei tre periodi considerati, è stato utilizzato, per l'intervallo mancante, il coefficiente di correlazione del periodo più vicino o comunque precedente: ad esempio, in mancanza di dati nel periodo '39 - '56, è stato esteso il coefficiente trovato per l'anno idrologico '57 - '80; in mancanza del coefficiente relativo all'intervallo '57 - '80, è stato invece utilizzato il rapporto caratteristico del '39 - '56. Infine, nei casi in cui non erano a disposizione misure relative al terzo periodo ('81 - '08), è stato utilizzato il coefficiente ricavato per l'intervallo precedente.

Per le sorgenti che presentano misure in un solo periodo, la metodologia di completamento utilizzata è leggermente più articolata.

Per prima cosa, è necessario segnalare che molte sorgenti sono caratterizzate da una sola misura di portata, in data 1990; dal momento che questo stesso anno corrisponde al minimo assoluto delle portate (anomale) di Ermicciolo, il calcolo e l'applicazione a tutta la serie (per ciascuna sorgente) del coefficiente di correlazione trovato, avrebbe causato una notevole sovrastima nella ricostruzione dei valori di portata. Questo discorso può essere esteso, con le dovute proporzioni, a tutto il periodo '81 - '08, caratterizzato da un generale decremento nei valori di portata di Ermicciolo, spesso non riscontrato nelle altre manifestazioni sorgive.

Operativamente, nei casi in cui il periodo con misure note corrispondeva ad uno dei primi due, il coefficiente determinato è stato utilizzato anche negli altri periodi, senza considerare le misure del terzo.

In presenza di misure effettuate unicamente nell'ultimo periodo, il rischio di sovrastima descritto ha reso necessario un ulteriore trattamento statistico dei dati. Dal momento che, come spiegato, la sorgente Ermicciolo presentava una serie storica anomala dal 1990 al 2004, si è scelto di correlare con Galleria Bassa (ad andamento più regolare, non anomalo e sostanzialmente concordante con la maggior parte delle scaturigini) tutte le sorgenti che, relativamente al periodo '81-'08, presentavano dati soltanto nell'intervallo '90-'04. Per determinare i coefficienti di sorgenti con dati sia nei periodi '81-'89 e '05-'08, sia nell'intervallo '90-'04, è stata differenziata la serie storica di riferimento: Ermicciolo per i primi due periodi, Galleria Bassa per l'intervallo '90-'04. Così facendo, il terzo periodo di riferimento ('81-'08) è stato completato mediante l'applicazione di due diversi coefficienti.

Infine, per determinare i coefficienti di correlazione incogniti dei primi due periodi, partendo da dati di portata appartenenti esclusivamente all'intervallo '81-'08, sono stati inseriti in una tabella tutti i coefficienti di correlazione di tutte le sorgenti appartenenti ad ogni sub-bacino, per ciascuno dei tre periodi. Successivamente, è stato calcolato il rapporto fra i valori medi dei coefficienti di correlazione dei primi due periodi e il valore medio del terzo periodo. Così facendo, sono stati trovati i coefficienti di correlazione dei periodi '39-'56 e '57-'80 per ogni sub-

bacino, espressi come frazione del coefficiente '81-'08 (tendente, come accennato, alla generale sovrastima delle portate per anomalie di misura relative ad Ermicciolo).

Resta da segnalare un diverso trattamento statistico dei dati di portata relativi alle gallerie del Fiora, correlate (per motivi geografici e per analogie nel regime delle portate) con Galleria Bassa nei periodi in cui questa manifestazione presentava valori di misura, con Ermicciolo nei periodi affetti da lacune. Per alcune di queste gallerie sono inoltre stati ricavati coefficienti di correlazione appartenenti a diversi periodi: questo vale soprattutto per gli anni '50 - '60, nei quali si sono succedute le costruzioni e gli interventi migliorativi alle gallerie, che hanno influenzato enormemente il regime delle scaturigini prossime a Santa Fiora.

Tutti i coefficienti di correlazione così trovati, sono stati utilizzati per le ricostruzioni dei valori di portata di ciascuna sorgente: moltiplicando il valore di portata della sorgente di riferimento (Ermicciolo o Galleria Bassa) di ogni mese per i coefficienti di correlazione così determinati, si è quindi proceduto al completamento delle serie storiche.

Un discorso a parte va fatto per le sorgenti che nel tempo si sono seccate e per i pozzi: le prime sono state assunte come definitivamente secche a partire dal primo bimestre caratterizzato da valore nullo di portata; i pozzi, caratterizzati da dati frammentari concentrati in periodi recenti ed assumendo emungimento in continuo per la maggior parte dei pozzi, sono stati completati mediando i valori delle misure effettuate, senza cercare una correlazione (peraltro difficilmente esistente) con le serie storiche delle sorgenti di riferimento.

La suddivisione del completamento in vari periodi e l'attribuzione di un coefficiente di correlazione unico a ciascuno di essi, ha naturalmente generato salti repentini dei valori di portata anche da un anno a un altro, soprattutto nei bienni a cavallo fra due diversi Anni Idrologici. Dal momento comunque che il valore medio delle portate in un periodo tende ad essere piuttosto rappresentativo, un'analisi più corretta dell'andamento dei valori di portata nel tempo per ciascuna sorgente può essere condotta prendendo in considerazione le medie mobili annue di ordine maggiore o uguale a 5, che di fatto smussano le variazioni suddette.

Nella **Tabella C** in **Appendice** sono riportati tutte le portate medie mensili delle sorgenti considerate.

5.2.3 Misura della portata delle sorgenti nel 2009

Come detto, nel 2009 è stata eseguita la misura di portata di n° 60 sorgenti, in due periodi: gennaio e settembre. Le misure sono riportate in **Appendice (Tab. C)**

Occorre considerare che l'inverno 2008-2009 è stato molto piovoso e anche nevoso. Pertanto, le portate misurate non possono essere prese come valori medi dei relativi mesi.

5.3 I pozzi

Una parte minore della risorsa idrica sotterranea viene estratta tramite i pozzi.

Possiamo considerare trascurabile il volume annuo pompato dai pozzi privati, mentre non lo è, ai fini del bilancio dell'acquifero vulcanico, quello dei pozzi degli acquedotti.

I pozzi più importanti per portata di acqua sono Pozzo dell'Acqua Gialla e Pozzo Pian dei Renai, entrambi ubicati nel Comune di Abbadia S. Salvatore. Seguono Pozzo S. Michele 1 e Pozzo S. Michele 2, Pozzo S. Lorenzo, Pozzo Saccone. Come si evince dalla **Tabella B** in **Appendice**, la misura delle portate dei pozzi, in generale, ha inizio all'inizio degli anni '50 con

il Pozzo dell'Acqua Gialla. Successivamente furono registrate le misure del Pozzo Pian dei Renai negli anni '80 e dagli anni '90 tutti gli altri pozzi. Come è facilmente osservabile dal confronto delle **Tabelle A e B** il contributo dei pozzi alle portate totali dell'area amiatina è inferiore al 4%, considerando gli ultimi 18 anni.

5.4 Bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico

Vari Autori hanno eseguito bilanci dell'acquifero vulcanico del M. Amiata, dai quali si possono ottenere dei valori del coefficiente d'infiltrazione efficace utilizzati o ottenuti dagli altri dati. La **Tabella 10** riassume questi dati.

Tabella 10: Sintesi dei bilanci idrogeologici dell'acquifero vulcanico.

Area Kmq	anno idrologico	P mm	Er mm	I mm	D. sup. mm	Qs L/s	Cie I/(P-Er)	Ci (I/P)	Autore
90,00		1250				2100		0,73	Perrone (1904)
80,28	1950-1951	2297,5				2306		0,39	Cazzante (1987)
79,80	1979-1980	1246	535	640	71	591	0,90	0,51	Celico et al. (1988)
80,00	1920-1970	1321	456	775	90	2000	0,89	0,59	Giaquinto et al. (1982)
80,70	1983	1371	511	726	134	1975	0,84	0,53	Bazzurro et al (1985)
81,00		1300		778		2000		0,60	Boni et al. (1986)
	1990	974	279	557	138	1288		0,57	Comunità Montana M.Amiata (1993)
81,00		1367	552	815	0		1,00	0,60	Barazzuoli et al., 1993
		1198	543	630	25	1776	0,96	0,53	Barazzuoli et al. (2008)
79,86	1939-1956					1859,78			Pranzini et al. (2010)
	1957-1980					1912,66			Pranzini et al. (2010)
	1981-2008					1799,4			Pranzini et al. (2010)

Nota: i numeri in rosso sono stati calcolati da noi a partire dai dati degli Autori.
Il dato di Cazzante si riferisce a un anno eccezionalmente piovoso.

L'infiltrazione è stata calcolata per periodi diversi, e successivamente confrontata con le risorse idriche di sottosuolo sfruttabili, ovvero con la portata complessiva delle sorgenti e dei pozzi.

Sono stati redatti tre bilanci, relativi a tre periodi:

- 1939-1956: in questo periodo non c'è ancora nessuna attività di sfruttamento dell'energia geotermica;
- 1957- 1980: lo sfruttamento del campo geotermico riguarda inizialmente solo l'area di Bagnore (fino al 1962), poi anche quella di Piancastagnaio; entrambe perforate fino a 1000 m di profondità, nelle formazioni carbonatico-evaporitiche;
- 1981-2008: esplorazione profonda nel basamento metamorfico ad una profondità maggiore di 3000 m (2° serbatoio).

5.4.1 Precipitazioni

Nel **paragrafo 1.1** è stato descritto il metodo per il completamento dei dati mensili mancanti nelle diverse stazioni pluviometriche. Per le stazioni poste sul Monte Amiata, l'inverse

distance weighting method si è dimostrato non sufficientemente valido, perché le stazioni considerate per l'interpolazione si trovano tutte a quote inferiori o circa uguali: un confronto fra i dati effettivamente registrati e quelli che il metodo avrebbe fornito, ci ha permesso di verificare che i primi erano sistematicamente maggiori. Per questo abbiamo corretto i dati interpolati col metodo IDW di ogni stazione pluviometrica in questo modo:

- calcolo del valore medio di P a partire dai dati effettivamente misurati;
- calcolo del valore medio di P col metodo IDW per i dati effettivamente misurati
- calcolo del rapporto fra i due valori medi suddetti
- moltiplicazione di ogni dato ricostruito col metodo IDW per il rapporto suddetto.

Oltre a ciò, la mancanza di stazioni nella parte alta del Monte Amiata, ha reso necessario porre delle stazioni fittizie. A queste stazioni sono stati attribuiti i valori mensili di P col seguente metodo:

- diagrammare le quote delle stazioni meteo disponibili sull'area delle vulcaniti rispetto ai loro valori P annui (per un periodo nel quale tutte le stazioni abbiano dati misurati, ovvero 1997 – 2006). La curva risultante ha equazione: $y = 185.71 \ln(x) - 245.05$, con $R^2 = 0.7305$;
- calcolare la P annua della stazione fittizia e quella della stazione meteo più vicina mediante l'equazione sopra citata;
- mettere in relazione la P annua calcolata (per il periodo 1997 – 2006) della stazione fittizia e della stazione più vicina con la P annua misurata (per un determinato anno) della stazione nota. In questo modo si ricava un coefficiente da moltiplicare per i valori mensili della stazione più vicina.

Con tutti i dati, misurati o ricostruiti, sono state ricostruite le isoiete dei tre periodi scelti per il bilancio, utilizzando, come metodo d'interpolazione, lo stesso *inverse distance weighting method*. Le **Figure 32, 33 e 34** contengono appunto le isoiete dei tre periodi.

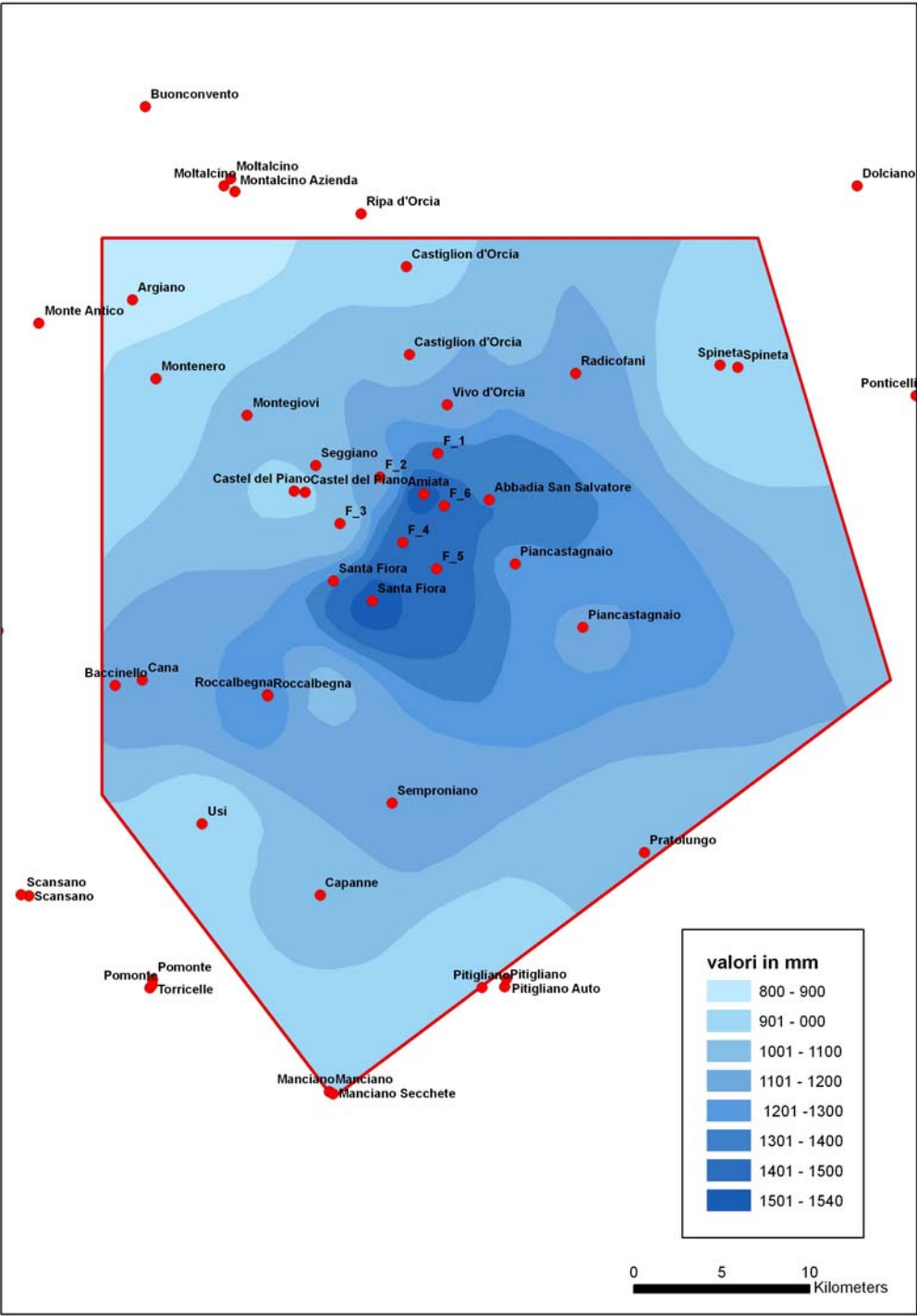


Figura 32: Precipitazione medie annue del periodo 1939-1956 per le stazioni meteo note e fittizie dell'area estesa Amiata.

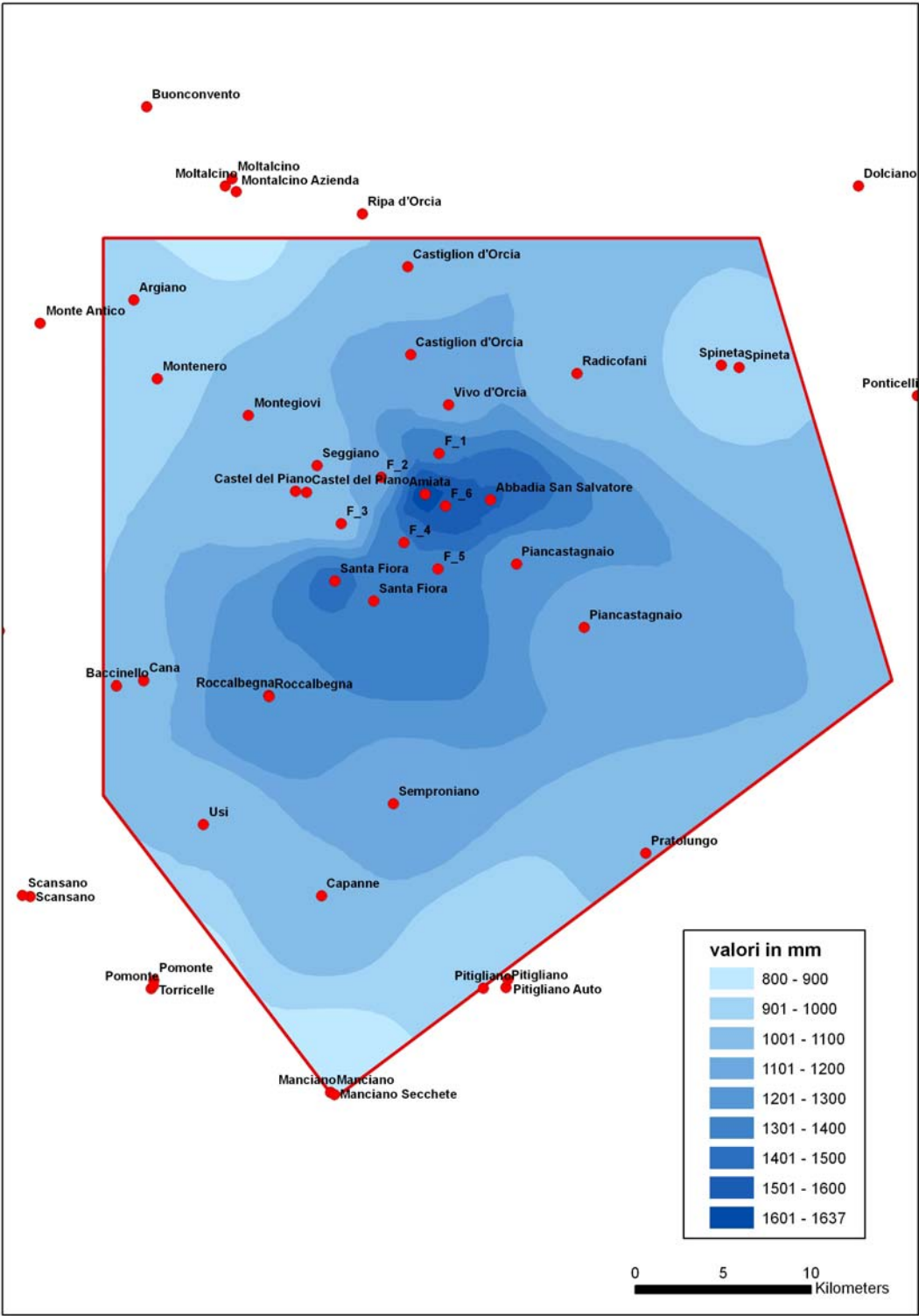


Figura 33: Precipitazione medie annue del periodo 1957-1980 per le stazioni meteo note e fittizie dell'area estesa Amiata.

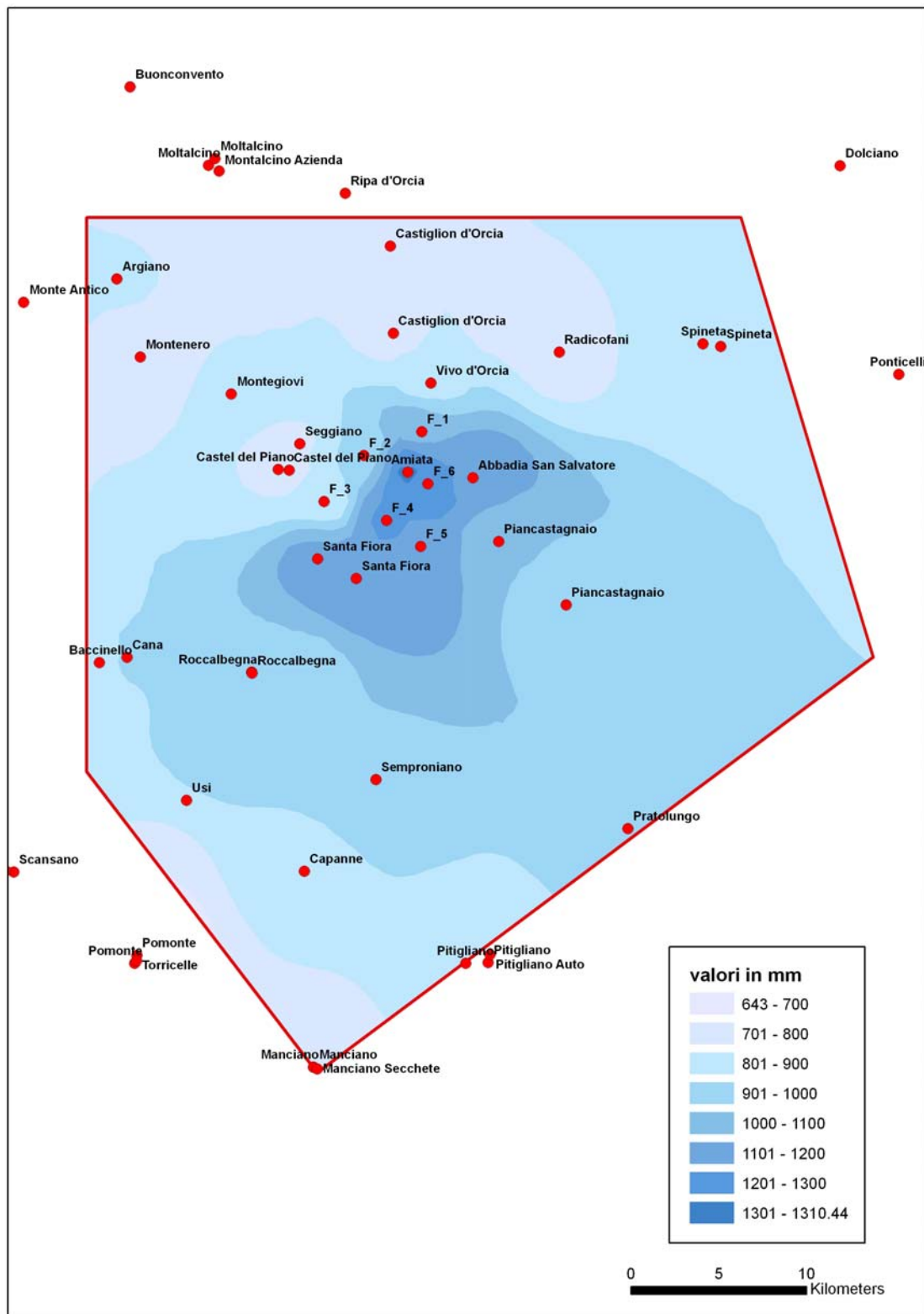


Figura 34: Precipitazione medie annue del periodo 1981-2008 per le stazioni meteo note e fittizie dell'area estesa Amiata.

5.4.2 Temperatura

Il corretto calcolo delle temperature è fondamentale per avere un valido valore dell'Evapotraspirazione reale, che in questo caso è stata calcolata sia con la relazione di [Turc \(1954\)](#) sia con il metodo di [Thornthwaite e Mather \(1957\)](#).

Nel **paragrafo 1.2** è stato descritto il metodo per il completamento dei dati mancanti nelle diverse stazioni termometriche. Per l'Amiata, la mancanza di stazioni in quota ha reso necessario ricostruire la totalità dei valori mensili delle stazioni fittizie mediante il metodo riportato nel **paragrafo 1.2**.

La **Figura 35** mostra la distribuzione delle temperature medie annue del periodo 1981-2008. Quelle dei due periodi precedenti sono del tutto simili, con valori sostanzialmente uguali.

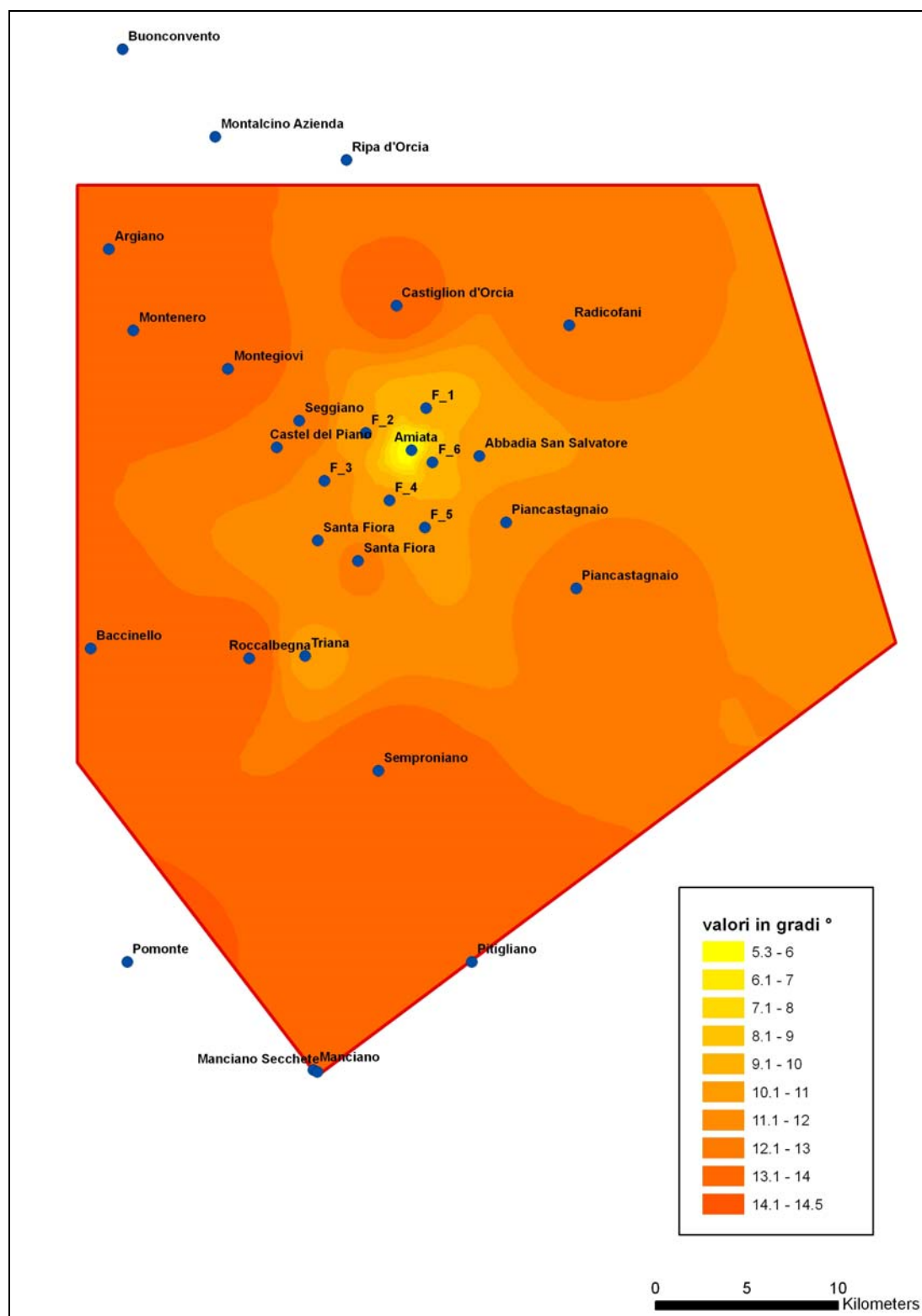


Figura 35: Temperature medie annue del periodo 1981-2008 per le stazioni dell'area estesa Amiata.

5.4.3 Risorsa idrica disponibile

Per il calcolo della risorsa disponibile (P-Er), è stato calcolato il valore medio dell'evapotraspirazione di ciascuno dei tre periodi con il metodo di [Thorntwaite e Mather \(1957\)](#), e per ciascun anno col metodo di [Turc \(1954\)](#).

Il diagramma della **Figura 36** mostra l'andamento di (P-Er) nel periodo intero considerato.

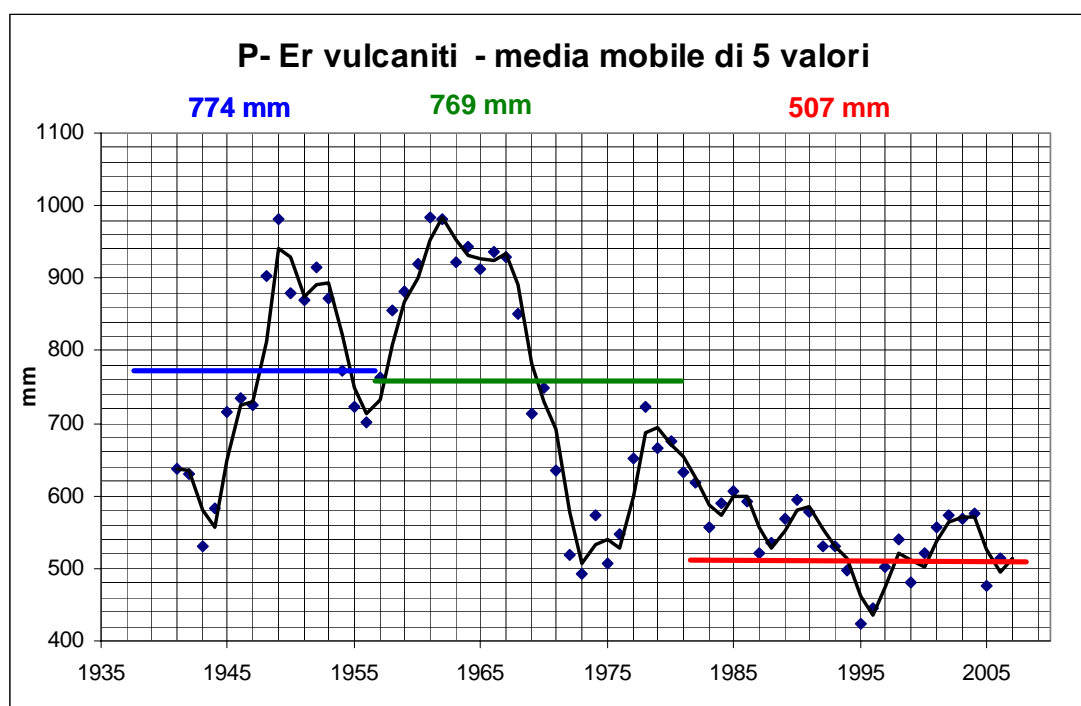


Figura 36: Risorsa idrica disponibile (mm) nell'area delle vulcaniti dell'Amiata.

Appare drammatica la riduzione della risorsa per il terzo periodo, riduzione dovuta principalmente alla diminuzione degli afflussi meteorici. Infatti, T è cresciuta notevolmente dal 1979 al 1991 (**Fig. 37**), ma il valore medio del terzo periodo (10,60 °C) è stato più alto di quello del secondo periodo (10,30 °C), ma non di molto superiore a quello del primo (10,55 °C).

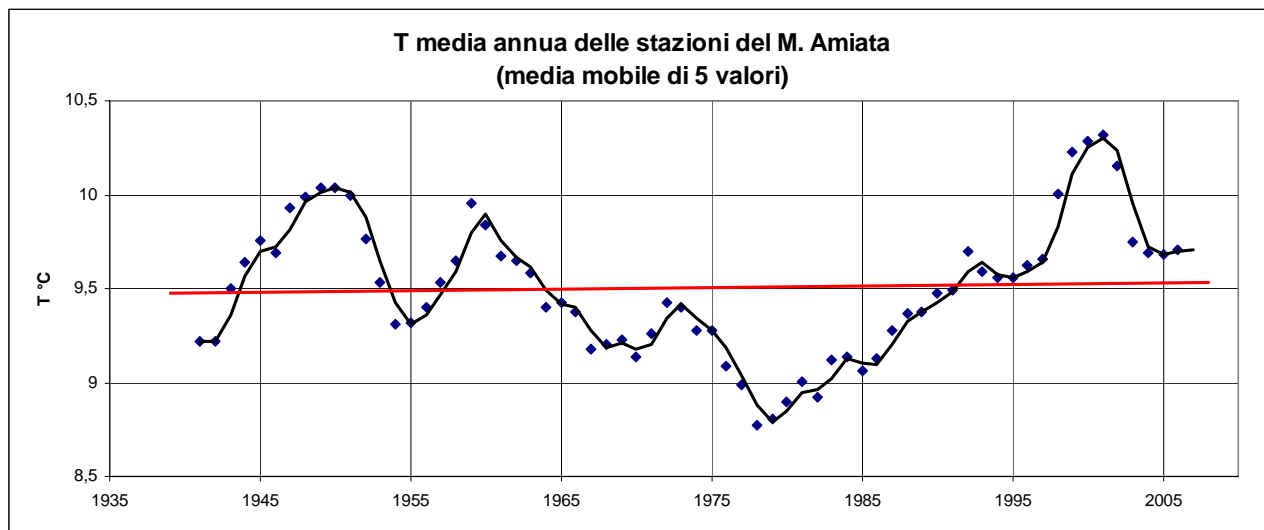


Figura 37: Temperatura media annua nelle stazioni termometriche del Monte Amiata (Abbadia S. Salvatore, Amiata, Piancastagnaio e Santa Fiora). La linea rossa indica la tendenza.

5.4.4 Deflusso sotterraneo: portata delle sorgenti e dei pozzi

Nel bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico, le uscite sono costituite dalle portate delle sorgenti e dei pozzi.

Le **Tabelle A e B** in **Appendice** contengono le portate totali medie annue per le sorgenti e per i pozzi, secondo le misure e le ricostruzioni dei dati mancanti di cui al § 5.2.1.

Si deve considerare che non tutte le emergenze sorgentizie sono note e misurate: una parte dell'acqua riemerge dal sottosuolo alimentando direttamente i torrenti, quindi sfugge alle misure.

Possiamo ritenere che questa parte sia nettamente inferiore a quella delle sorgenti riconosciute, in considerazione dell'alta permeabilità delle vulcaniti. Sappiamo infatti ([Pranzini, 1992](#)) che il rapporto fra la portata complessiva delle sorgenti misurabili e la portata complessiva che riemerge da un acquifero montano (= portata di base dei corsi d'acqua) aumenta all'aumentare della permeabilità delle rocce. Questo perché l'alta permeabilità consente la gerarchizzazione della circolazione idrica sotterranea e quindi l'acqua emerge in un minore numero di sorgenti di alta portata. Al contrario, rocce poco permeabili causano la formazione di numerose sorgenti di piccola portata, molte delle quali sono effimere o alimentano direttamente i corsi d'acqua senza possibilità di misurarne la portata.

E' stato fatto un tentativo per valutare questo contributo, eseguendo misure di portata nei corsi d'acqua che escono dalle vulcaniti in un momento lontano dalle precipitazioni, in modo da misurare solo il deflusso di base. Con quelle misure abbiamo inteso misurare le portate delle sorgenti non captate, che finiscono nei corsi d'acqua, più le portate distribuite agli acquedotti amiatini: con una certa approssimazione possiamo ritenere che il 90% dell'acqua utilizzata nel comprensorio amiatino venga scaricata nel reticolo idrografico e si sommi a quella delle sorgenti non captate; il 10% se ne vada nell'atmosfera per evaporazione e traspirazione dalle coltivazioni e per perdita dalle portate delle sorgenti non captate.

Le misure sono state fatte il 7 settembre 2009, dopo oltre un mese senza piogge.

Nella carta topografica della **Figura 38** sono indicati i punti di misura, che sono stati influenzati dalle condizioni idonee alla misura della portata tramite mulinello idrometrico. Nel caso di sezioni idrografiche a valle di confluenze, si è accertato che il contributo dei bacini diversi da quelli nelle vulcaniti fosse nullo o trascurabile. In altre parole, anche se i punti di misura sono molto a valle del contatto fra le vulcaniti e le Liguridi, le portate misurate sono solo quelle di base provenienti dalle vulcaniti. E' importante sottolineare che il T. Minestrone, ubicato a nord di Piancastagnaio, al momento delle misure risultava secco.

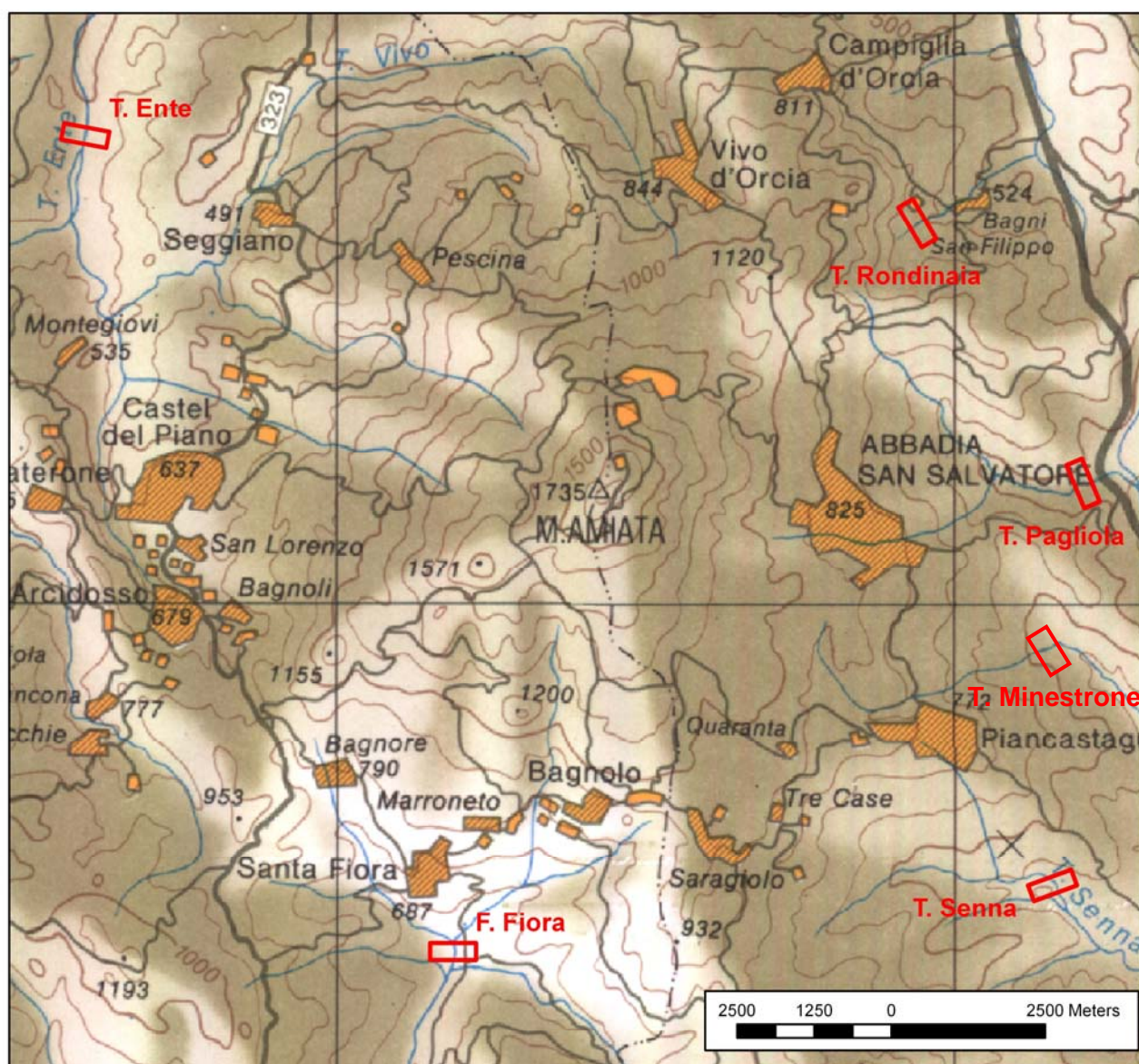


Figura 38: Ubicazione dei punti di misura dei corsi d'acqua (7 Settembre 2009).

Per avere il totale delle riemergenze, è stato chiesto ai gestori degli acquedotti amiatini il valore delle portate prelevate alle sorgenti e ai pozzi nello stesso giorno ed esportate. La **Tabella 11** riassume le portate misurate nei corsi d'acqua e le portate "esportate".

Tabella 11: Portate di base dei corsi d'acqua che escono dalle vulcaniti (misure del 7 Settembre 2009) e portate esportate dagli acquedotti amiatini.

CORSI D'ACQUA	L/s	Misure del 7 Settembre 2009
Fiora	86,38	
Pagliola	152,09	Comprende anche le gallerie minerarie di Abbadia
Ente	321,89	
Senna	1,00	
Rondinaia	2,00	
Totale Portata misurata	563,36	
Totale Portata di base	625,96	Si stima che il 10% del totale fiumi evapotraspiri
ACQUA DI SOTTOSUOLO ESPORTATA	L/s	destinazione
S.Fiora	620	Maremma
Arbure e Bugnano	70	Grosseto e comprensorio rurale di Arcidosso
Ermicciolo	150	Comprensorio Senese
Ente	45	
Burlana	40	
Fusaio e Canalette	10	
Pozzo Renai	12	
Seragio	8	Radicofani
Fonte del Dazio	5	Bassa Val d'Orcia
Vena Vecchia	80	Alto Viterbese (non meno di 80)
Bagno degli Ebrei	13	Val di Paglia (10-15)
Totale esportato	1053	
Totale in uscita dalla vulcaniti	1678,96	

Non avendo la portata di tutte le sorgenti nello stesso 7 settembre, non possiamo calcolare il contributo delle emergenze non misurabili rispetto alla portata complessiva delle sorgenti "riconosciute". Possiamo solo fare un confronto con le portate di settembre degli anni precedenti, tenendo conto che si tratta comunque di valori per la maggior parte calcolati e non effettivamente misurati.

Tabella 12: portate delle sorgenti nel mese di settembre negli ultimi 10 anni.

PERIODO	L/s
set-99	1517,34
set-00	1453,39
set-01	1619,59
set-02	1536,87
set-03	1513,15
set-04	1520,39
set-05	1561,66
set-06	1681,22
set-07	1462,41
set-08	1306,48
TOTALE MEDIO	1517,25

Dall'analisi delle due tabelle, si rileva che il deflusso sotterraneo del settembre 2009 è superiore di circa il 10% rispetto a quella media dei mesi di settembre dei dieci anni precedenti: 1679 L/s contro 1517 L/s. Questo è in accordo, come precedentemente detto, con il fatto che la portata delle sorgenti non fornisce il totale del deflusso di base ([Pranzini, 1992](#)).

Occorre considerare che il rapporto portata complessiva delle sorgenti / portata di base dei corsi d'acqua non è costante, ma aumenta man mano che le portate diminuiscono (e le emergenze idriche si concentrano nelle sorgenti maggiori) ([Pranzini, 1992](#)). Quindi, una misura eseguita in settembre dovrebbe fornire un rapporto più alto di quello medio annuo. In altri termini, le emergenze sorgentizie non misurate dovrebbero corrispondere, come valore medio annuo, a un valore maggiore di quello deducibile dal rapporto di settembre.

In conclusione, con i dati a disposizione possiamo solo concludere che la portata complessiva delle sorgenti, ottenuta al § 5.4.4, è approssimata per difetto, ma non di quanto.

5.5 Bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico

La **Tabella 13** riassume il bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico dell'Amiata.

Si noti che l'area delle vulcaniti qui considerate risulta maggiore di quella degli Autori che hanno redatto il bilancio in precedenza (**Tab. 10**), salvo quella di [Perrone \(1904\)](#). Questo dipende, probabilmente, dal fatto che abbiamo considerato area d'infiltrazione verso le vulcaniti anche parte del detrito che copre il contatto con le formazioni geologiche al contorno: infatti, essendo questo detrito piuttosto permeabile (data la natura litologica della roccia madre) l'acqua di pioggia arriva certamente ad infiltrarsi nelle vulcaniti.

Tabella 13: Bilancio idrogeologico dell'acquifero vulcanico del M. Amiata. La tabella A utilizza il valore di Er calcolato con il metodo di [Thornthwaite e Mather \(1957\)](#), la tabella B l'Er calcolata con la formula di [Turc \(1930\)](#).

A

Area mq	Periodo	anni	P mm	P Mmc	E mm	Th	(P - Er) mm	(P - Er) Mmc	Q sorgenti Mmc	Cie risultante	Rusc. Mmc	Sup.	R.S./P
85860316	1939-1956	18	1310,3	112,50	579,10		731,20	62,78	58,49	0,93	4,29		0,04
85860316	1957-1980	24	1322,1	113,52	583,21		738,89	63,44	59,79	0,94	3,65		0,03
85860316	1981-2008	28	1070,1	91,88	553,50		516,60	44,36	47,68	1,07	-3,32		-0,04
85860316	1939-2008	70	1218,3	104,60	570,27		648,03	55,64	56,61	0,99	1,03		0,01

B

Area mq	Periodo	anni	P mm	P Mmc	E Turc mm		(P - Er) mm	(P - Er) Mmc	Q sorgenti Mmc	Cie risultante	Rusc. Mmc	Sup.	R.S./P
85860316	1939-1956	18	1310,3	112,50	564,84		745,46	64,01	58,49	0,91	5,52		0,05
85860316	1957-1980	24	1322,1	113,52	559,53		762,57	65,47	59,79	0,91	5,68		0,05
85860316	1981-2008	28	1070,1	91,88	540,85		529,25	45,44	47,68	1,05	-2,24		-0,02
85860316	1939-2008	70	1218,3	104,60	553,42		664,84	57,08	56,61	0,97	0,09		0,02

Dai dati della prima tabella (con Er calcolata col metodo di [Thornthwaite e Mather](#)) si dovrebbe dedurre che, per il periodo 1939-2008, la portata complessiva delle sorgenti e dei pozzi corrisponde per intero alla risorsa idrica disponibile all'infiltrazione nelle vulcaniti. Infatti, il Cie dei primi due periodi risulta rispettivamente del 93% e del 94%, mentre quello del terzo sarebbe addirittura del 107%.

Se invece partiamo dall'evapotraspirazione calcolata con la formula di [Turc](#), i Cie risultano minori, ma per il periodo 1939-2008 avremmo comunque un deflusso sotterraneo pari al 97% della risorsa idrica disponibile all'infiltrazione.

Osserviamo che il secondo bilancio fornisce un valore del Cie quasi uguale a quello trovato da [Barazzuoli et al. \(1996\)](#), anche questo avendo calcolato Er con [Turc](#). Poco diversi, per altro, sono i dati delle portate complessive delle sorgenti.

E' evidente che i dati del bilancio contengono degli errori percentuali importanti: infatti, anche prendendo il secondo bilancio, il ruscellamento superficiale (cioè la differenza fra la risorsa idrica disponibile e l'infiltrazione) sarebbe solo il 2% delle precipitazioni. Questo appare impossibile se solo si osserva la portata dei corsi d'acqua che scendono dal Monte Amiata in occasione di precipitazioni importanti, che sono quelle che formano la maggior parte degli afflussi meteorici. Del resto, le vulcaniti hanno certamente una permeabilità alta, ma non vi trovano le doline e gli inghiottitoi di un ambiente carsico, che sono le sole forme capaci d'intercettare completamente il ruscellamento superficiale.

Dobbiamo quindi concludere che i dati in ingresso per la redazione del bilancio non sono giusti. Ci sono tre possibilità:

- 1) stima per eccesso dell'evapotraspirazione;
- 2) stima per difetto degli afflussi meteorici;
- 3) stima per eccesso della portata complessiva delle sorgenti.

In merito alle prime due ipotesi, la letteratura scientifica riporta le percentuali di errore nel calcolo dei termini del idrologico: un lavoro di sintesi del Watershed Science Center della Trent University, Peterborough, Ontario, Canada (www.trentu.ca/wsc) riporta le seguenti percentuali di errore:

- Afflussi: $\pm 10-12\%$
- Deflussi: $\pm 5\%$
- Evapotraspirazione: $\pm 15\%$

Le percentuali di errore più alte si riferiscono a bilanci redatti con pochi dati: non è il nostro caso. Inoltre, visto che il Cie da noi ottenuto non è molto diverso da quello trovato da altri ricercatori, si deve concludere che nei calcoli non sono stati fatti errori importanti, ma che i dati utilizzati non sono quelli giusti.

La terza delle tre ipotesi è certamente valida, considerato che le misure di portata riguardano poche sorgenti e con pochi dati e discontinui. D'altra parte, la valutazione da noi fatta si allinea, più o meno, a quella degli Autori precedenti. Anche utilizzando metodi statistici più raffinati non saremmo in grado di fornire una stima più valida del deflusso sotterraneo dalle vulcaniti dell'Amiata. Inoltre, il deflusso sotterraneo risulterebbe ancora maggiore se, invece di partire dalla portata delle sorgenti "ufficiali", potessimo computare anche le emergenze non misurabili e quelle occulte (cioè nell'alveo dei corsi d'acqua).

Pur ritenendo valida l'ipotesi di una stima per eccesso della portata delle sorgenti e dei pozzi, a nostro parere sono gli afflussi meteorici che comprendono l'errore maggiore, per i seguenti motivi:

1. Mancano stazioni pluviometriche nella parte alta del Monte Amiata. Abbiamo cercato di superare questo ostacolo ponendo delle stazioni fittizie, ma probabilmente non abbiamo fornito il corretto incremento di P con la quota;
2. Nel calcolo degli afflussi mancano quelli nevosi, e sappiamo che la neve fornisce un'infiltrazione nettamente maggiore rispetto alla pioggia, dato che la neve permane sul terreno molto più a lungo.

Nel § 1.1 è stato scritto che i dati sulle precipitazioni nevose sono pochi e disomogenei, quindi non permettono di calcolare il suo contributo all'infiltrazione.

Se consideriamo i dati di [Rappuoli \(2009\)](#) relativi all'altezza cumulata della neve nei 21 inverni dal 1986-1987 al 2005-2006, vediamo che l'altezza media, compresi 5 anni senza nevicate, è stata di circa 170 cm. Per trasformare la neve in acqua bisognerebbe conoscere la sua densità. Se prendiamo il valore medio della neve fresca, $0,15 \text{ g/cm}^3$, abbiamo 255 mm d'acqua. Possiamo stimare che almeno il 60% di questa neve fusa s'infiltri nel sottosuolo, portando un incremento di 153 mm all'acqua di pioggia.

Con questo incremento d'infiltrazione, il valore del Cie calcolato per il periodo 1939-1956 e con Er calcolata con [Turc \(Tab. 13B\)](#), passerebbe da 0,91 a 0,82; con il quale ci sarebbe posto per un ruscellamento superficiale di $13,14 \text{ Mm}^3/\text{a}$, che equivale ad un rapporto del 10% fra R. Sup. e P: valore, questo, più plausibile del 5% calcolato senza l'apporto della neve.

Questo, ripetiamo, se assumiamo anche per il primo periodo di bilancio l'apporto di neve medio dei 21 inverni dal 1986-1987 al 2005-2006. Ma, presso i climatologi e i residenti dell'Amiata, è opinione comune che "un tempo nevicava molto di più".

Mancando registrazioni dell'altezza della neve nei primi due periodi per i quali abbiamo redatto il *bilancio idrogeologico*, abbiamo cercato una conferma indiretta di questa maggiore

nevosità in passato, considerando le temperature invernali delle stazioni termometriche dell'Amiata (**Fig. 39**).

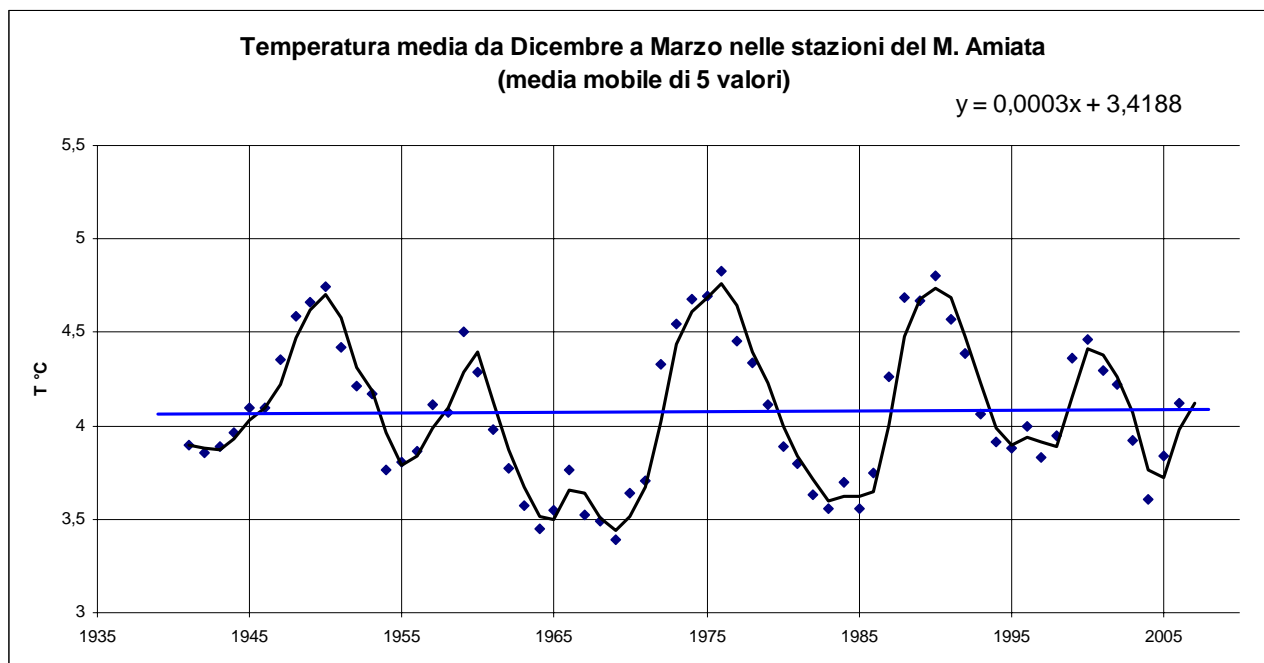


Figura 39: Andamento della temperatura nei mesi invernali (dicembre, gennaio, febbraio e marzo) nelle stazioni termometriche del Monte Amiata (Abbadia S. Salvatore, Amiata, Piancastagnaio e Santa Fiora).

L'incremento medio di T è molto basso, mentre si osservano dei cicli, con due periodi (1963-1970 e 1982-1986) con inverni più freddi. In sostanza l'andamento delle temperature non supporta l'ipotesi di una tendenza verso inverni più caldi e quindi con minori precipitazioni nevose; ma ovviamente la temperatura media non è il solo parametro in gioco.

E' interessante osservare che, nelle stesse stazioni termometriche, l'andamento delle temperature medie annue (**Fig. 37**) è simile a quello delle temperature invernali solo nella prima metà del periodo. Fra il 1970 e il 1995 gli andamenti sono completamente diversi ed anche opposti.

5.6 Confronto fra i bilanci dei tre periodi

La **Tabella 13** permette il confronto fra i valori medi dei tre periodi. Ma vediamo l'andamento negli anni della portata delle sorgenti e confrontiamola con la risorsa idrica disponibile ($P-E_r$). La **Figura 40** mostra l'andamento "lisciato" del deflusso sotterraneo calcolato (Portata delle sorgenti e dei pozzi).

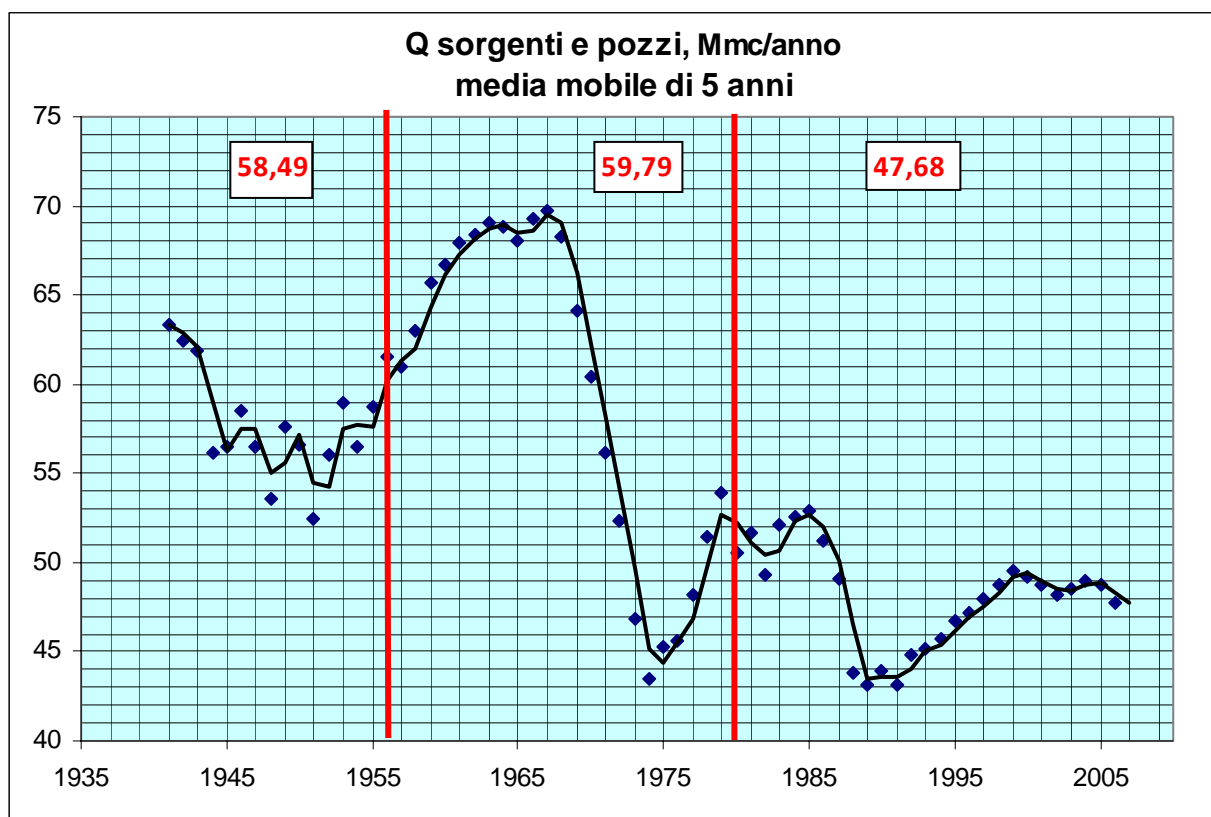


Figura 40: Deflusso sotterraneo, naturale e artificiale, dall'acquifero vulcanico.

Nell'andamento del deflusso sotterraneo appare molto particolare quello del secondo periodo, con un incremento fino al 1967 e una netta e costante decrescita fino al 1975. Inoltre, risulta "drammatica" la riduzione del valore medio del terzo periodo rispetto a quello dei primi due. Questo andamento è in accordo solo in parte con l'infiltrazione I, calcolata uguale al 90% della risorsa disponibile (P-Er) solo ai fini del confronto con il deflusso sotterraneo Q_s (**Fig. 41**).

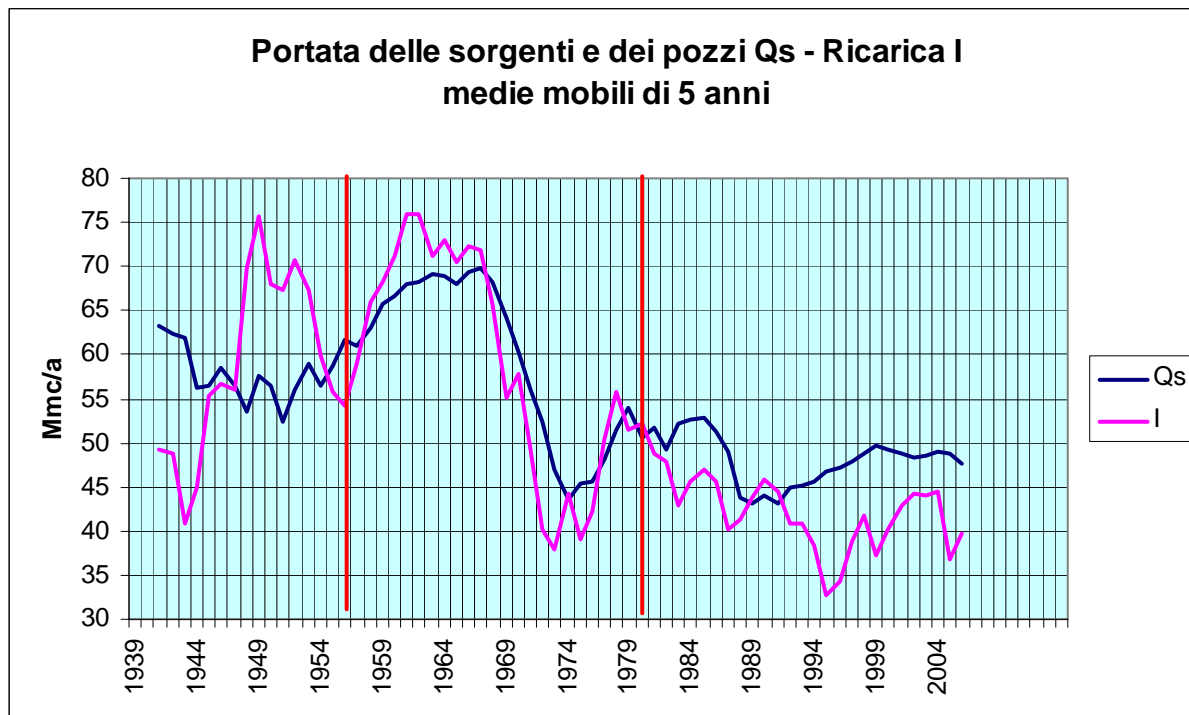


Figura 41: Confronto fra la ricarica annua (calcolata con la Er di Thornthwaite e Mather) e il deflusso sotterraneo.

Per interpretare correttamente l'andamento dei due parametri messi a confronto, occorre tenere conto della realizzazione delle gallerie di drenaggio per l'acquedotto del Fiora, che hanno alterato l'equilibrio idrogeologico e "consumato" una parte della riserva geologica.

Lo scavo delle prime due gallerie (Galleria Bassa e Galleria Alta) ebbe inizio nel 1940 ma, causa la guerra, fu terminato solo nel 1950. Prima del 1940, nella zona di Santa Fiora c'erano numerose sorgenti, con una portata complessiva media di 850 L/s, oscillante fra 750 e 950 L/s. La Galleria Bassa e la Galleria Alta (con due cunicoli a Ovest e Est che consentirono la captazione complessiva di 300-350 L/s) causarono l'essiccamento di alcune piccole sorgenti a monte, vicino al Fosso Carro.

Successivamente, fra il giugno 1959 e il maggio 1961, fu realizzata la Galleria Nuova, con portate drenate di circa 500 L/s. Infine furono realizzati sondaggi sub-orizzontali a raggiera, che consentirono di arrivare ad oltre 800 L/s. Questo causò il prosciugamento della Galleria Alta e diminuzioni di portata in tutte le altre scaturigini dello stesso bacino idrogeologico.

L'incremento di portata iniziale non si mantenne a lungo: lo studio di [Focacci et al. \(1993\)](#) segnala che da 830 L/s alla fine della captazione, la portata delle sorgenti del Fiora era già scesa a 580-600 L/s nel 1974.

Oggi, nell'area di Santa Fiora ci sono 4 punti di emergenza: Peschiera (l'unica che sgorga dentro Santa Fiora), Carolina (captata nel 1913, con una portata iniziale di 14 L/s), Galleria Bassa e Galleria Nuova.

La Galleria Nuova presenta un andamento pluriennale delle portate con alti e bassi regolari, a dimostrazione che rispetto alla Galleria Bassa non è influenzata da variazioni istantanee di afflussi ma piuttosto dal trend pluriennale.

Poco dopo la loro costruzione, le gallerie del Fiora davano, insieme alle sorgenti maggiori, in totale 1200-1300 L/s; adesso invece non superano gli 800 L/s.

Questa interpretazione è del tutto condivisibile, se si considera l'andamento della portata totale delle sorgenti dal 1950 al 1973 (**Fig. 41**): all'inizio la portata complessiva aumenta, nonostante che l'infiltrazione diminuisca; poi l'aumento della portata è sostenuta anche dall'aumento dell'infiltrazione; infine, dal 1967 al 1973 la portata diminuisce rapidamente.

L'incremento di portata e la successiva diminuzione sono da collegare con il drenaggio operato dalle gallerie sul sistema idrogeologico.

L'acquifero ha perso parte della sua riserva geologica e il livello di falda è sceso per adeguare il gradiente idraulico alla quota delle gallerie e alla permeabilità delle vulcaniti. Questo ha causato il prosciugamento delle sorgenti più in quota.

L'abbassamento del livello freatico sembra confermato dal confronto fra la piezometria ricostruita da [Calamai et al. \(1970\)](#) e quella ricostruita da [Manzella \(2006\)](#): il confronto mostra un forte abbassamento proprio in prossimità delle sorgenti del Fiora.

Pur ritenendo logico tale abbassamento della falda, tuttavia l'entità dell'abbassamento indicato da Manzella (fino a 500 m) appare eccessivo, e addirittura impossibile, secondo [Barazzuoli \(2008\)](#), se si tiene conto dello spessore dell'acquifero e della quota delle sorgenti ancora esistenti.

Per avere conferma dell'abbassamento della falda e della natura litologica del substrato delle vulcaniti, La Regione Toscana ha fatto eseguire un sondaggio geognostico profondo presso Poggio Rauzzolo, alla quota di 1086 m. Il livello freatico si situa (giugno 2010) alla profondità di 302 m da p.c. uguale alla quota di 784 m slm. In quel punto, dalla piezometria di [Calamai et al. \(1970\)](#) si deduce un livello freatico intorno a 980 m. Quindi, fra il 1970 ed oggi ci sarebbe stato, in quel punto, un abbassamento di 196 m. Dalle cartine di [Manzella \(2006\)](#) si deduce (con fatica, data la qualità della cartine tematiche, senza topografia) un livello freatico fra 650 e 700 m. Quindi l'abbassamento effettivo sarebbe di 196 m invece dei 280-330 m della Manzella.

Occorre però ricordare che la piezometria di [Calamai et al. \(1970\)](#) fu ricostruita non con misure di livello nei pozzi, ma tramite sondaggi elettrici e le quote delle sorgenti, comprese quelle (si presume) relative alle falde sospese.

Ancora mediante un metodo geofisico, la magnetotellurica, [Manzella \(2006\)](#) ha ricostruito la superficie freatica per mezzo di misure eseguite fra l'agosto 2003 e il marzo 2006.

Le difficoltà d'interpretazione di un sistema geologico complesso come quello dell'Amiata per mezzo di metodi geofisici possono giustificare la differenza fra la quota ipotizzata da Manzella e quelle riscontrata col piezometro. Uno degli aspetti più problematici è quello di distinguere la conducibilità elettrica della roccia asciutta da quella della roccia satura, considerato che le acque a composizione bicarbonatica delle vulcaniti hanno una salinità bassa, e quindi una bassa conducibilità elettrica, e che le rocce hanno probabilmente una porosità bassa e quindi un basso rapporto acqua roccia.

Nonostante queste obiezioni, un forte abbassamento della falda nella zona di Santa Fiora è plausibile come conseguenza del drenaggio delle gallerie e rende ragione della diminuzione delle portate fra il 1967 e il 1973.

Fra il 1973 e il 1987 le portate seguono abbastanza la ricarica, facendo ritenere che fosse stato raggiunto un nuovo equilibrio, essendo ormai completato l'esaurimento della riserva geologica compresa fra la superficie freatica prima dello scavo delle gallerie e quella conseguente al drenaggio di queste.

Ma dal 1987 l'andamento dei due parametri, Q_s e I , non sembra più concorde e, addirittura, la portata delle sorgenti negli ultimi anni diventa maggiore della ricarica. Tanto che, come si è

visto (**Tab. 13**), il coefficiente d'infiltrazione efficace per il periodo 1981-2008 risulta maggiore di uno.

Questo andamento è difficile da spiegare. Potremmo pensare che l'aumento del deflusso sotterraneo dal 1991 al 1995, in controtendenza con l'andamento della ricarica, corrisponda ancora alla riduzione della riserva geologica drenata dalle gallerie di Santa Fiora. Ma, se così fosse, nel diagramma di **Figura 41** avremmo la curva di Q_s tutta sopra quella di I dal 1967 ad oggi. Inoltre, i tempi medi di esaurimento calcolati da [Barazzuoli \(2008\)](#) per la sorgente Fiora (Galleria Nuova) e per la sorgente Ermicciolo (rispettivamente 2,7 anni e 7 mesi) fanno ritenere improbabile che dalla fine dello scavo dell'ultima galleria (1961) non sia stato ancora raggiunto il nuovo equilibrio. A meno che la dinamica dell'acquifero vulcanico non sia così complessa da liberare l'acqua della riserva geologica in tempi diversi, magari da bacini idrogeologici diversi.

Un'analisi più dettagliata dell'andamento delle portate delle singole sorgenti negli anni potrebbe chiarire questo aspetto. Inoltre, sulla base del Report geochimico-isotopico redatto dal gruppo di Ricerca di Geochimica per il presente progetto, potrebbero essere svolti ulteriori monitoraggi sugli isotopi al fine di monitorare alcuni siti di riferimento, scelti ad hoc, sia per il monitoraggio isotopico di $\delta^{18}O$ e di δ^2H sia per la determinazione dei tempi di residenza delle acque.

Resta comunque il fatto che la diminuzione della portata delle sorgenti nel terzo periodo, fra quelli da noi considerati, è ben giustificato dalla riduzione della ricarica. Inoltre, il deflusso sotterraneo sembra essere superiore alla ricarica.

5.7 Conclusioni

La redazione dei bilanci idrogeologici per i tre periodi nei quali è stato diviso l'intervallo temporale 1939-2008 permette le seguenti conclusioni:

1. Il rapporto fra la risorsa disponibile (P-Er) e il deflusso sotterraneo naturale (sorgenti) e artificiale (pozzi) conferma l'elevata permeabilità dell'acquifero vulcanico e l'importanza della risorsa idrica.
2. Il valore del Coefficiente d'infiltrazione efficace ottenuto per l'intero periodo [0,99 o 0,97, a seconda che si calcoli l'evapotraspirazione col metodo di [Thorntwaite e Mather \(1957\)](#) o con la formula di [Turc \(1954\)](#)] risulta condizionato dal surplus di deflusso causato dalla realizzazione delle gallerie dell'acquedotto del Fiora, che hanno portato ad una consistente riduzione della riserva idrica geologica.
3. Se consideriamo il periodo prima del 1956, quando ancora il deflusso sotterraneo non era influenzato dal drenaggio delle gallerie suddette, o lo era poco, il Cie risulta pari a 0,93 o a 0,91 (con i due diversi metodi di calcolo di Er). Anche tale valore appare eccessivo, dato che lascia spazio al ruscellamento superficiale (inteso come acqua di precipitazione che scorre sulla superficie senza infiltrarsi) solo per un valore del 4% o del 5% degli afflussi meteorici. Questo valore appare troppo basso per un'area non carsica e in contrasto con l'osservazione diretta delle portate dei torrenti che scendono dalla montagna in occasione degli eventi piovosi importanti.

4. Questo basso valore del Cie (per altro in linea con quello di altri ricercatori) trova probabilmente spiegazione nella sottostima degli afflussi meteorici, ed in particolare nel mancato computo delle precipitazioni nevose, dovuto all'assenza o insufficienza di dati nivometrici. Se assumiamo che l'altezza della neve negli inverni del primo periodo sia uguale a quella media dei 21 inverni dal 1986-1987 al 2005-2006, possiamo calcolare un incremento dell'infiltrazione che porta ad una riduzione del Cie a 0,82, lasciando spazio per un ruscellamento superficiale pari al 10% delle precipitazioni liquide. Il valore di 0,82 è stato assunto come coefficiente d'infiltrazione medio delle vulcaniti, ai fini dell'implementazione del modello matematico del sistema geotermico amiatino.
5. L'incertezza dei dati per il bilancio dipende dalla mancanza di dati rilevati e dalla discontinuità delle rilevazioni. L'importanza dell'acquifero amiatino giustifica l'incremento delle osservazioni e misure; in particolare si ritiene necessario:
 - a) installare delle stazioni termo-pluviometriche nella parte alta del Monte Amiata, attrezzandole per la rilevazione delle precipitazioni nevose;
 - b) eseguire un accurato censimento delle emergenze sorgentizie e dei pozzi nelle vulcaniti;
 - c) effettuare il monitoraggio delle portate delle sorgenti, con una cadenza idonea al calcolo della loro portata media.
6. Negli ultimi 30 anni c'è stata una forte riduzione della portata delle sorgenti. Ovviamente non si deve fare riferimento alle portate massime conseguenti allo scavo delle gallerie, ma a quelle precedenti la realizzazione delle gallerie stesse. La riduzione è comunque netta e trova piena giustificazione nella riduzione delle precipitazioni (in parte minore nell'aumento delle temperature). Anzi, la riduzione sembra inferiore alla riduzione dell'infiltrazione, o per conseguenza di un calcolo non corretto dei vari termini del bilancio (errore che però non risulta per il periodo precedente), o per effetto della dinamica del sistema idrogeologico non ancora assestatosi dopo la realizzazione delle gallerie drenanti dell'acquedotto del Fiora.
7. Il sondaggio realizzato nel 2010 presso Poggio Rauzzolo per conto della Regione Toscana ha dimostrato che l'abbassamento del livello freatico sarebbe di circa 196 m rispetto alla piezometri del 1970 (Calamai et al., 1970), ammessa la sua validità.
8. L'abbassamento della falda, soprattutto nella zona di Santa Fiora, è conseguente al drenaggio dell'acquifero da parte delle gallerie dell'acquedotto del Fiora, che ha portato a una considerevole riduzione della riserva geologica.
9. Il sondaggio geognostico di cui sopra, spinto fino a 545 m dal p.c., ha attraversato 15 m di argilliti sotto la base delle vulcaniti. Quindi, almeno nel punto del sondaggio, le vulcaniti non sono a diretto contatto con i calcari del primo serbatoio geotermico, o comunque con una formazione geologica abbastanza permeabile da consentire il deflusso dall'acquifero freatico al serbatoio geotermico.

Bibliografia

- Andrenelli C. (1992): *Le risorse idriche di sottosuolo dell'area compresa fra Massa Marittima e Chiusino*. Tesi di laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze. 205 pp.
- Barazzuoli P. et al., Università di Siena (2008): *Studio geostrutturale, idrogeologico e geochimico ambientale dell'area amiatina*. Rapporto inedito per La Regione Toscana. 380 pp.
- Barazzuoli P., Izzo S. Menicori P., Micheluccini M, Salleolini M. (1989): *A new practical aid to regional hydrogeologic planning : The runoff coefficient map*. Environmental Management, vol. 13, no. 5, pp. 613-622.
- Barazzuoli P., Salleolini M (1994): *Modelli di valutazione della risorsa idrica del M. Amiata (Toscana meridionale)*. Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Ed., Bologna, 171-185.
- Borgia A., Delcroix C., Brown K., Greco G., Moratti G., Vercellino A. (2006): *Rilievo geostrutturale preliminare dell'apparato vulcanico del Monte Amiata*. Convenzione fra Regione Toscana e EDRA, rapporto inedito, 46 pp.
- Calamai A., Cataldi R., Squarci P., Taffi L. (1970): *Geology, Geophysics and Hydrogeology of the Monte Amiata Geothermal Fields*. Geothermics, v. 1, 150 pp.
- Calore C., Celati R., D'Amore F., Noto P. (1982): *Geochemical evidence of natural recharge in Larderello and Castelnuovo areas*. Proc 8th Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, pp. 323-328.
- Calore (1978): *Distribuzione della temperatura al tetto del serbatoio geotermico di Larderello*. International Institute for Geothermal Research, Pisa. Unpublished report.
- Cazzante S. (1987): *Significato della distribuzione delle sorgenti e calcolo dell'infiltrazione in alcune formazioni geologiche della Toscana*. Tesi di laurea inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- Ceccarelli A., Celati R., Grassi S., Minissale A., Ridolfi A. (1985): *Interaction between vapor-dominated reservoirs and surrounding aquifers: the case of the Southern boundary of Larderello field*. Geothermal Resources Council, Transactions vol. 9 part I.
- Celati R., Noto P., Panichi C., Squarci P. Taffi L. (1973): *Interactions between the steam reservoir and the surrounding aquifers in the Larderello geothermal fields*. Geothermics, 2: 176-185.
- Celati R., Squarci P., Taffi L., Stefani G. (1975): *Analysis of water levels and reservoir pressure measurements in geothermal wells*. Proc. 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, pp. 1583-1590.

- Celati R., Cappetti G., Calore C., Grassi S., D'Amore F. (1991): *Water recharge in Larderello geothermal field*. Geothermics, 20, 3: 119-133.
- Celico P. (1988): *Prospezioni idrogeologiche*. Voll I e II, Liguori Editore, Napoli
- Celico P., Gaudenti E., Saraca G. (1988): *Lineamenti idrogeologici del bacino del Fiora (Toscana-klazio)*. Boll. Serv. Geol. Appl. Napoli, 12, 1-34.
- Comune di Monterotondo Marittimo (2007): *Studio idrogeologico delle sorgenti del territorio comunale (fase 1)*. Collaborazione scientifica di Salleolini M.
- D'Amore F., Celati R., Ferrara G., Panichi C. (1977): *Secondary changes in the chemical and isotopic composition of the geothermal fluids in Larderello field*. Geothermics, 5: 153-163.
- D'Amore F., Calore C., Celati R., Grassi S., Squarci P. (1981): *Indagine geochimica, idrogeologica e termica delle aree periferiche Nord ed Ovest del campo di Larderello*. Rapporto Energia geotermica prospettive aperte dalle ricerche del CNR.
- D'Amore F., Squarci P., Panichi c. (1980): *Hydrogeology and geochemistry of the thermal springs of South-West Tuscany*. Proc. 2nd Seminar of European Community on Geothermal Energy, Strasbourg, France, 315-329.
- Enel (2007): *Concessione di coltivazione "Chiusino". Centrale Geotermoelettrica "Chiusino 1". Studio d'impatto ambientale*. Documento interno.
- Enel (2008a): *Caratterizzazione idrogeologica delle concessioni Travale e Chiusdino*. Rapporto inedito, 20 pp.
- Enel (2008b): *Valutazione delle eventuali interazioni tra sistema geotermico di Larderello-Travale e bacini idrogeologici contigui*. Rapporto inedito, 19 pp.
- Focacci G.A., Madrucci W., Nenci D. (1993): *Studio e pianificazione delle risorse idriche nel territorio della Comunità Montana del Monte Amiata*. Comunità Montana del Monte Amiata.
- Grassi, S. (1981): *Valutazione indiretta della riserva idrica del suolo del bacino del Farma*. International Institute for Geothermal Reserch, Pisa. Unpublished report.
- Grassi S. (1982): *Bilancio idrogeologico del bacino del T. Milia per la valutazione della ricarica naturale dell'area meridionale del campo geotermico di Larderello*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat, Mem., serie A, 89.
- Kennessey B. (1930): *Lefolyasi tényezok és retenciok*. Vizugy, Koziemnyek.
- Leiva, I., Zurita, C. E. (1983): *Balance idrologico de la cuenca del rio Cornia a Frassine*. International School of Geothermics. Unpublished report.

- Manzella A. (2006): *Convenzione tra la Regione Toscana e l'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR per la realizzazione della campagna geofisica triennale tramite elettromagnetismo relativa all'acquifero dell'edificio vulcanico del Monte Amiata*. Regione Toscana, 56 pp..
- Paci R. (2010): *Bilancio idrogeologico dell'area di Larderello*. Tesi di laurea inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- Panichi C., Celati R., Noto P., Squarci P., Taffi L., Tongiorgi E. (1974): *Oxygen and hydrogen isotopic studies of larderello (Italy) geothermal system: Isotopic Techniques in Groundwater Hydrology*. II, Vienna, IAEA, 3-28.
- Petracco C., Squarci P. (1975): *Hydrological balance of Larderello geothermal region*. Proc. 2nd U.N. Symp. Development Use Geothermal Resources, San Francisco, 1, pp. 521-530.
- Pranzini G. (2004a): *Studio idrogeologico del Bacino Toscana Nord*. Relazione per l'Autorità di Bacino Toscana Nord, Regione Toscana, 225 pp..
- Pranzini G. (2004b): *Studio idrogeologico della fascia costiera livornese e del bacino del Fiume Cecina*. Relazione per l'Autorità di Bacino Toscana Costa, Regione Toscana, 174 pp.
- Pranzini G. (1992): *Distribuzione e portata delle sorgenti in alcune formazioni geologiche dell'Appennino Settentrionale*. Atti del Convegno "Ricerca e Protezione delle Risorse Idriche Sotterranee delle Aree Montuose". Brescia, 24 e 25 Ott. 1991, 3-36.
- Ramesh S.V. Teegavarapu, V. Chandramouli (2005): Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of Hydrology*, 312: 191 – 206.
- Ramesh S.V. Teegavarapu, Mohammad Tufail, Lindell Ormsbee (2009): Optimal functional forms for estimation of missing precipitation data. *Journal of Hydrology*, 374: 106 – 115.
- Rappuoli D. (1990): *L'acquifero del Monte Amiata: criteri di valutazione della risorsa idrica rinnovabile*. Tesi di laurea inedita, Dip. Di Scienze della Terra, Università di Siena, a.a. 1990-1991.
- Rappuoli D. (2009): *La fuoriuscita acque dalla "Galleria Italia" avvenuta il 12 febbraio 2009 . Relazione sui dati di monitoraggio acquisiti nel periodo febbraio – agosto 2009*. Relazione del Comune di Abbadia San Salvatore.
- Regione Toscana (1983): *Inquadramento idrografico delle risorse idriche nelle zone collinari e montane della Regione Toscana*. A cura delle Comunità Montane.
- Regione Toscana, 2004: *Carta Geologica della Toscana a scala 1:250.000*. 32° Congresso Geologico Internazionale (Firenze, Agosto 2004).

- Tardi A., Vittorini S. (1977): *Il calcolo del coefficiente di deflusso su basi fisiografiche*. Boll. Soc. Ing., 4: 5-14, Firenze.
- Thornthwaite C.W, Mater J.R. (1957): *Instruction and Tables for computing potential evapotranspiration and water balance*. Public. Climatology, 10, 185-311.
- Truesdell A. H., White D. E. (1973): *Production of superheated steam from vapour-dominanted geothermal reservoir*. Geothermics, 2,: 154-173.
- Turc L. (1954) : *Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement*. La Houille blanche, 3 journées de l'hydraulique de la Société Hydrotechnique de France, Paris, 36-44.
- UNCEM, Unione Nazionale Comunità Enti Montani (2010): *Censimento delle sorgenti della Toscana*. Dati non ancora pubblicati.
- White D. E., Muffler L. J. P., Truesdell A. H. (1971): *Vapor-dominanted hydrothermal systems compared with hot-water systems*. Econ. Geol., 66:75-97.
- www.cfr.toscana.it. *Censimento delle sorgenti della Toscana, 2009*.
- <http://www.arsia.it>
- <http://www.idropisa.it>
- <http://www.cfr.toscana.it>
- <http://www.regione.toscana.it>
- (www.trentu.ca/wsc)

Appendice

Tabella A: portate medie mensili del totale delle sorgenti per il periodo complessivo, dal 1939 – 2008.

SORGENTI												
	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
1937	2146.5	1921.0	1804.4	1822.2	2075.3	2158.3	2186.0	2146.5	2063.4	2016.0	1910.2	1869.6
1938	1869.6	2112.8	2164.3	2124.7	2077.3	2026.8	2034.7	0.0	1916.1	1864.7	1790.5	1765.8
1939	1730.2	1730.2	1740.1	1750.0	1769.8	1886.9	2026.8	2105.9	2115.8	2143.5	2055.6	1967.5
1940	1977.4	1977.4	1997.2	2036.7	2064.9	2016.9	2007.1	1947.7	1909.1	1839.0	1819.2	1819.2
1941	1829.1	1878.5	2343.2	2610.2	2966.1	3084.7	3005.6	2798.0	2629.9	2461.9	2274.0	2135.6
1942	2016.9	1908.2	1848.9	1799.4	1839.0	1898.3	1829.1	1918.1	1868.6	1809.3	1779.7	1700.6
1943	1782.9	1782.9	1788.6	1811.4	1834.1	1856.9	1885.3	1862.6	1834.1	1805.7	1788.6	1765.8
1944	1611.6	1572.0	1562.1	1552.3	1562.1	1572.0	2107.9	2093.1	2018.9	1978.4	1893.4	1832.1
1945	1857.8	1869.6	1819.2	1868.6	1878.5	1908.2	1928.0	1937.8	1908.2	1848.9	1769.8	1710.4
1946	1661.0	1621.5	1621.5	1621.5	1621.5	1591.8	1591.8	1591.8	1591.8	1581.9	1542.4	1542.4
1947	1542.4	1552.3	1572.0	1858.8	2115.8	2224.6	2234.5	2165.2	2036.7	1918.1	1809.3	1750.0
1948	1759.9	1987.3	2244.3	2392.6	2422.3	2422.3	2145.5	2254.2	2175.1	2046.6	1987.3	1937.8
1949	1809.3	1720.3	1661.0	1552.3	1512.7	1463.3	1403.9	1354.5	1315.0	1265.5	1235.9	1235.9
1950	1226.6	1236.2	1245.9	1284.5	1342.5	1419.8	1477.7	1506.7	1503.9	1526.4	1497.0	1439.1
1951	1695.5	1858.7	2106.7	2384.3	2507.2	2519.8	2513.4	2368.8	2282.0	2252.8	2159.3	2071.5
1952	1980.3	1883.3	1835.3	1799.3	1773.2	1719.0	1674.9	1642.3	1604.7	1573.4	1489.4	1455.7
1953	1442.7	1441.3	1432.7	1431.7	1466.8	1486.9	1527.8	1518.2	1520.2	1518.2	1508.6	1487.0
1954	1479.8	1470.1	1489.4	1547.0	1895.9	1992.4	2040.7	2087.4	2063.2	2031.0	1990.8	1926.4
1955	1894.1	1854.0	1821.8	1837.9	1854.0	1865.7	1888.0	1900.4	1883.4	1806.3	1761.9	1717.5
1956	1700.6	1693.3	1693.3	1712.0	1762.6	1865.8	2045.7	2001.3	1967.9	1923.4	1867.9	1823.4
1957	1976.6	1927.5	1927.5	1964.4	2075.1	2160.8	2173.1	2173.1	2148.5	2057.1	2013.5	1976.6
1958	1913.1	1890.7	1841.0	1866.1	1900.6	1966.4	2035.2	2000.8	2014.2	1990.6	1914.2	1866.1
1959	1869.6	1886.0	1853.9	1843.0	1906.4	1927.5	1927.5	1927.5	1942.1	1928.9	1958.3	2062.6
1960	1905.5	1760.2	2250.9	3145.3	2443.8	2471.3	2358.7	2188.4	2038.6	1913.8	1772.3	1672.5
1961	2151.5	2546.9	2812.6	2350.0	2346.6	2295.2	2250.7	2188.3	2101.9	2008.8	1981.6	2005.9
1962	2152.1	2181.5	2198.8	2194.6	2332.6	2289.2	2309.2	2256.8	2234.9	2142.3	2070.3	2072.3
1963	2033.8	2075.2	2129.7	2210.7	2212.0	2256.1	2289.2	2233.8	2077.6	2030.5	2045.2	2019.0
1964	2032.3	1943.9	1952.4	1928.0	2026.4	2008.2	2026.0	1948.4	1969.7	1973.7	1940.9	2044.7
1965	2060.9	2237.2	2340.1	2347.8	2361.9	2428.2	2337.4	2381.0	2270.7	2208.2	2175.5	2125.8

1966	2150.3	2181.0	2242.6	2316.0	2325.8	2328.3	2290.6	2234.0	2177.0	2139.1	2119.1	2120.1
1967	2116.8	2137.3	2149.8	2137.4	2178.9	2199.9	2220.4	2179.9	2000.5	1930.6	1833.9	1819.3
1968	2151.6	2272.9	2227.0	2340.5	2390.1	2468.0	2480.2	2462.7	2379.4	2330.9	2235.5	2165.1
1969	1565.9	1599.9	1665.6	1951.2	2215.4	2367.7	2408.2	2363.9	2296.0	2197.9	2126.9	2012.3
1970	1925.5	1943.5	1994.1	1974.8	2029.0	2075.8	2191.4	2193.5	2114.6	2105.5	2022.1	1876.4
1971	1740.5	1713.4	1672.8	1630.8	1499.3	1501.5	1522.0	1527.8	1507.8	1490.1	1452.1	1393.2
1972	1344.3	1286.9	1306.1	1367.1	1395.8	1508.2	1613.4	1646.9	1635.0	1606.3	1565.6	1550.0
1973	1521.3	1554.8	1577.6	1620.6	1670.8	1698.4	1792.8	1788.1	1733.0	1672.0	1597.9	1529.7
1974	1484.1	1414.3	1360.9	1364.1	1375.0	1478.6	1552.8	1594.2	1571.3	1532.1	1510.7	1443.7
1975	1309.6	1222.3	1148.2	1157.8	1172.1	1203.2	1203.2	1156.6	1148.2	1126.7	1065.7	1016.6
1976	983.1	977.2	934.1	898.2	926.9	981.9	1060.9	1081.2	1088.4	1083.6	1070.4	1094.4
1977	1222.3	1485.5	1765.3	1961.5	2063.1	2072.7	2038.0	1967.5	1783.3	1719.9	1669.7	1520.1
1978	1400.5	1373.0	1475.9	1646.9	1728.3	1905.3	1949.5	1949.5	1949.5	1765.3	1685.2	1545.3
1979	1475.9	1456.8	1504.6	1681.6	1917.2	2267.7	2327.5	2274.8	2106.2	2006.9	1798.8	1710.3
1980	1642.1	1588.3	1589.5	1630.2	1652.9	1672.0	1766.5	1801.2	1778.5	1735.4	1658.9	1609.8
1981	1515.2	1501.9	1509.5	1515.2	1503.8	1503.8	1487.9	1429.7	1354.4	1267.8	1170.9	1105.9
1982	1298.4	1278.7	1274.3	1229.1	1221.8	1235.1	1273.3	1251.7	1222.2	1188.1	1196.0	1155.2
1983	1216.2	1410.2	1497.2	1722.3	2001.7	2186.6	2211.0	2259.4	2143.9	2051.5	1981.1	1837.4
1984	1673.8	1514.5	1233.2	1248.3	1337.0	1516.0	1682.9	1658.8	1705.5	1657.3	1616.7	1015.0
1985	1616.7	1722.0	2012.3	2125.1	2289.0	2415.3	2430.4	2347.6	2216.8	2140.1	2040.8	1891.7
1986	1646.8	1465.7	1308.3	1231.9	1286.1	1492.6	1646.4	1674.0	1565.9	1497.8	1428.1	1240.0
1987	1168.3	1271.1	1243.1	1250.6	1278.2	1298.9	1302.9	1301.0	1291.7	1283.4	1268.2	1248.6
1988	1304.3	1363.9	1352.0	1357.4	1506.3	1706.9	1719.6	1810.6	1809.6	1830.7	1649.7	1641.3
1989	1539.0	1376.2	1306.9	1230.2	1169.0	1153.4	1057.5	996.0	976.5	929.2	944.1	1054.5
1990	1354.5	1317.1	1283.8	1279.4	1267.5	1281.1	1264.4	1232.8	1213.3	1208.6	1227.3	1235.5
1991	1257.6	1281.6	1299.5	1332.9	1355.1	1376.7	1390.6	1390.4	1366.3	1340.6	1322.2	1324.7
1992	1344.0	1351.9	1348.5	1360.0	1384.6	1397.0	1403.5	1425.2	1399.5	1387.2	1370.6	1378.1
1993	1388.2	1388.1	1436.0	1473.2	1505.5	1529.1	1539.9	1537.2	1466.1	1425.8	1394.0	1369.5
1994	1360.3	1372.9	1395.1	1400.6	1438.1	1455.9	1473.2	1459.3	1434.5	1395.9	1303.9	1303.9
1995	1315.7	1339.8	1362.9	1375.6	1384.4	1362.2	1336.5	1329.8	1305.8	1285.3	1256.9	1244.6
1996	1289.6	1330.9	1362.4	1396.2	1429.8	1460.1	1471.7	1485.7	1461.7	1457.3	1452.2	1455.4
1997	1485.4	1506.0	1527.1	1550.4	1588.5	1597.4	1603.1	1574.7	1538.7	1515.6	1537.7	1504.8
1998	1510.4	1512.7	1496.7	1539.9	1579.3	1593.0	1601.9	1588.4	1530.1	1509.5	1469.8	1488.8
1999	1495.3	1532.0	1521.5	1523.0	1550.6	1565.2	1562.8	1538.8	1471.3	1483.1	1522.2	1504.1

2000	1519.3	1516.1	1506.2	1483.7	1468.5	1458.9	1457.3	1462.6	1407.6	1402.1	1412.8	1426.8
2001	1443.1	1471.4	1506.8	1538.0	1580.7	1650.8	1638.6	1605.0	1574.9	1582.3	1550.1	1522.9
2002	1503.4	1508.4	1497.4	1482.1	1496.3	1526.5	1515.2	1505.9	1492.4	1479.8	1475.0	1434.3
2003	1455.1	1458.0	1476.1	1477.7	1493.8	1494.6	1494.0	1490.0	1470.3	1462.9	1422.1	1385.5
2004	1369.0	1370.3	1384.8	1398.2	1473.6	1472.4	1493.3	1488.0	1478.4	1452.6	1459.4	1463.7
2005	1471.1	1477.4	1486.7	1482.3	1507.8	1535.2	1538.9	1521.4	1520.3	1490.4	1507.5	1544.6
2006	1548.5	1572.4	1603.4	1618.8	1646.9	1661.5	1674.6	1663.8	1643.2	1633.7	1627.1	1587.3
2007	1567.1	1546.3	1515.9	1483.4	1486.1	1482.0	1485.1	1461.3	1408.5	1383.1	1368.6	1359.9
2008	1355.5	1355.1	1325.6	1311.4	1306.6	1296.9	1303.6	1279.5	1253.3	1240.4	1245.3	1268.5

Tabella B: portate medie mensili del totale dei pozzi per il periodo complessivo, dal 1939 – 2008.

POZZI												
	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
1937	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1938	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1939	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1940	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1941	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1942	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1943	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1944	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1945	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1946	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1947	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1948	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1949	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1950	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1951	10.1	12.2	15.3	19.0	20.4	20.8	20.2	19.3	18.0	17.2	16.1	15.0
1952	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0
1953	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0
1954	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0
1955	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0
1956	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0
1957	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0	19.0
1958	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1959	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1960	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1961	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1962	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1963	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1964	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0
1965	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0
1966	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0
1967	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0

Progetto MAC-GEO

1968	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0
1969	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0
1970	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0
1971	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0
1972	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0
1973	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0
1974	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0
1975	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0
1976	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
1977	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
1978	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
1979	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
1980	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
1981	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
1982	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0
1983	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0	24.0
1984	37.8	44.0	49.0	40.5	47.0	40.0	32.3	40.5	33.8	39.0	41.0	41.0
1985	39.0	32.5	39.0	39.0	39.0	39.0	39.0	39.0	39.0	39.0	30.5	39.3
1986	50.3	41.0	41.0	41.0	40.0	38.5	35.5	44.0	48.0	51.5	41.0	41.0
1987	47.2	48.4	48.4	48.4	48.4	48.4	48.4	48.4	48.4	48.4	48.4	48.4
1988	48.4	48.4	48.4	46.0	36.6	46.2	46.2	46.2	46.2	35.0	35.0	46.0
1989	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0
1990	55.9	55.9	55.9	55.9	55.9	55.9	55.9	55.9	55.9	55.9	55.9	55.9
1991	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2
1992	54.7	54.7	54.7	54.7	54.7	54.7	54.7	54.7	54.7	54.7	54.7	54.7
1993	54.0	54.0	54.0	54.0	54.0	54.0	54.0	54.0	54.0	54.0	54.0	54.0
1994	53.5	53.5	53.5	53.5	53.5	53.5	53.5	53.5	53.5	53.5	53.5	53.5
1995	52.0	52.0	52.0	52.0	52.0	52.0	52.0	52.0	52.0	52.0	52.0	52.0
1996	51.3	51.3	51.3	51.3	51.3	51.3	51.3	51.3	51.3	51.3	51.3	51.3
1997	50.8	50.8	50.8	50.8	50.8	50.8	50.8	50.8	50.8	50.8	50.8	50.8
1998	50.3	50.3	50.3	50.3	50.3	50.3	50.3	50.3	50.3	50.3	50.3	50.3
1999	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6
2000	48.1	48.1	48.1	48.1	48.1	48.1	48.1	48.1	48.1	48.1	48.1	48.1
2001	47.6	47.6	47.6	47.6	47.6	47.6	47.6	47.6	47.6	47.6	47.6	47.6

Progetto MAC-GEO

2002	46.9	46.9	46.9	46.9	46.9	46.9	46.9	46.9	46.9	46.9	46.9	46.9
2003	45.4	45.4	45.4	45.4	45.4	45.4	45.4	45.4	45.4	45.4	45.4	45.4
2004	44.9	44.9	44.9	44.9	44.9	44.9	44.9	44.9	44.9	44.9	44.9	44.9
2005	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4
2006	44.6	43.8	44.4	41.3	44.3	45.1	47.5	46.2	41.6	44.3	43.5	46.7
2007	45.7	47.1	45.4	48.0	50.3	54.9	59.6	59.4	56.1	55.2	53.4	53.9
2008	52.6	53.0	52.6	52.2	54.1	54.6	58.4	59.7	55.0	54.6	54.7	54.2

Tabella C: portate di sorgenti e pozzi misurate nelle campagne effettuate nel 2009.

NOME	COMUNE	TIPO	PROV	QUOTA	GB_E	GB_N	DATA	CAPTAZIONE	Q (l/s)	LIV. FREATICO
a sinistra di Anna	Abbadia San Salvatore				1717165	4751371	30/01/2009		1.18	
Acqua Gialla	Abbadia S.Salvatore	POZ	SI	990	1716418	4751209	5/02/2009	Sì	15.76	41.52
Acqua Gialla 1	Castiglion d'Orcia	SOR	SI	1059	1714530	4754962	13/02/2009	NO	0.55	
Acqua Gialla 2	Castiglion d'Orcia	SOR	SI	1059	1714378	4754740	13/02/2009		0	
Acqua Gialla 3	Castiglion d'Orcia	SOR	SI	1056	1714360	4754725	13/02/2009	NO	0.31	
Acquabona	Arcidosso	SOR	GR	735	1708768	4749791	4/02/2009	NO	0.01	
Acquacalda? I Troghi?	Piancastagnaio	SOR	SI	854	1717630	4747727	12/02/2009		< 0,1	
Acquacalda? I Troghi? I Trghi 2 ?	Piancastagnaio	SOR	SI	855	1717603	4747789	12/02/2009		< 0,1	
Acquapassante Bagni	Castiglione d'Orcia	SOR	SI	488	1720203	4756624	29/01/2009	NO	0.11	
Acquapassante solfurea	Abbadia S.Salvatore	SOR	SI	1066	1716542	4752544	29/01/2009	NO	0.46	
Amiata Marmi (Bollere)	Castiglione d'Orcia	SOR	SI	598	1719890	4756256	29/01/2009	NO	0.17	
Anna	Abbadia S.Salvatore	SOR	SI	925	1717173	4751393	30/01/2009	NO	5.00	
Arbure	Castel del Piano	SOR	GR	750	1711183	4753084	11/02/2009	Sì	70.00	
Bagno degli Ebrei	Piancastagnaio	SOR	SI	734	1719873	4748040	4/02/2009	NO	0.09	
Bagnoli Inf.	Arcidosso	SOR	GR	680	1708319	4749612	4/02/2009	NO	0.55	
Bagnoli Sup.	Arcidosso	SOR	GR	685	1708331	4749624	4/02/2009	NO	1.36	
Bagnore Fonte	S. Fiora	SOR	GR	770	1709666	4746969	19/02/2009	NO	0.18	
Belvedere (Campo le Capanne)	Castiglione d'Orcia	SOR	SI	784	1715950	4758424	29/01/2009	NO	0.68	
Buca del Convento	S. Fiora	SOR	GR	773	1713609	4746194	19/02/2009	NO	0.22	
Buca di Rocco	Piancastagnaio	SOR	SI	850	1716932	4746545	4/02/2009	NO	0.32	
Buca Volpe	Castiglion d'Orcia	SOR	SI	904	1715787	4756304	12/02/2009	NO	1.70	
Campo la Villa	Castiglione d'Orcia	SOR	SI	611	1719616	4756820	29/01/2009	NO	0.66	
Campogrande polla	Castel del Piano	SOR	GR	620	1707536	4751593	20/03/2009	NO	0.22	
Campogrande torrente	Castel del Piano	SOR	GR	620	1707545	4751537	20/03/2009	NO	0.50	
Capo Vetra	Seggiano	SOR	GR	1081	1713466	4754642	13/02/2009	NO	1.00	
Case Pecorino	Arcidosso	SOR	GR	783	1707246	4748593	19/03/2009	NO	0.45	
Case Salustri	Arcidosso	SOR	GR	720	1705881	4748586	19/03/2009	NO	0.25	
Ermicciolo	Castiglione d'Orcia	SOR	SI	990	1715745	4755729	5/02/2009	Sì	105.00	
F. Monache	Castel del Piano	SOR	GR	501	1706582	4752462	20/03/2009	NO	1.40	

Progetto MAC-GEO

F. Perdecapra	Seggiano	SOR	GR	1331	1713489	4752787	19/03/2009	NO	0.07	
Fontana I Pozzoni	Castel del Piano	SOR	GR	611	1707257	4751996	4/03/2009	NO	0.16	
Fontanile Roccalbegna	Roccalbegna	SOR	GR	515	1705184	4740208	4/03/2009	NO	0.18	
Fonte Mulini	Piancastagnaio	SOR	SI	691	1719744	4747219	4/02/2009	NO	1.36	
Fonte dell'Amore	S. Fiora	SOR	GR	733	1711723	4745919	5/02/2009	NO	1.36	
Fonte delle Monache	S. Fiora	SOR	GR	1200	1713739	4749450	19/03/2009	NO	0.16	
Fonte Dell'Oro	Castiglion d'Orcia	SOR	SI	1059	1714700	4754071	13/02/2009	NO	0.80	
Fonte di Borgo	Piancastagnaio	SOR	SI	731	1720171	4747699	4/02/2009	NO	0.24	
Fonte Magria	Abbadia San Salvatore	SOR	SI	990	1716840	4752741	30/01/2009	NO	8.02	
Fonte Spilli	S. Fiora	SOR	GR	820	1713206	4746549	5/02/2009	NO	0.22	
Fosso Arciprete	Castel del Piano	SOR	GR	510	1706678	4752385	20/03/2009	NO	6.00	
Fosso Bianco 1	Castiglione d'Orcia	SOR	SI	523	1720562	4756323	29/01/2009	NO	0.43	
Fosso Canali K2	Abbadia San Salvatore	SOR	SI	818	1718185	4750596	12/02/2009	NO	2.64	
Galleria Bassa	S. Fiora	SOR	GR	634	1711090	4745237	11/02/2009	Sì	110.00	
Gruppo Onazio (1+2)	Arcidosso	SOR	GR	766	1706357	4747385	19/03/2009	NO	2.85	
Gruppo Vaccarecce ?	Piancastagnaio	SOR	SI	850	1717580	4747679	12/02/2009		< 0,1	
Il Fontanile (Fonte del Ponte Lungo)	S. Fiora	SOR	GR	907	1715278	4746556	4/02/2009	NO	0.10	
La Macchie	Arcidosso	SOR	GR	760	1705802	4747754	19/03/2009	NO	0.14	
Lama	Seggiano	SOR	GR	552	1709004	4754165	20/03/2009	NO	1.04	
Mammellone (miniera)	Castiglion d'Orcia	SOR	SI	657	1719496	4755736	29/01/2009		2	
Pastore/Pastora	Abbadia San Salvatore	SOR	SI	863	1717923	4750590	12/02/2009	NO	4.40	
Pino di Sotto	Arcidosso	SOR	GR	650	1707564	4750496	19/03/2009	NO	3.67	
Piscinello	S. Fiora	SOR	GR	1189	1713100	4749751	19/03/2009	NO	0.13	
Risola	Castiglion d'Orcia	SOR	SI	1082	1717277	4755432	12/02/2009	NO	0.32	
Sambucaia + Podernuovo	Castel del Piano	SOR	GR	520	1706873	4752450	20/03/2009	NO	0.20	
Sambuchino (Sambuco?)	Seggiano	SOR	GR	1089	1713945	4754619	13/02/2009	NO	< 0.64	
Saragiolo	Piancastagnaio	SOR	SI	934	1716125	4745845	30/01/2009	NO	0.54	
Torrente (Buca di Rocco ?)	Piancastagnaio	SOR	SI	768	1717155	4746710	12/02/2009		6.66	
Torricella di Sopra (Poderino)	Arcidosso	SOR	GR	834	1706883	4748386	19/03/2009	NO	0.22	
Torricella di Sotto	Arcidosso	SOR	GR	817	1707027	4748356	19/03/2009	NO	0.09	
Triaco	Arcidosso	SOR	GR	634	1707620	4750347	12/02/2009	NO	3.27	

Progetto MAC-GEO

Vaccarecce	Piancastagnaio	SOR	SI	779	1717349	4746772	12/02/2009	NO	0.10	
Vivaio Forestale 1	Castiglione d'Orcia	SOR	SI	975	1714803	4755356	13/02/2009	NO	3.10	
Zancona	Arcidosso	SOR	GR	704	1706069	4748055	4/03/2009	NO	1.50	

Nota: i punti interrogativi si riferiscono all'incertezza dell'ubicazione e/o del nome di alcune sorgenti.